

# Der Süßwasseropal der Csatherberge im Burgenlande

## Zur Geologie, Paläobotanik und Geochemie seltener Quellabsätze

Von Dr. Friedrich Kümel †, Wien

Mit 4 Kunstdrucktafeln (Tafel I—IV), 2 Tafeln V und VI und 1 Textabbildung

### Inhalt:

Zusammenfassung .....	1
I. Geologischer Abschnitt.	
1. Opalfels in der Eisenberggruppe .....	2
2. Opalfels als Gestein .....	6
3. Tierische Versteinerungen im Opalfels .....	8
4. Pflanzliche Versteinerungen im Opalfels .....	8
5. Die Landschaft im Pliozän .....	13
6. Herkunft der Kieselsäure .....	16
7. Der Bau der Eisenberggruppe und ihre Stellung im steirischen Becken ...	18
8. Eine Quelle als Ursache der Opalbildung .....	29
II. Petrographisch-paläobotanischer Abschnitt.	
9. Der Opalfels unter dem Mikroskop .....	33
10. Mikroskopische Beschreibung .....	36
10 a. Verkieselter Moostorf .....	36
10 b. Verkieselter Blätter-Moostorf .....	39
10 c. Verkieselte Gyttja .....	42
10 d. Kiesel-Eisen-Gel .....	43
11. Versteinte Hölzer .....	45
11 a. <i>Lillia viticulosa</i> Unger .....	45
11 b. <i>Ulmium</i> sp. ....	52
11 c. <i>Quercinium heliotoxyloides</i> Felix .....	56
12. Einkieselung, Durchkieselung, Verkieselung .....	60
13. Versteinung der Hölzer (Zusammenfassung) .....	61
14. Ein verkieselter Stoßzahn .....	62
15. Literatur .....	63
Nachwort .....	68

### Zusammenfassung

Das Kieselgestein der Csatherberge im südlichen Burgenland ist ein Opalfels jungpannonischen Alters.

Es ist eine Bildung der Seeküste; sein Stoff wurde von einer längst versiegten Quelle aus dem paläozoischen Serpentin des Untergrundes gelöst und an der Oberfläche abgesetzt.

Diese Quelle war vermutlich ein bikarbonathaltiger Sauerling, dessen Kohlensäuregehalt an der Oberfläche entwich, wobei die Reaktion von sauer in alkalisch umschlug.

## 1. Opalfels in der Eisenberg-Gruppe

(Tafel V)

Die vom Wechsel-Gebirge kommende Pinka durchfließt das Burgenland in breitem Tale, in dem die Städtchen Pinkafeld und Oberwart liegen. Bevor sie jedoch österreichisches Gebiet verläßt, durchbricht sie in einem engen, gewundenen Talstück eine Berggruppe, welche nach ihrer höchsten Kuppe (415 m) als Eisenberg-Gruppe bezeichnet wird.

Diese Berge ragen inselartig aus der tertiärerfüllten Niederung empor. Sie sind nichts anderes als ein von Brüchen ausgeformter Horst, dessen Entstehungsgeschichte bisher kaum bekannt war. Das Pinkatal aber, welches diesen Horst durchquert, ist geradezu als Muster eines von oben her eingesenkten, epigenetischen Tales anzusehen.

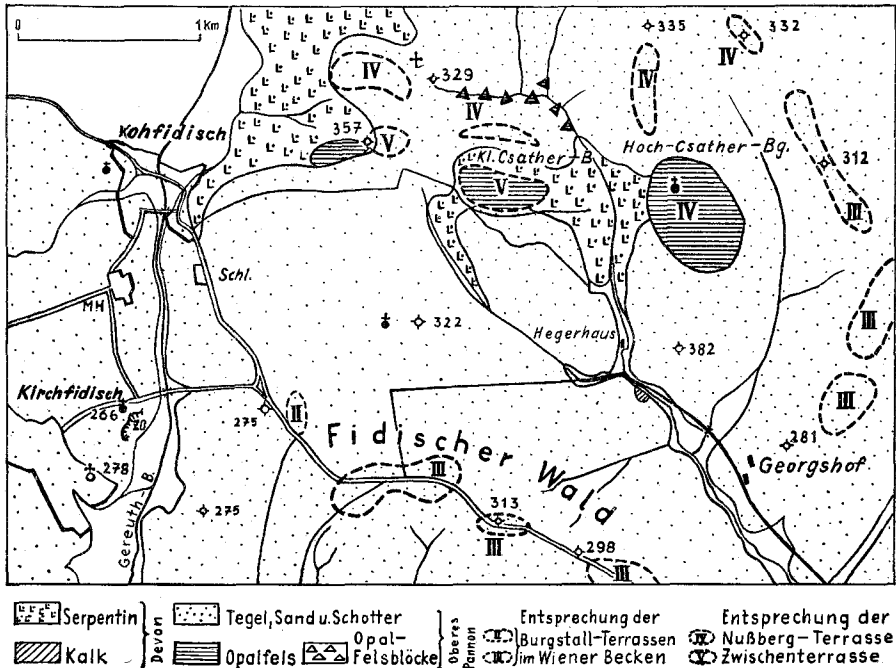
Die Eisenberg-Gruppe besteht aus altzeitlichen (silurischen, devonischen und karbonischen) Gesteinen. Die ersten — und bislang die einzigen — Fossilfunde wurden von Hoffmann anlässlich seiner Kartierung gemacht und von Toulas 1878 beschrieben; aber erst 1925 wurden diese Berge von Benda eingehender kartiert, schichtenmäßig geordnet und beschrieben.

Bei dieser Kartierung wurde auch der Opalfels (Opalit) der Csatherberge kartenmäßig dargestellt, welcher dem altzeitlichen Sockel in geringer Menge aufgelagert ist. Dieses auffällige Gestein fällt so sehr aus dem Rahmen der am Alpenostrand vorkommenden jüngeren Ablagerungen, daß seine Entstehung trotz des Erklärungsversuches von Benda wenig verständlich war. Die Untersuchung des pflanzlichen Versteinerungsinhaltes durch E. Hofmann warf wohl einiges Licht, doch verzichtet die Paläobotanikerin bewußt auf eine Deutung der Gesteinsentstehung. Ebensowenig schien das Alter festzustehen. Daher wurde dieses Gestein zum Gegenstand einer Studie gemacht. Es war ursprünglich beabsichtigt, die neuen Erkenntnisse gemeinsam mit den Ergebnissen von Untersuchungen an oberpannonischen Schichtgesteinen vorzulegen. Dies wäre durch die neue Altersdeutung gerechtfertigt gewesen; allein die so sehr abweichende Ausbildung und Entstehung war der Grund, den Opalfels gesondert zur Sprache zu bringen. Um seine Bildung zu erklären, mußte zu den chemischen Grundlagen der Gesteinskunde hinabgegriffen werden; hiedurch wurde der Untertitel dieser Studie erfordert.

Die Geländeuntersuchungen wurden teilweise im Auftrag der Geologischen Bundesanstalt durchgeführt. Viele Fachgenossen haben an dem Zustandekommen dieser Arbeit Anteil genommen. Herr Professor Dr. H. Zapfe gestattete in freundlicher Weise die Benützung der Hilfsmittel und der Bücherei der Geologisch-Paläontologischen Abteilung des Naturhistorischen Museums. Die Herren Professor Dr. L. Waldmann und Doz. Dr. H. Meixner halfen bei der Untersuchung der Dünnschliffe, die Herren Dr. P. Wieden und A. Preisinger führten mineralogische und chemische Untersuchungen durch. Herr Dr. Dr. h. c. K. Friedl gestattete den Einblick in Bohrergebnisse, Herr F. Brix teilte einige wichtige Einzel Tatsachen mit und Herr Dr. E. Kamptner stellte seine Kenntnisse der mikroskopischen Arbeitsverfahren und des Schrifttums zur Verfügung und wirkte bei der Herstellung und Auswertung der mikroskopischen Aufnahmen mit, die von Herrn H. Petrak in wohlgelegener Weise hergestellt wurden. Allen genannten Herren bin ich für ihre wertvolle Hilfe aufrichtigen Dank schuldig.

Den Eisenberg erreicht man am besten von der im Pinka-Durchbruch liegenden Ortschaft Burg. Zum Opalfels aber kommt man, nachdem man über Woppendorf und Badersdorf am Gebirgsrand entlang nach Kohfidisch gelangt ist; ein Fahrweg führt durch den Wald zu dem nur im Herbst bewohnten Winzerdorf Csatherberg<sup>1)</sup>, welches 2 km genau westlich von Kohfidisch liegt.

Benda's Karte zeigt an dieser Stelle einen eirunden Fleck von Opalfels, welcher von NW nach SE etwa 700 m mißt. In Wirklichkeit sind es drei nichtzusammenhängende Vorkommen, welche 2 km in ost-westlicher



Richtung voneinander entfernt sind. Alle drei liegen dem paläozoischen Grundgebirge unmittelbar auf, stehen aber anderseits in randlicher Verbindung mit dem Tegelsand, welcher die Waldhügel weit und breit bildet. Dieser Tegelsand ist zwar in der näheren Umgebung ganz fossiler, doch ist sein jungpannonisches Alter durch Funde in der weiteren Umgebung, durch Kartierung und besonders durch die noch zu erwähnenden Schurfbohrungen sichergestellt. Bereits in dieser Weise gibt sich der Opalfels als Randbildung des jungpannonischen Süßwassersees zu erkennen.

Das östlichste Vorkommen ist das größte. Es hat im Kartenbild eine Erstreckung von fast 700 m und bildet die rebenbedeckte Höhe des Hoch-Csatherberges, welcher als Landmarke eine weithin sichtbare Kapelle trägt. Es wird von einem Weg gequert, an welchem die einzige

<sup>1)</sup> So auf der österreichischen Karte 1 : 50.000; sonst auch Czatterberg, Csádberg oder Tschatterberg geschrieben.

Stelle liegt, wo Opalfels anstehend sichtbar ist. Gegen Westen zu grenzt er an den Serpentin, während er nach allen anderen Seiten von Tegelsand begrenzt wird.

Die Opalmasse des westlich davon liegenden Kleinen Csatherberges ist nur 500 m lang und erstreckt sich von der oberen, nach Osten weisenden Zeile von Winzerhäusern (bewohnbaren Weinkellern) des genannten Winzerdorfes bis hinauf an den Waldrand im Norden, aber fast ohne sich in diesen Wald hinein auszudehnen. Hier hat man vielmehr in zahlreichen kleinen Schlitzen nach einem geeigneten Baustein gesucht und dabei Serpentin angetroffen. Die Opalfels-Decke trägt in ihrer Gänze Weingärten; es ist diesem Umstand zu danken, daß sie verhältnismäßig gut studiert werden kann, denn die in Weingärten nötige, tiefreichende Bodenbearbeitung fördert reichliche Bruchstücke des Gesteins zutage, die oft von ziemlicher Größe sind <sup>1)</sup>. Im strengen Sinn anstehend ist es hier nicht zu sehen. Die Art des Vorkommens zeigt, daß es über dem Untergrund nur eine ganz dünne Decke von einem oder ganz wenigen Metern Dicke bildet. Infolge seiner Härte und Widerstandsfähigkeit sind Lesesteine des Opalfelses weithin verrollt.

Der Weinbau <sup>2)</sup> hat somit mit Treffsicherheit die beiden Kapfen von Opalfels ausgewählt. Trotzdem scheinen nicht bodenchemische Gründe für diese Bevorzugung entscheidend gewesen zu sein; es hat vielmehr der verwitterungsfeste Sinter die Bildung etwas steilerer Hänge ermöglicht, die infolge ihrer Südlage den Weinbau anlockten. Ebenso steile Südhänge, von Chloritschiefer gebildet, haben auch auf dem Eisenberg zur Anlage reicher Weingärten geführt.

Auch dieser Opalfels lagert im Westen und Osten auf dem Serpentin, der durch ein von seiner Westgrenze nach Südosten ziehendes Waldtälchen unter dem Tegelsand bloßgelegt wird. Zwischen den beiden großen Sinterkapfen aber hat sich ein Tal eingenaht, welches eng und tief ist und an jener Stelle recht steile Hänge hat. Es beginnt als flache Mulde nordwestlich des Kleinen Csatherberges, nahe einem Waldkreuz. Das Tal ist nicht nur hier in Tegelsand eingetieft, sondern auch weiterhin, solange es nach Osten zieht. Es führt hier den Namen Rech (oder Reh-)graben. Bemerkenswert ist die große Zahl von losen Blöcken aus Opalfels, welche den Grund des Grabens bedecken; ebenso ist es in den von Norden her zustoßenden Seitengräben.

Die tiefste Schicht des Tertiären im Bereich dieses Grabens ist ein grauer, mürber, mittelkörniger Sandstein, welcher dem Serpentin unmittelbar aufliegt; dieselbe Lage ist wiederzufinden über dem Serpentin südwestlich der Kapelle des Hoch-Csather. Nach Querung dieser dünnen Bank tritt das Gerinne in den steilwandigen Graben ein, welcher den Kleinen vom Hoch-Csather trennt. Seine Tiefe beträgt hier vom Gipfel zur Sohle etwa 60 m. In zwei Steinbrüchen wurde hier zeitweise der Serpentin gebrochen.

Dieses Talstück zwischen den beiden Opalitvorkommen ist ersichtlich jünger als diese selbst. Seine epigenetische Entstehung ist wirklich ein-

<sup>1)</sup> Der größte, über einen Meter große Block wurde im Schloßpark von Kohfidisch aufgestellt.

<sup>2)</sup> Er bestand bereits im ausgehenden 16. Jahrhundert, als der französische Botaniker Clusius, als Gast des Grafen Batthyány in Rechnitz weilend, das „Lithoxylon“ aus den Weingärten des Csatherberges untersuchte; siehe E. Hofmann (1928).

drucksvoll. Es wird später dazu dienen, die Altersbestimmung des Opalfelses von der geländekundlichen Seite her zu unterbauen.

Hier und weiter bachab sprechen die Winzer vom „Graben“ schlechthin ohne unterscheidendes Beiwort. Er betritt abermals das Tertiärland, verbreitert sich gegen den Georgshof ganz erheblich und führt schließlich bei St. Katharein den Namen Rodling-Bach.

Das westlichste Vorkommen von Opalfels befindet sich ganz nahe dem Höhenpunkt 357<sup>1)</sup> in einem weitläufigen Waldgebiet, welches den Namen Leitenwald führt, u. zw. unweit des Fahrweges auf den Kleinen Csatherberg. Das Vorkommen ist kleiner als die beiden erstgenannten, es wird aber ähnlich wie diese teilweise von Serpentin begrenzt (gegen Norden und Westen), teils aber von dem Tegelsand, den man auf dem Fahrweg antrifft.

Der Serpentin, welcher den Untergrund des Opalfelses bildet, baut auch den Bergrand an der Pinka bei Badersdorf und Kohfidisch auf. Oft ist er dunkel, grüngrau und massig, z. B. in dem großen Steinbruch bei Badersdorf oder auf der eben genannten Höhe mit Punkt 357. An vielen anderen Stellen hingegen ist er sehr deutlich geschiefert. Von der Anfälligkeit dieser Abart für Verwitterung gewinnt man eine Vorstellung in einem kleinen Aufschluß östlich der Schloßmauer von Kohfidisch, an der Abzweigung des Weges auf den Kleinen Csatherberg. Der Umstand, daß der Opalfels auf Serpentin lagert, wird weiter unten den Schlüssel zu seiner Entstehung in die Hand geben.

Unrichtig sind Karte und Profil Benda's, denen zufolge die Sinterdecke allseitig dem Serpentin aufliegt. Die bereits genannte, West—Ost—laufende Zeile des Winzerdorfes auf dem Kleinen Csatherberg liegt bereits in tertiärem Absatze. Auf dem Fahrweg talabwärts (nach Südosten zu) erreicht man nach etwa 300 m eine kleine Kapelle, in deren Nähe bläulichgrauer Tegel ansteht; der Brunnen des nahegelegenen Wirtshauses ist laut Aussage 22 m tief und traf Ton und Sand mit Kohlespuren, aber keinen Kieselsinter.

Genau so ist es auf dem Hoch-Csatherberg. Die den Opalit halbkreisförmig umgebenden Preßhäuser stehen teilweise bereits auf Tegel, zum anderen Teil allerdings noch auf dem Opalfels selbst.

Es sei daher festgehalten, daß das Kieselgestein am Rande des Jungtertiärs gegen den Grundgebirgssockel liegt und somit ein Glied der tertiären Schichtfolge bildet. Darauf muß aber noch eingehender zurückgekommen werden.

Die geologische Karte Benda's zeigt noch ein weiteres gleichartiges Vorkommen auf dem Eisenberg, knapp südwestlich von Trigonometerpunkt 415. Trotz der darauf gewendeten Mühe konnte davon keine Spur gefunden werden; die Angabe scheint somit auf einem Irrtum zu beruhen. Der Eisenberg besteht übrigens nicht aus Serpentin, sondern aus Chlorit-schiefer, der nach Benda durch Umwandlung aus Diabastuff entstanden ist.

Die Opalfels-Kappe des Hoch-Csatherberges liegt zwischen 300 und etwa 345 m Seehöhe. Das Vorkommen des Kleinen Csatherberges erstreckt sich von der Zeile der Winzerhäuser bis auf die Anhöhe, welche sich — trotz

<sup>1)</sup> Auf der österreichischen Karte 1 : 50.000 irrtümlich mit 257 m angegeben, ebenso auf der Original-Aufnahmssektion 1 : 25.000, wo die Anhöhe fälschlich als „Kl. Csatter-B.“ erscheint.

des Namens — bis über 360 m erhebt (nach der österreichischen Karte 1 : 50.000). Das westliche Vorkommen wurde genau in derselben Höhenlage gefunden wie jenes des Kleinen Csatherberges.

Der Höhenunterschied zwischen den beiden größeren Vorkommen ist also nicht bedeutend. Dennoch kann — trotz der gleichartigen Gesteinsausbildung und der räumlichen Nähe — ein ehemaliger Zusammenhang in Form einer einheitlichen Decke nicht ohne weiteres behauptet werden. Diese Frage muß später noch eingehend besprochen werden.

## 2. Der Opalfels als Gestein

Das Kieselgestein der beiden Csatherberge ist trotz seiner geringen Verbreitung in seinem Aussehen so mannigfaltig, daß eine Beschreibung nicht mit wenigen Worten erfolgen kann. Die Beschaffenheit wechselt von Handstück zu Handstück. Hinzu kommt, daß fast keine Aufschlüsse vorhanden sind; auf den Feldsteinhaufen aber liegen alle zu beschreibenden Spielarten in buntem Durcheinander.

Häufig ist das Gestein dicht, vollkommen strukturlos, splitterig und muschelig brechend, wachs- bis fettartig glänzend. Selten nur ist es von rein weißer Farbe und gleicht dann aufs Haar jenen dichten, weißen Sinterbildungen an heißen Quellen, die ich, wenn auch nur in geringen Mengen auf der Halbinsel Reykjanes auf Island fand; die mikroskopische Untersuchung hat sofort gezeigt, daß diese Ähnlichkeit rein äußerlicher Art ist. Häufiger ist der Opalfels infolge seines Eisengehaltes von rötlich- oder grünlichbrauner bis dunkelbrauner, nur selten von rein grüner Farbe. Gar oft ist er geflammt oder gescheckt in verschiedenen braunen, grauen und hellen Tönen mit fast reinem Weiß. Kaum seltener als der dichte ist löcheriger bis poröser Opalit; er verdankt seine Poren nur zum Teil unvollkommen verkieselten Pflanzenresten. Hierher gehören z. B. zylindrische, mehrere Zentimeter lange Hohlräume, die bis 5 mm im Durchmesser haben und wohl im Gestein ausgesparte Pflanzenstengel sind. Andere Hohlräume sind ausgewitterte Limonitknöllchen oder können überhaupt nicht auf eine bestimmte Ursache zurückgeführt werden. Durch lagenweise Anordnung unregelmäßiger, kleiner Hohlräume leiten poröse Abarten über zu geschichtetem Opalfels. Er ist mitunter sehr feinlagig, indem die dünnsten Schichten nur einen oder wenige Millimeter stark sind. In verschiedenen, rötlich- und hellbraunen Tönen gehaltene abwechselnde Lagen sind häufig von verschiedener Porosität und lagenweise auch ganz massig.

Es versteht sich, daß die porösen Gesteinsabarten der Verwitterung weitaus zugänglicher sind als die massigen. Diese verschiedene Anfälligkeit ist besonders dann deutlich, wenn feineluckige und glänzend-dichte Bestandsmassen miteinander unregelmäßig gemengt sind.

Der in den braunen Abarten bereits erhebliche Eisengehalt nimmt manchmal so überhand, daß ein rein limonitisches, erdig-weiches Gestein hervorgeht.

Anführens-wert sind trichterartige Einstülpungen feiner Schichten, welche zentimeterbreit sind und fast doppelt soviel in tiefere Schichten hineinragen; solche Einstülpungen werden von einer Reihe von Schichtchen mitgemacht, bis sich schließlich ein noch jüngeres ungestört über das zugegossene Trichterchen legt. Dieses dürfte wohl nichts anderes sein als eine

durch aufsteigende Gasblasen bewirkte Störung des ebenmäßigen Absatzes.

Unter dem Mikroskop erweist sich das Kieselgestein zu seinem größten Teile als einfach lichtbrechend; es besteht aus Opal, der oft allerlei pflanzliche Reste, aber sonst keine Einzelheiten erkennen läßt, vor allem keine Schichtung. Reichlich, wenn auch an Menge hinter dem Opal zurücktretend, sind glasklare Bestandmassen von Chalzedon, welche unregelmäßige, aber stets kleine Hohlräume im Opal restlos erfüllen oder mit einer Schichte auskleiden.

Zahlreiche Einzelheiten können erst später nachgetragen werden, aber schon an dieser Stelle muß dem Gestein ein geeigneter Name zugelegt werden.

Es ist natürlich nicht damit abgetan, die Bezeichnung Opal zu verwenden, denn Opal ist ein Mineral. Auf den Csatherbergen aber lagert ein aus Opal bestehendes Absatzgestein, welches in stehendem Süßwasser gebildet worden ist, wie sein Fossilinhalt zeigt. Nachdem ein aus Quarz bestehendes Gestein Quarzit heißt, muß ein aus Opal bestehendes Gestein als Opalit oder als Opalfels bezeichnet werden unter Verwendung eines von Cayeux eingeführten Wortes. Wenn man aber von einem Süßwasseropal spricht, so dürfte Bildungsweise und Wesen des Gesteins bereits klarstehen; diese Namen sind also gleichwertig.

Es wird später noch die Rede davon sein, daß sich der Opal aus einer Lösung durch Ausfällung gebildet hat. Er gehört demnach zu den chemischen Absätzen. Da er sich über einen gelartigen Zustand gebildet hat, könnte man ihn in die Gruppe der Gelite oder Gel-Gesteine einreihen, welche Storz zwischen die chemischen und die klastischen Absätze eingeschoben hat; er rechnet zu den chemischen nur solche, die aus Lösungen kristallisiert sind.

Storz hat seine Gruppe der Gelite geschaffen für Kieselgesteine, welche in gelartigem Zustand in dolinenartigen Hohlformen der Diamantenvüste Südwestafrikas abgelagert wurden und sich später zu Opalfels verfestigt haben. Diese Kieselsäure ist ein Ergebnis tertiärer Wüstenverwitterung und hat nichts mit dem Opalit des Csatherberges gemein als die Entstehung aus Gel und die mineralogische Zusammensetzung aus Opal. Wegen der letzteren aber gelangt dieser Opalfels in jene Gruppe von Cayeux' Gliederung der Kieselgesteine, in welcher sich auch der Menilit aus den Gipsmergeln der Umgebung von Paris befindet, ferner der Harzopal (opale résinite) aus dem unteroligozänen Calcaire blanc de l'Agenais und der „Schwimmende Opal“ aus dem gipsführenden bartonischen Mergel des Pariser Beckens. Man sieht, daß diese von Cayeux zusammengefaßten Bildungen gar keine „Gesteine“ im strengen Sinn des Wortes sind, sondern als konkrete Gebilde lediglich Bestandteile von solchen darstellen. Aus diesen Gründen spricht Cayeux nur von „accidents siliceuses“ (vielleicht mit „kieselige Gebilde“ wiederzugeben) und nicht von „roches siliceuses“. Die genannten Bildungen entstehen auch gar nicht unmittelbar durch Ablagerung, sondern erst bei der Gesteinswerdung (Diagenese) einer Ablagerung. Der Opalfels der Csatherberge aber ist ein wirkliches Gestein und als solches ein echter Vertreter der Cayeux'schen Gruppe der Opalite. Zu diesen muß natürlich auch der hornsteinartige Opalfels der Diamantenvüste gestellt werden, ferner auch die Kieseldecken der Serpentine, wenn

sie wie meist aus Opal bestehen (Hiessleitner), und vor allem Geysirit und die Kieselsinter heißer Quellen.

### 3. Tierische Versteinerungen im Opalfels

Der Inhalt des Opalfelses an Versteinerungen besteht aus Schnecken-schalen und Pflanzenresten. Diese Reste sind geeignet, viele der bei der Gesteinsentstehung herrschenden Umstände aufzuklären.

Leider sind die Schneckenhäuser nicht mit ihrer Kalkschale erhalten; außerdem sind ihre Steinkerne mit dem Gestein so innig verwachsen, daß sie nicht freigelegt werden können. Man ist daher beschränkt auf die weniger vollkommenen ausgewitterten Stücke.

Herr Dozent Dr. A. Papp hatte die große Freundlichkeit, die Funde zu untersuchen und bestimmte die folgenden Schnecken.

*Cepaea (Megalotachea) sp.*

Zwei Stücke vom Hoch-Csatherberg. Diese Form ist relativ groß mit relativ dickschaligem Gehäuse. Sie ist mit einer Art vom Eichkogel bei Mödling zu identifizieren, welche von Wenz zu Unrecht als *C. Christoli* Matheron bezeichnet wurde. Diese *Cepaea* ist eine neue, noch nicht beschriebene Art.

*Planorbis (Anisus) cf. confusus* Soos.

Zahlreiche Stücke vom Hoch-Csatherberg. Diese kleine Form tritt ebenfalls auf dem Eichkogel bei Mödling auf und wurde auch aus Öcs in Ungarn beschrieben.

*Limnaea sp.*

Ein Gehäuse einer schlanken Form <sup>1)</sup> vom Kleinen Csatherberg.

Das Alter der Fundschichten ist deshalb als oberes Pannon, Äquivalent der Zone H im Wiener Becken anzugeben (bis hieher Doz. Dr. Papp).

Wenn man sich die Ansichten des Verfassers zu eigen macht, dann muß man freilich den Eichkogelkalk und damit auch seine Entsprechungen im südlichen Burgenland in die Blaue Serie, also in die Zone G, versetzen.

Durch diese Bestimmungen sind alle Vermutungen (E. Hofmann 1929) hinfällig, daß der Opalfels etwa altquartäres Alter haben könnte.

### 4. Pflanzliche Versteinerungen im Opalfels

Ebenso bedeutsam wie die Weichtierreste sind die versteinten Pflanzen des Opalfelses. Bei wiederholten Besuchen konnte eine Anzahl von Kieselhölzern aufgefunden werden. Bedeutsamer sind die Stücke, die ich der Liebenswürdigkeit von Frau Gräfin J. Palffy und der Herren J. Wölfer, Direktor J. Rehling und H. Toth verdanke. Weitere Stücke liegen im Burgenländischen Landesmuseum in Eisenstadt. Auf den folgenden Seiten wird sich herausstellen, wie dringend nötig eine Neubearbeitung dieser Hölzer ist.

Außer den Hölzern lieferte sowohl der Hoch-Csather als auch der Kleine Csatherberg Blattreste. Sie sind in grauen, kieseligen Ton gebettet und heben sich als weiße, kieselige Beläge von dem grauen Gestein gut ab.

<sup>1)</sup> In ihren Abmessungen entspricht sie gut den von Schlosser aus dem Kalk des Eichkogels unter dem Namen *Limnaeus cf. Bouilleti* Michaud verzeichneten Gehäusen (Verfasser).



Trotz dieser hübschen Erhaltungsweise sind die bisherigen Funde wegen ihrer Unvollständigkeit nicht bestimmbar.

Daß manche der röhrenförmigen Hohlräume im Gestein als Abformungen von Gräsern zu deuten sind, wurde schon erwähnt. Darüber hinaus gelang es in einem Fall, auf dem Hoch-Csather verkieselte Grashalme aufzufinden. Sie sind von heller Farbe und stecken in größerer Zahl in braunem, wenig löcherigem Opalit. Die meisten befinden sich mehr oder weniger in der gleichen Stellung, andere liegen quer dazu. Es handelt sich also um verkieselten Grastorf mit teils aufrecht stehenden, teils umgesunkenen Halmen.

An neueren Untersuchungen der Hölzer der Csatherberge liegen nur die Untersuchungen von E. Hofmann vor; leider befinden sich die von ihr untersuchten Stücke nicht in österreichischen Sammlungen.

Jene Kieselhölzer, welche von J. Felix beschrieben worden sind, stammen teils vom „Csatterberg“, teils aber vom „Csattergraben bei Kholdisch“. Begehungen haben klar gezeigt, daß im „Graben“ keine Holzreste zu finden sind <sup>1)</sup>; die Angabe erklärt sich jedoch leicht, da ja der Opalfels des Hoch-Csatherberges ziemlich weit ins Tal herabreicht. Es sind daher die unter dem Fundort „Csattergraben“ bestimmten Hölzer dem Hoch-Csatherberg zuzuweisen, während von den übrigen nichts genaues gesagt werden kann.

J. Felix konnte die folgenden Arten bestimmen beziehungsweise benennen:

*Cupressoxylon pannonicum* (Unger) Felix

*Quercinium staubi* Felix

*Quercinium helictoxyloides* Felix

*Alnoxylon vasculosum* Felix

*Lillia viticulosa* Unger

Von *Cupressoxylon pannonicum* hat Gothan die Zugehörigkeit zu den Taxodien nachgewiesen und bezeichnet solche Holzreste als *Taxodioxylo sequoianum* Mercklin. Den älteren Namen Unger's verwarf er wegen unzureichender Beschreibung. Er erkannte an feinbaulichen Einzelheiten, daß dieses Holz von der noch lebenden *Sequoia sempervirens* stammt, brachte aber diese Erkenntnis nicht namensmäßig zum Ausdruck, weil das Holz von *Sequoia sempervirens* dem der Taxodien recht ähnlich ist und gar nicht immer davon unterschieden werden kann <sup>2)</sup>. In Amerika allerdings führt versteintes Sequoienholz die trefflichere Bezeichnung *Sequoioxylo* (man vergleiche etwa das Lehrbuch von Arnold).

Sequoienzweiglein kommen in manchen Schlammproben der lignitischen Schichten der sogenannten Schwarzen Serie (Oberes Pannonium, Zone F) aus der nahen Umgebung der Eisenberggruppe so massenhaft vor,

<sup>1)</sup> Eine Ausnahme macht ein allerdings verkohltes Stück, welches ich der Freundlichkeit von Herrn K. Kiraly aus Hannersdorf verdanke; es soll von der Einmündungsstelle des linken Seitengrabens beim Georgshof stammen, ist aber leider wegen des ungenügenden Erhaltungszustandes nicht bestimmbar.

<sup>2)</sup> Das Holz von *Sequoia gigantea* hingegen ist dem Zypressenholz so ähnlich, daß es in versteintem Zustand zur „Gattung“ *Cupressinoxylo* gerechnet wird. Diese Umstände bilden einen Teil jener Gründe, welche manche Forscher veranlaßt haben, die beiden Mammutbäume verschiedenen Gattungen zuzuweisen; so unterscheidet Radais *Eusequoia* und *Wellingtonia*. Vergleiche auch Florin's Untersuchungen zur Stammesgeschichte der Coniferen.

daß man an die „fossile Waldstreu“, mancher deutscher Braunkohlen denken muß, die ebenfalls von den im Herbst abgeworfenen Kurztrieben der Sequoien stammt.

Für versteinertes Eichenholz stellte Unger 1842 die „Gattung“ *Quercinium* auf, welcher Felix zwei neue Arten aus dem Opalfels hinzufügt.

Im Feinbau von *Quercinium staubi* findet Felix Beziehungen zur lebenden Art *Quercus castaneaefolia* C. A. Mey (auch *Qu. castaneifolia* geschrieben). Diese Art lebt im Kaukasus und gehört zur Untergattung *Lepidobalanus*. Innerhalb dieser wird sie zur Sektion *Cerris* und zur Untersektion *Eucerris* gestellt, also in die allernächste Nähe von *Quercus cerris*. (Krüssmann; Flora U. S. S. R.)

Diese Umstände werden erwähnt, weil E. Hofmann (1929) vom Csatherberg Holz der echten *Quercus cerris* bestimmt hat. Es ist nach vorstehendem durchaus wahrscheinlich, daß ihr dieselbe Art vorgelegen hat wie Felix. Ob die von beiden Forschern untersuchten Stücke mit demselben Namen zu belegen sind und in welchem Verhältnis *Qu. staubi* zu *Qu. cerris* steht, kann nur aus einer Neuuntersuchung der drei im Museum der Ungarischen Geologischen Staatsanstalt liegenden Stücke von *Qu. staubi* hervorgehen. Es ist diese Art, soweit meine Kenntnis reicht, von keinem anderen Fundort bekannt geworden. Man weiß auch nicht, zu welchem der zahlreichen beschriebenen und benannten Blätter das Holz gehört.

Als *Quercinium helictoxyloides* bezeichnete Felix ein Stück des Wurzelholzes einer Eiche, weil er es nicht einer bestimmten Eichenart zuordnen konnte. Dieses Holzstück verdient auch Aufmerksamkeit durch die daran erhalten gebliebene Rinde. Ein neu aufgefundenes Stammstück gehört zweifelsohne zu dieser Art und beweist ihre Selbständigkeit. Bedeutsam für die Klimakunde des Pannoniums ist der Nachweis, daß diese Art immergrün war.

*Alnoxydon vasculosum* wird von Felix vermutungsweise auf Blätter namens *Alnus hörnesi* bezogen, die für ihn (nicht aber für Berger) mit *Alnus kefersteine* synonym sind. Von diesem Erlenholz fand sich bisnun im Opalfels nur ein einziges Stück, welches Felix als Wurzelholz ansieht.

Die von Unger 1842 aufgestellte Gattung und Art *Lillia viticulosa* ist nach Felix (1883) ein Schlinggewächs und gehört zu den Menispermaceen<sup>1)</sup>.

*Lillia viticulosa* soll dem heute in Indien lebenden *Cosciniun fenestratum* Colber im Aufbau des Holzes ähnlich sein, doch will dies nicht viel besagen in Anbetracht der vielen Gattungen und Arten der Familie, die keineswegs alle von Felix zum Vergleiche herangezogen worden sind. Auch waren die von ihm untersuchten Reste weit weniger gut erhalten als die Neufunde; (siehe Tafel I, Fig. 1). Einer von diesen wurde anatomisch untersucht. Hierbei wurden bisher unbekannte Organe in Form randständiger Stränge aufgefunden, welche sich als innere Wurzeln erwiesen. Sie könnten es vielleicht erfordern, die Frage nach der familienmäßigen Zuordnung der Gattung *Lillia* erneut aufzurollen.

<sup>1)</sup> Die Familie der Menispermaceen (Mondsamengewächse) umfaßt meist schlingende Holzpflanzen, die in vielen Arten, vorwiegend in den Tropen der Alten und der Neuen Welt vorkommen, aber auch in Nordamerika (Kanada) und von Sibirien bis China und Japan heimisch sind.

Die Art ist bisher nur von Ranka in Ungarn und vom Hoch-Csatherberg bekannt. Von letzterem Fundort untersuchte Felix zwei Stammstücke, welche die Dicke eines Kinderarmes hatten.

Unter den erwähnten neuen Funden befinden sich nicht weniger als drei Stücke dieses seltenen Gewächses. Zwei davon sind samt der Rinde erhalten. Das dickste hat samt der Rinde einen Durchmesser von etwa 5 cm. Dort, wo das Stück angewittert ist, heben sich die zahlreichen breiten Markstrahlen weiß von der dunkler gefärbten Holzmasse ab. Im unveränderten Zustand erkennt man, daß der Markstrahl in dichte Opalmasse verwandelt ist, während im Holz die einzelnen Gefäße mit freiem Auge kenntlich sind. Die dicke Rinde ist von lockerem Gefüge, von weißer Farbe und außen mit zahlreichen feinen, dicht nebeneinanderliegenden Querrunzeln bedeckt. Bei einem anderen Stück fehlt die Rinde zum größten Teil; sie scheint bereits vor der Verkieselung entfernt worden zu sein. Man erkennt hier, daß der Holzkörper mit zahlreichen dichtstehenden und scharfen Längsriefen versehen ist. Ein drittes Stück mißt 2 cm im Durchmesser; seine weiße Rindenschicht zeigt kräftige, strangartige Längswülste.

Indem E. Hofmann (1929) aus dem Opalfels Holz der schon erwähnten Zerreiche bestimmte, besaß sie in lange vergangener Zeit einen Vorläufer in dem Botaniker Clusius, der bereits am Ende des 16. Jahrhunderts das „Lithoxylon“ des Csatherberges zu Gesicht bekam. Es geschah dies auf seinen Reisen als Gast des Grafen Batthyány. Er berichtet darüber in seinem Werk „Rariorum plantarum historia“ (Antwerpen, 1601). Geradezu erstaunlich ist der Scharfblick des französischen Botanikers, welcher trotz der ungenügend optischen Hilfsmittel seinerzeit erkannte, daß ihm versteinte Stücke der Zerreiche vorlagen. Es ist dies die erste genaue Bestimmung eines Fossils in Österreich.

Außerdem bestimmte E. Hofmann aus den Beständen des Museums von Steinamanger folgende Funde vom Csatherberg:

*Taxodioxyton taxodioies* Conwentz  
sowie Hölzer der folgenden Arten:

*Fraxinus excelsior* L., die gemeine Esche,

*Tilia* sp., Linde.

Sie verwendet also für eines der Hölzer den von Gothan 1906 abgelehnten Namen *Taxodioxyton taxodioides* und bezieht dieses Holz auf die in den Südstaaten von Nordamerika lebende Sumpf- oder Eibenzyppresse, *Taxodium distichum* Rich. Daraus kann man schließen, daß sie <sup>1)</sup> *T. taxodioides* Conwentz als ein Synonym von *T. taxodii* Gothan betrachtet. Die Sumpfyppresse ist an sehr feuchten Boden, wenn schon nicht an stehendes Wasser selbst gebunden. Neben der immergrünen Sequoie ist sie es, die an der Entstehung der Braunkohle mengenmäßig am meisten beteiligt ist. Ihr Zusammenvorkommen mit der keineswegs in Sümpfen, sondern an Berghängen gedeihenden Sequoia hat seit langem Befremden erregt (siehe Pia); eine Lösung dieses Widerspruches deutete Kubart an, indem er die Vermutung aussprach, daß *Taxodioxyton taxodii* Gothan nicht von der Sumpfyppresse *T. distichum* herstamme, sondern von der zweiten *T.*-Art, nämlich von *T. mexicanum* Carr. Diese steht der ersten Art sehr nahe

<sup>1)</sup> Ebenso wie auch Kubart.

und ist im Feinbau ihres Holzes von ihr nicht zu unterscheiden, lebt aber auf ähnlichen Standorten wie die immergrüne Sequoie, indem sie feuchte Bergwälder bildet.

Die von ihr bestimmten Hölzer der Eiche, Esche und Linde nennt E. Hofmann *Quercoxylon*, *Fraxinoxylon* und *Tilioxylon*. Diese Bezeichnungen entsprechen jedoch nicht den strengen Regeln der Namensgebung und werden daher von Edwards verworfen. Der Name *Quercinium* Unger hat vor *Quercoxylon* das Altersvorrecht und ebenso *Ornoxylon* Felix vor *Fraxinoxylon*. Außerdem aber haben die sogenannten „Formnamen“ (welche bloße Teile von Lebewesen bezeichnen) nur dann eine Berechtigung, wenn und solange die Zugehörigkeit eines an sich wohlgekennzeichneten Restes zu einer bestimmten Art nicht feststellbar ist. Da dies aber in den vorliegenden Fällen möglich ist, will Edwards diese Reste schlicht als *Quercus ceris* L. und *Fraxinus excelsior* L. bezeichnet sehen. Das Lindenholz vom Csatherberg aber ist das einzige Lindenholz überhaupt, welches als Versteinerung bekannt ist. Da es artlich weder bestimmbar noch zuordenbar ist, beläßt ihm Edwards die Zugehörigkeit zur „Gattung“ *Tilioxylon* E. Hofmann.

Die Zerreiche, auch Österreichische Eiche genannt, wächst heute wohl auch in Mähren und Ungarn, hat aber dennoch ihr Hauptverbreitungsgebiet in Süd- und Osteuropa und im vorderen Orient. Die gemeine Esche wächst in nördlicheren Breiten bis 62° ebenso wie im Orient und vermag daher in klimatischer Beziehung nichts auszusagen.

Die Sequoie und die Taxodie aber sind an ziemlich feuchten Boden und an wärmeres Klima gebunden <sup>1)</sup>, wenn auch einzelne gepflanzte Stücke in Mittel- und sogar Nordeuropa gut fortkamen <sup>2)</sup>. Nicht auf solche soll man sich bei klimatischen Erwägungen stützen, sondern auf natürlich gewachsene Pflanzenbestände.

Beide Bäume waren im Tertiär in Europa (wie übrigens auch in Asien und Nordamerika) weit verbreitet; die Eiszeit war es, welche sie so weit nach Süden drängte, bis sie in den trockeneren Mittelmeerländern kein Gedeihen mehr fanden und in der alten Welt ausstarben. Ungleich anderen Bäumen blieb ihnen daher die Rückkehr in ihre alten Wohnsitze versagt. Sequoien und Taxodien kommen daher in quartären Ablagerungen in Europa nicht vor. Man wird daher Schichten, die ihre Reste bergen, unbedingt ins Tertiär verweisen müssen.

Das Vorkommen dieser Bäume auf der Kuppe des Csatherberges setzt eine von der heutigen wesentlich verschiedene Landschaft voraus, weswegen ihr Zeugnis auch aus diesem Grunde für höheres als quartäres Alter steht. Es stehen also paläozoologischer und paläobotanischer Befund im besten Einklange.

<sup>1)</sup> Die Jahresisotherme für 20° geht einerseits durch die Halbinsel Kalifornien und die Staaten Nevada und Arizona, anderseits durch Algier, Zypern und das südlichste Anatolien. Diese Bäume wachsen also keineswegs in tropischem Klima; in den Dismal Swamps des südwestlichen Nordamerika kommen sogar im Winter regelmäßig Nachtfröste vor (Pia).

<sup>2)</sup> Bezügliche Angaben hat Rössler zusammengestellt. Auch in Wien (18. Bezirk, Pötzleinsdorfer Park) gibt es starke Stämme der Sumpfpypresse und des Mammutbaumes, an deren Standorte mich Herr Dr. E. Kamptner in liebenswürdiger Weise geführt hat.

Bedeutsam ist ein Vergleich der Csather Pflanzenwelt mit heutigen Sumpfwäldern, vor allem mit den Dismal Swamps von Virginia und Nord-Carolina. In den weniger nassen Teilen dieser Sumpfwälder tritt die Sumpfyzypresse gegenüber Laubbäumen an die zweite Stelle. Unter diesen kommt vor allem das Myrtengewächs *Nyssa* vor, ferner aber noch Ulmen, Eschen, Erlen, Ahorne, Pappeln, Eichen, Weiden, Hainbuchen, Föhren, *Lyriodendron* (Tulpenbaum), *Liquidambar* (Amberbaum), Magnolien (nach Pia). Man sieht, daß die Csather Pflanzenwelt ein ganz gutes Spiegelbild der wenigen nassen Teile der virginischen Moorwälder ist. Dieser Schluß gewinnt an Bedeutung, wenn man bedenkt, wie gering die Anzahl der untersuchten Fundstücke ist, wenn auch Hölzer im Opalfels nicht selten sind. Immerhin gehört die Sumpfyzypresse dem feuchteren Gürtel dieser Moore zu, die anderen Bäume, vor allem die Eiche und Föhre, den minder feuchten. Wir hätten uns also als Heimat der Holzreste keineswegs einen reinen Sumpfwald vorzustellen, sondern eher einen feuchten Niederungswald. Wer sich aber die Vermutung Kubart's zu eigen macht, bezüglich *Taxodium mexicanum*, der müßte sogar an Wälder feuchter Hügel und Vorberge als Vergleichsgegenstand denken.

Reste dieser Pflanzengesellschaft sind nun in einen Absatz des jung-pannonischen Süßwassersees geraten. E. Hofmann fand in Schliften des Opalfels neben zersetzten Holzresten und Ästen auch Epidermen, Stengel, Blätter und Moosblättchen. Auffällig ist das Vorkommen von Föhrenpollen, da unter den Hölzern kein zugehöriges (*Pinuxylon*) vorkam. Mit Recht deutet sie diese Anhäufung von Pflanzenstoffen als verkieselten Torf. Es ist nicht anzunehmen, daß solches feines Pflanzenhäcksel von weiter, etwa von der Küste der Grazer Bucht, angetriftet kam. Noch weniger wahrscheinlich ist dies von dem verkieselten Moostorf, der noch beschrieben werden wird. Man hat ohne Zweifel die Pflanzengesellschaft vom Gestade des winzigen Csather Inselchens vor sich, vielleicht auch jene eines ehemaligen Verbindungsstückes mit dem Eisenberg, welches heute nicht mehr besteht. Dies muß auch für die größeren Holzstücke gelten, denn Strömungen, die solche Stämme anbringen hätten können, hätten die feineren Stoffe gewiß weithin verschwemmt. In diesen Schlußfolgerungen wird man bestärkt durch die an manchen Fundstücken (*Quercinium helictoxyloides*, *Lillia*) erhalten gebliebene Rinde, die sich vermutlich bei längerer Verflößung abgelöst hätte.

## 5. Die Landschaft im Pliozän

Noch gebieterischer als die Sumpfyzypresen verlangen die Planorben und Schlamm Schnecken die Annahme eines sumpfigen Ufersaumes. Mit solcher Landschaft steht die Bildung von Torf in gutem Einklang.

Ein Torfmoor auf dem Eisenberg kann gewißlich nicht angenommen werden in jenen späten Zeiten, als er bereits eine inselähnliche Bergkuppe inmitten des trocken gelegten Grazer Beckens war. Der Opalfels ist eine Bildung des pannonischen Süßwassersees, in welchem die Wasserschnecken lebten. Am Strande der Insel wuchsen die Sumpfyzypresen und Sequoien, am Strande sammelte sich der Pflanzenmoder an. Auf jeden Fall ist der pflanzenreiche Opalfels eine Bildung des ruhigen, stillen Strandes.

Gerade aus diesem Grund aber kann er als eine Strandmarke angesehen werden und hat als solche keine geringere Bedeutung als Brandungsterrassen an Steilküsten. Es darf daher der Versuch gemacht werden, die Ablagerungen der Csatherberge einzubauen in die Terrassenfolge des pannonischen Gewässers.

Infolge ihrer Höhenlage ordnen sich die beiden westlichen Opalitvorkommen zwanglos der Hassinger'schen Terrasse V zu, welche von Küpper zwischen Baden und Wien verfolgt worden ist. Sie ist dort zwar geländekundlich weit weniger auffällig als die unmittelbar darüber oder darunter liegenden Terrassen, doch ist sie an einer Anzahl von Stellen nachgewiesen in Höhenlagen, die stets knapp unter 360 m liegen. Die Opalitdecke des Kleinen Csatherberges bedeckt diesen bis zu seiner Höhe in etwas über 360 m. Die Anhöhe mit Punkt 357 samt dem daran haftenden, kleinen Opalitvorkommen stimmt ebenfalls trefflich mit Terrasse V überein. Eine kleine Restfläche, die sich unmittelbar östlich von Punkt 357 erhalten hat, steht in unmittelbarem Zusammenhang mit diesem Vorkommen.

Auf dem Hoch-Csather reicht der Opalfels ebenfalls bis zur Höhe, die aber wenig über 340 m liegt und erstreckt sich bis fast 300 m herab. Dieses Vorkommen ordnet sich daher Hassinger's Terrasse IV zu.

Der bereits genannte Rechgraben hat sich in eine Fläche eingesenkt, welche nördlich der Opalfelskappen ausgedehnt ist. In 330—340 m liegend, trifft man sie in der Nähe des Kreuzes nordwestlich von Punkt 357 und nördlich des Kleinen Csatherberges, ferner zwischen dem Hoch-Csather und Punkt 335 sowie nordwestlich davon, bei Punkt 332 (österreichische Karte 1:50.000). Diese Flächen sind keineswegs mit Schotter bedeckt, was auch nicht zu erwarten ist angesichts der Inselnatur der Eisenberggruppe zur Zeit des jüngeren Pannon. Es erstreckt sich hier also eine reine Abtragsform des bewegten Seewassers, welche gleichalt ist mit dem Opalit des Hoch-Csather und der Terrasse IV des Wiener Beckens entspricht; sie ist nur wenig jünger als die etwas höheren Kieselkappen westlich davon.

Im Osten und Süden sind die Csatherberge umgeben von einem weiten Kranz von Flächenresten in rund 300 m Höhe, welche daher Hassinger's Spiegelstand III entsprechen. Diese Ebenheiten müssen deshalb etwas ausführlicher zur Sprache kommen, weil sie manche Eigenheiten weit deutlicher zeigen als ihre höhen- und altersmäßigen Entsprechungen im Wiener Becken; sie sind nämlich nicht wie dort nur schmale Säume an einem Gebirgsrand, sondern umlaufende, breite Flächen.

Östlich des Hoch-Csatherberges, gegen den Ort Eisenberg, trägt ein langgestreckter Flächenrest die Höhenmarke 312. Die breite Fläche nordöstlich des Georgshofes (in 300—310 m) sowie die gleichhohe im Herrschaftswald gehören ebenfalls dazu. Der Fidischer Wald verdankt die Anlage seiner Form derselben Fläche; ihre Reste werden von der Straße St. Katharein — Kirchfidisch gequert. Am höchsten liegt das Flächenstück östlich von Kirchfidisch sowie um das Kreuz beim Punkt 313. Nordnordwestlich von Harmisch liegt die Fläche nur mehr in 300 m, um weiter nach Südosten noch etwas tiefer abzusinken (bis etwa 295 m). Man hat durchaus den Eindruck, daß es sich hierbei um ein ursprünglich angelegtes Absinken der mit einem bestimmten Wasserstand verbundenen Fläche des Seebodens handelt; von den im Bereich der Wellenspülung liegenden Räumen senkt sich der Boden langsam ab gegen die stilleren Gebiete, in

denen der dort abgospülte Tonschlamm wieder zur Ruhe kommen konnte und nur bei besonders hohem Wellengang wieder in Bewegung geriet. Von Wellenspülung wurde eben gesprochen, um den gewalttätigen Ausdruck Brandung zu vermeiden; man befindet sich nämlich in einer Bucht, welche sich damals bereits in den kaum erst abgesetzten oberpannonischen Schichten zwischen den Csatherbergen und dem Hohensteinmaisberg angelegt hatte. Man könnte sie die Harmischer Bucht nennen.

Indem diese Flächen über den weichen, oberpannonischen Schichten liegen, erinnern sie an ähnliche Verhältnisse in der Landseer Bucht.

Die Fläche III ist nördlich der Csatherberge nicht ausgebildet, denn dort erfolgt der Anstieg von IV zu der höheren Terrasse V; sie befindet sich in dem Gebiet, welches auf den Karten als Theilwald <sup>1)</sup> bezeichnet wird. Ein Rest dieser Terrasse befindet sich östlich von Punkt 376, kleinere Teile liegen südwestlich von Punkt 373 und südöstlich davon an der Straße.

Gegen den Eisenberg zu folgen noch höhere Terrassen. Eine Fläche VI ist kaum angedeutet (Punkt 385). Überaus sinnfällig ist jedoch die Fläche des Eisenberges, welche Punkt 401 trägt und eine halbkreisförmige Zeile von Winzerhäusern an einem vollkommen eben verlaufenden Fahrwege. Diese Fläche ist bereits in einem anderen Zusammenhang erwähnt worden (Kümel, 1953). Gerade die vollkommen ebene Ausbildung läßt es nicht zu, diese Fläche als „Abtragsfläche“ zu bezeichnen und als Ergebnis flächenhafter Erniedrigung anzusehen (Winkler-Hermaden, 1951 b). Eine Deutung als Brandungsfläche wird ihrer Eigenart weit eher gerecht.

Nach Süden bricht diese Fläche steil ab; der Abfall trägt Weingärten. Es müßte diese Fläche die Zahl VII erhalten, doch liegt bei Hassinger eine diese Nummer tragende Fläche etwas höher, nämlich in 415—429 m. Nach Küpper ist eine entsprechende Fläche im Gebiet des Anninger überhaupt nicht vorhanden.

Südöstlich des Eisenberges sind tiefere Marken nicht angedeutet, doch fehlen sie nicht in dem ungarischen Teil der Eisenberggruppe, wenn man nach der Aufnahme-sektion 1 : 25.000 urteilt. Knapp östlich der Grenze ist Terrasse V ausgebildet, während Terrasse III auf dem Osthang des Schildinger Berges um Punkt 307 entwickelt ist, wo sie sich über paläozoische Gesteine breitet.

Diese genannten Spiegelmarken sind in weiten Gebieten die einzigen Zeugen des Seestrandes zu jungpannonischer Zeit, während entsprechende Absätze längst abgetragen sind oder vielleicht gar nicht überall abgelagert worden sind. Lediglich die harten, widerstandsfähigen Opalfelskrusten der Csatherberge zeigen den damaligen Strand selbst an. Andere Zeugen sollen noch erwähnt werden in Gestalt von Süßwasserkalken. Wenn man in diesem Zusammenhang an den Eichkogel bei Mödling denkt, erkennt man, daß es einer witterungsresistenten Ausbildung bedurft hat, um küstennahe oberpannonische Absätze auf unsere Tage kommen zu lassen. Wir gewinnen dadurch auch einen Begriff von der in den Tertiärbecken seither erfolgten Abtragung, deren Ausmaß nicht unterschätzt werden soll. Vor einer Überschätzung wird die Erkenntnis behüten, daß Strandflächen, lediglich in Tegelsand eingeschnitten, an vielen Stellen noch erhalten sind.

<sup>1)</sup> Von Ortskundigen wurde mir nur das zwischen zwei Gräben liegende Waldstück nördlich des Kleinen Csatherberges als Theilwald genannt.

Die Einfügung der Kieselkappen in den Rahmen der umgebenden Terrassen hat als Ergebnis die Erkenntnis gezeitigt, daß die beiden größeren Vorkommen nicht streng gleich alt sind. Bei der Geringfügigkeit des Altersunterschiedes nimmt die Gleichartigkeit der Gesteinsausbildung nicht wunder. Die Fauna ist so arm und die Bildungs umstände so gleich, daß auch paläontologische Unterschiede nicht erwartet werden dürfen.

Die Auflösung der Opalitdecke in zwei altersverschiedene Anteile gibt ein Mittel an die Hand, die Bildung des schon erwähnten Tales (des „Grabens“) zu erklären, welches zwischen dem Kleinen Csatherberg und dem Hoch-Csatherberg nach Süden läuft. Wären die beiden Opalkappen einst im Zusammenhang gestanden, dann hätte die Abtragung wohl kein Tal querdurch gelegt. Zwei einzelne Opaliflecken, durch einen Streifen Grundgebirges getrennt, haben jedoch ihr Vorhaben zugelassen.

### 6. Die Herkunft der Kieselsäure

Der oberpannonische Opalfels der Csatherberge hat am ganzen Alpenostrand nicht seinesgleichen. Es müssen also Umstände besonderer Art gewesen sein, die zu seiner Bildung geführt haben.

Weniger Worte nur bedarf es, um zu zeigen, daß die bisherige Deutung unbefriedigend ist.

Benda faßt das Gestein als Geysir-Absatz auf und schreibt ihm altpleistozänes oder jungpliozänes Alter zu. Ihm folgt Winkler-Hermaden (1951 b) in der Deutung und faßt vermutungsweise die Geysirtätigkeit als Ausklang der pliozänen Vulkantätigkeit im steirisch-burgenländischen Becken auf. Die Ausbrüche dieser Basaltvulkane werden aber heute von Winkler-Hermaden (1951 a) selbst mit guten Gründen in die dazische Stufe (= unteres Oberpliozän) verlegt. Da nun aber das jungpannonische (= mittel-jungpliozäne) Alter des Opalfelses feststeht, könnte ein Csatherberg-Geysir höchstens ein Vorläufer, aber nie ein Nachkomme dieser Feuerberge sein. Aber selbst dann wäre es geradezu auffällig, daß kein einziger der so zahlreichen Basaltvulkane am Alpenostrande die Bedingungen zum Absatz von Kieselsäure geschaffen hat, daß vielmehr fernab von solchen Vulkanen ein vorvulkanischer Geysir entstanden sein sollte.

Die bisherige Untersuchung der traßähnlichen Bildungen der Umgebung von Gleichenberg hat ergeben, daß sie zweifellos auf die Wirkung nachvulkanischer, heißer Quellen zurückgehen. Daß sie aber — trotz einer manchmal vorhandenen, rein äußerlichen Ähnlichkeit — mit dem Opalfels der Csatherberge gar nichts zu tun haben, werden genauere Untersuchungen in Gleichenberg zeigen, an denen von mehreren Seiten gearbeitet wird.

Dennoch wird man wegen des so eng begrenzten Auftretens die Entstehung durch Quellen im Auge behalten müssen. Um die Klärung zu erleichtern, ist es rätlich, die Frage nach der Entstehung in zwei Teile zu zerlegen, nämlich erstens die Teilfrage nach der Herkunft der Opalsubstanz und zweitens in die Frage nach dem Wesen der absetzenden Quellen.

Wenn ein Magma, welches nicht allzu tief liegt, Gase und Dämpfe abscheidet, sind diese nicht überspannt, daher nicht in flüssigem Zustande, und können darum aus ihrem Magma nur wenig oder nichts an gelösten Stoffen mitnehmen. Sie werden sich erst später kondensieren und erst dann auf ihrem Weg an die Oberfläche sich solche Stoffe aneignen. Es kann



natürlich dieser Weg durch eine Gesteinsmasse von der Art der in der Tiefe erstarrenden führen; ebensogut aber kann der Lösungsgehalt der aufsteigenden Quelle aus einem anderen Nebengestein stammen — der Unterschied mag letztlich gar nicht so erheblich sein, sofern es sich nicht um magnemenspezifische Stoffe handelt. Dies, um darzutun, daß es bei der stofflichen Zusammensetzung von Warmquellen weit mehr auf den durchsetzten und ausgelaugten Gesteinskörper ankommt als auf das die Wärme und das Wasser abgebende Vulkangestein. Meist wird sich ja Tageswasser und Tiefenwasser in unüberblickbarer Weise mischen zur Warmquelle <sup>1)</sup>. Aus diesem Grunde soll es genug sein, festzustellen, daß zwar die Annahme einer Mineralquelle zur Erklärung des Opalfelses der Csatherberge unerläßlich scheint, daß aber für die stoffliche Abkunft der abgeschiedenen Kieselsäure keinerlei unmittelbarer Anhalt vorliegt.

Es ist leicht, die Kieselsäure aus dem Serpentin und Serpentinchiefer des Untergrundes herzuleiten. Hiebei ist aber zuzugeben, daß es besondere Verhältnisse gewesen sein müssen, welche zur Opalbildung geführt haben. Denn auch in dem nördlicher gelegenen Gebirge von Bernstein oder im Geschriebenstein gibt es große Serpentinmassen, aber keinen Opalfels.

\* \* \*

Serpentin selbst, das Metasilikat, ist durch Einwirkung kohlenensäurehaltiger Wässer aus dem Orthosilikat Olivin entstanden. Es kann seinerseits durch solches Wasser weiterersetzt werden:



Die erstgenannte Umwandlung ist wohl stets ein Vorgang, der sich unter starker Gesteinsbedeckung, fernab der Oberfläche abspielt. Aus diesem Grunde bildet Serpentin (an Stelle von Olivingesteinen) einen weit verbreiteten Baustein des kristallinen Grundgebirges, auch von solchem in kata-metamorpher Umprägung, wo nach der Tiefenstufenlehre sein Platz nicht ist. Der Grund hiefür ist die besondere Anfälligkeit des Olivins für die Umsetzung zu Serpentin. Diese Umsetzung eilt bei der Versetzung des Gesteins in höhere Bereiche — sei es auch nur durch Abtragung des Hangenden — einer Umwandlung anderer Gesteine tieferer Zonen weit voraus. Mit anderen Worten: die Anpassung des Mineralbestandes von Olivingesteinen an die Bedingungen höherer Umprägungsstufen erfolgt viel schneller als bei kieselsäurereichereren Gesteinen. Es ist also die Serpentinisierung zur Gesteinsumprägung (Metamorphose) zu rechnen, sehr im Gegensatz zu der oben angeschriebenen Umwandlung, welche dem Bereich der Verwitterung zugehört, oder der oberflächennahen, hydrothermalen Zersetzung. Im ersten Fall werden Magnesiumkarbonat und Kieselsäure durch die Oberflächenwässer abgeführt. Je nach den waltenden Umständen kann im Falle hydrothermalen Zersetzung entweder das gleiche geschehen oder es kommt zu einem Absatz von Magnesiumkarbonat, also zur Bildung einer Lagerstätte dichten Magnesites. Alle diese Gedankengänge, heute Gemeingut der Wissenschaft, wurden erstmalig von Schrauf am Serpentin von Kremže erkannt.

<sup>1)</sup> Hiefür nur ein Beispiel. Allen (1935) schließt aus seinen Untersuchungen, daß das Wasser der Geysire im Yellowstone National Park zu 85—90% aus meteorischem Wasser und nur zu 10—15% aus juvenilem Wasser besteht.

Das Schicksal der neben dem Magnesit entstehenden Kieselsäure ist nicht immer gleich. Manchmal wird sie im Serpentin selbst in Form von Gängen und Knollen abgesetzt. Sie kann sich auch im Magnesit anreichern und so dessen praktischen Wert schmälern oder über der Magnesitlagerstätte eine gesonderte Zone der Kieselsäureanreicherung bilden. Oft auch gelangt sie an die Oberfläche und bildet dort über dem Serpentin Kieselkappen und Kieseldecken, deren Beziehungen zu alten (tertiären) Landoberflächen oft nachweisbar sind. Solche Gebilde wurden insbesondere von Hießleitner und W. E. Petrascheck aus den Serpentinegebieten der Balkanhalbinsel beschrieben. Die Bildung von Kieseldecken und Lagerstätten wird von den genannten Forschern ins Tertiär verlegt und kohlen säurehaltigen Quellen zugeschrieben, welche zum Gefolge des „andesitischen Vulkanismus“ gehören, der in Kreide und Tertiär im Gebiete der Balkanhalbinsel tätig war. Gleicher Entstehung ist übrigens die Lagerstätte von Kraubath (Steiermark), welche diesem Lagerstättentypus den Namen gegeben hat und besonders durch E. Clar untersucht worden ist.

Wenn solcherart im Serpentin (übrigens auch in Olivingesteinen) Anzeichen hydrothermalen Zersetzung allenthalben sichtbar werden, so soll das keineswegs heißen, daß diese Gesteine in irgendeiner Art für das Aufsteigen von Quellen besonders veranlagt seien; es ist lediglich die schon genannte, chemisch begründete Anfälligkeit der Gesteine für die umwandelnde Wirkung solcher Quellen, welche deren Spuren in viel stärker sinnfälliger Weise aufbewahrt als in anderen Gesteinen.

Einigermaßen unerwartet ist die Tatsache<sup>1)</sup> daß bei der Serpentinzersetzung die Wanderfähigkeit der entstehenden Kieselsäure jener des Magnesiumkarbonates deutlich überlegen ist. Wir glauben deshalb, daß die Kieseldecken der Csatherberge geschaffen wurden durch eine Sauerquelle, welche in jungpannonischer Zeit am Gestade des Süßwassers aufstieg und hier Kieselsäure absetzte, die sie in der Tiefe dem Serpentin entlöst hatte.

Das so gewonnene Bild kann noch abgerundet werden durch Aufklärung der hydrographischen Verhältnisse der Quelle. Dies soll aber erst geschehen, nachdem der Bau und die Entstehung der Eisenberggruppe und ihre Stellung im Rahmen des Nordostteiles der Steirischen Bucht geschildert worden sind.

## 7. Der Bau der Eisenberg-Gruppe und ihre Stellung im Steirischen Becken

(Tafel V, VI)

Das Steirische Becken war im Laufe einer an Einzelheiten reichen Geschichte (Winkler-Hermaden, 1951 b) allmählich niedergebrochen; eine freie Verbindung mit der offenen Weite des Pannonischen Beckens war jedoch behindert durch einen Kranz von Inseln, die von Winkler-Hermaden sogenannte Südburgenländische Schwelle. Sie spannte sich vom Geschriebenstein über den Eisenberg und den Fidischberg westlich von

<sup>1)</sup> Welche sich, Hießleitner's Werk zufolge, aus den Lagerstättenuntersuchungen ergibt.

Güssing zum Stadelberg<sup>1)</sup> und Sausal. Diese Schwelle wurde jedoch in den Vorgang der Absenkung einbezogen, so daß die genannten Schollen nur deren erhalten gebliebene Reste sind. Die im Laufe der Ausgestaltung des Beckens erfolgte Losreißung von Schollen und deren Versenkung wird offenbar, wenn man die Ablagerungen betrachtet, die den Eisenberg gleich einem Mantel eingehüllt haben und von der Abtragung allmählich entfernt werden. Sie bestehen samt und sonders aus oberpannonischen Ablagerungen, soweit sie an der Oberfläche beobachtbar sind. Ältere Schichten sind abseits der Berggruppe an vielen Stellen festgestellt worden, doch kann von ihnen erst etwas später gesprochen werden.

Bei Burg überdeckt Schotter und Sand von jungpannonischem Alter den devonischen Kalk (Kümel, 1953). Diese Schichten begraben unter sich eine Vielfalt von Karsterscheinungen: geologische Orgeln und Schlotte, Höhlen mit Sinterbildungen usw. in so vorzüglicher Erhaltung, daß sie unmöglich viel älter sein können als die auflagernden oberpannonischen Schichten. Daher wurde ihnen mittel-(oder alt-)pannonisches Alter zugeschrieben und aus ihrer Höhenlage (250—260 m) auf eine Absenkung der Scholle von Burg und Hannersdorf im Verhältnis zum Körper des Eisenberges geschlossen, die sich vor oder zu Beginn der jungpannonischen Zeit ereignete. Die Orgeln müssen sich oberhalb von 420 m<sup>2)</sup> gebildet haben, auf alle Fälle aber oberhalb von 380 m. Es ist somit eine Senkung der Scholle von Burg und Hannersdorf im Betrage von mindestens 100—200 m anzunehmen; sie kann auch erheblich größer sein, da ja nicht angenommen werden braucht, daß sich die Orgeln knapp über dem damaligen Wasserspiegel gebildet haben.

Zwischen Hannersdorf und Woppendorf, auf der Südseite des Königsberges<sup>3)</sup> fand Sauerzopf (1950) ein Vorkommen von oberpannonischem Süßwasserkalk mit reichlichen Fossilien. Der Fundort wird erreicht, wenn man von Hannersdorf (Bahnhof) aus den Weg nach Woppendorf einschlägt. Über die „Aussichtswarte“ erreicht man auf einem Feldweg die Höhe. Hier wird in zwei Gruben fallweise vergruster paläozoischer Dolomit gewonnen. In der dünnen Ackerkrume, welche die Ebenheit des Königsberges bedeckt, liegen viele Quarzkiesel bis zu Eigröße. Wo der genannte Weg die Anhöhe erreicht, liegt ein Rest von Terrassenschotter. In dem Graben neben dem bereits abwärts führenden Weg ist grünlichgrauer Tegel sichtbar. Der Weg biegt dann nach links und bald wieder nach rechts; von dieser Stelle geht man eine Ackerlänge nach aufwärts, um den Fossilfundpunkt zu finden. Im Acker gibt es hier reichliche Schalensplitter im bräunlichen Tegel, weit seltener aber in dem begleitenden, hellgrauen bis hell-gelblichgrauen, rauhrüchigen Kalk, welcher reichliche kleine Splitter von Quarz und grauem paläozoischen Schiefer, aber keine sandige Beimengung enthält. Diese Schichten lagern unmittelbar am paläozoischen Grundgebirge, welches gleich oberhalb in steilerem Anstieg zutage tritt; sie sind eine ganz küstennahe Bildung. Da die Liste der Versteinerungen

<sup>1)</sup> Die Schreibung Stradelberg (österreichische Karte 1 : 50.000) ist falsch.

<sup>2)</sup> Das ist der jungpannonische Höchststand, nach dem Zeugnis der höchstgelegenen fossilführenden Ablagerungen (beim Richardshof bei Mödling), welche in 410 m liegen, aber keine ganz unmittelbaren Küstenabsätze sein müssen.

<sup>3)</sup> Auf der Aufnahmeabschnitt 1 : 25.000 Kinischberg genannt.

nirgendwo veröffentlicht worden ist, sei sie hierher gesetzt (Sauerzopf, 1950, 1953).

*Strobilops* cf. *costata* Clessin  
*Pomatias* sp. (? *P. conicus* Klein)  
*Carychium sandbergeri* Handmann  
*Carychium berthae* Halavats  
*Anisus confusus* Soos  
*Planorbis thiollierei* Michaud  
*Gastrocopta suevica* Sandberger  
*Gastrocopta acuminata acuminata* Klein  
*Clausilia* sp.  
*Gyalina roemeri* Andreae  
*Milax fonyodensis* Lörenthey  
*Helix* sp.  
*Limnaea (Galba) halavatsi* Wenz  
*Sciurus* sp., Eichhörnchen

Diese Schneckengesellschaft entspricht jener des Eichkogels, allerdings nicht der von Schlosser beschriebenen des Kalkes, sondern jener der darunterliegenden Schichten. Diese Schichten liegen am Osthang des Eichkogels, sind vom Verfasser entdeckt und von Wenz & Edlauer untersucht worden. In deren Liste fehlt nicht ein einziges der Fossile des Königsberges. Diese Tiergesellschaft gehört somit in die Papp'sche Zone G. Damit ist sie aber altersgleich mit dem Opalfels der Csatherberge. Wegen der Strandnähe seiner Bildung kann man auch diesen Kalk einem bestimmten Spiegelstand zuordnen. Er steht in deutlichster Beziehung zu der Ebenheit, welche der Königsberg trägt. Diese Ebenheit liegt nur wenig über 340 m; der etwas tiefere Kalk und Mergel liegt somit fast in derselben Höhe wie die tiefere der Opalfelsdecken. Sie sind nicht nur altersmäßig, sondern auch höhenstufenmäßig einander vollkommen entsprechend. Es besteht also vollkommener Gleichklang zwischen geologischem, paläontologischem und geländekundlichem Befund. Die Scholle von Burg und Hannersdorf aber hat sich vor der Ablagerung dieses Süßwasserkalkes abgesenkt, muß aber seither vollständig in Ruhe verblieben sein. Die „fast ruckartige Senkung“ (Kümel, 1953), die auf Grund der Beobachtungen bei Burg anzunehmen war, hat sich also auch auf andere Weise bestätigt.

Schwer erklärbar bleibt indessen die Schotterüberstreuung der Fläche des Königsberges. Quarz für Rollsteine konnte hier vom paläozoischen Grundgebirge nicht zur Verfügung gestellt werden. Bloß zwei Wege bieten sich als Erklärung an. Entweder stammt das Geröll aus alt- oder vorpannonischer Zeit und wurde von einem Fluß herangezogen, als die Eisenberg-Gruppe noch nicht vom Beckenrand durch Bruchabsenkung der Zwischenstücke abgetrennt war, sondern noch einen Teil dieses zusammenhängenden Randes bildete; solcher Schotter könnte dann in jungpannonischer Zeit umgelagert worden sein. Oder der Beckenteil innerhalb der Burgenländischen Schwelle war zur Zeit der Bildung der Brandungsfläche des Königsberges von abgelagerten Sand- und Tegelschichten so verschüttet, daß über seine Oberfläche zeitweise ein Fluß (die Ur-Pinka?) vorstoßen und Geröll heranbringen konnte. Der eine oder der andere dieser Erklärungsversuche muß auch herhalten, um die Schotterlagen an der Basis des Oberpannon zu deuten, nämlich die Schottervorkommen in den geologischen

Orgeln von Burg, beim Schloß von Kohfidisch (an der Wegabzweigung zum Csatherberg) und südöstlich von Kirchfidisch. Diese Schotterlagen sind umso auffälliger, als die oberpannonischen Schichten sonst nur aus Sand und Tegel bestehen.

Aus Benda's Karte der Eisenberggruppe geht hervor, daß diese Scholle von Burg und Hannersdorf einen nach Nordwesten gerichteten Fortsatz der Eisenberggruppe bildet. Er läßt sich begrenzen durch zwei NW—SE gerichtete Linien, welche höchstwahrscheinlich Bruchlinien bedeuten. Baulinien dieser Richtung sind übrigens auch sonst bedeutsam für den Aufbau der Grazer Bucht. Brüchen dieser Richtung verdankt das Bernsteiner Gebirge seine heutige Umgrenzung: Krumbacher Senke, bei Friedberg, Tauchen (Winkler-Hermaden, 1933 a).

Auch die anderen Hauptrichtungen der Bruchtektonik am Alpenstrand sind beteiligt am Umriß des Eisenberges. Der von der Pinka gesäumte steile Abfall des Gebirges bei Woppendorf bis nach Badersdorf ist unzweifelhaft ein Bruchrand, welcher von den oberpannonischen Schichten überschüttet und erst nachträglich durch den Fluß wieder ausgegraben worden ist. Seine Nordost—Südwest-Richtung kehrt am Alpenrand vielfach wieder.

In derselben Weise wie von der Pinka wird der Gebirgsrand bei Kohfidisch bespült vom Gereuthbach <sup>1)</sup>. Auch hier ist ein Bruch das gestaltende Ereignis. Benda's Karte ergibt allerdings kein richtiges Bild, da das paläozoische Grundgebirge gar nicht bis östlich von Kirchfidisch nach Süden zieht. Daß aber eine Schwelle vorhanden ist, welche, von oberem Pannon verkleidet, die Csatherberge und den Hohensteinmais-Berg verbindet, wurde erwiesen durch eine Schurfbohrung. Sie war 900 m WNW des Jägerhauses von Harmisch in einer Seehöhe von 284,2 m angesetzt und erreichte bereits in einer Tiefe von 164,8 m den Dolomit. Eine um 370 m näher zum Jägerhaus liegende Schurfbohrung hat in solcher Tiefe das Grundgebirge nicht getroffen, eine andere beim Jägerhaus auch nicht in 250 m.

Mit dem genannten Bruch im Zusammenhang stehen die Nord—Südstreichenden, mit 60—70° nach Westen fallenden Harnischklüfte im stark verwitterten Serpentin schiefer hinter dem Haus östlich der Schloßmauer in Kohfidisch, an der Abzweigung des Fahrweges auf den Kleinen Csatherberg.

Dieser Bruch ist Nord—Süd ausgerichtet; auch der Ruster Bergzug am Westgestade des Neusiedler Sees verdankt Brüchen etwa dieser Richtung seinen Umriß.

Ob die Kalk- und Dolomitmassen des Hohensteinmais-Berges noch zur Eisenbergsscholle gehören oder, durch Brüche getrennt, eine eigene Scholle bilden, wissen wir nicht genau. Die folgenden Beobachtungen sprechen jedoch dafür, daß die Eintiefung zwischen Eisenberg und Hohensteinmais-Berg in einer grabenartigen Absenkung ihre Entstehung hat.

Der Serpentin des Eisenberges reicht nicht weit nach Süden. Bereits 300 m südöstlich des Hegerhauses nahe dem Georgshof liegt im Wald am rechten Bachufer ein kleiner, verlassener Steinbruch im devonischen Kalk. Dieser ragt nur wenig über die Talsohle auf und wird von oberpannonischem

<sup>1)</sup> Die Schreibung der österreichischen Karte 1 : 50.000 ist falsch.

Tegelsand bedeckt. Herumliegende Blöcke von Kalk und Konglomerat bildeten wohl ursprünglich eine dünne Lage unmittelbar auf dem Kalk. Dieser Süßwasserkalk gleicht sehr jenem vom Eichkogel, denn er ist hell bräunlichgrau und leicht verwitternd und lieferte ein Haus der noch unbenamten *Cepaea* vom Eichkogel<sup>1)</sup>. Ein großer Konglomeratblock ist rötlichgrau, mürb und zerreibbar, denn seine höchstens nußgroßen, wenig gerollten Brocken aus Devonkalk sind zu kreidiger Masse zerfallen; nur die dünnen Kalkkrusten um die kleineren, meist aufgelösten Bestandteile geben dem löcherigen, sinterartigen Gestein seine geringe Festigkeit.

Dieses Konglomerat ist natürlich eine Bildung der unmittelbaren Küste, damit aber auch der Kalk selbst. Man hat also diese Gesteine dem Kalk des Königsberges gleichzustellen. Andererseits aber liegt Konglomerat und Kalk beim Hegerhaus in fast 200 m Seehöhe, also gewiß zu tief für den damaligen Spiegel des oberpannonischen Sees. Diese Umstände sind es, welche zu dem oben gezogenen Schluß geführt haben.

Der Hohensteinmais-Berg selbst scheint keine nach-jungpannonische Verstellung erlitten zu haben. Dies geht hervor aus einem von Winkler-Hermaden (1927) aufgefundenen Vorkommen von Süßwasserkalk über devonischem Kalk in einem alten Steinbruch südlich des großen Steinbruches von Kirchfidisch. Dieser Steinbruch liegt an einer Waldstraße (der alten Poststraße von Güssing nach Steinamanger), in der Nähe einer Forsthütte in etwa 330 m Seehöhe. Es ist heute völlig verwachsen, doch liegen in der Nähe Lesesteine dieses gelblichgrauen, weichen Kalkes, in denen mehrere Stücke von *Planorbis* (*Odontogyrorbis*) *krambergeri krambergeri* Halavats gefunden wurden.

Die Straße führt knapp neben Punkt 345 (auf der Höhe des Hohensteinmais-Berges) vorbei; sie geht hier über bläulichgrauen Tegel, in dem (nach Lesesteinen zu urteilen) Kalklagen von ähnlichem Aussehen wie bei der Forsthütte vorkommen. Sie führen <sup>2)</sup>:

*Pomatias conicus* Klein

*Klikia* sp.

*Gastrocopta* sp.

Diese Versteinerungen gehören natürlich ebenfalls der Eichkogelfauna an. Der Kalk ist ein Glied der Blauen Serie; er ist gleich alt mit der Schneckengesellschaft des Königsberges, welche ebenfalls an die Höhenlage von 340 m gebunden ist. Der Hohensteinmais-Berg trägt zwar keine Vererbung, es ist aber dennoch klar, daß nach der Ablagerung der Eichkogel-Schichten keine Verstellung mehr statthatte; die Beständigkeit der Höhenlage aller dieser Vorkommen (einschließlich des Eichkogels selbst) von küstennahen Absätzen spricht deutlich dagegen.

Das Profil durch das Teich-Tal (Tafel VI) von Kohfidisch nach Nordwesten bis an den Rand des Kartenblattes ist durch zahlreiche Schurfbohrungen und drei Tiefbohrungen in geologischer Hinsicht gut bekannt. Es ist bereits gesagt worden, daß der Gebirgsrand bei Kohfidisch ein Bruch ist. Darüber hinaus aber haben die Schurfbohrungen eine flache, kaum gewellte, sonst aber ganz ungestörte Lagerung oberpannonischer Schichten ergeben. Darunter liegen aber ganz erhebliche

<sup>1)</sup> Nach freundlicher Bestimmung durch Herrn Dozenten Dr. A. Papp.

<sup>2)</sup> Nach freundlicher Bestimmung von Herrn Doz. Dr. A. Papp.

Störungen verborgen, welche diese flach darüber gebreiteten pannonischen Schichten nicht einmal ahnen lassen.

Die Zusammensetzung der oberpannonischen Schichten ist kennzeichnend. Zu oberst liegen Schichten der Blauen Serie (Zone G), welche höchstens 50 m erreichen und zwischen Mischendorf und Bachselten nach Nordwesten zu in die Luft ausheben. Darunter liegt die Schwarze Serie (Zone F), aus grauem und bläulichgrauem Ton und Tegelsand bestehend, worin lignitführende und lignitische Schichten eingeschaltet sind. Sie ordnen sich in zwei Gruppen, deren obere, durch eine Sandlage zweigeteilt, die mächtigere ist. Nahe ihrer Unterkante ist in dieser Serie eine fossilreiche Bank eingeschaltet, welche massenhaft *Congerina neumayri* Andrusov führt, nach der Bestimmung durch Sauerzopf, 1952, an welcher Papp, 1953 allerdings einen leichten Zweifel beläßt. Diese Bank bildet ebenso wie die Lignitschichten in den Bohrungen im Teich-Tal einen trefflichen Leithorizont; sie kommt in der Umgebung von Oberdorf an die Oberfläche. Nach Sauerzopf gehört sie der Zone F des Oberpannon an. Besonders verdient hervorgehoben zu werden, daß hier in dieser Zone keine Anzeichen jenes Spiegelerückganges vorhanden sind, welcher sowohl im Wiener wie im Grazer Becken nachgewiesen worden ist (siehe Sauerzopf, 1952).

Die Schwarze Serie erreicht bei Kirchfidisch die Oberfläche. In der Ziegelei werden ihre Schichten abgebaut: gelbbrauner, feinsandiger Ton (2,5 m aufgeschlossen), darüber 0,5 m schwarzgrauer Ton.

Eine Bohrung an der Straße nordwestlich von Kohfidisch (bei Punkt 264) hat in etwa 140 m das Grundgebirge (Serpentin) erreicht; die durchbohrten oberpannonischen Schichten waren nicht vollständig, indem unter der Blauen Serie zwar die Schwarze folgte mit der oberen lignitischen Gruppe samt eingelagertem Sand, während die untere fehlte. Es zeigt sich somit, daß die höheren Schichten des Oberpannon allmählich mit stark verminderter Mächtigkeit auf das Grundgebirge übergreifen. Bei Kirchfidisch streichen sie, von einer dünnen Schicht der Blauen Serie bedeckt, über die flache Schwelle nach Harmisch. Wenig weiter im Norden stoßen diese Schichten ab gegen den höher aufragenden Eisenberg. Sie tun dar, daß sie auf sinkendem Boden abgelagert wurden. Solcherart wird glaubhaft, daß der Randbruch bei Kohfidisch unmittelbar vor und noch während des älteren Jungpannon in Bewegung war und die der westlichen Scholle aufgelagerten Absätze versenkte.

Zur Annahme von weiteren Brüchen gelangt man bei Betrachtung des tieferen Untergrundes an Hand der Tiefbohrungen.

Die Bohrung Mischendorf, knapp südlich der Straße, 500 m südöstlich der Kirche des Ortes gelegen, hat unter dem Oberpannon auch das bei Kohfidisch fehlende mittlere angetroffen, darunter in 275 m Tiefe das Grundgebirge, welches hier jedoch aus Devondolomit besteht. Einige Meter unter der Oberkante des Mittelpannon liegt eine sehr fossilreiche Lage mit Congerien, Melanopsiden, Cardien, welche nordwestlich von Neuhaus eine gute Leitschicht abgibt. Die mittelpannonischen Schichten selbst sind Absätze ruhigen Wassers und bestehen aus einem vielfältigen Wechsel von mergeligen Tonbänken mit sandigen und sandig-tonigen Lagen. Genau so, wie diese Schichten am Grundgebirge abstoßen; tun dies auch die unterpannonischen Schichten, welche in der Bohrung Bachselten, knapp südlich der Straße, etwa 550 m NW der Kapelle von Groß-

Bachselden, erreicht wurden, wo sie eine Mächtigkeit von 215 m haben. Diese Schichten sind ausgebildet als graugrüner, dünnschichtiger Ton mit geringem Sandgehalt und mit einzelnen Sandlagen. Die Grenze gegen das mittlere Pannon wird von Sand mit Kieslagen dargestellt. Die Mächtigkeit dieses Sandes beträgt:

in der Bohrung Neuhaus:	313,0—347,35 m = 34,35 m
in der Bohrung Bachselden:	328,7—339,4 m = 10,7 m

Diese Sandlage deutet die von Winkler-Hermaden (1951 b) klar hingestellte Spiegelsenkung an der Grenze von unterem und mittlerem Pannon an, welche an anderen Stellen des Steirischen Beckens besonders durch den Karnerberg-Schotter und den Lignit von Ilz bezeichnet wird. Auch Sauerzopf (1950) und Papp (1951) haben auf diesen kurzen Rückzug der pannonischen Wasser hingewiesen.

Bei Bachselden liegen unter den pannonischen die sarmatischen Schichten, wenn auch in der geringfügigen Mächtigkeit von 543,6—569,5 m = 25,9 m. Darunter folgt grober Schutt (569,5—576,4 m) und sodann der devonische Dolomit. Dieses Vorkommen von Sarmat ist Anlaß, die sarmatische Strandlinie in der paläographischen Karte von W. Petrascheck (seine Abbildung 125) zu verbessern, wenn auch nur in ziemlich geringfügiger Weise.

Es ist klar, daß sich der Basisschutt nicht in solcher Tiefe gebildet haben kann, da der sarmatische Spiegel recht hoch lag. Eine spätere Absenkung ist also offenbar. Ebenso klar ist, daß die geringe Mächtigkeit der sarmatischen Schichten auf einem nur randlichen Übergreifen auf eine sinkende Scholle beruht, u. zw. von einem tieferen Ablagerungsraum her.

Damit steht in Einklang, daß in der Bohrung Neuhaus, im Strmača-Tal, knapp südlich des Bächleins, 500 m vor seiner Einmündung in den Teichbach, das Sarmat von 594,3 bis 765,1 m durchsunken wurde, also in einer Mächtigkeit von 170 m, ohne daß sein Liegendes erreicht worden wäre.

Nach oben hin gehen die sarmatischen Schichten ohne Unterbruch in die pannonischen über und bestehen aus hartem, grauem bis grünlichgrauem Tonmergelschiefer, dessen kreidige Schichtbeläge so wie im Wiener Becken für diese Stufe kennzeichnend sind.

Tief unter Rohrbach muß der Bruch verborgen liegen, an dem jene Absenkung erfolgte, welche dem sarmatischen Meer das Vorgeifen von Nordwesten her erlaubte, also von der Friedberger Bucht aus. Dieser Bruch schuf ein einigermaßen tiefes Beckenstück, aus dem heraus zunächst kein weiteres Vorgeifen der Wässer gegen Südwesten erfolgen konnte.

Dieser anzunehmende Bruch (I in der Karte Tafel e) läßt sich in völlig ungezwungener Weise verlängern und verbinden mit einem anderen, den Papp & Ruttner in der Gegend von Welgersdorf nach Nordosten ziehend fordern, um zu erklären, daß die Schichten des Mittelpannon (Zone E) nicht südlich von Rechnitz bis an den Rand der Eisenberg-Gruppe reichen, sondern in der Tiefe nördlich davon endigen. Ungeklärt bleibt freilich, ob der Bruch weiter im Nordosten länger fortgedauert hat als an der Pinka und am Teichbach, wo die Bewegung spätestens ins Sarmat fällt, oder ob er etwa auch hier bis in die pannonische Zeit wirksam war. Die Richtung, welche diesem Bruch, und den weiterhin anzunehmenden gegeben wurde, konnte entnommen und abgelesen werden aus dem Abfall des Grundgebirges zwischen



Badersdorf und Woppendorf, welcher sicherlich vorgegeben ist durch einen Bruch in der Richtung NO—SW (V in der Karte Tafel V).

Als die Senkung der Scholle von Bachselten sich an dem Bruch III vollzog, konnten die letzten Schichten des Sarmat bereits auf dieser Scholle abgesetzt werden, während die Wellen an der dahinter liegenden, steilen Dolomitzküste brandeten; so erklärt sich der Grundschutt unter den geringmächtigen sarmatischen Schichten in der Bohrung bei Bachselten. Beim Entwerfen der Karte (Tafel V) wurde der Bruch III an jene Stelle verlegt, in der Vermutung, daß sich die Grenze zwischen dem Chloritschiefer südlich von Hannersdorf und den devonischen Gesteinen der Scholle des Königsberges bei genauerem Zusehen als Bruch erweisen werde. Wenn man diesen Bruch dieselbe Richtung zuweist wie seinen Nachbarn, so zielt er in seiner weiteren Verlängerung genau auf den Basalttöuff bei Mitter Neuberg (Kümel, 1953). Dieser Tuffschlot liegt auf der nach SSO ziehenden „Vulkanlinie von Güssing“, welche sich allerdings erst im jüngeren Pliozän bildete, also lange nach dem Absatz der pannonischen Schichten (Winkler-Hermaden, 1951 a). Es ist indessen nicht unglauwürdig, daß der Tuff dort aufbrach, wo die jüngere Vulkanlinie den älteren Bruch zu kreuzen hatte.

Die hier angenommenen, aus den Bohrergebnissen erschlossenen Brüche (siehe Tafel V) stellen eine Mindestanzahl dar; darüber hinaus könnte es wohl sein, daß auch das Nordwestende der Scholle von Hannersdorf durch einen Bruch (II) gebildet wird, welcher etwa über Bachselten laufen und die Scholle von Bachselten in zwei schmälere, gleichlaufende Leisten unterteilen würde. In die Darstellung des ersten Querschnittes (Tafel VI) wurden die drei genannten Brüche in etwas vereinfachter Form als gerade Linien eingezeichnet, ohne zu berücksichtigen, daß ihnen zweifellos ein Einfallen nach Nordwesten zukommt; nachdem sie sich aber im Bereich der Bohrungen nur im tieferen Untergrund bemerkbar machen und nicht an der Oberfläche, so müßten sie, genau genommen, dort um gewisse Beträge nach Nordwesten versetzt erscheinen gegenüber der Lage auf der Höhe des Königsberges.

Der Bruch III könnte es gewesen sein, welcher die altpannonischen Wasser bis in den Raum von Mischenbach heranließ, während ein vierter Bruch ein weiteres Vorgreifen des Mittelpannoniums ermöglichte. Bei Burg hat bereits Benda einen Bruch festgestellt, welcher die Grenze bildet zwischen den devonischen Absatzgesteinen des Königsberges und dem Chloritschiefer des Eisenberges. Er scheint in seiner Richtung gleichzulaufen mit dem heutigen Abbruch des Grundgebirges (V). Von zwei bei Kotezicken abgeteufte Schurfbohrungen hat die eine (nahe der Kirche) den Verwitterungsschutt des Grundgebirges (Serpentin oder Grünschiefer) bei 160,7 m erreicht, nachdem sie lediglich oberpannonische Schichten durchsunken hatte, die andere an der Straße nach Woppendorf (250 m von ihrer Abzweigung in Kotezicken) traf den Grundgebirgsschutt in nur 94,2 m Tiefe. Der Abfall zwischen den beiden, nur 300 m voneinander entfernten Bohrungen ist gewiß auffallend. Im Sinne unserer Auffassung befinden sich diese beiden Bohrungen auf derselben Scholle wie die Schurfbohrung nordwestlich von Kohfidisch, welche ebenfalls in das Grundgebirge gelangte. Zwischen dieser letztgenannten Bohrung aber und der Tiefbohrung von Mischendorf wurde bereits ein Bruch gefordert. Beiden Not-

wendigkeiten kann man gerecht werden durch eine Verwerfung in Richtung etwa Nord—Süd. Sie müßte etwa durch den Westrand des Ortes Kotezicken ziehen und würde die Scholle von Kohfidisch trennen und von einer zwischen den Brüchen IV und III liegenden Scholle.

Der Bruch V und seine nach Süden weisende Fortsetzung (VI) erst waren es, welche ein Anbränden des jungpannonischen Sees am Körper des heutigen Eisenberges ermöglichten, ja diese Berggruppe in ihrem heutigen Umfange erst entstehen ließen.

So sind die Ablagerungsverhältnisse all der Schichten zu deuten, welche von den Bohrungen am Teichbach angetroffen worden sind.

\* \* \*

Es soll nicht verabsäumt werden, hier auf einen Umstand hinzuweisen, welcher kennzeichnend ist für viele Brüche am Alpenostrande, nämlich ihre kurze Lebensdauer. Die meisten von ihnen, so auch die hier aufgezählten, beschränken ihre Tätigkeit auf die Zeitdauer einer oder weniger Stufen des Tertiärs. Die absenkenden Kräfte der nachfolgenden Zeiten tobten sich aus auf neuen Schauplätzen. Sie schufen neue Linien, die sich aber einfügen mußten in den vorhandenen Plan.

Man kann die Wirkung der Brüche an der südburgenländischen Schwelle zusammenfassend bezeichnen als ein im Raum und in der Zeit fortschreitendes Abbröckeln der alten Grundgebirgsauftragungen. Im Gebiet von Neuhaus und Bachselten aber konnten sich infolge dieser andauernden Absenkung pannonische Schichten in erstaunlicher Mächtigkeit ablagern: 594,3 m bei Neuhaus, 543,6 m bei Bachselten. Dieser Raum wird bereits von Sauerzopf (1952) als Senkungsgebiet bezeichnet.

Zwischen Harmisch und Kirchfidisch kann ein Bruch keineswegs mit Sicherheit behauptet werden. Eine Auflagerung oberpannonischer Schichten auf dieser Grundgebirgsschwelle ist die andere Denkmöglichkeit. Weil aber an so tiefliegendem Orte ältere Schichten fehlen, muß man auch hier an junge Absenkungen an der mittel-jungpannonischen Wende denken. Durch solche Vorgänge verlor die Insel des Eisenberges auch im Osten einen großen Teil ihrer Masse, ja wahrscheinlich kann man seit damals überhaupt erst von einer Eisenberg-Gruppe sprechen. Der Hohensteinmais-Berg gelangte erst mit sinkendem Wasserspiegel (Höhenlage 340 m) wieder in den Wirkungsbereich der jungpannonischen Wellen, der Dolomitrückén im Punitzer Gemeindewald noch später, nämlich erst beim Wasserspiegel in 310 m. Zwischen diesen Kalkschollen und der Masse des Eisenberges aber lag eine stille Bucht, in der feinkörnige Absätze entstanden.

Diese Absätze gehören der Schwarzen Serie an, welche auch hier von der Blauen überlagert wird. Infolge ungleicher Höhenlage und verschieden starker Abtragung ist diese von den Schurfbohrungen in sehr ungleicher Mächtigkeit angetroffen worden (siehe Querschnitt auf Tafel VI).

Die zahlreichen Lagen von Lignit und lignitischem Ton, welche in der Schwarzen Serie ihren Namen eingetragen haben, lassen sich in Gruppen zusammenfassen. Sie werden getrennt von mehr oder weniger lignitfreien Schichtgruppen. Die unterste lignitarmer Serie (2) konnte vom Grundgebirge weg bis östlich von Harmisch verfolgt werden, wobei ihre Mächtigkeit nur wenig schwankt; weiter östlich wurde sie vom Bohrer nicht mehr

erreicht. Ein unterer Lignit (4), überlagert von einer Schichtgruppe mit lignitischen Lagen und schwachen Flözchen (5), konnte sogar bis St. Katharein nachgewiesen werden; nach Osten zu steigt zwar nicht die Mächtigkeit des Lignites, wohl aber die der hangenden lignitarmer Serie. Die Gruppe des oberen Lignites (7) konnte bis weit über die Pinka in den Bildeiner Wald verfolgt werden; ihre Mächtigkeit nimmt nach Osten auf ein Mehrfaches zu. Ein hangendes Lignitflöz (9), ebenso weit nach Osten nachgewiesen, behält nach Westen zu seine Dicke bei und verschwindet bei Harmisch nahe der Unterkante der Blauen Serie (11). Gleichzeitig keilt der hangendste Tegelsand (10) völlig aus; gegen Osten aber schwillt er auf 140 m an. Die darunterliegende lignitfreie Gruppe (8) behält ihre Mächtigkeit durch das ganze Profil bei, abgesehen von einer randlichen starken Ausdünnung. Am auffälligsten ist die nächsttiefere lignitfreie Gruppe (6), denn sie enthält zwischen Sankt Katharein und der Pinka mehrere eingeschaltete Sandlagen, die nach Osten wie nach Westen ausdünnen. Deutlich ist hier zu erkennen, daß der Sand nicht dem unmittelbar im Westen anrainenden Inselgebiet entstammt, sondern von weiter her, vielleicht vom Norden, in die Bucht eingeschwemmt worden ist. In die Augen springt die Trennung der feinen, tonig-sandigen Trübe, die im Wasser schwebend verfrachtet wird, von dem gröberen Sand, welcher über den Boden der Bucht dahin weggeschwemmt und -gewaschen wird. Er lagert sich daher im stillen Grunde ab und bildet dort Lagen und Bänke. Die ganze Schichtgruppe (6) zwischen den beiden mittleren Ligniten schwillt solcherart stark an, ebenso die darunterliegende lignitarmer Serie (5). Eine noch tiefere lignitfreie Gruppe (3) nimmt von der Küste weg nur wenig an Dicke zu; dafür nimmt die tiefste (1) geradezu keilartig gegen das Innere der Bucht zu, indem dort ein Vielfaches der Randablagerungen abgesetzt wurde.

Daß auch diese Schichten auf einem Boden abgesetzt wurden, der erst vor kurzem abgesunken war, ergibt sich aus einer Tiefbohrung bei Edlitz, 700 m östlich der Kirche, beim Jägerhaus. Diese Bohrung ist bis 628 m im Pannon verblieben und sodann in das paläozoische Grundgebirge gelangt, u. zw. in einen phyllitisch umgeprägten Dolomitmarmor.

Karbonate bilden die allergrößte Masse des Gesteins, doch sind ihrer zwei vorhanden, die eine verschiedene Lichtbrechung haben. Das stärker lichtbrechende — Dolomit — herrscht weitaus vor und bildet unverzwilligte, kleine Rhomboeder, die oft sehr gut ausgebildet sind. Sie besitzen meistens einen äußeren Rand, oft auch einen Kern, welcher durch ausgeschiedenes Eisenhydroxyd gelblich gefärbt ist, so daß man von zonarem Bau sprechen kann; das Mineral war also in manchen Lagen ursprünglich eisenhaltig (Eisendolomit). In manchen Lagen schwimmen die Dolomitrhomboeder in einer Art von Grundmasse aus schwächer lichtbrechendem Kalkspat. In anderen Fällen werden die Dolomitkristalle getrennt durch sehr hell grünlichen, nicht pleochroitischen Muskowit; seine Blättchen sind bald dicker, bald feiner und winden sich manchmal zwischen den Dolomitkristallen hindurch. In den meisten Fällen bilden aber die Dolomitrhomboeder geschlossene, dünne Schichten, welche freilich nirgends lange aushalten.

Mit den Karbonatlagen wechseln häufige, schmale, wohl abgegrenzte auskeilende Lagen von Quarz ab, dessen kleine Kristalle pflasterartig aneinandergrenzen. Selten sind kleine Nester von lamelliertem Albit.

Ein beträchtlicher Teil der Schlieffläche wird eingenommen von feinkörnigen Anhäufungen von Limonit, Kalkspat und Glimmerschuppen, die nichts anderes sind als die Verwüstungen, welche im Gestein durch jüngere Durchbewegung an Scherflächen erfolgt sind.

Dieses Gestein ist zweifellos bereits als ein kristalliner Schiefer anzusehen, wenn auch die Umprägung nicht über den phyllitischen Zustand hinausgelangt ist. Den-

noch kann es seiner dolomitischen Zusammensetzung wegen nichts anderes sein als ein umgewandeltes Glied des devonischen Schichtenstoßes, welcher den Hohensteinmais-Berg und andere Teile der Eisenberg-Gruppe zusammensetzt.

Die lignitischen und humusführenden Lagen der beiden Querschnitte sind Einschwemmungen aus Mooren in das stehende Wasser. Diese Einschwemmungen geschahen zur Zeit der Zone F mit ihrem tiefliegenden Wasserstand. Die Kieselkappen der Csatherberge sind — so steht zu vermuten — um ein Geringes jünger und gehören wohl in die Blaue Serie (Zone H); daher sind sie neu entstandene, küstennahe Moore an Stelle jener älteren, bei der Spiegelsenkung hinweggewaschenen Küstenmoore. Es war bereits die Rede, daß im Brunnen des Wirtshauses auf dem kleinen Csatherberg Kohlenspuren ergraben worden sind. Sie stellen die gleiche Bildung dar wie die Pflanzenreste im Opalit, sind vielleicht sogar deren unmittelbare Entsprechung, wenngleich im unverkieselten Zustand.

Auf der mitfolgenden Karte (Textfig. S. 3) mußte die Grenze des Grundgebirges gegenüber Benda im Bereich der Csatherberge weithin berichtigt werden. Der Südostabfall des Eisenberges und des bereits in Ungarn liegenden Schildinger Berges<sup>1)</sup> ist so steil, dabei aber ziemlich geradlinig, daß die Annahme eines Randbruches hier die Wahrscheinlichkeit für sich hat. Ein Bruch in der Richtung Nord—Süd begrenzt nach Benda eine kleine Scholle von paläozoischen Gesteinen (Sandstein und Tonschiefer) inmitten des Chloritschiefers im östlichen (ungarischen) Teil der Eisenberggruppe.

Aus dem Kartenbild kann weiterhin der Schluß gezogen werden, daß auch der Nordostrand der Eisenberggruppe bei Hannersdorf und Burg durch einen Bruch vorgebildet worden ist (siehe Tafel V). Dies geht übrigens bereits aus den von Papp & Ruttner untersuchten Schurfbohrungen zwischen dem Geschriebenstein und der Eisenberggruppe hervor. Hier liegt die nördlichste Verbindung der Steirischen Bucht mit dem weiten Pannonischen Becken; sie soll als Rechnitzer Durchlaß bezeichnet werden. An der Oberfläche liegen hier, zum Teil von jüngerem Schotter verhüllt, oberpannonische Schichten. Sie bestehen aus grauem und grünlichgrauen Ton und Mergelton mit Sand- und Feinschotterlagen und mit zahlreichen, wenn auch nicht bauwürdigen Kohleflözen, um derentwillen sie in die Schwarze Serie zu stellen sind (Zone F). Darunter folgt in einem Teil des Rechnitzer Durchlasses das Mittelpannonium (E), ebenfalls noch zum Teil mit Kohlen, und sodann das obere Unterpannonium (D). Ob noch tiefere Schichten vorhanden sind, ist unbekannt. Es steht aber immerhin fest, daß der Rechnitzer Durchlaß seit altpannonischer Zeit geöffnet war. Nach den Bohrergebnissen reichte die Friedberger Bucht im Sarmat fast bis an die heutige Eisenberggruppe heran. Ob aber damals der Durchlaß schon bestand, wissen wir nicht, wohl aber ist klar geworden, daß die Öffnung durch Brüche erfolgte. Es treten nämlich die tiefer-pannonischen Schichten randlich nicht an die Oberfläche, wie dies bei einer beckenförmigen Lagerung zu erwarten wäre, sondern sie werden von der jeweils höheren Zone völlig abgedeckt. Dies gilt im Norden ebenso wie im Süden des Durchlasses, wie man den Querschnitten von Papp & Ruttner entnimmt. Anlässlich der Besprechung der Bohrungen am Teichbach mußte diese Tatsache

<sup>1)</sup> Auf der Aufnahmeabschnitt I: 25.000 Merinke-Berg genannt.

bereits erwähnt werden; es wurde sogar einer der erkannten Brüche mit einem hohen Grad der Wahrscheinlichkeit in seiner Verlängerung mit der südlichen Begrenzung des Rechnitzer Durchlasses in Beziehung gebracht, nämlich mit der von Papp & Ruttner gezeichneten Verbreitungsgrenze der mittelpannonischen Schichten (E), welche heute unter den oberpannonischen vergraben liegen. Aber auch diese oberpannonischen Schichten verdanken einem Nachbrechen der Grundgebirgsränder die Möglichkeit, weiter vorzustoßen. Wäre dem nicht so, dann müßten am Rande der Scholle des Königsberges und jener von Hannersdorf älter-pannonische Schichten unter den jüngeren hervortreten. Statt dessen finden wir bei Burg die auf trockenem Land gebildeten Karsterscheinungen, welche in unwiderleglicher Weise eine junge Absenkung dartun. Aus diesen Gründen darf man den nach Nordwesten gerichteten Fortsatz der Eisenberggruppe als von Brüchen in NW—SO-Richtung begrenzt ansehen. Diese Brüche werden aus der oberflächlichen Verbreitung paläozoischer Gesteine besonders dann deutlich, wenn man ihre von Benda in übertriebener Weise dargestellte Ausdehnung in Rechnung stellt. Die Ablagerung der pannonischen Schichten ging auf einer an Brüchen versinkenden Scholle vor sich. Der Rechnitzer Durchlaß stellt mithin nördlich von Hannersdorf einen Grabenbruch vor, der die Richtung nach Südosten besitzt und bei Rechnitz nach Nordosten geknickt ist. Er hat sich nach allem, was wir heute wissen, an staffelartigen, gleichlaufenden Brüchen im Lauf der Zeit eingesenkt.

Eine Vorbildung durch einen Bruch muß man auch für den Südwestrand des Königsberges und der Scholle von Hannersdorf annehmen, so daß dieser Nordwestsporn der Eisenberggruppe als schmaler Horst zu bezeichnen ist, welcher freilich seinerseits gegenüber dem Körper der Berggruppe abgesenkt ist und den die oberpannonischen Ablagerungen weitgehend verschüttet haben.

## 8. Eine Quelle als Ursache der Opalbildung

Die Ausführungen der letzten Seiten sollen unter anderem dazu dienen, eine frühere Behauptung zu unterbauen, daß nämlich zur jungpannonischen Zeit der Eisenberg unter einem Mantel von vorwiegend feinkörnigen Schichten begraben lag. Seither hat die Abtragung diesen Mantel zerschlossen und zum größten Teil beseitigt, wenn auch die Abräumung nicht so restlos war, wie die Benda'sche Karte glauben macht. Südlich von Burg, an der Straße nach dem Dorf Eisenberg, liegt auf dem Chloritschiefer allenthalben mittelkörniger, brauner, toniger Sand. Dieser Abräumung entgangen sind aber vor allem die Kalke und der Opalfels.

Eine solche wasserundurchlässige Hülle spielte eine wichtige Rolle für Wasser, die aus den tieferen Schichten der Beckenfüllung an ihrer Auflagerungsfläche aufstiegen. Solches aufsteigendes Wasser konnte zweierlei Art sein: entweder artesisches Wasser aus Einzugsbereichen auf höher gelegenen Teilen der Buchtumrahmung, oder aufsteigendes juveniles Wasser. Besonders das letztere hätte keine andere Möglichkeit besessen, als bis an die jeweilige Küstenlinie oder in deren Nähe zu steigen, da die undurchlässige Decke aus oberpannonischen Schichten erst dort die Bildung einer Quelle zugelassen hätte. In genau derselben Art ist in weiten Teilen des Steirischen Beckens auch heute gespanntes Wasser vor-

handen, das an vielen Stellen erbohrt worden ist (Winkler-Hermaden & Rittler).

Einer solchen Quelle ist nun sehr wahrscheinlich die Bildung des Opalfelses zu danken. Aus dem durchstiegenen, teilweise geschieferten und nahe der Auflagerungsfläche bereits zersetzten Serpentin bezog sie die Kieselsäure. Es ist anzunehmen, daß sie auch Magnesiumkarbonat enthielt, das zweite Ergebnis des Serpentinzersatzes. Da aber dieser Zersatz durch kohlenensäurehaltiges Wasser geschieht, ist ein kiesel-säurehaltiger Magnesia-säuerling anzunehmen, welcher bei seinem Einmünden in den jungpannonischen See den Opal abschied. Vielleicht hat diese Quelle wegen ihrer Herkunft aus tieferen Lagen einen etwas erhöhten Wärmegrad besessen, gar nichts spricht jedoch dafür, daß sie besonders warm oder gar heiß gewesen sei. Auch die im Opalfels gefundenen Wasserschnecken sind im Wiener Becken gemeine Bewohner des jungpannonischen Süßwassers.

Selbstverständlich muß diese Quelle auch Eisen, einen weiteren Bestandteil des Serpentin, enthalten haben, u. zw. als Bikarbonat gelöst. Als Analysen des Serpentin dürfen die Serpentinanalysen von Bernstein (Jugovics), zum Vergleich verwendet werden, da sie sich in gleichartigen Tonschiefern eingeschaltet finden und daher wohl gleichalterig sind. Neben dem gemeinen und dem edlen gibt es auch bei Schlaining geschieferten Serpentin (Bandath). Der gemeine Serpentin von Bernstein hat (nach Umrechnung) einen Gehalt von 8,07%  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , der edle aber nur von 4,34%.

Es rückt somit die anzunehmende Quelle in ihrer Zusammensetzung ganz in die Nähe der Säuerlinge von Oberschützen, die von Dittler & Dworzak chemisch untersucht worden sind. Der Magnesiumgehalt dieser Wässer ist auffällig hoch, wenn man ihn vergleicht mit Quellen ähnlicher geologischer Lage, also vor allem mit Tatzmannsdorf und Sulz bei Güssing. Aus diesem hohen Magnesiumgehalt schlossen die Analytiker mit vollem Recht auf anstehenden Serpentin oder Diabas im Untergrunde, welcher von dem aufsteigenden Säuerling zersetzt wird — ganz im Sinne Schrauf's.

Der Magnesiumgehalt von Mineralquellen wird leicht vergleichbar, wenn man ihn in Hundertteilen des Gesamtgewichtes aller gelösten Stoffe (Summe aller Ionen) anschreibt. Solcherart ergibt sich, daß in seinem Magnesiumgehalt der Säuerling von Oberschützen nur von einer einzigen der sechs Tatzmannsdorfer Quellen erreicht wird, während die übrigen erheblich darunter bleiben.

Es ist bedeutsam, daß gerade die an Magnesium reichste der Tatzmannsdorfer Sauerquellen (die Wiesenquelle) gleichzeitig auch die an Kieselsäure reichste ist. Dies tritt zutage, wenn man den Gehalt an Kieselsäure (Meta-kieselsäure  $\text{H}_2\text{SiO}_3$ ) zur Summe aller Ionen ins Verhältnis setzt. Bringt man die Tatzmannsdorfer Quellen nach ihrem relativen Kieselsäuregehalt in eine Reihe, so erhält man dieselbe Anordnung als wenn man nach dem relativen Magnesiumgehalt geordnet hätte (siehe Tabelle). Die magnesium-reicheren sind also auch die an Kieselsäure reicheren Quellen. Die Berechnung des beziehentlichen Gehaltes an Magnesium und Kieselsäure wurde erfordert durch die Notwendigkeit, den Einfluß der Tagwässer auszuschalten, die das Wasser der Tiefe in unüberblickbarer Weise verdünnen.

**Magnesium- und Kieselsäuregehalt südburgenländischer Mineralwässer**  
(Nach Dittler & Dworzak und dem österreichischen Bäderbuch)

	Summe der Ionen in g je kg Mineral- wasser	Magnesiumgehalt		H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub> -Gehalt		Umrech- nung auf SiO <sub>2</sub> in g je kg Mineral- wasser
		in g je kg Mineral- wasser	in % der Ionen- summe	in g je kg Mineral- wasser	in % der Ionen- summe	
<b>Oberschützen</b> .....	5,2737	0,2312	4,4	0,0913	1,7	0,070
<b>Tatzmannsdorf</b>						
Wiesenquelle ....	1,6427	0,0719	4,4	0,1075	6,6	0,083
Bassinquelle II ..	2,2019	0,0610	2,8	0,0830	3,8	0,064
Bassinquelle I ...	2,3889	0,0660	2,8	0,0859	3,6	0,066
Franzensquelle ..	2,6749	0,0711	2,7	0,0583	2,2	0,045
Maxquelle .....	5,2500	0,1400	2,7	0,0737	1,4	0,057
Karlsquelle .....	5,2156	0,1238	2,4	0,0700	2,2	0,054
<b>Sulz bei Güssing</b>						
Vitaquelle .....	4,1704	0,0684	1,6	0,0600	1,4	0,046
Paulaquelle .....	4,367	0,0262	0,6	0,0722	1,7	0,056

Man gewinnt den Eindruck, daß im Mineralwasser von Tatzmannsdorf zwei Komponenten in verschiedenen Mischungsverhältnissen vorkommen, wobei von süßem Oberflächenwasser abgesehen ist. Es ist so, als ob Wasser, das an verschiedenen Salzen angereichert ist, basische Gesteine durchsetzt und hiebei in fallweise verschiedenem Grade auf dieses zersetzend wirkt; je nach der Innigkeit seiner Einwirkung hat es sich in stärkerer oder geringerer Weise mit Magnesium beladen und in annähernd demselben Maße auch mit Kieselsäure.

Bei der Zersetzung von Serpentin verhalten sich die entstehenden Mengen an MgO und SiO<sub>2</sub> rund genommen wie 3 : 2. Wenn dieses Verhältnis in den Mineralquellen eingehalten sein würde, so wären die gezogenen Schlußfolgerungen viel zwingender. Wir haben jedoch bereits gesehen (Hiebleitner, W. E. Petrascheck u. a.), daß rein örtliche Umstände entscheiden, ob die Kieselsäure in der Tiefe abgelagert wird oder an der Oberfläche eine Kieselerde bildet; ebenso ist es beim Magnesiumkarbonat, welches entweder in der Tiefe Lagerstätten dichten Magnesits bildet oder in gelöster Form mit dem Wasser der Quelle entschwindet. Es darf daher kein allzu-großes Befremden erregen, wenn die Verhältnisse MgO/SiO<sub>2</sub> sich bald nach der einen, bald nach der anderen Seite von der Zahl 1,5 entfernen. Leider ist der Fehlbetrag an SiO<sub>2</sub> gerade bei dem Sauerling von Oberschützen besonders fühlbar, weil er die magnesiumreichste, aber keineswegs die kieselsäurereichste Quelle unseres Gebietes ist.

Dennoch sprechen die Analysen der burgenländischen Mineralwässer in immerhin deutlichem Sinne für die Entstehung im Zusammenhang mit der Serpentinzerersetzung. Eine gewisse Verwicklung bringt der Kalkgehalt der Quelle mit sich, welcher dartut, daß auch gelöste Stoffe aufgenommen wurden, welche nicht aus dem Serpentin stammen. Offenbar entstammt der Kalkgehalt Schollen von paläozoischem Kalk, wie solcher dem Gesteinsbestand des Geschriebensteins keineswegs fremd ist. Bei diesem

bald größeren, bald kleineren Zuschuß kann natürlich auch in nicht übersehbarer Weise Magnesium mitaufgenommen werden.

Wir haben bisher lediglich Ähnlichkeiten der Csatherquellen mit diesen Sauerquellen festgestellt — von den Unterschieden wird später noch geredet werden.

Im Gegensatz zu den bisher genannten Sauerlingen sind die Quellen von Sulz bei Güssing verhältnismäßig arm an Magnesium und Kieselsäure. Sie verraten dadurch, daß sie keine Beziehungen zu basischen Gesteinen haben. Dementsprechend fehlen auch in der Schieferinsel westlich von Güssing (Fidischberg) solche Gesteine gänzlich. Im Falle der Quellen von Sulz könnte man an den Basalttuff von Tobaj oder eher an sein Stammgestein in der Tiefe als Lieferer der Kohlensäure der Quellen denken.

Die natürliche Zersetzung basischer Gesteine durch kohlen säurehaltige Wasser wurde von Moore & Maynard in Versuchen nachgeahmt, wobei die Bestimmung der Löslichkeit der Kieselsäure eines ihrer Ziele war. Als Versuchsgesteine wählten sie Norit und Diabas, die sie den Angriffen von Wässern aussetzten, welche mit verschiedenen chemisch wirksamen Stoffen beladen waren. Diese Versuche fanden bei Zimmertemperatur statt und dauerten bis zu 287 Tagen. Dabei ergab sich, daß kohlen säurehaltiges Wasser an Zersetzung- und Lösungskraft reinem oder sauerstoffhaltigem Wasser erheblich überlegen ist. Aus Norit konnten unter diesen Bedingungen bis zu 0,0892 g Kieselsäureanhydrid ( $\text{SiO}_2$ ) je Kilogramm der Flüssigkeit aufgelöst werden, aus Diabas aber nur 0,0542 g/kg. Durch Umrechnung werden diese Zahlen vergleichbar mit den Analysenangaben im österreichischen Bäderbuch, welche Meta-kieselsäure  $\text{H}_2\text{SiO}_3$  ausweisen. Man findet, daß die obigen Zahlen einem Gehalt von 0,1160 beziehungsweise 0,0705 g  $\text{H}_2\text{SiO}_3$  im Kilogramm der Lösung entsprechen. Diese Versuche verdienen in diesem Zusammenhang deshalb Interesse, weil die Beträge an gelöster Kieselsäure so gut übereinstimmen mit den Gehalten der burgenländischen Mineralwässer.

Die Sauerlinge von Tatzmannsdorf und Oberschützen brechen am Westrand des Bernsteiner Gebirges (Geschriebenstein) auf. Um den paläozoischen Fidischberg westlich von Güssing scharen sich die Sauerlinge von Eisenhüttl, Sulz und Steingraben; zu dieser Gruppe gehört auch das in Gerersdorf in 83 m Tiefe erbohrte Sauerwasser (Winkler-Hermaden & Rittler).

Von diesem einen Fall abgesehen, wurde von all den vielen Bohrungen, welche artesisches Wasser erreichten, nie Sauerwasser angetroffen nach der Zusammenstellung von Winkler-Hermaden & Rittler. Hiedurch fällt der Einwand, das Kohlendioxyd könnte etwa aus den zahlreichen, in die tertiäre Schichtenfolge eingeschalteten Lignitlagen herkommen und durch sauerstoffhaltige Tagwässer daraus entstanden sein. Es ist vielmehr erwiesen, daß das Kohlendioxyd aller Sauerlinge mit vulkanischer Tätigkeit in irgendeinem Zusammenhang steht.

Von vornherein ist es nicht klar, welcher Gruppe von vulkanischen Erscheinungen die oberpannonische Sauerquelle auf dem Csatherberg zugeordnet werden kann. Die vielen Tuff- und Basaltdurchbrüche des Grazer Beckens sind jünger, nämlich oberpliozän (dazisch; Winkler-Hermaden, 1951) und liegen auch räumlich weit ab. Es wäre möglich, daß bereits unterpliozäne Vorboten vorhanden gewesen sind, so wie für den



Oberpullendorfer Vulkan ein sarmatisches Alter mehr als wahrscheinlich ist (Kümel, 1936). Man könnte aber auch einen Zusammenhang mit älteren vulkanischen Gesteinen von der Art des durch Winkler-Hermaden (1933 b) und Cornelius von Aschau beschriebenen Andesitganges denken.

Dieses Gestein steht gesteinskundlich und altersmäßig dem Trachyandesit von Gleichenberg nahe. Es bieten sich aus diesem Grund die Kieselgesteine von Gleichenberg als Vergleichsgegenstand mit dem Opalfels der Csatherberge an. Der von Angel so genannte Gossendorfit kommt hiebei freilich nicht in Frage, da er ein amorpher, opalhältiger Alunitfels ist, welcher durch vulkanische Vorgänge unter Zufuhr von Schwefelsäure aus dem Gleichenberger Ergußgestein entstanden ist. Im Gegensatz hiezu ist Alunit auf den Csatherbergen vollkommen unbekannt. Weit eher kann man den verkieselten Sandstein des Mühlsteinbruches bei Gleichenberg zum Vergleich heranziehen. Es hat somit die größere Wahrscheinlichkeit für sich, die Schüttung der Csather-Quellen in zeitliche Verbindung zu bringen mit der Gleichenberger Vulkantätigkeit, also mit einem Ganggestein von der Art jenes von Aschau. Spuren solcher Tätigkeit scheinen übrigens auch vorzuliegen in dem neu aufgefundenen Vorkommen von Nontronit, welches bei Mariasdorf (bei Bad Tatzmannsdorf) in 35 m Tiefe in einem Brunnen aufgefunden wurde.

### 9. Der Opalfels unter dem Mikroskop

Bevor die verschiedenen Spielarten des Opalfelses in ihren mikroskopischen Einzelheiten beschrieben werden können, sind Bemerkungen über die darin vorgefundenen Eisen- und Manganminerale sowie über die Kieselsäureminerale notwendig.

Bedauerlicherweise herrscht keine vollkommene Einhelligkeit über die Bezeichnung der verschiedenen Eisenhydroxyde. Daher muß kurz gesagt werden, in welchem Sinne die im folgenden gebrauchten Namen verwendet werden.

Als Limonit (Brauneisenstein) wurde nur dichtes, nicht doppelbrechendes Eisenhydroxyd bezeichnet. Es wurde darin den bei uns verbreiteten Lehrbüchern gefolgt sowie den „Tabellen“ Strunz', trotzdem Lacroix (1901) und Cayeux (1916) auch kristallisiertes Eisenhydroxyd zum Limonit stellen.

Das in kristallisierter Form angetroffene Eisenhydroxyd wurde nicht durchwegs als Goethit angesprochen, sondern es wurde die wohlbegründete Trennung in Goethit ( $\alpha$ -FeOOH, Nadeleisenerz) und Lepidokrokit ( $\gamma$ -FeOOH, Rubinglimmer) durchgeführt, welche zwar beide im rhombischen System kristallisieren, aber dennoch dimorph verschieden sind. In der Namengebung wurde Strunz gefolgt, welcher sich dem fast allgemeinen Gebrauch anschließt, obschon der Name Goethit im ursprünglichen Sinne  $\gamma$ -FeOOH ansprach. Es wird also auf den folgenden Seiten kristallisiertes Eisenhydroxyd mit hoher Licht- und Doppelbrechung und rotbrauner Durchsichtigkeit als Lepidokrokit bezeichnet, jenes mit brauner bis gelbbrauner Durchsichtigkeit hingegen als Goethit. Mit einer einzigen Ausnahme sind die Goethitkörnchen in den untersuchten Gesteinen und Versteinerungen stets zu klein für genauere Untersuchungen.

Als Ausfüllung von allerlei Hohlräumen findet sich darin sehr häufig ein schwarzes Mineral welches vollständig undurchsichtig ist und im auf-

fallenden Licht einen schwach metallischen, grauen Glanz zeigt. Aus diesen Gründen und wegen seiner Glühbeständigkeit kann es sich nicht um einen humusartigen Stoff handeln. Alle Anzeichen sprechen für ein Manganmineral, doch mißlang der darauf gerichtete Versuch eines chemischen Nachweises <sup>1)</sup> im Holz von *Lillia* wegen der Geringfügigkeit der vorhandenen Menge. Dennoch wurden keine Bedenken getragen, diese winzigen Hohlraumausfüllungen als ehemaliges Polianit-Gel ( $MnO_2$ ) anzusehen und als Manganmulm zu bezeichnen. Daß Manganverbindungen in echt gelöster Form (wohl als Bikarbonat) in Hohlräume von Pflanzenresten eingedrungen sind, dort in kolloider Form ausgefällt wurden und hernach noch erheblich geschrumpft sind, ist in recht vielen Fällen aus dem mikroskopischen Bild abzulesen. Der Ausdruck Manganmulm drängte sich auf beim Betrachten der überaus feinkrümigen Struktur dieser Füllungen; es muß jedoch hervorgehoben werden, daß im Zusammenhang mit der Schrumpfung des zunächst entstandenen Gels derartige Verfestigung eintrat, daß das Mineral eine große Härte erlangte. Es ist so widerstandsfähig, daß es mit der Präpariernadel gar nicht leicht zerteilt werden kann und beim Schleifen keineswegs zerfällt, sondern in vollkommener Weise im Verband des Dünnschliffes verbleibt. Es kann daher mit Fug zum *Psilomelan* gestellt werden.

In den untersuchten Schliffen kommt eine Reihe von Kieselsäuremineralen vor; über Opal und Chalcedon braucht an dieser Stelle nichts Näheres gesagt werden. Nicht ohne weiteres bestimmbar war jedoch ein faserig gebautes Mineral von derselben leicht bräunlichen Färbung wie der Opal der Gesteinsgrundmasse. Es ist von gerader Auslöschung mit positivem Charakter der Längsrichtung und mit einer überaus schwachen Doppelbrechung, welche in manchen Fällen auch mit dem Gipsplättchen Rot I nicht oder kaum wahrnehmbar ist. Aus letzterem Grund kann es nicht als Quarzin gedeutet werden, wegen des optischen Charakters der Faserrichtung nicht als Chalcedon und aus beiden Gründen nicht als Pseudochalcedonit (Lacroix, 1900). Hingegen entspricht es in jeder Hinsicht dem von Mallard beschriebenen Mineral Lussatit <sup>2)</sup> <sup>3)</sup>, dessen Zugehörigkeit zum Cristobalit durch genaue Untersuchungen (auch röntgenographischer Art) sichergestellt ist (Laves):

„Ich möchte daher vorschlagen, faserig struiertes  $SiO_2$ -Material, dessen Fasern vorwiegend aus Cristobalit bestehen, Lussatit zu nennen, sofern die Faserachse optisch positiv ist.“

Dieses Mineral ist im Opalfels an der Versteinung von pflanzlichen und tierischen Resten ausgiebig beteiligt, wie die folgenden Beschreibungen mit vielen Einzelheiten zeigen werden. Es umhüllt und erfüllt allerlei feine und zarte Pflanzenreste in dem zu beschreibenden verkieselten Moostorf, aber auch derbere Gegenstände wie Baumblätter und eine Schneckenschale, vor allem aber kommt es in einigen der untersuchten Kieselhölzer vor. Darüber hinaus scheint es gelegentlich einen Teil der Gesteinsmasse selbst zu bilden. Aus diesem Grunde ist der Lussatit von nun ab unter die gesteins-

<sup>1)</sup> Welcher in dankenswerter Weise von Herrn Dr. P. Wieden durchgeführt wurde.

<sup>2)</sup> Sprich Lüssatit.

<sup>3)</sup> Mit herzlichem Dank sei hier vermerkt, daß diese Feststellung auf Herrn Doz. Dr. H. Meixner zurückgeht, welcher die Freundlichkeit hatte, dieses Mineral zu prüfen.

bildenden Minerale einzureihen. Es muß hier erwähnt werden, daß durch eine Untersuchung im Röntgenlicht <sup>1)</sup> in dem verkieselten Moostorf die Anwesenheit von Cristobalit nicht nachweisbar war, wohl aus dem Grunde, weil die Methode nur auf Mengen von mehr als 5% anspricht. Die sehr kräftigen, für Quarz kennzeichnenden Linien gehen wohl auf den Gehalt des Gesteins an Chalcedon zurück.

Im Zusammenhang mit dem Vorkommen eines faserigen Kieselminerals muß man auch an jene büschelförmigen „Kristalle von Kieselsäureanhydrid“ denken, welche Struckmann beim Eindunsten einer salzsauren Lösung von Kieselsäure beobachtete. Mehr als verwunderlich ist indessen der Umstand, daß Struckmann in seinen Beobachtungen zwar einen Vorläufer hatte, daß diese aber seither nicht wiederholt und bestätigt worden sind. Es muß daher sogar der Verdacht auftauchen, daß es sich lediglich um Nadeln von Steinsalz gehandelt habe, wie sie Fells & Firth beim Trocknen von Kieselsäure-Gel erhielten und eingehend beschrieben.

Auch noch in einer zweiten Ausbildungsform konnte Lussatit beobachtet werden, nämlich in kleinen Hohlräumen im Opalfels. Er bildet dünne Lagen über den Chalcedonschichten, welche diese Hohlräume auskleiden.

Die Bildungsbereiche des Cristobalits liegen in vielen Fällen sehr hoch, so bei den hydrothermal gebildeten Kriställchen in den Hohlräumen von Ergußgesteinen und auch im Falle des Gossendorfiten, in dem er durch Röntgenaufnahme als Bestandteil nachgewiesen ist <sup>2)</sup>. Dies alles soll jedoch ganz und gar nicht zum Anlaß werden, auch für den Opalfels der Csatherberge eine hohe Bildungstemperatur anzunehmen. Es ist hier freilich nicht der Ort, um in eine Erörterung über den Bildungsbereich des Cristobalits einzutreten. Statt dessen sei nur die Tatsache angeführt, daß die Kieselshalen der Diatomeen im Röntgenlicht als aus Cristobalit bestehend erkannt worden sind (Wassiljew & Wesselowski), obwohl sie im polarisierten Licht einfache Lichtbrechung zeigen <sup>3)</sup>. Allerdings muß erwähnt werden, daß die Röntgenuntersuchungen der beiden russischen Forscher von Royer nicht bestätigt werden konnten. Übrigens kommt Cristobalit auch sonst in verkieseltem Holz vor, wie Levin & Ott gezeigt haben. Leider vorenthalten sie eine Beschreibung des von ihnen im Röntgenlicht geprüften Holzes, doch weist nichts darauf hin, daß es etwa bei erhöhter Temperatur verkieselt worden sei. Auf der anderen Seite gelang es den beiden nicht, in Geysirit von einer heißen Springquelle aus dem Yellowstone Park etwas anderes als Opal nachzuweisen. Wir haben also keinen Grund, für den Opalfels der Csatherberge eine heiße Quelle oder gar einen jungpannonischen Geysir anzunehmen. Es scheint heute noch nicht möglich (wie auch von Levin & Ott betont wird), die Frage nach der Entstehungsweise des Cristobalits bei niedrigen Temperaturen hinreichend zu beantworten. Wenn man ihm eine Neigung zur „metastabilen Kristallisation“ zuschreibt, so hat man damit keine Erklärung gegeben, sondern nur die Tatsache festgestellt, daß er sich auch bei Temperaturen bilden kann, wo dies nach den Erfahrungen bei hohen Hitzegraden nicht zu erwarten ist.

<sup>1)</sup> Für welche Herrn Dr. A. Preisinger herzlich gedankt sei.

<sup>2)</sup> Nach freundlicher Mitteilung von Herrn Professor Dr. F. Angel.

<sup>3)</sup> Abgesehen von der sogenannten Formdoppelbrechung, einer Art der Doppelbrechung, welche auf gitterförmigem Bau in der Größenordnung der Lichtwellenlängen beruht und mit der Doppelbrechung des betreffenden Stoffes (Eigendoppelbrechung) nichts zu tun hat (Schmidt).

Neben dem Lussatit, welcher in den untersuchten Schliften ein ausgesprochen häufiges Mineral darstellt, scheint noch ein weiteres faseriges Kieselmineral an der Versteinung von Blattresten Anteil zu nehmen, welches im Gegensatz zu diesem eine optisch negative Faserrichtung ( $\alpha'$  in der Längsrichtung) hat, sonst aber den Lussatitfasern durchaus gleicht. Vielleicht handelt es sich um den Pseudochalcedonit Lacroix' (1900), welcher mit dem Lussatin Lavess' wesensgleich ist. Völlige Klarheit über dieses Mineral konnte noch nicht gewonnen werden.

## 10. Mikroskopische Beschreibung

Durch die mikroskopische Untersuchung des Opalfelses ließen sich unschwer drei verschiedene Ausbildungsweisen auseinanderhalten, die sich — das wird sich gleich zeigen — unter verschiedenen gewässerkundlichen Bedingungen abgesetzt haben und daher als verschiedene Fazies zu bezeichnen sind. Bereits rein äußerlich sind sie durch die Farbe unterscheidbar. Sie bieten ein so verschiedenes Bild, daß sie getrennt beschrieben werden müssen. Dennoch sind sie räumlich nicht zu trennen, sondern wechsellagern vielmehr in mannigfaltiger Weise; daher trifft man auf den Haufen von Feldsteinen in den Weingärten der Csatherberge stets alle drei Ausbildungsarten nebeneinander.

### 10 a. Verkieselter Moostorf

Das durch seine schneeweiße Farbe auffallende Gestein ist dicht und besteht zum allergrößten Teil aus feinstkrümeligem Opal; das Mikroskop zeigt ihn nicht farblos, sondern mit leicht bräunlichem Stich. Zahlreiche Hohlräume, die in der Opalmasse vorhanden waren, wurden später mit farblosem Chalcedon ausgefüllt, welcher halbkugelige oder parallelfaserige Verbände bildet (siehe Tafel I, Fig. 2). In manchen der Hohlräume liegt über der Chalcedonauskleidung eine weitere, jüngere Schicht von Lussatit, welche jedoch nur die halbe Dicke der ersteren hat. Der Lussatit unterscheidet sich vom Chalcedon nicht durch seine klare Ausbildung, sondern nur durch die geringe Doppelbrechung und die entgegengesetzte optische Orientierung. Die geringe Doppelbrechung und die völlige Klarheit tragen die Schuld, daß er seinen Faserbau nicht erkennen läßt. Durch seine Farblosigkeit unterscheidet er sich von den im folgenden beschriebenen Lussatitbüscheln an pflanzlichen und tierischen Versteinerungen.

Gegen den Chalcedon grenzt der Opal mit einer niedrig-traubigen Oberfläche; Halbkügelchen ragen einzeln, zu mehreren oder zu vielen in die Hohlräume vor. Durch die Zufälligkeit der Schnittlage wird die Verbindung manchmal unterbrochen, so daß sie frei im Chalcedon zu schweben scheinen. Stellenweise gewinnt der Opal auf diese Weise scheinbar eine Kügelchenstruktur und erinnert an Oolith. Alle Kügelchen haben fast genau die gleiche Größe und werden aufgebaut von einer Folge von klareren und trüberen Opalschichten, welche nicht nur in benachbarten, sondern sogar in weiter entfernten Kugelformen genau in der gleichen Weise aufeinanderfolgen und beweisen, daß sie geringen Schwankungen in der Zusammensetzung des abscheidenden Wassers ihr Entstehen verdanken. Hin und wieder überzieht eine jüngere Schicht ein etwas feineres Traubengebilde und

schafft dadurch eine im Inneren zusammengesetzte, außen aber einfache Traube.

Die chalcedonerfüllten Hohlräume sind nicht in allen Fällen vollkommen damit verschlossen. Bei den größeren bleibt ein mittlerer Hohlraum frei, welcher allerdings manchmal zum Teil mit schwarzem, wohl manganhaltigem Mulm erfüllt ist. Einschlüsse von feinen Teilchen von Manganschwartz kommen übrigens auch im Opal selbst vor.

In diesem Gestein liegen allerlei Pflanzenreste. Die am reichlichsten vorkommenden haben die Form von schmalen Streifchen helleren Opals inmitten des stärker gekörnelt und etwas dunkleren Opals der Gesteinsgrundmasse. Im Querschnitt besitzen diese Streifchen eine sehr deutliche, schmale „Mittellinie“ von dunklerem, krümeligem Opal mit eingestreuten Chalcedonfitterchen; weiterer Feinbau ist nicht erkennbar. Es muß sich also bei diesen Resten um besonders leicht verwesliche Gebilde gehandelt haben, welche durch ihre Verkieselung den Anlaß zur Bildung der Streifchen gegeben haben. Sie haben eine Breite von etwa 0,2 Millimeter, während die Länge ein Mehrfaches davon beträgt (bis zu 2,5 Millimeter). An ihren Enden sind diese Streifchen stets stumpf abgerundet. Die infolge ihrer Krümeligkeit dunkler erscheinende Linie in der Mitte hat kaum eine Breite von einem Zehntel des ganzen Streifchens. In manchen Fällen ist sie kaum oder gar nicht kenntlich; in anderen Fällen ist sie beiderseits scharf begrenzt. Häufiger aber ist ihre Begrenzung gegen den helleren Opal des Streifchens nur an einer Seite deutlich, während an der Gegenseite ein allmählicher Übergang erfolgt. Manchmal geht das helle Streifchen nach außen unmerklich in die Gesteinsmasse über. In anderen Fällen aber entsteht aus ihm vorerst ein Saum von Lussatit, dessen feine Fasern mehr oder weniger senkrecht zum Streifchen stehen. Bei noch anderen Gebilden der gleichen Art beginnen solche Fasern unmittelbar an der Mittellinie des Streifchens. Es können auf diese Weise üppige Büschelchen und Bärte von Lussatit entstehen, welche stellenweise den größeren Anteil des Gesteins bilden. Infolge der Schlißlage ist nicht immer erkennbar, daß sie von Pflanzenresten ihren Ausgang nehmen. Wegen dieser ziemlich mannigfachen Ausbildungsformen kann man nicht das gesamte Streifchen als einen pflanzlichen Rest ansehen, sondern man hat anzunehmen, daß ein solcher lediglich den Anlaß zur Entstehung der Mittellinie gegeben hat, während alles übrige nur Kieselsäureabsatz ist, der sich an einem zerfallenden Pflanzenrest festsetzte. Welcher Art diese massenhaft versteineten Pflanzen waren, läßt sich nicht leicht sagen. Man könnte an Moose denken; unter den wasserbewohnenden Moosen gibt es einige, welche keine Mittelrippe besitzen, doch erregt die gerade gestreckte, nicht bogenartig gekrümmte Form des Querschnittes Bedenken und auch die Dicke der Mittellinien dürfte jene der Moosblättchen übertreffen. Vor allem aber scheint die ungleich scharfe Begrenzung der Linien auf eine ober- und unterseits verschiedene Ausbildung einer Cuticula hinzuweisen, was gegen eine Deutung als Moosblättchen spricht. Diese verschieden scharfe Begrenzung kann nicht bedingt worden sein durch die Lage der verkieselten Reste im Wasser, denn (Tafel I, Fig. 3) wenn solche Blättchen zu mehreren übereinanderliegen, wenden sie bald die scharf gezeichneten Ränder, bald die flauen nach derselben Seite. Wegen der Häufigkeit dieser Reste muß man annehmen, daß es sich um Pflanzen handelt, die an ihrem Lebensort selbst versteineten und nicht eingeweht

oder -geschwemmt worden sind und die nun wegen ihrer Hinfälligkeit nur mehr in verschwimmenden Umrissen vorliegen.

Diese Blättchen sind übrigens von zweierlei Größe. Außer den bereits beschriebenen kommen auch breitere Blättchen vor, welche in derselben schattenhaften Art erhalten sind. An ihnen sitzen manchmal besonders lange Büschelchen und Bärte von Lussatit.

Selten nur findet man kleine Ringel aus hellerem Opal, welche offenbar Querschnitte der zu den Blättchen gehörigen Stengel darstellen. Ihr verschwommener Umriß, bar jeder Einzelheit, zeigt, daß sie ebenso wie die Blättchen selbst aus zarter, wasserreicher Pflanzenmasse bestanden. Man wird kaum fehlgehen, wenn man hier an schwimmende kleine Pflänzchen von der Beschaffenheit der Wasserlinsen (*Lemna*) denkt.

Neben diesen schwer deutbaren Resten finden sich — wenn auch in geringerer Anzahl — andere, über deren Zugehörigkeit zu den Moosen kein Zweifel besteht (siehe Tafel I, Fig. 4). Diese Blättchen sind wesentlich schmaler (0,2—0,4 mm) bei einer Dicke von weniger als einem Hundertstel eines Millimeters; sie haben scharfe, von Verwesung unversehrte Ränder und bilden im Querschnitt Kreisbogen von einem Sechstel bis einem Achtel eines Umfanges. Der Blattrand ist nur ganz selten eingerollt, der Aufbau aus einer einzigen Zellschicht ist manchmal noch erkennbar. Nie ist eine Mittelrippe der Blättchen wahrzunehmen. Dieser Umstand führt zu Vermutungen über die Zugehörigkeit dieser Wassermoose, welche im Küstenmoor der Csatherberge Rasen gebildet haben. Es könnte sich um ein Torfmoos aus der Gattung *Sphagnum* handeln, deren Blättchen nicht immer eingerollt sind, wenn sie auch meistens etwas breiter sind (0,5—2 mm). Man könnte aber auch an die Gattung *Fontinalis* denken, deren zahlreiche Arten in sehr verschiedenartigen Gewässern flutende Rasen bilden (siehe Paul, Mönkemeyer & Schiffner).

Wenn diese Abart des Opalfelses als verkieselter Moostorf bezeichnet wird, so geht dieser Name zurück auf das häufige Vorkommen von Moosblättchen. Treffender wäre jedoch eine Bezeichnung, welche auf die noch reichlicher vorhandenen Blättchen der erstbeschriebenen Art Bezug nimmt. Nur weil deren Deutung nicht gelang, mußte der Name Moostorf einspringen. Festzustehen scheint, daß die weiße Abart des Opalfelses vom Csatherberg durch Verkieselung aus treibenden, flutenden, schwimmenden Pflanzenmassen hervorgegangen ist.

In welcher Weise sich dieses Kieselgestein gebildet hat, wird von den bisher angeführten Tatsachen in klarer Weise erläutert. Es war keineswegs so, daß von oben her ein feiner Regen von Kieselsäureflocken auf die Pflanzenreste herniederging. Die Kieselsäure ging keineswegs im Bereiche der Flüssigkeit aus dem kolloidal gelösten Zustand (Sol) in den gelartigen über, sondern dieser Vorgang erfolgte zunächst an der Oberfläche und im Inneren von Pflanzenteilen, wobei diese mit einer dünnen, langsam wachsenden Kieselsäurehülle überzogen wurden. Auf keinen Fall darf man sich die Verkieselung als stürmischen, rasch verlaufenden Vorgang vorstellen, etwa so, wie sich die Geyserrite der heißen Quellen bilden, deren Wachstum rasch erfolgt. Die Verkieselung erfolgte vielmehr langsam, in gewissenhafter Kleinarbeit. Dies wird noch deutlicher werden, wenn von den verkieselten Resten höherer Pflanzen die Rede sein wird, die Zelle für Zelle vor sich ging und daher manche Einzelheit für botanische Untersuchungen rettete.

Die allmählich an Dicke zunehmenden Hüllen der Blättchen traten schließlich miteinander in Berührung und verwachsen mit ihnen; dazwischen blieben oft Hohlräume frei, welche in ihrer Form und Anordnung von der gegenseitigen Lage der Blättchen abhängig sind. Diese winkel- oder spaltförmigen Räumchen sind es, in welche später der Chalcedon einwandern konnte, um sie ganz oder zum Teil zu verschließen. Viele der Blättchen lassen auf kleinstem Raum die Richtung der Zufuhr der Kieselsäure erkennen. Wo ein Blättchen dicht auf dem andern lag, ist es häufig auf seiner Oberseite mit schalig gebautem Opal besetzt, wo aber unter dem Blättchen bei der Ablagerung ein kleiner Raum frei blieb, dort wuchsen solche Krümel kugelförmig und vereinigten sich zu traubigen Anhäufungen. Bei dichter gepackten Blättchen hingegen mußte die Umkleidung mit Kieselsäure zum Stillstand kommen, sobald die Hüllen einander berührten.

Der hier geschilderte Moostorf ist übrigens jener Typus von Opalfels, welcher äußerlich mit den massigen Abarten von Geysirit noch die größte äußerliche Ähnlichkeit besitzt. Man darf hiebei freilich nicht an die Kieselschale des großen Geysirs auf Island denken, welche aus lockerem, porösem Sinter besteht. Diese Ausbildung steht in Verbindung mit der raschen Bildung; dadurch wurde aber bewirkt, daß hineingeratene Pflanzen in ihren Umrissen prächtig erhalten sind, freilich aber nicht in ihrem inneren Bau. Die Einbettung geschah nämlich, bevor sie Gelegenheit zur Zersetzung hatten. Man könnte sie mit den verkalkten Blumensträußen von Karlsbad vergleichen, wenn die Blumen selbst nicht mit erhalten wären. An kochend heißen, wenn auch nicht ausbrechenden Quellen auf der Halbinsel Reykjanes auf Island fand ich jenen blendend weißen Opalsinter, welcher vollkommen dicht war und keinerlei Struktur zeigte. Dennoch ist die Ähnlichkeit nur äußerlich und auch das nur solange, wie die Schichtung des isländischen Sinters nicht merkbar wird. Diese Schichtung aber kann mitunter so deutlich werden, daß blätterige Gesteine entstehen. Ich konnte sogar Rippelmarken beobachten, welche besonders deutlich machen, daß die Bildung anders geschah als auf dem Csatherberg, nämlich durch Absatz von Gelflocken auf dem Grunde eines Heißwassertümpels.

#### 10 b. Verkieselter Blätter-Moostorf

Weißer, porzellanartiger Opalfels, dem eben beschriebenen Moostorf ganz ähnlich, wurde in Form von linsigen und schlierigen Bestandmassen innerhalb jener braunen Opalit-Abart beobachtet, welche im folgenden als Kiesel-Eisenschlamm bezeichnet werden wird. Diese weißen Linsen und Schlieren grenzen scharf an den braunen Opalfels. Ein Schliff zeigt neben vielen Blättern und anderen Resten dikotyler Pflanzen auch zahlreiche Moosblättchen von dem schon beschriebenen Aussehen und bekundet so die Verwandtschaft des Gesteins mit dem Moostorf. Es ist daher ebenfalls eine Bildung oberflächen- und randnaher Bereiche des Sumpfgürtels, während der Kiesel-Eisenschlamm an den Blättern und Moospflänzchen offenbar nicht die Bedingungen zum Absatz fand.

Ab und zu wurden kreisrunde Querschnitte dünner Stengelchen beobachtet; Ihr Innenbau ist nicht mehr erkennbar, denn das Innere ist erfüllt von einer geschichteten, radialfaserigen Masse (wohl Lussatit) erfüllt, deren Aufbau in keinem Zusammenhang mit dem pflanzlichen Bau mehr steht. In anderen Fällen ist der Raum des Stengels außerdem auch von Chalcedon erfüllt. Diese Stengelchen müssen — im Vergleich mit dem nachfolgend beschriebenen Stengel — wesentlich hinfalliger gewesen sein und können vor allem keinen verwickelten Bau mit Gefäßbündeln besessen haben. Man darf sie daher wohl als Moosstengel deuten, deren Wände außen und innen von Opal eingehüllt und schließlich ersetzt worden sind,

indem auch hier die Verkieselung Schritt hielt mit der langsam fortschreitenden Verwesung. Es ist indessen einzugestehen, daß die geschilderten Querschnitte im Schliff nicht in allen Fällen ganz einwandfrei unterschieden werden können von Querschnitten der Kugeln und Trauben, die gleich geschildert werden sollen und die rein anorganischer Entstehung sind; in anderen Fällen ist die Unterscheidung indessen ganz eindeutig.

Im Gegensatz zu den erwähnten Gebilden steht ein dicker Pflanzenstengel, welcher den Aufbau aus einer mehrschichtigen Außenwand und aus fünf Gefäßbündeln erkennen läßt; die Markstrahlen sind allerdings bereits weggestoßen und durch eine Ausfüllung von Chalcedon ersetzt.

Zahlreich sind die Reste von Blättern, welche in diesen Lebensraum der Moose eingeweht worden sind. Aufschlußreich für die Art und Weise der Verkieselung ist der Querschnitt eines dikotylen Laubblattes, welches sich in demselben Schliff fand. Auf der Blattunterseite tritt der Mittelnerv hervor (siehe Tafel II, Fig. 5), welcher durch Verwesung weniger versehrt worden ist und daher noch Spuren seines Aufbaues erkennen läßt. In anderen Schnitten ist von der Blattspreite aber nichts mehr wahrzunehmen als Spuren der oberen und der unteren Cuticula. Die Epidermen aber sowie das Innere des Blattes (Palisaden- und Schwammgewebe) sind vernichtet. Die Lage der Cuticula der Blattunterseite wird angedeutet durch eine feine, dunkle Linie, welche nur mehr da und dort erkennbar ist. Nach außen zu liegen darüber dünne Schichten von teils klarem, teils parallelfaserigem Lussatit, deren Grenze oft gegen den Opal der Grundmasse des Gesteins verschwimmt, an anderen Stellen aber wohl unterscheidbar ist. Nach innen (gegen die Blattmitte zu) folgen drei parallelfaserige, weniger klare Lussatitschichten, die durch zwei klare, hellgelbliche getrennt werden. Außen- und Innenschichten entsprechen sich wohl im Ablauf des Versteinerungsvorganges, doch ist die Gesamtdicke der inneren Schichten ein Vielfaches der äußeren. Außerdem sind sie der Blattfläche von innen her nicht gleichmäßig angelagert, sondern sind in mehr oder weniger regelmäßigen Abständen aufgewölbt zu Halb- oder Dreiviertelkugeln. In dieser Weise nehmen diese Kugeln etwa ein Drittel des ehemaligen Blattquerschnittes ein. Nur halb so dick ist die Schicht, welche sich der ehemaligen Blattoberseite von innen her anlagerte. Diese Schicht besteht in genau derselben Weise aus einem feinen Wechsel von faserigen und klaren Lussatitlagen in gleicher Anzahl. Alle zusammen laufen an manchen Stellen des Schliffes der Blattoberfläche gerade entlang, an anderen Stellen aber wölben sie sich auf, ohne aber die Maße der genannten Kugel zu erreichen. An der Blattoberseite fehlen außen die Entsprechungen dieser Schichten. Die innersten klaren Schichten der Innenbekleidungen der Ober- wie der Unterseite sind etwas stärker als die übrigen und bilden gegen die Blattmitte ein traubiges Haufwerk von Kügelchen, die sich an mehreren Stellen von den beiden Seiten her berühren, an anderen aber Hohlräume freilassen, die nachträglich durch farblosen Chalcedon ausgefüllt worden sind. Die genannten Kügelchen haben nur ein Viertel des Durchmessers der zuerst genannten Halbkugeln. Nur an einer Stelle, nämlich an dem durch Abbrechen oder Reißen gebildeten Rand des Blattes, ist schwarzer Manganmulm zwischen diese Kugeltrauben eingedrungen.

Dieser Aufbau bleibt nicht an allen Stellen des Blattquerschnittes gleich. Die großen Kugeln sind an einer Stelle ganz unvermittelt wesentlich



dunkler (Tafel II, Fig. 6). Weiterhin hört die gesamte „Schichtfolge“ der Unterseite des Blattes plötzlich auf, obwohl jene der Blattoberseite erhalten bleibt; dies bedeutet, daß die Epidermis hier durch Verwesung und Bakterientätigkeit zerstört wurde, bevor sie verkieselt werden konnte. Es liegt hier im ehemaligen Blattquerschnitt ein unregelmäßiges Feld undeutlicher Erhaltung; die Pflanzenstruktur wird hier von Kugeltrauben überwuchert, deren weite Zwischenräume von Chalcedon ausgefüllt sind. Diese Kugeltrauben stehen in Verbindung mit anderen, welche auf Opalschichten außerhalb des Blattes aufsitzen; samt diesen überkleiden sie feine Pflanzenteile, die in ihrer Art heute nicht mehr kenntlich sind. Weiterhin setzen zwar die Schichten der Unterseite des Blattes wieder ein, bestehen aber (ebenso wie die gegenüberliegenden Schichten der Blattoberseite) nur aus undeutlich geschichtetem, mehr oder weniger klarem Opal, während Kugeln und Trauben sowie die faserigen Schichten fehlen.

Wir sehen somit mit anderen Einzelheiten hier dieselbe Geschichte verzeichnet, welche bereits von den Moosblättchen berichtet worden ist, nämlich eine langsame, stetige Verkieselung, welche gleichzeitig mit der Vermoderung erfolgte, wobei bald dieser, bald jener Vorgang den anderen überholte. Von den organischen Stoffen, welche das Blatt zusammensetzten, ist heute so gut wie nichts mehr erhalten; seine Reste zeigen daher keinerlei Aufleuchten unter dem Fluoreszenz-Mikroskop. Die Kieselsäure erfüllte in langsamem Vordringen den Raum in dem Maße, wie er von der verwesenden Pflanzensubstanz allmählich freigegeben wurde. Man erkennt, daß die Kieselsäurelösung von äußerst feiner Beschaffenheit war, so daß sie durch das verwesende Blatt eindringen konnte, um sich im Inneren in dünnsten Lagen abzusetzen. Die dickere Schicht an der (formenkundlichen) Unterseite des Blattes beruht auf der hier größeren Wegsamkeit der Epidermis infolge der nur hier vorhandenen Spaltöffnungen und wohl auch auf der Lockerheit des Schwammgewebes im Gegensatz zu dem dichteren Palisadengewebe der Oberseite.

An anderer Stelle wird deutlich, daß das weiche Gewebe des Blattinneren in der Verwesung der Epidermis voraneilte, so daß diese noch erhalten war, während die Verfüllung des Inneren mit Opalsubstanz bereits im Gange war. Man erkennt dies dort, wo sich ein Opalblättchen abgelöst hatte von den sich mehrfach wiederholenden Feinschichten der (morphologischen) Blattoberseite, so daß zwischen diesen und dem Blättchen ein schmaler Hohlraum klawte, welcher von feinen Opallagen, vereinzelt Kügelchen, aber auch von schwarzem Manganmulm und letztlich von Chalcedon ausgefüllt wurde. Offenbar hatte sich hier die Epidermis noch eine Weile der Verwesung widersetzt, hatte sich von den bereits anhaftenden Opalschichten gelöst und den winzigen Hohlraum geschaffen. Schließlich wurde aber auch die Epidermis restlos opalisiert, während ihre organischen Stoffe verschwanden.

Ein wesentliches Ergebnis der geschilderten Beobachtungen liegt in der Erkenntnis, daß der Übergang der Kieselsäure aus dem gelösten in den gallertigen Zustand erst an der Oberfläche und im Inneren der Pflanzenteile erfolgte, so daß diese also nicht etwa nur durch bereits ausgeflockte Kieselsäure eingehüllt und verschüttet worden sind. Die Kieselsäure hat auf jeden Fall eine beachtliche Fähigkeit besessen, durch Diffusion in Pflanzenteile einzudringen. Wir können diese Erörterung erst später fortsetzen.

Diese Beobachtungen sollen ergänzt werden durch die Schilderung einer verkieselten Schneckenschale aus demselben Schriff (siehe Tafel II, Fig. 7). Es handelt sich um *Planorbis (Anisus) confusus*, welcher in den Opalgesteinen der Csatherberge recht häufig ist. Diese Schale ist ganz aufgelöst und völlig durch Opal ersetzt. Dies ist ein Beweis für die erschlossene saure Reaktion der Lösung, in welcher sich der Opalfels bildet. Der Schale angelagert ist eine aus mehreren abwechselnd klaren und fein parallel-faserigen Lagen zusammengesetzte Schicht. Meist überkleidet sie das Schneckenhaus flach, an anderen Stellen aber ist sie leicht wellig gewulstet und wächst im letzten Umgang zu Kügelchen aus, welche den Hohlraum teilweise erfüllen. Trotz des Aufbaues aus verschiedenen Lagen besitzt diese Schicht eine optisch einheitliche Orientierung. Sie zeigt eine äußerst schwache Doppelbrechung mit der Schwingungsrichtung  $\gamma'$  senkrecht zur Schichtung. Es handelt sich also um Lussatit, welcher die bereits in Opal umgewandelte Schale überrindet hat. Diese Schicht findet sich in fast gleichbleibender Ausbildung und nur wenig schwankender Dicke an vielen Stellen der Außen- und Innenseite, während er an anderen ohne ersichtlichen Grund fehlt. Der verbleibende Innenraum des Schneckenhauses wurde nachträglich mit glasklarem Chalcedon restlos erfüllt.

Die Embryonalwindung war so zart, daß sie sich nach der Verkieselung nur mehr in undeutlicher Weise abhebt. Außerdem ist sie vom Dünnschliff nicht genau mittig getroffen worden, so daß sie einen kreisförmigen Querschnitt gibt. Dieser Schalenteil ist aber innen mit einem besonders dichten Belag von feinfaserigem Lussatit bedeckt. Die allerjüngste Bildung ist auch im Schaleninneren der Chalcedon; infolge der erwähnten, fast tangentialen Lage des Schliffes durch die Embryonalwindung scheint dieser innerhalb der Faserschicht zu liegen. An der Ober(Spindel)seite der flachen Schale kann man erkennen, daß sie allmählich von Opal immer mehr umkrustet und auf diese Weise im werdenden Gestein eingebettet wurde. Eine durch Verunreinigung etwas dunkler gefärbte Opalschicht lagerte sich am äußeren Umfang der Schale selbst ab, in der Eindellung (Nabel) der Unterseite aber überdeckte sie eine erste Ansammlung von Kieselgel, die später zu Opal wurde.

### 10 c. Verkieselte Gytija

Opalfels von unruhigen, graubraun und hell weißlichgrauen, fleckigen Farbtönen ist reich an allerlei Pflanzenresten. Der Opal, welcher die Grundmasse dieses Gesteins bildet, ist noch stärker körnelig als in den besprochenen Abarten, u. zw. infolge von winzigen, eingeschlossenen Fremdkörpern. Die Pflanzenteile selbst sind von mannigfacher Art, von wechselnder Größe und von unterschiedlichem Erhaltungszustand. Bald sind es Epidermistücke oder Stengelreste, bald aber durch Verwesung frei gewordene Gefäßstränge. Nicht immer haben sie ihre natürliche Form bewahrt; stärker angegriffene Fetzen sind geschrumpft und sodann in mannigfacher Weise zwischen andere Reste gepackt. Der zellige Bau springt bei manchen Resten in die Augen, in anderen kann er noch geahnt werden, in vielen ist er aber unkenntlich geworden. Hier liegt ein verkieselter Torf vor. Solches Gestein ist bereits von E. Hofmann (1929) in dieser Weise gedeutet worden. Torfabsatz dieser Art wird von der Limnologie als Gytija bezeichnet.

Die Pflanzenfasern zeigen eine sehr schwache Doppelbrechung mit  $\gamma'$  in ihrer Längsrichtung, weil sie in Lussatit versteint sind.

Ein vom Schliff quer getroffenes Schneckenhaus, vielleicht eine *Limnaea*, ist ebenso wie das bereits beschriebene in Opal umgewandelt worden ohne Erhaltung des Kalkes selbst. Außen und innen liegt diesem Opal ein schmales Chalcedonsäumchen auf. Der allergrößte Teil des Hohlraumes ist hingegen leer geblieben. Auch sonst findet sich Chalcedon nur als Ausfüllung winziger Spalten und Hohlräume. Auch schwarzer Manganmulm ist hier seltener als in anderen Proben; er kommt in manchen Hohlräumen in den Pflanzenresten vor und ist auch in der Gesteinsgrundmasse in verschiedener Weise verteilt. Ferner finden sich gelegentlich kleine Mengen von Limonit.

Weit reichlicher ist hingegen Goethit vorhanden. Kleine Grüppchen von winzigen Kristallen sind allenthalben in das Gestein eingestreut, doch hat er sich mit besonderer Vorliebe in Pflanzenresten angesiedelt, wenn auch nicht wahllos; er scheint vielmehr manche auf Kosten der anderen zu bevorzugen. Man kann sich gut vorstellen, daß der Widerstand gegen das Eindringen von Eisenlösung (Bikarbonat) von dem Grad der eingetretenen Verwesung abhing. Manche Stückchen von Pflanzengewebe, die sonst im Schliff kaum auffallen würden, sind mit zahllosen winzigen Kriställchen durchsetzt und treten wegen deren hoher Doppelbrechung sehr deutlich hervor, wobei der faserige Aufbau in übertriebener Weise betont wird. Ähnliche Anhäufungen an anderen Stellen mögen von Pflanzenresten verursacht worden sein, welche inzwischen unkenntlich geworden sind. Von einem größeren Pflanzenrest ist nur ein unregelmäßig hofartig begrenzter Teil mit Goethit durchsetzt, wobei auch hier der Pflanzenbau nachgezeichnet erscheint.

An manchen Stellen hat jedoch eine Ansiedlung von etwas größeren Goethitkristallen stattgefunden, die ersichtlich nicht von Pflanzenresten ihren Ausgang genommen hat. Es handelt sich um dünne Paketchen von mehr oder weniger parallelen, fein blättchenartigen Kristallen, die im Schliff als Faserbündel erscheinen. Die Schwingungsrichtung  $\gamma'$  ist in allen Schnitten senkrecht zu den Blättchen; in derselben Richtung herrscht die größere Absorption des Lichtes (gelbbraun, gegen lichtgelb). Wenn man sich auf die Angaben Lacroix' (1901) stützt, (von welchen jene Chudobas mehrfach abweichen), hat man diese Verhältnisse so zu deuten, daß die Blättchen entsprechend einer häufigen Tracht des Goethits nach (010) ausgebildet sind.

#### 10 d. Kiesel-Eisen-Gel

Alle dunkel rotbraun gefärbten Opalfelse sind eisenreich. Auch hier sind indessen allerlei Verschiedenheiten vorhanden. In den bisnun untersuchten Proben des Kiesel-Eisen-Gels waren Pflanzenreste weitaus seltener als in den eisenarmen Gesteinen.

Ein wachsglänzender Opalit von dunkel rötlichbrauner Farbe zeigt unter dem Mikroskop (siehe Tafel II, Fig. 8) eine Zusammensetzung aus wolkenähnlich angeordneten Schollen von Opal, deren Zwischen- und Hohlräume von Chalcedon in Form von Säumen oder Zwischenmassen erfüllt sind. Der Opal ist hell bis dunkel gelblichbraun, wobei der Farbton im Bereich weniger Millimeter wechseln kann. Er ist stellenweise fein körnelig, an ande-

ren Stellen hingegen ganz erfüllt von allerlei winzigen Verunreinigungen. Im Opal sind gar nicht selten kleine oder etwas größere Rhomboederchen von Kalkspat eingelagert, welche vollkommen klar sind. Daneben aber kommen reichliche Mengen von Lepidokrokit mit dessen kennzeichnender, rotbrauner Farbe vor. Wo solche Körnchen frei im Opal liegen, haben sie wohl ausgebildete Rhomboederform und erweisen dadurch, daß sie aus Eisenspat hervorgegangen sind. Auffällig ist die vollkommene Erhaltung der Auslöschungsrichtung des Eisenspats in der Pseudomorphose (nach den Diagonalen des Rhomboeders). Selten nur sind den scharf umrissenen Rhomboedern in geringer Menge kleine Körnchen und Säume von Limonit angelagert. Die scharfe Grenze zeigt, daß sie nicht aus dem Lepidokrokit hervorgegangen sind.

Solche Rhomboeder aus pseudomorphem Lepidokrokit sind in großer Menge regellos in die Opalmasse eingestreut, sind aber außerdem gegen die freien Oberflächen der Hohlräume einigermaßen angereichert, so daß man fast von Säumen sprechen könnte.

In den vielen kleinen, unregelmäßigen Hohlräumen des Gesteins hat sich ein Saum von wasserklaren Chalcedon gebildet, der gegen den Hohlraum zu überrindet wird von einer Schicht von Lussatit, welche fast die gleiche Dicke hat wie die Chalcedonschicht und ebenso klar ist, aber eine entgegengesetzte optische Orientierung hat. Da und dort ist die geringere Lichtbrechung mittels der Becke'schen Linie erkennbar. Geschrumpfte Kügelchen von Manganmulm ergänzen das Bild dieser kleinen Gesteinshohlräume.

Das beschriebene Kiesel-Eisen-Gel-Gestein stößt mit scharfer Grenze an den Blätter- und Moostorf. Verkieselte Laubblätter ragen aus letzterem in das eisenhaltige Gestein und zeigen an, daß der Umschlag von der eisenfreien zur eisenreichen Ablagerung ziemlich rasch vor sich gegangen sein muß.

Bedeutsam sind feine, von Chalcedon erfüllte Risse, welche beide Gesteine durchsetzen, aber die Chalcedonfüllung der Hohlräume auslassen, weil diese erst später abgesetzt worden ist. Auch ist die Fortsetzung solcher Risse jenseits einer Füllung manchmal um ein Geringes seitlich versetzt, läuft also nicht gerade durch, wie sie es wohl getan hätte, wenn der Hohlraum zur Zeit der Bildung bereits ausgefüllt gewesen wäre.

Bei der Untersuchung der Kiesel-Eisen-Gele zeigt es sich, daß das Eisen und die Kieselsäure dem Ausscheidungsalter nach im wesentlichen gleich alt sind; im einzelnen sind die Eisenminerale freilich teils jünger, teils älter als der angrenzende Opal. Es liegt auf der Hand, Kieselsäure und Eisen aus derselben Mineralquelle herzuleiten. Welcher Art die Vorgänge waren, welche eisenreiche und eisenfreie Gesteine in so unmittelbarer Nachbarschaft, aber dennoch voneinander scharf getrennt, entstehen ließen, ist nicht leicht zu sagen. Eisenspat konnte wohl nur dort gebildet werden, wo das Wasser imstande war, seinen Kohlensäuregehalt abzugeben; wo hingegen durch Moder von Pflanzenresten kein Mangel daran herrschte, blieb das Eisen als Bikarbonat gelöst. Vielleicht handelt es sich aber auch um zeitweilige Schwankungen in der Zusammensetzung der Csatherquellen. Ein solcher mehrfacher Wechsel könnte es erklären, daß sich Kalkspat in unmittelbarer Nähe des Eisenspates (heute in Lepidokrokit verwandelt) vorfindet, während man doch statt dessen die Bildung von Mischkristallen erwarten sollte.

Moostorf und Kiesel-Eisen-Gel, so innig miteinander verbunden und sogar im Handstück miteinander wechselnd, entstammen dennoch etwas verschiedenen, wenn auch ganz benachbarten Bildungsräumen. Ersterer dürfte sich in ruhigen Tümpeln an schwimmenden und treibenden Moosen und anderen Wasserpflanzen gebildet haben, während sich am Boden derselben seichten Tümpel der Kiesel-Eisenabsatz ablagerte. Dieser scheint keine durchwegs ebenen Flächen gebildet zu haben, sondern allerlei Kleinformen, Wülste und Gekröse, welche von anderen, gleichartigen Bildungen überbaut wurden und schließlich durch den Überlagerungsdruck etwas zusammengepreßt wurden. Niedersinkende Schollen aus verkieselnden Moosrasen mögen dem rotbraunen Kiesel-Eisen-Gel die weißen Schlieren und Lagen beigemischt haben.

In welcher Weise sich der in Lepidokrokit umgewandelte Eisenspat gebildet hat, läßt sich nicht genau feststellen. Es mag geschehen sein durch Diffusion eisenhaltiger Lösung in die bereits abgeschiedenen Massen von Kieselgel; es könnte aber auch an der freien Oberfläche dieses Gels erfolgt sein.

Erst in einem viel späteren Zustand, als bereits Opalfels aus dem Kieselgel geworden war, entstanden die Ausfüllungen der Hohlräume mit kristallisierter Kieselsäure. Manchmal bildete sich Lussatit vor dem Chalcedon, manchmal war es umgekehrt. Der Lussatit gehört somit der Mineralgesellschaft in den Hohlräumen des Opalfelses an, welche jünger als die Steinwerdung ist. Aus der Beschreibung geht indes hervor, daß sich ein Teil des Lussatits unmittelbar aus der Kieselsäurelösung bildete, also gleich alt ist wie der Opal (bzw. das Gel, aus dem sich Opal bildete). Die Lussatitbildung erfolgte sonach mehrmals im Verlauf der Geschichte des Gesteins und übergreift sich teilweise mit dem Bildungszeitraum des Chalcedons. Hierin liegt ein bedeutsamer Anhaltspunkt für die bereits mehrfach betonte Tatsache, daß der Opalfels keineswegs einer erhöhten Temperatur seine Bildung verdankt, denn eine solche könnte ja nur angenommen werden für die Zeit des Entstehens der Ablagerung, nicht aber für jene späteren Zeiten, in denen die Auffüllung der Hohlräume im Opal mit kristallisierter Kieselsäure vor sich ging.

## 11. Die versteinten Hölzer

(Tafel III, IV)

### 11 a. *Lillia viticulosa* Unger

Die Beschreibung der Verkieselung dieser an sich so seltenen Pflanze muß vorangestellt werden, weil sie für die vorliegenden Fragen besonders wichtige Beiträge zu liefern vermag. Dies rührt daher, daß in dem untersuchten, 2 cm dicken Stammquerschnitt eine große Zahl von verschiedenen Zellarten vorkommt, die sich durch ihre Größe, ihren Bau und ihre Lage innerhalb der Pflanze weitgehend unterscheiden. Es sind alle diese Zellarten in verschiedener Weise verkieselt. Der Erhaltungszustand ist ein so unwahrscheinlich guter, daß bei der Untersuchung immer wieder vergessen werden konnte, daß hier kein Gewächs unserer Tage unter dem Mikroskop lag.

Der Querschnitt des Holzkörpers dieser Pflanze ist bereits von Corda und Felix (1884) geschildert worden. In der an dem neu gefundenen Stück

(Tafel I) wohl erhaltenen Rinde zeigten sich hingegen noch viele bisher noch nicht bekannte Einzelheiten, die hier erwähnt werden müssen, weil die Art der Verkieselung manchen Einblick gewährt.

Das Holz (siehe Tafel III, Fig. 9) besteht aus Holzzellen, großen Holzgefäßen, primären und sekundären Markstrahlen. Die Holzzellen (nach Felix, 1884, Holzparenchym und Libriform) stehen in radialen Reihen; ihre Zellwände sind stets in Opal umgewandelt, wobei der Aufbau der Wand aus einer primären und einer sekundären Schicht in vielen Fällen nicht verwischt werden konnte.

Der Innenraum der Holzzellen wird erfüllt von Chalcedon, wenn es auch infolge der Kleinheit der Zellen nicht zu wohl ausgebildeten Rinden gekommen ist wie in den sogleich zu schildernden Holzgefäßen. Es sind vielmehr nur kleine, wolkig bis faserig auslöschende Gebilde vorhanden. Meistens ist sogar zum Nachweis der Doppelbrechung ein Gipsblättchen erforderlich. Nicht viel anderes könnte von den primären Markstrahlen gesagt werden, welche als breite Bänder den Querschliff des Holzes durchziehen, und den einreihigen sekundären, welche sich zwischen den großen Holzgefäßen hindurchschlängeln.

Die großen Holzgefäße mit einem Durchmesser von 0,2 bis 0,3 Millimeter sind regellos, aber gleichmäßig über den Querschnitt verteilt, ohne in irgendeiner Weise Jahresringe anzudeuten. Sie stehen so gut wie immer einzeln, nur in Ausnahmefällen in Paaren (Tafel III, Fig. 10). Die Wände dieser Gefäße sind sehr dünn, manchmal so dünn, daß sie kaum auszunehmen sind. Stets bestehen sie aus bräunlichem Opal. Ihrer Innenseite angelagert findet sich fast immer eine klare Schicht von Chalcedon. Sie fehlt nur in einigen wenigen Gefäßen, welche ganz mit bräunlichem Opal erfüllt sind; die Deutung dieser Fülle erfolgt weiter unten. Der genannte Chalcedonbelag ist manchmal nur so dünn wie die Gefäßwandung selbst, meistens aber ist er um ein mehr- bis vielfaches dicker. Für die Deutung dieser Schicht ist der Umstand wichtig, daß ihre Dicke selbst in unmittelbar beieinanderliegenden Gefäßen stark verschieden ist; in demselben Gefäß ist die Dicke ringsum allerdings fast vollkommen gleich. In den allermeisten Fällen ist das Innere der Gefäße hohl und offen, so daß der Stamm eine Durchgängigkeit besitzt, die fast an spanisches Rohr erinnert. Oft aber wird der Hohlraum eingeschränkt durch knöllchen- oder träubchenartige Gebilde, die von der Chalcedonschicht aus ins Innere vorragen. Bald sind es nur randliche, warzenähnliche Wucherungen, oft strauchartige Gebilde, die sich in den Hohlraum erstrecken und ihn manchmal sogar verstopfen.

Es war vorerst zu entscheiden, ob die Chalcedonschicht samt den aufsitzen den Knöllchen und Träubchen anorganischer Entstehung ist oder ob vielleicht erstere eine innere Verdickung der Zellwand vorstellt und letztere als Thyllen <sup>1)</sup> aufzufassen sind. Diese Frage konnte leicht geklärt werden durch die Auffindung zweifelsfreier Thyllen, welche in vielen Gefäßen des Holzteiles, aber auch bereits des Kambiums vorhanden sind. Sie sind stets von den Chalcedonträubchen leicht unterscheidbar, denn sie gehen deutlich erkennbar von der Gefäßwand selbst aus und sind in Opal verwandelt, daher meist von bräunlichem Farbton und mit den farblosen Träubchen

<sup>1)</sup> Thyllen sind Zellen, die von Holzparenchym aus in das Innere von Gefäßen hineinwachsen, um es zu verengen („Stopfzellen“).

keineswegs zu verwechseln. Dies wurde besonders klar in einem Gefäß, welches sowohl Thyllen als auch Chalcedonträubchen enthält; die Chalcedonschicht, welche das Innere dieses Gefäßes auskleidet, umhüllt auch die Thyllen und erweist sich dadurch als jüngere, anorganische Bildung im Gefolge des Versteinungsvorganges. Die Thyllen finden sich in einem Gefäßquerschnitt oft zu mehreren und ragen manchmal bis zu einem Viertel ins Innere, oft auch bis zur Mitte, so daß geradezu eine Verstopfung stattfindet.

Im Gegensatz zu den Thyllen gehen die oben beschriebenen Trauben und Perlenketten aus Chalcedon nicht von der Gefäßwand selbst aus, sondern von dem auskleidenden Chalcedonmantel. Aus diesem Grunde können sie keine Bildung sein, welche dem Gefäß und damit dem Pflanzenleib organisch zugehört. Ihr Wesen wurde klar, als sich herausstellte, daß in vielen dieser Perlketten ein Achsengebilde vorhanden ist, welches manchmal nur undeutlich wahrzunehmen ist; in anderen Fällen ist aber infolge einer bräunlichen oder schwarzen Färbung erkennbar, daß es sich um verzweigte Fäden handelt. Man sieht auch gelegentlich einmal, daß diese Fäden nicht an dem Chalcedonmantel enden, sondern sich durch ihn hindurch bis an die Wand des Gefäßes fortsetzen. Nur an besonders begünstigten Stellen kann man ausnehmen, daß sie sich durch die Wand hindurch (offenbar durch Hoftüpfel) bis in das Grundgewebe des Holzkörpers fortsetzen und dort verbreiten. Durch alle diese Einzelheiten, besonders aber durch die zutreffenden Größenverhältnisse ist vollkommen klar gestellt, daß es sich hier um Pilzfäden (Hyphen) handelt, wohl Schimmelpilze, welche nach dem Absterben der Pflanze im Holz wucherten und an vielen Stellen in die weiten Holzgefäße eindringen, wenn sie nicht etwa umgekehrt von hier ihren Ausgang nahmen. Wenn daher die „Perlenreihen“ aus Chalcedon durch nachträgliche Verkieselung von Pilzhypen entstanden sind, kann es weiter nicht wunder nehmen, daß der Halbmesser der Perlen und Fäden gleich ist der Dicke der Chalcedonauskleidung oder diese um ein wenig übertrifft. Die schwarze Masse, welche den ehemaligen Pilzfaden erkennbar macht, entstammt allerdings nicht dessen Stoffbestand selbst, sondern besteht aus später eingewanderten Manganverbindungen.

Ein guter Teil der Holzgefäße enthält eine Füllung durch Erze. Hinsichtlich dieser Füllung bestehen zwischen benachbarten Gefäßen ebenso große Unterschiede wie hinsichtlich der Verkieselung selbst. Als vererzende Metalle kommen Eisen und Mangan vor. Mit Limonit erfüllte Gefäße sehen den oben genannten, opalerfüllten zuerst recht ähnlich und können in deren unmittelbarer Nähe liegen. Ebenso wie diesen fehlt auch ihnen die Chalcedonfülle. Auch die Farbe des Limonites ist ähnlich, wenn auch kräftiger braun. Leicht unterscheidbar sind sie indessen im auffallenden Licht: der Opal zeigt einen hellen Schimmer, der Limonit erscheint tief schwarz. In manchen Gefäßen finden sich nur geringe Mengen von Limonit, welcher älter ist als die Chalcedonfülle, indem er von dieser überkleidet wird. Stets ist solcher Limonitabsatz der Gefäßwand seitlich angelagert, u. zw. in allen vorgefundenen Fällen derselben Seite; offenbar hat sich der erst im Gefäßinneren ausgeflockte Limonit auf der nach unten gewendeten Seite des Hohlraumes abgesetzt, als der Stamm bereits im Moor gebettet lag. In selteneren Fällen ist auch Goethit in solchen Gefäßen vorhanden als schmaler Saum innerhalb des Chalcedonringes. Weit häufiger

als diese goethitführenden Gefäße sind solche, welche eine kohlschwarze, feinstkrümelige Masse von Manganmulm enthalten. Dieser Mulm erfüllt in manchen Gefäßen vollkommen den leeren Raum, den die Chalcedonfülle freigelassen hat. Wenn Trauben, Kügelchen und Fäden verkieselter Pilzhypthen vorhanden sind, dann sieht man oft, daß der Mulm die Zwischenräume vollkommen ausfüllt. Es kann also keinem Zweifel unterliegen, daß er jünger ist als die Chalcedonbildung. In einem Gefäß wurde eine Chalcedonschicht von größerer Dicke beobachtet, welche durch einen rings umlaufenden Kranz von Manganmulm zweigeteilt war. In anderen Fällen ist die Ausfüllung des verbleibenden Hohlraumes weniger gründlich. Die schwarze Fülle hat zwar oft ebenfalls kreisförmigen Querschnitt, doch klafft zwischen ihr und dem Chalcedonmantel ein breiter Zwischenraum, so daß ein schwarzer Kreis in dem leeren Raum der Zelle zu schweben scheint, wenn auch nicht immer in der Mitte. Es wird also deutlich, daß eine offenbar kolloidale Ausfällung durch Eintrocknen geschrumpft ist unter Wahrung des Zusammenhaltes. In anderen Fällen war die Anhaftung am Außenrand größer, so daß statt eines selbständigen Innenkörpers aus Manganmulm ein randlich anliegender Ring aus demselben Stoff entstanden ist.

Erwähnenswert ist nur noch eine im Schliff recht auffällige limonitische Verfärbung der unmittelbaren Umgebung mancher Gefäße, auch solcher, welche keine Füllung mit Eisenmineralen besitzen (mindestens nicht in der Ebene des Schliffes).

Der Holzkörper wird umgürtet von einer durchscheinenden, im auffallenden Licht dem bloßen Auge daher dunkel erscheinenden Schicht von runzelig-welligem Verlauf. Wenn sie einem Stammstück mitsamt der Borke fehlt, zeigt der Holzkörper daher eine scharf längs geriefte Oberfläche. Diese Schicht, das Kambium, besteht aus denselben Zellarten wie der Holzkörper, nämlich Markstrahlen, Holzzellen und große Holzgefäße. Alle sind von etwas geringerer Größe als die entsprechenden Zellen im Holzkörper, den zu vergrößern das Kambium dient. Die Wände der Kambiumzellen sind gleichfalls in Opal umgewandelt. Eine sekundäre Wand fehlt als Zeichen der Jugendlichkeit dieser Zellen. Ihr Inneres ist ebenfalls von Chalcedon erfüllt, der hier besonders klar ist.

Die gesamte Borke, außerhalb des Kambiumringes gelegen, ist in derselben Weise, Zellwand für Zellwand, in Opal umgewandelt. Das Zellinnere ist entweder von Opal völlig erfüllt oder dieser liegt der Zellwand innen in dickerer Schicht auf und bildet gegen das Innere eine unregelmäßige oder traubige Oberfläche. Bei den Bastzellen der Rinde ist der Opal noch weit dunkler als bei den Zellen des Holzes, außerdem ist Zellwand und Fülle nicht immer klar unterscheidbar. In den Zellen der in der Borke etwas verbreiterten Markstrahlen sind zwar die Wände klar erkennbar, doch ist ihre Füllung von besonders sattem Braun; Inseln solcher dunklerer Zellen sind mit scharfer Grenze den in der Borke endigenden Markstrahlen eingelagert, ohne daß ein Grund für das gegenüber den Nachbarzellen so verschiedene Aussehen angegeben werden könnte.

Ebenso wie einzelne Zellen des Holzkörpers sind auch manche Borkenzellen mit Manganschwärze ausgefüllt. Es ist diese Zufuhr in manchen Ausschnitten des Borkenringes stärker als in anderen. Einzelne Zellen wurden gelegentlich davon betroffen, während die Nachbarn verschont



blieben; oft wurden ganze Zellgruppen erfaßt oder die Erscheinung setzt über kleine Gebiete von bereits stärker zerstörten Zellen unbekümmert hinweg und betrifft unregelmäßig wolkenartig begrenzte Räume in der Borke. Innerhalb der Borke beweisen die Zellen der Markstrahlen ihre ehemalige Aufgabe der radialen Leitung noch beim Versteinen, indem ganze radiäre Zellreihen von Manganoxyd erfüllt sind, während benachbarte Zellen und Reihen davon frei geblieben sind. Hiedurch wird die Art dieser Stoffzufuhr klarer: Mangan drang in echter Lösung in die Zelle ein und wurde erst dort ausgefällt.

Die interessanteste Bildung innerhalb der Rinde sind indessen eingelagerte, meist rundliche Stränge, deren Querschnitte den Ring des Kambiums auf drei Viertel des Stammumfanges kranzförmig außen begleiten. Dadurch erinnert das Ganze entfernt an den abnormen Stammbau der Sapindaceen. Während jedoch dort die von einer gemeinsamen Rinde umgebenen Teilstämme ebenso dick sind wie der mittlere und auch denselben Bau haben, (so daß eine Verwachsung mehrerer Einzelstämme vorgetäuscht wird), hat man bei *Lillia* einen dicken mittleren Holzkörper, der von einer großen Zahl von randlichen, nebeneinanderliegenden, dünnen Strängen begleitet wird. Diese Stränge haben zudem nicht Stammbau, sondern gleichen im Aufbau Wurzeln. Sie haben nämlich (Tafel III, Fig. 11, 12) im Inneren einen meist dreistrahligen, manchmal auch vierstrahligen Holzkörper, der samt dem Bastteil von einer Endodermis umgeben ist. Daran schließt sich ein an Interzellularen sehr reiches Parenchym, aus runden Zellen, das außen von einer dreireihigen Exodermis umschlossen wird. An manchen Stellen stehen diese Stränge so dicht, daß sie sich gegenseitig an der Entfaltung hindern; von zwei oder drei benachbarten Strängen ist dann nur einer wohl entwickelt, während die anderen verkümmert sind, indem die Exodermis in unregelmäßiger Weise aus- und eingefaltet ist, während das Parenchym nur aus kleinen, unentwickelten Zellen besteht und die übrigen Bestandteile fehlen. In einem anderen Fall ist so ein Strang bis auf seinen durch äußere Einflüsse erzwungenen, unregelmäßigen Umriß normal gebaut.

Bereits auf den nächsten Seiten wird sich zeigen, daß diese Stränge innerhalb der bereits abgestorbenen Borke lebende Organe waren. Ihr Wesen wird enthüllt durch einen Vergleich mit sproßbürtigen Wurzeln, welche sich bereits vor dem Verlassen des Sprosses nach unten krümmen, und innerhalb der Rinde nach abwärts wachsen, um erst im Boden oder in dessen Nähe nach außen durchzubrechen. Sie werden als innere Wurzeln oder als Rindenwurzeln bezeichnet. Außer bei Farnen und Bärlappen wurden solche Wurzeln gefunden bei den tropischen Bromeliazeen und Velloziazeen (Troll).

Die Wichtigkeit dieser Wurzeln für die Fragen der Verkieselung ist erheblich. Im Mikroskop fallen sie sofort auf durch ihren hellen Ton, der im Gegensatz zu dem bräunlichen des Holzkörpers und dem braunen der Borke steht; er erklärt sich daraus, daß alle Zellen dieser Stränge zum größten Teil durch Chalcedon verkieselt sind.

Die Zellen des Holzteiles dieser Wurzeln — es handelt sich wohl um Tracheiden — sind stets erfüllt von Chalcedon, wenn auch infolge der Kleinheit der Zellen die radialfaserige Eigenschaft nicht besonders ausgeprägt

ist. Die Füllung der Zellen des Bastteiles scheint teilweise auch aus Opal zu bestehen.

Ähnliches kann von der Füllung der Zellen der Endodermis gesagt werden. Eine der auffälligsten, in diesem Schriff beobachtbaren Tatsachen <sup>1)</sup> ist das Aufleuchten dieser Zellen unter dem Fluoreszenz-Mikroskop. Die radialen Teile der Zellwände, bei einigen Zellen die gesamte Wand, leuchten leicht bläulich und deuten so eine Verholzung oder Verkorkung an. Solcherart erkennt man, daß die Zellwände der Pflanze samt ihren Strukturen trotz der Verkieselung erhalten geblieben sind. Diese Tatsache wurde bei anderen Pflanzenresten des Fundortes chemisch bestätigt. Abermals dieselbe Erkenntnis wurde gewonnen bei der Untersuchung der Zellwände des Bastteiles und der Exodermis der Wurzeln. Diese Zellwände haben eine Doppelbrechung, welche viel höher ist als die des Chalcedons; außerdem zeigen sie gerade Auslöschung (der Zellwand entlang, also tangential), wobei die Schwingungsrichtung  $\gamma'$  in der Zellwand liegt. Diese Beobachtung bestätigt von der polarisationsoptischen Seite her die Anwesenheit von Zellulose.

Schwer deutbar ist das sich gegen außen an die Endodermis anschließende Parenchym, welches aus kugeligen Zellen besteht. Bald erfüllen diese Zellen den ganzen Raum zwischen Exo- und Endodermis, während sie in anderen Außensträngen zwischen sich große Räume freilassen, welche als Interzellularen in einem überaus lockeren Gewebe aufzufassen sind. Diese Kugelzellen sind vollkommen farblos, weil sie in reinen Chalcedon umgewandelt sind, welcher einen überaus deutlichen radiären Aufbau besitzt; daher zeigt er unter gekreuzten Nicols ein prächtiges Brewstersches Kreuz (Sphäritenkreuz). Die Chalcedonmasse läßt im Inneren nur eine kleine Höhlung frei, welche in allen Zellen dieser Art genau dieselbe Größe hat. Dadurch erweist sich, daß nicht etwa Zellen bei der Verkieselung unvollständig ausgefüllt worden sind, sondern daß die ganze Chalcedonmasse durch Ersatz aus der Zellwand hervorgegangen ist. Wäre es anders, müßte man wohl Reste der Zellwand selbst wahrnehmen. Hat man einmal das Gewebe als Parenchym erkannt, so ist man nicht abgeneigt, es zum Sklerenchym zu stellen und die Zellen als Steinzellen zu bezeichnen. Hiezu möchte trefflich stimmen, daß das Innere jeder Zelle erreicht wird von einem feinen Porenkanal, welcher mit den Hohlräumen in Verbindung steht und sich auch öfters verzweigt. Dadurch war jede Zelle trotz der Isolierung durch die großen Interzellularen an den Saftstrom angeschlossen. Solch feine Einzelheiten in Kiesel erhalten zu sehen, muß gewiß Staunen erregen. Gegenüber einer Deutung als Steinzellen ist jedoch darauf zu verweisen, daß Steinzellen in der Umhüllung eines Gefäßbündels eine absonderliche Erscheinung wären; an der ganz außerordentlichen Dicke der Zellwand sind sicherlich Quellvorgänge anlässlich der Verkieselung wesentlich mitbeteiligt. Bis zu welchem Grad dies der Fall ist, wird sich vielleicht durch Vergleich mit lebenden Beispielen entscheiden lassen, sobald durch eine Neuuntersuchung die Stellung der Pflanze im System mit größerer Sicherheit als bisher festgelegt ist.

Die in der Wurzel zu äußerst stehende Lage dieser Parenchymzellen ist nicht immer in ihrer Gänze erhalten. Viele dieser Randzellen besitzen

<sup>1)</sup> Auf welche mich in überaus liebenswürdiger Weise Frau Dr. Luhan vom Pflanzenphysiologischen Institut der Universität Wien aufmerksam gemacht hat.

nur mehr Teile ihrer Zellwand, wenn diese auch genau so stark verdickt ist wie bei den vollständigen Zellen. Daraus geht hervor, daß die Interzellularen nicht nur durch Auseinanderweichen, sondern zum Teil auch durch Auflösen von Zellen entstanden sind.

Die Exodermis, welche die Wurzeln außen umgibt und gegen die Borke abgrenzt, ist so gut wie überall dreischichtig. Ihre Zellen sind abermals mit Chalcedon erfüllt, welcher wohl hie und da das Sphäritenkreuz erkennen läßt, doch in weit geringerer Vollkommenheit wie in den Steinzellen. Einzelne (in manchen Wurzeln auch viele) der Zellen sind erfüllt von durchsichtigem Manganmülm. Zwischen dieser Fülle und der eigentlichen Zellwand liegt ein mehr oder minder breiter Saum von Chalcedon, von dem nicht sicher zu sagen ist, ob er eine sekundäre Zellwand in verkieseltem Zustand ist, wie man meinen möchte, oder eine bei der Versteinung erfolgte Anlagerung. Die Zellwände zeigen genau dieselben Eigentümlichkeiten, die bei der Endodermis besprochen wurden.

Aus den ausführlich geschilderten Beobachtungen die runde Summe ziehend, sei zunächst wiederholt, daß sowohl Opal als auch Chalcedon an der Versteinung des *Lillia*-Stammes beteiligt sind. Ersterer ist fast nur als Versteinungsmittel des Holzes und der Borke anzutreffen; letzterer erfüllt die Markstrahlen und die Zellen des Kambiums, während er in den großen Holzgefäßen nur eine nachträgliche Zutat bedeutet; hingegen ist er fast ausschließlich an der Versteinung der inneren Wurzeln beteiligt, u. zw. des Holzteiles, der Endo- und Exodermis sowie der Parenchymzellen.

Bei einem Versuch, diese auffälligen Unterschiede zu erklären, gewinnt man durchaus den Eindruck, daß eine Zelle um so eher Chalcedon enthält und um so mehr davon, je weniger ihre Wand für Lösungen durchlässig ist. Es scheint also so zu sein, daß hier Kieselsäure von verschiedenem Grad der Feinheit (Dispersion) auf dem Wege war, in Zellen zu diffundieren. In die gröberen Holzgefäße, die durch Längsöffnungen und durch Tüpfel diesen Lösungen weiter offen standen, konnten nicht nur die allerfeinsten der verschiedenen gelösten Anteile der Kieselsäure eindringen, sondern auch die an Diffusionsfähigkeit geringeren Anteile. Noch krasser ist dies bei den längst abgestorbenen Zellen der Borke, welche diesen Lösungen den geringsten Widerstand bot. Es ist daher dort nur Opal zu finden und kein Chalcedon. Die jugendlichen Zellen des Kambiums oder die für radiale Leitung geschaffenen Markstrahlzellen mit ihrem auch im Holzigen Stamm noch lebenden Inhalt erschwerten bereits dem gröberen Anteil der Kieselsäurelösung den Eintritt. Die Wurzeln waren durch ihre Exodermis besonders gut gegen eindringende Lösungen abgedichtet, bestanden außerdem zum größten Teil aus Zellen, die bis in die letzte Zeit lebend waren und geringe Größe besitzen. Die Holzgefäße, die größten dieser Zellen, erreichen nicht im entferntesten die Ausmaße der Gefäße des mittleren Holzzyinders und bestehen im Gegensatz zu diesen vermutlich aus Tracheiden. Die Wurzeln waren daher nur für die feinsten Anteile der Kieselsäurelösung erreichbar, so daß sie fast nur Chalcedon führen.

Es ist also die Art des verkieselnden Minerals stark abhängig vom Bau der zu verkieselnden Pflanzenteile und Zellen, indem jede Art von Zellen ein anderes Aufnahmevermögen für Kieselsäure hat. Man kann also diese Art der Verkieselung nicht anders als eine auswählende (selektive) nennen.

Im chemischen Abschnitt wird genau zu schildern sein, was unter dem „verschiedenen Grad der Feinheit der Kieselsäurelösung“ verstanden werden muß.

### 11 b. *Ulmium* sp.

Als zweites Beispiel für die Art der Verkieselung sei das am besten erhaltene unter dem mir vorliegenden Hölzern gewählt, welches sich durch viele Einzelheiten als zu den Ulmengewächsen gehörig erwiesen hat. Es gleicht fast vollkommen dem von Unger (1854) beschriebenen Holz *Cottaites lapidarium*, welches von Kaiser wohl mit Recht zu den Ulmaceen gestellt worden ist. Die Bezeichnung *Ulmium* soll keineswegs den Anschein erwecken, daß dieses Holz etwa zu *Ulmus* gehören müsse. Es ist durchaus wahrscheinlich, daß unter den bekannten fossilen Ulmaceen-Hölzern auch der Zürgelbaum (*Celtis*) vertreten ist sowie die Wasserulme (*Zelkova*). Es dürfte bei uns im Jungtertiär der letztere häufiger gewesen sein als die erstere. Wie aus dem Werk von Greguss hervorgeht, ist zwar das Holz der lebenden Ulmenarten einwandfrei von *Celtis* zu unterscheiden, doch ist dies bei den meisten versteinerten Hölzern noch nicht versucht worden. Der Grund dafür, daß dies kein leichtes Beginnen ist, liegt darin, daß die Hölzer der Ulmen voneinander stärker abweichen als von dem Holz der Zürgelbäume. Wir haben bereits früher ein ähnliches Verhältnis feststellen müssen bei dem Holz von *Taxodium* und *Sequoia*.

Die folgenden Eigenschaften waren maßgebend, den Pflanzenrest als *Ulmium* zu bezeichnen (siehe Tafel IV, Fig. 13): 1. die ausgesprochene Ringporigkeit, indem Ringe aus Gefäßen mit weiten Poren (Frühjahrs-holz) mit etwa doppelt so breiten Ringen von kleinzelligem Sommer- und Herbstholz abwechseln; 2. die im Sommerholz vorhandenen Streifen (Binden) von engeren Gefäßen samt Holzparenchym inmitten der kleinen Holzzellen; 3. die Markstrahlen, die nur selten ein- oder zweischichtig, allermeistens aber fünf bis sieben Zellen breit und vier- bis fünfmal höher als breit sind.

Das Holz unterscheidet sich von *Ulmoxylon* (richtig: *Ulmium*) *hungaricum* (Lingelsheim) durch die in zwei Reihen stehenden Frühholzgefäße. In dieser Hinsicht gleicht es *Celtites kleinii* Tuzson, welches von Edwards aus schon genannten Gründen ebenfalls als *Ulmium* bezeichnet wird; diese Art hat jedoch höchstens zweischichtige Markstrahlen und sichert dadurch ihre Selbständigkeit.

Das untersuchte Holz, ein 25 cm langes Stück, ist infolge des Vorganges der Versteinung warm nußbraun getönt und besitzt eine weiße, erdige Verwitterungsschicht. Darunter folgt eine etwas heller braune Schicht, die sich nach außen und nach innen deutlich abgrenzt. Beide Schichten haben mit dem ursprünglichen Bau des Stammes nichts zu tun, denn sie setzen quer über die dem freien Auge wohl erkennbaren Jahresringe.

Die Verkieselung hat auch bei diesem Holz interessante Verhältnisse geschaffen, durch deren Untersuchung die an *Lillia* gewonnenen Ergebnisse ergänzt werden.

Die weiten Gefäße des Frühjahrsholzes besitzen eine verkieselte Zellwand, die aus mehreren Schichten aufgebaut ist. Die äußerste Schicht, die sogenannte primäre Zellwand darstellend, ist immer in bräunlichen Opal verwandelt, zeigt daher keine Doppelbrechung und ist fast stets von den

übrigen Schichten wohl unterscheidbar. Manchmal hat sich zwischen die verkieselte primäre Wand und die folgende Schicht ein schmales Streifchen von Chalcedon im Zuge der Versteinung eingeschoben. Von der primären Zellwand nach innen zu liegen ein oder zwei weitere Schichten, welche ziemlich farblos sind. Wenn nur eine weitere Schicht vorhanden ist, zeigt sie sehr häufig keine Doppelbrechung; in anderen Fällen ist eine solche klar erkennbar, wenn auch wegen ihrer geringen Höhe nur mit dem Gipsplättchen Rot I. Die optische Orientierung ist entgegengesetzt jener des Chalcedons ( $\gamma'$  senkrecht zur Wand). Es handelt sich demzufolge um Lussatit. Hervorzuheben ist, daß weder im Quer- noch im Längsschliff ein Faserbau zu erkennen ist. Wenn in der Zellwand auch noch eine dritte Schicht vorhanden ist — ein seltenerer Fall —, so besteht sie aus Chalcedon, welcher sich durch seine Doppelbrechung und seine optische Orientierung in sinnfälliger Weise von der vorgenannten Schicht unterscheidet. Die Chalcedonschicht fehlt in vielen Fällen, in anderen kommt die erstgenannte kaum zur Geltung, so daß der Querschnitt von der Chalcedonschicht beherrscht wird. Man geht nicht fehl, wenn man den Chalcedon als eine jüngere, rein anorganische Bildung ansieht, während die Lussatitschicht als verkieselte sekundäre Zellwand zu bezeichnen ist. Wegen ihrer Dicke ist wohl anzunehmen, daß sie bei der Versteinung etwas gequollen ist. Chalcedon- und Lussatitschicht sind nur im polarisierten Licht leicht voneinander unterscheidbar. Sie haben nicht immer eine ebene Trennungsfäche. Diese ist vielmehr oft wellig; in einigen Fällen liegt ein dünnes, braunes Säumchen von Goethit zwischen beiden.

Auch im Längsschnitt sind die Gefäße beachtenswert. Die einzelnen Zellen, durch deren Vereinigung das Gefäß entstanden ist, sind noch sehr deutlich kenntlich an den Verengungen, mit denen sie aneinandergrenzen. Diese Verengungen sind so einschneidend, daß bei etwas unmittiger Schnittlage geradezu der Eindruck entsteht, das Gefäß sei durch Querwände in Abschnitte gegliedert. Die Länge der einzelnen Abschnitte liegt zwischen dem ein- bis zweieinhalbfachen des Durchmessers. Diese Einschnürungen bestehen genau so wie die seitlichen Gefäßwände aus einer primären Zellwand aus Opal mit gelegentlich erhaltener und erkennbarer Zellulose und aus einer sekundären, in Lussatit versteinerten Schicht. Diese letztere besitzt die gleiche optische Orientierung wie in der Seitenwand, nämlich  $\gamma'$  senkrecht zur Wand an der Einschnürung. Auch eine Chalcedonschicht kann an der einschnürenden Wand vorhanden sein. Wenn auch diese zellentrennenden Einschnürungen quer zur Längsrichtung der Gefäße stehen, so ragt dennoch jeder Abschnitt mit einem Fortsatz gegen das benachbarte Gefäßglied vor. Als Folge davon erscheint der runde Querschnitt des Gefäßes durch eine Wand der Quere nach in zwei ungleiche Hälften geteilt oder es erscheinen unregelmäßige Ausbauchungen und Vorwölbungen der Zellwand. Sie dürfen keineswegs mit den verkieselten Pilzfäden verwechselt werden, die in den Gefäßen der *Lillia* gefunden worden sind. In einigen Fällen sind solche Auswüchse mit feinen, dicht stehenden Stacheln und Spitzen aus Kiesel besetzt.

\* \* \*

Man hätte vielleicht denken können, die Doppelbrechung der sekundären Wände der Gefäße beruhe auf der eingelagerten, noch erhaltenen Zellulose,

so wie es in vielen Fällen bei der primären Wand der Fall ist. Es geht bereits aus den Angaben von Felix (1897) hervor, daß die sekundäre Zellwand nur eine geringe Doppelbrechung besitzt; an frischem Holz kann man sich leicht davon überzeugen, daß diese gelegentlich so schwach ist, daß sie kaum wahrzunehmen ist. Nach der zusammenfassenden Darstellung von Schmidt ist die optische Orientierung aller röhrenförmigen Zellen im Holze so, daß die Schwingungsrichtung  $\alpha'$  an allen Stellen senkrecht zur Zellwand liegt. Es hat also die Zellulose der Zellwand die gleiche Orientierung wie die Chalcedonaukleidung der Zellen des verkieselten Ulmenholzes, mithin die entgegengesetzte der in Lussatit umgewandelten sekundären Zellwand. Mithin kann man die Doppelbrechung dieser letzteren nicht auf etwa erhaltene Reste der Zellulose zurückführen.

Um aber in dieser Hinsicht noch klarer zu sehen, wurde ein Teil des Dünnschliffes gegläht. Das Ergebnis des Ausglühens war wahrhaft überraschend, wenn auch die eingetretene Änderung bei gewöhnlichem Licht noch nicht ersichtlich war, sondern erst zwischen gekreuzten Nicols (siehe Tafel IV, Fig. 14). Die im polarisierten Licht vorher einheitlich erscheinenden inneren Schichten der Zellwände mit ihrer schwach erkennbaren optischen Orientierung zeigten sich in ein Haufwerk kleiner Kriställchen zerfallen, deren Doppelbrechung nun wesentlich höher war. Der ringförmige Querschnitt der inneren Zellwand zeigt auch nach dem Glühen keinen faserigen Aufbau. Die Kriställchen, die auf Grund des chemischen Wesens und der Doppelbrechung Quarz sind, lassen eine lockere Regelung erkennen. Sie sind in roher Annäherung mit ihren Hauptachsen radial eingestellt, so daß die optische Orientierung des Lussatits im großen und ganzen erhalten geblieben ist. Auch sind die Polarisationsfarben nach dem Glühen auch in jenen Gefäßquerschnitten deutlich, wo sie vordem kaum feststellbar waren. Der ringförmige Gefäßquerschnitt zeigt allerdings nicht mehr von einem Quadranten zum anderen eine sanft verlaufende Abtönung der Polarisationsfarben, sondern die einzelnen Kriställchen erscheinen infolge ihrer unscharfen Einregelung deutlich voneinander abgesetzt. In manchen Gefäßen ist der innerste Gürtel der neu entstandenen Quarzkriställchen viel feinerkörnig als der an die primäre Zellwand grenzende Rand. Wegen der fehlenden, strengen Parallelfaserigkeit wäre die Bezeichnung Quarzin für das durch Glühen entstandene Gebilde fehl am Platze; der Ausdruck Sternquarz, ein rein beschreibendes Wort, könnte indes angewendet werden.

Einen Zusammenhang der Doppelbrechung verkieselter Holzreste mit jener der organischen Stoffe hatte bereits Felix (1897) angenommen, doch dachte er weniger an die optischen Eigenschaften der verkieselnden Minerale als an eine gerichtete Einlagerung der Kieselsäure, so daß eine vollkommene Nachbildung des Feinbaues der organischen Stoffe zustande gekommen wäre. Eine Erhaltung organischer Stoffe der Zellwand selbst glaubte er ablehnen zu sollen, u. zw. auf Grund von Analysen, welche allzu geringe Zahlen für den „Glühverlust“ zeigten, in dem ja die organischen Stoffe mit-enthalten sein müssen. Diese Analysen stammen indessen gar nicht von den von Felix untersuchten Hölzern selbst.

Wir haben gesehen, daß in den verkieselten Hölzern der Csatherberge Zellulose in der Zellwand in keineswegs seltenen Fällen erhalten ist. Bei den inneren Zellwandschichten von Ulminium kann man hingegen mit Sicherheit die Doppelbrechung auf das verkieselnde Mineral zurückführen. Ob hingegen die Orientierung der Kieselsäure in der Innenschicht der Gefäßwände eine rein mineralogische Erscheinung ist oder ob die vor-

handen gewesenen Kristallite der Zellulose ordnend und richtend auf die Kieselsäuremolekeln eingewirkt haben, ist auch heute noch — 60 Jahre nach der von Felix ausgesprochenen Vermutung — nicht mit Sicherheit zu sagen, obwohl die Kenntnis des Feinstbaues der Zellwände seither große und schöne Fortschritte gemacht hat.

Die beim Glühen des Holzrestes eintretenden Erscheinungen sind eine Zustandsänderung des Lussatits, nämlich eine Anpassung eines mit seiner Umgebung im Ungleichgewicht stehenden Minerals an seine Umwelt. Da zu vermuten stand, daß dieses „Umstehen“ von einer Wärmetönung begleitet sei, erfolgte eine Untersuchung dieses Holzes mittels der Differential-Thermoanalyse<sup>1)</sup>. Leider war die Umwandlung des Lussatits zu Quarz in dem erhaltenen Diagramm nicht erkennbar, weil der Lussatitgehalt offenbar doch zu gering war.

Als jüngsten Teilvorgang der Versteinung des *Ulmium* hat man den Absatz von Eisenerzen in den weiten Holzgefäßen anzusehen. Viele von ihnen haben einen breiten Ring von feinkörnigem Goethit als innerste Schicht der Ausfüllung, einige sind damit völlig verschlossen. Zum Teil ist das Mineral bereits in Limonit übergegangen.

Die Ringe des Sommer- und Herbstholzes in diesem Stamm sind etwa doppelt so breit wie die Porenkränze des Frühjahrsholzes. Die großen Gefäße stehen in zwei Reihen (selten nur stehen drei Gefäße hintereinander). In den meisten Fällen sind die Gefäße kreisrund; nur in jenen selteneren Fällen, wo sie in Paaren stehen, flachen sie sich gegenseitig ab.

Um die Beschreibung des *Ulmium* vollständig zu machen, muß noch über die kleineren Gefäße des Sommerholzes, über die sie begleitenden Holzparenchymzellen und über die Holzzellen gesprochen werden. Alle haben eine aus bräunlichem Opal bestehende primäre und eine aus etwas hellerem Opal bestehende sekundäre Zellwand, die in ihrem verkieselten Zustand nur einen geringen Hohlraum freiläßt. Man schöpft daher Verdacht, daß sich auch hier die Verkieselung nicht streng an die ursprüngliche Form gehalten hat, sondern darüber hinaus gewachsen ist oder — wahrscheinlicher noch — durch eine Art von Quellung verdickt worden ist, wobei wohl zugleich ein Abbau der Pflanzensubstanz stattgefunden hat. Chalcedon kommt in den engeren Gefäßen und in den Holzparenchymzellen nicht vor. Der Grund ist vielleicht darin zu finden, daß infolge der schlechteren Wegsamkeit der kleineren Zellen die Verkieselung zunächst langsamer fortschritt, die Zersetzung daher rascher arbeiten konnte als in den weiteren Gefäßen; die in Zersetzung begriffene Holzsubstanz könnte es gewesen sein, welche später teils die Kristallisation verhinderte, teils aber auch ein Eindringen der gröberen Anteile der Kieselsäurelösung gestattete; diese konnte indessen nur mehr zu Opal werden.

Die Innenwände der Gefäße des Sommerholzes sind dicht mit kleinen, stark doppelbrechenden Goethitkörnchen besetzt und werden dadurch bei Beobachtungen im polarisierten Licht besonders deutlich wahrnehmbar. Man erkennt die Anordnung dieser Gefäße in Form von tangentialen „Binden“, welche zwar die Markstrahlen übersetzen, aber dann endigen, ohne sich zu Ringen zusammenzuschließen. Auf dieselbe Weise werden diese Gebilde

<sup>1)</sup> Für die Durchführung dieser Analyse gebührt Herrn Dr. P. Wieden herzlicher Dank.

im Längsschliff als lange Züge sichtbar. Die einzelnen Kriställchen sind meist zu klein für eine Einzeluntersuchung. Durch ihre vereinigte Wirkung erlangen jedoch diese Gefäße scheinbar einen optisch negativen Charakter ( $\gamma'$  in der Längsrichtung der Zellröhren). Dieser kommt dadurch zustande, daß die Kriställchen mit ihrer (optisch positiven) Hauptachse senkrecht auf deren Längsrichtung stehen. In den weiten Gefäßen des Frühholzes ist der Goethit zu Limonit geworden, wohl in Zusammenhang mit ihrer größeren Durchgängigkeit für Wasser.

Auch die Wände der kleinen Holzzellen (Tracheiden, Libriform) bestehen aus Opal und Lussatit und sind oft ganz von einer Spreu kleiner Goethitkristalle erfüllt. Chalcedonausfüllungen fehlen ihnen jedoch.

Sowohl im Quer- wie im Tangentialschliff sieht man, daß die Wand der Markstrahlzellen aus etwas dunklerem Opal besteht wie jene der anderen Zellen. Die Markstrahlzellen besitzen eine geringe Menge kieseliger Füllung, welche eine sehr schwache Doppelbrechung besitzt und eine gerade Auslöschung zeigt mit  $\alpha'$  in der Längsrichtung der Markstrahlen. Beim Glühen ereignet sich mit dieser Fülle Ähnliches wie mit der Innenwand der weiten Gefäße: die bisnun kaum wahrnehmbare optische Orientierung wird deutlich und auffällig infolge einer namhaften Erhöhung der Doppelbrechung als Folge einer Umwandlung wie bei den weiten Holzgefäßen. Es ist also auch hier Lussatit vorhanden.

### 11 c. *Quercinium helictoxyloides* Felix

Ein helles, leicht grau geflammtes Stück eines Holzes läßt sich mit Sicherheit zu *Quercinium helictoxyloides* stellen; maßgeblich hierfür ist sein Reichtum an Gefäßen, wodurch sich diese Art von „allen übrigen bis jetzt beschriebenen fossilen Eichenhölzern unterscheidet“ (Felix). Das Urstück scheint eine Wurzel gewesen zu sein, während das mir vorliegende Stück zweifellos ein Stamm ist; dies spricht sehr zugunsten der Selbständigkeit der Art, die von ihrem Urheber keineswegs über alle Zweifel erhoben worden ist.

Die Jahresringe sind bei dem neu gefundenen Holz genau so undeutlich ausgebildet wie bei dem Urstück; sie sind nur durch wenige Lagen von radial etwas verkürzten Zellen angedeutet und manchmal kaum wahrzunehmen (Tafel IV, Fig. 15). Solche undeutliche Jahresringe kommen unter anderem bei der Korkeiche (*Quercus suber*) und bei der Immergrünen Eiche (*Quercus ilex*) vor, wie man dem Tafelwerk von Greguß entnehmen kann. Es ist daraus mit Sicherheit zu schließen, daß auch *Quercus helictoxyloides* eine immergrüne Eichenart gewesen sein muß.

Die Gefäße dieses Holzes stehen vereinzelt, fast nie paarweise. Der Unterschied zwischen den großen Gefäßen des Frühjahrsholzes und jenen des Sommerholzes ist keineswegs scharf und schroff; der Durchmesser der letzteren beträgt vielmehr die Hälfte oder drei Viertel der ersteren, während die Gefäße des Herbstholzes freilich noch enger sind. Die Art, wie die Gefäße des Spätholzes in radial gelegenen Feldern gehäuft sind, wurde bereits von Felix beschrieben und abgebildet. Es entstehen auf diese Weise gefäßärmere und -reichere Felder. Im Querschnitt des Holzes zeigt sich manchmal eine Scheidewand innerhalb eines weiten Gefäßes, welches dessen Teilung der Länge nach durchführt. Indessen sind solche Scheide-



wände hier weniger sinnfällig als bei dem nachfolgend beschriebenen Eichenholz, wo ihre Deutung versucht werden wird.

In der für Eichen kennzeichnenden Weise sind bei *Quercinium helictoxyloides* zahlreiche einreihige und wenige vielreihige Markstrahlen vorhanden. Die von Felix ausführlich beschriebene Zerspaltung der breiten Markstrahlen durch sich einschaltende Holzfasern zeigt sich im Querschnitt in der Weise, daß sie sich beim Verfolgen durch mehrere Jahresringe nach und nach in einreihige aufsplintern.

Die primären Zellwände der weiten Gefäße, übrigens auch jene der kleinen Holzzellen, sind immer von bräunlicher Farbe und lassen oft genug noch die höhere Doppelbrechung und optische Orientierung der (Hemi-)Zellulose erkennen. Wo dies nicht der Fall ist, zeigt sich auch keine Doppelbrechung, weil die Kieselsubstanz der primären Zellwand aus Opal und nicht aus Chalcedon besteht. Wir haben diese Erfahrung schon wiederholt gemacht. Bei den kleinen Zellen des Holzes ist eine sekundäre Zellwand erhalten, welche ebenso wie jene des *Ulmium* wegen ihrer Dicke im Verdacht steht, bei der Versteinung gequollen zu sein. Manchmal ist der Zellraum so winzig, daß man einer solchen Annahme gar nicht entgehen kann; ja, man möchte sogar vermuten, daß — mindestens in manchen Fällen — dort, wo ein Hohlraum nicht ausnehmbar ist, die gequollene Zellwand diesen völlig zum Verschwinden gebracht hat. Die sekundäre Wand besteht aus Chalcedon, welcher jedoch nicht einen regelmäßigen, radiären Bau besitzt, sondern mit wolkig-unregelmäßiger Auslöschung die sekundäre Zellwand verkieselt und auch das Innere der Zelle erfüllt. Die sekundäre Wand besitzt — wie schon bei *Ulmium* gesagt wurde — keine eigene Doppelbrechung. Es ist also nicht verwunderlich, daß sich die Doppelbrechung innerhalb der sekundären Wand nicht von jener der Chalcedonfülle im Zellinneren unterscheidet. Sie ist zur Gänze auf Rechnung des Chalcedons zu setzen. Die tertiäre Zellwand, auch Grenzhäutchen genannt und bei frischem Holz aus reiner Zellulose ohne eingelagertes Lignin bestehend, zeigt in diesem Falle stets eine deutliche Doppelbrechung, wenn auch von geringerem Ausmaß als die primäre Wand. Bei unserem verkieselten Eichenholz hingegen ist sie nur in ziemlich seltenen Ausnahmefällen noch beobachtbar. Die Kristalle des Chalcedons greifen mit einheitlicher Orientierung über die Schichten der Zellwand hinaus in die Fülle des Zellinneren, ja, sie können sogar die Zellgrenzen überschreiten, so daß ein Teil des Chalcedons einer Nachbarzelle die gleiche Orientierung besitzt.

Die großen Holzgefäße zeigen dieselben Eigenschaften ihrer primären Zellwand. Von der sekundären ist manchmal noch der Umriß kenntlich; sie besitzt in solchen Fällen eine normale Dicke, so daß sich die Annahme einer Quellung erübrigt. Wo aber der Saum von Chalcedon, der an der primären Wand anliegt, unregelmäßig wird, übermäßige Breite besitzt oder das große Holzgefäß ganz erfüllt, kann man ihn keineswegs mehr als verkieselte, wenn auch gequollene Sekundärwand auffassen; man wird hier in besser zutreffender Weise von einem Fortwachsen des Chalcedons über die Zellwand hinaus sprechen.

Bei den etwas engeren Gefäßen des Spätholzes ist der Inhalt an Chalcedon so ausgebildet wie in den kleinen Zellen des Holzes. Bei den größeren Gefäßen stellt sich ein mehr radiär geordnetes Gefüge im Chalcedon ein oder es entstehen mehrere radialstrahlige, halbkugelige Gebilde, welche

von allen Seiten in das Innere hineinwachsen und sich dabei zu einem ringförmigen Saum zusammenschließen; oder sie wachsen nur von einzelnen Stellen aus in das Innere und bringen dann keinen geschlossenen Saum zuwege. Das Innere kann auch bis auf den letzten Rest erfüllt werden, wobei auch radiaifaserige Gebilde im Inneren zwischen den randständigen liegen können. In vielen Fällen hinterbleibt in der Mitte des Gefäßes ein Hohlraum, der oft von Goethit in kleinen Kriställchen oder von Manganmulm oder von beidem ganz oder zum Teil ausgefüllt ist.

Die Chalcedonfeldchen im Inneren dieses Gefäßes sind manchmal durch dünne Lamellen gegeneinander abgegrenzt, welche dieselbe bräunliche Farbe haben, die den primären Zellwänden eigen ist. Hin und wieder ist sogar die Doppelbrechung der Zellulose darin erkennbar. Die primäre Wand der großen Gefäße ist ebenso wie jene der kleinen Holzzellen zu Opal geworden und ist bräunlich in der Hauptmasse des Holzrestes. Von einer sekundären Wand ist nicht mehr zu sehen als undeutliche Reste. Der größere Teil der Gefäße ist im Querschnitt durch dünne, opalisierte Zellwände untergeteilt in zwei oder mehrere Kammern, wie dies bereits bei *Quercinium helictoxyloides* erwähnt worden ist. Im weißlichen Anteil des Kieselholzes ist diesen Scheidewänden innerhalb der Gefäße in kleinsten Körnchen Goethit angelagert. Außerdem enthalten die Hohlräume Manganmulm von der schon beschriebenen Art (Ausfüllungen mit Mulm, die sich infolge eines Schrumpfungsvorganges von der Zellwand zurückgezogen haben und nun im Schliff schwarze Scheibchen bilden, die frei im Inneren des Gefäßes zu schweben scheinen).

In der braun gefärbten Randzone, welche das Kieselholz außen umgibt, ist die primäre Wand noch satter rotbraun gefärbt als die sekundäre, zeigt aber nur mehr in seltenen Fällen die starke Doppelbrechung der Zellulose. Die Opalfüllung der Zellen ist bald heller, bald dunkler als die sekundäre Zellwand. Deren Dicke ist auch in dem randlichen Saum des Holzstückes beträchtlich, so daß man auch hier an eine Quellung denken muß.

Genau besehen, besteht der dunkle Saum aus zwei getrennten Gürteln, einem äußeren, dunkel braungrauen, und einem inneren, rötlichbraunen. Diese Farben gehen in gleicher Weise zurück auf humusartige Zersetzungstoffe, welche sich in den Zellwänden gebildet haben. Die beiden genannten Gürtel werden getrennt durch einen schmalen Streifen farblosen opalisierten Kieselholzes. In diesem sind die Grenzen der einzelnen Zellen undeutlicher und verschwimmen an manchen Stellen.

Im Bereich des dunklen Randsaumes des Holzes ist jedes der einfachen und auch der unterteilten Gefäße ausgekleidet mit einer ziemlich dünnen Schicht von Chalcedon, dessen kurze Stifftchen radial stehen. Der Umstand, daß diese Chalcedonringe auf die beiden randlichen, gefärbten Zonen und die zwischenliegende helle Schicht beschränkt sind, spricht dafür, daß nach beendeter Verkieselung noch Lösungen von außen her wirksam waren, die das Innere des Holzes nicht mehr erreichten.

Auch in diesem Schliff sieht man, daß bei der Beanspruchung des Holzes beim Schleifen stellenweise ein Zerbrechen genau nach den Grenzen der einzelnen Zellen erfolgte.

Es muß sich hier keineswegs um die vom Schliff in verschiedener Weise getroffenen Reste jener Zellwände handeln, durch deren Auflösung die Gefäßrohre zustande kamen. Wahrscheinlicher ist es, daß sich hier mehrere

Gefäße der Länge nach vereinigt haben zu einem nur scheinbar einheitlichen Rohr von kreisförmigem Querschnitt. Greguß bildet solche Gefäße wohl ab, ohne ihnen aber ein Wort zu widmen. Die Umgrenzung der einzelnen Höfchen von Chalcedon, welche das Gefäßinnere ausfüllen, hat indessen in vielen Fällen nichts zu tun mit diesen Resten der Scheidewände, sondern setzt über diese hinweg, ohne sich ihnen anzupassen.

Von der Verkieselung der Markstrahlen ist nichts zu sagen, was nicht bereits aus dem Vorstehenden zu erwarten wäre. Die Zellwände sind hier von etwas dunklerer Färbung als jene der Holzzellen, bestehen aber dennoch nicht nur aus Opalsubstanz, sondern zeigen durch Doppelbrechung, gerade Auslöschung und optische Orientierung, daß die Zellulose zum großen Teil noch erhalten ist. Das Innere der Markstrahlzellen ist genau so wie das der anderen Zellen von Chalcedon erfüllt, manchmal auch zum Teil von Goethit.

### Wurzelholz

Unter den neu aufgefundenen Hölzern sind Stücke von Wurzelholz auffallend häufig, indem sie an Zahl die Stammstücke sogar übertreffen. Dadurch wird bestätigt, daß die Baumreste am Ort ihres Wachsens versteinert sind, also mindestens teilweise einem verkieselten Wurzelboden entstammen. Erwähnt wurden bereits die von Felix (1884) beschriebenen Eichen- und Erlenwurzeln. Die Neufunde sind von sehr unterschiedlicher Art der Erhaltung. Manche sind weiß, zeigen bereits äußerlich den Holzbau aufs deutlichste und neigen zu schilferigem Zerfall. Solche Stücke eignen sich nicht zur Anfertigung von Schlifren. Einige dieser Wurzelhölzer sind ganz durchsetzt von langhinziehenden Fraßgängen von Insektenlarven. An anderen Stücken ist das knorrige, verknickte Aussehen auffällig. Zwei solche Wurzeln wurden im Dünnschliff untersucht.

Die Jahresringe des einen, vom Hochsatherberg stammenden, sind deutlich elliptisch. Im Bruch sind wolkige Zeichnungen zu sehen, die sich in unregelmäßiger Weise über den Querschnitt der Wurzel legen. Porzellanweiße und bräunlichgraue Töne wechseln miteinander ab; sie haben nichts mit dem Bau des Holzes selbst zu tun, sondern mit der Art seiner Versteinung. In einem Teil des Holzes — dem rein weißen — ist Zelle um Zelle wohl erhalten. Die im Querschnitt rechteckigen Zellen sind strenge in radiale Reihen geordnet, zwischen denen einreihige Markstrahlen in geringer Zahl liegen. Jede Holzzelle besitzt eine primäre Wand, welche in Opal versteinert ist und unter dem Fluoreszenz-Mikroskop hell aufleuchtet. Die innen angelagerte Wandschicht, heute in Chalcedon umgebildet und ein schönes Sphäritenkrenz zeigend, dürfte aus der gequollenen sekundären Zellwand hervorgegangen sein. Zunächst liegt in den meisten Fällen eine Ausfüllung aus Manganoxydium. Man hat also hier eine den früher geschilderten Hölzern durchaus ähnliche Art der Verkieselung vor sich. Nicht immer aber sind die Zellen in ihrer ungestörten Form vorhanden; in weiten Teilen des Querschnittes (Tafel IV, Fig. 16) sind sie aus ihrer Lage gebracht, im Winkel verschoben, die Zellwände nach innen eingedrückt und zusammengestaucht als Wirkung des Druckes der wachsenden Wurzel. Deutlich ist erkennbar, daß der Versteinungsvorgang ein in mechanischer Hinsicht bereits stark beanspruchtes Gewebe vorgefunden hat. Aus diesem Grund ist in manchen radialen Zellreihen der zellige Aufbau kaum oder gar nicht

mehr erkennbar. Dasselbe ist in den Quetschzonen der Fall, welche die Zellreihen unter schiefer Winkel durchsetzen oder einzelne Ringe und Gürtel bilden. In den zwischenliegenden Räumen ist hingegen der Aufbau aus Zellen meist erstaunlich gut erhalten. Allen diesen verschieden verlaufenden Quetschzonen ist gemeinsam, daß sie sich manchmal im Zuge ihres Verlaufes im unveränderten, gesunden Holz verlieren. Die Füllung aus Manganoxyd meidet in sehr vielen Fällen solche Quetschgebiete, seien es einzelne Zellen inmitten weniger versehrter Nachbarn oder seien es ganze Streifen der mechanischen Beanspruchung. Der Grund dafür ist einfach die hierbei eintretende Verringerung des leeren Innenraumes der Zellen, die bis zum völligen Verschwinden führen kann.

Besonders die inneren Teile der besprochenen Wurzel sind auf weite Strecken umgewandelt in eine wolkige Masse von hell bräunlichgrauem Opal mit eingelagerten winzigen Verunreinigungen und zahlreichen eingestreuten Chalcedonflittern. Diese Opalmassen sind es, welche die genannten Zeichnungen auf dem Querschnitt verursachen. Der zellige Aufbau ist hier nur mehr an wenigen Stellen erhalten geblieben, sonst aber ist er verwischt worden durch einen Zerstörungsvorgang, der bereits zu Lebzeiten der Pflanze mit dem Wurzeldruck einsetzte, sich nach dem Absterben gerade an den bereits angegriffenen Stellen fortsetzte und durch das Ereignis der Versteinung überbetont wurde.

## 12. Einkieselung, Durchkieselung, Verkieselung

In den bisherigen Beschreibungen wurde für alle Vorgänge, welche zur Versteinung von organischen Resten durch Kieselsäure geführt haben, die Bezeichnung „Verkieselung“ gebraucht. Diese Vorgänge haben indessen in unterschiedlicher Weise gewirkt. Zum Teil wurden Hohlräume in organischen Resten ausgefüllt, zum anderen Teil wurden diese Reste von Kieselsäure durchsetzt unter Erhaltung ihres Stoffbestandes; in noch anderen Fällen aber ist der organische Stoff verschwunden und an seinem Ort befindet sich eine kieselige Bildung. Wir haben bereits Beispiele für alle drei Fälle kennengelernt.

Die genannten drei Fälle werden im Sinne einer strengeren, von Storz eingeführten Bezeichnungsweise durch eigene Namen gekennzeichnet.

In diesem Sinne spricht man von Einkieselung, wenn ein organischer Rest dadurch zu Stein erhärtet, daß seine Hohlräume durch Kieselsäure ausgefüllt werden. Dies ist z. B. der Fall bei Holz, welches in einem Geysir zu Stein wird. In den hier beschriebenen Hölzern ist die Auskleidung der Gefäße und Holzzellen mit Chalcedon hierher zu stellen.

Als Durchkieselung ist die Durchdringung der organischen Gebilde mit Kieselsäure bezeichnet worden, wenn ihr stofflicher Bestand erhalten bleibt. Daß dies bei der Versteinung der beschriebenen Hölzer vielfach der Fall war, ist eingehend beschrieben worden. Organischer Stoff konnte in diesen Hölzern nicht nur chemisch, sondern auch polarisationsoptisch nachgewiesen werden. Die Entstehung der in solcher Art versteineten Hölzer der Csatherberge hat man daher als Durchkieselung zu bezeichnen.

Der Fall, daß im Zuge der Versteinung der organische Stoff schließlich doch noch zerstört und weggeführt wird, ist ebenso häufig und kommt oft genug im selben Holzstück, ja im selben Schriff neben dem ersteren vor.

Es erinnert dann nicht mehr der hinterbliebene Stoff, sondern nur mehr die erhaltene Form an die ehemalige Pflanze. Nur solchen und ähnlichen Vorgängen hat Storz die Bezeichnung Verkieselung belassen, indem er sie begrifflich bestimmte als Verdrängung der organischen Substanz durch Kieselsäure unter Erhaltung der organischen Form.

Es ist natürlich klar, daß zwischen der Durchkieselung und der Verkieselung alle Arten von Übergängen bestehen müssen. Das an zweiter Stelle beschriebene Wurzelholz bietet dafür wohl das beste Beispiel.

Ebenso klar ist aber, daß bei der Verkieselung niemals der ganze Reichtum an organischen Formen erhalten bleiben kann. Was an Einzelheiten verlorengeht und was erhalten werden kann, hängt von dem Verlaufe des Verkieselungsvorganges ab. In vielen Fällen sind sogar die Feinheiten des Baues der Zellwand erhalten, obwohl die organischen Stoffe längst zersetzt sind. An anderen Hölzern ist nur mehr der Aufbau aus Zellen kenntlich, weiter nichts. Beispiele für beide Fälle finden sich auf den vorstehenden Seiten. Es gibt somit Verkieselungen von sehr unterschiedlichem Grad der Feinheit. Gar keine Einzelheiten lassen die Blättchen im Moostorf erkennen, während die Laubblätter und Stengel bereits einiges an Feinbau zeigen. Sehr arm daran ist auch in manchen Teilen seines Querschnittes das erste der beschriebenen Wurzelhölzer, da es an manchen Stellen nicht einmal den zelligen Aufbau erkennen läßt.

### 13. Die Versteinung der Hölzer (Zusammenfassung)

Die primäre Zellwand ist in allen Hölzern in Opal erhalten. Dies hängt offensichtlich mit ihrer leichteren Zerstörbarkeit zusammen, deren chemischer Hintergrund erwähnt worden ist. Sie ist es, die den gröberen Anteilen der gelösten Kieselsäure das Eindringen ermöglicht hat. Die sekundären Zellwände hingegen blieben in ihrer Diffusionsfähigkeit länger erhalten und eigneten sich nur die diffusionsfähigeren Anteile der Kiesellösung an. Diese waren eher als die gröber-dispersen geneigt, in kristallinische Form überzugehen. Dennoch findet sich in einigen Fällen auch die sekundäre Zellwand in Opal umgewandelt. Offenbar war hier der Erhaltungszustand vor der Versteinung (nämlich der Grad der Vermorschung) ausschlaggebend für die Art der Verkieselung. Daß die Diffusionsmöglichkeiten hier das entscheidende Wort sprechen, geht einerseits hervor aus der Chalcedonisierung mancher Zellgruppen der inneren Wurzeln von *Lillia* (zum Beispiel der Parenchymzellen), andererseits aus dem Umstand, daß die Borke derselben Pflanze, aus längst abgestorbenen Zellen bestehend und daher den Lösungen keinen großen Widerstand entgegengesetzt, ebenfalls in Opal verwandelt sind. Keine Klarheit konnte indes gewonnen werden über die Gründe, welche entscheiden, ob sekundäre Zellwände in Chalcedon oder Lussatit versteinen. In beiden Fällen sind sie nicht einfach versteint, sondern haben gleichzeitig eine erhebliche Quellung erlitten.

Häufig wurde bald nach Beendigung der eigentlichen Versteinung im Inneren der Zellen eine zusätzliche Schicht von Chalcedon abgesetzt, welche den verkieselten Wänden der Zellen anliegt und somit eine rein mineralische Bildung ist. Für diese muß man Kieselsäurelösungen von höchstem Dispersitätsgrad verantwortlich machen, welche nach der Versteinung, und zwar während und nach der Steinwerdung der umgebenden Ablagerungen, wirksam waren.

#### 14. Ein verkieselter Stoßzahn

Ein 15 cm langes Fundstück vom Kleinen Csatherberg zeigt an seiner verwitterten, durch Brauneisen verfärbten Oberfläche eine Längsstruktur, welche zunächst an Kieselholz denken ließ. Im Querschnitt erkennt man konzentrische Ringe, welche jedoch wegen ihrer großen und überdies schwankenden Breite (4 bzw. 12 mm) nicht gut als Jahresringe aufgefaßt werden können. Zwischen ihnen ist dem freien Auge eine Art von Radialfaserung erkennbar, aber keine weiteren Einzelheiten. In den äußeren Lagen ist der Rest porzellanweiß, von muscheligen Bruch und wachsartigem Glanz; hier ist auch eine gewisse Porigkeit vorhanden, sodaß die Zunge anklebt. Das Innere des Fundes und manche Ausschnitte der Ringlagen bestehen aus fettglänzendem, grünlich schimmerndem, vollkommen dichtem Opal. An der Grenze gegen den Opal sind die porzellanweißen Anteile in einer Breite von mehreren Millimetern bräunlich verfärbt. Der Übergang zum Opal ist oft vollkommen scharf und erfolgt oft an einem Kreisring, springt aber gegebenenfalls auch von einem solchen auf einen anderen über. In anderen Fällen erfolgt der Übergang allmählich. Im Opal, seltener in der porzellanartigen Masse finden sich mikroskopisch kleine Hohlräume, die im Schliff schwammartig wirken und ganz oder teilweise mit Goethit und etwas Limonit erfüllt sind oder nur einen dünnen Randsaum davon besitzen.

Der aufgefunden Rest entpuppte sich als Stoßzahn eines Proboscidiens<sup>1)</sup>. Der erste Hinweis dafür liegt in einer merkwürdigen Struktur, die in dem äußersten, breitesten Teil der Ringe vorhanden ist. Diese Struktur besteht aus zwei Scharen von dicht stehenden Linien, die gegen außen zu leicht gekrümmt sind und einander in fast rechten Winkeln schneiden. Beide Scharen sind zur Begrenzung des Ringes gleich geneigt, den sie zur Gänze ausfüllen, indem sie ein sehr regelmäßiges Muster bilden. Dieses gibt sich in zweierlei Weise zu erkennen. An frischen Bruchflächen quer zur Längsrichtung des Zahnes bilden diese Linien ein Netzwerk einander kreuzender Rillen. Viel deutlicher, weil durch Lösungsvorgänge ausgearbeitet, sind solche Rillen an einer älteren, bereits limonitisch verfärbten Fläche wahrnehmbar. Der Anblick gleicht vollkommen einer von Schlesinger (auf seiner Tafel I) gegebenen Abbildung des Querbruches eines *Mastodon*-Zahnes. Im Schliff ist das Muster ebenfalls erkennbar, allerdings nur bei schräg auffallendem Licht, im durchfallenden Licht aber nur andeutungsweise.

Diese Struktur ist für das Zahnbein (Dentin) der Proboscidier überaus kennzeichnend, wie unter anderem auch den Abbildungen von Osborn entnommen werden kann.

Außer dem Linienmuster kommt sowohl den äußeren wie den inneren Lagen des Zahnes ein radiärer Faserbau zu, welcher in dem Fundstück viel deutlicher hervortritt als das Linienmuster. Auch der Faserbau ist in einer der Abbildungen Osborn's (Figur 1 auf seiner Tafel XXIX) wiederzufinden.

Es braucht kaum gesagt werden, daß der Zahnrest lediglich aus Dentin besteht. Bereits beim Elfenbein lebender Elefanten fehlt der Schmelz ganz, der Zement infolge Abnutzung zum größten Teil. Von dem Rest vom

<sup>1)</sup> Diese Erkenntnis ist Herrn Doz. Dr. E. Thenius zu danken.

Csatherberg ist durch Verwitterung und Absplitterung bereits ein beträchtlicher Teil verlorengegangen, sodaß nur mehr Dentin vorhanden ist.

Eine nähere Bestimmung des Stoßzahnes ist unmöglich. Die erhebliche Breite (8,5 cm) läßt vielleicht eher an *Dinotherium* denken als an *Mastodon*. Aus dem konzentrischen Schichtenbau am Querschnitt ist trotz der starken Beschädigung durch Absplitterung erkennbar, daß der Zahn länglichrund abgeflacht war, allein auch dieser Umstand ermöglicht nicht seine genauere Zuteilung.

Angesichts der Seltenheit vollkommen verkieselter Knochen verdient die Frage eine Erörterung, wieso es zu dieser Verkieselung kommen konnte, da doch Elfenbein zu den widerstandsfähigsten Stoffen des Tierreiches gehört. Calciumphosphat, aus welchem Knochen und Zähne bestehen, ist indessen in Säuren ziemlich gut löslich. Aus diesem Grunde sind Knochen in Moorablagerungen stets aufgelöst als Folge der Einwirkung der Humussäuren. Es steht also zu vermuten, daß der Zahn bereits in dem Küstenmoor der Csatherberge stark angegriffen worden ist, und zwar einerseits durch die Moorwässer selbst, andererseits aber durch die sauer reagierenden Wässer der Csatherquellen. Die Spuren dieser Angriffe sind offensichtlich die unter Zerstörung der Struktur in Opal verwandelten Stellen. Die Verkieselung des noch verbliebenen Restes geschah wohl erst nach der Einbettung im Opalgestein. Hierbei blieb sogar noch ein geringer Teil der Zahnschubstanz erhalten<sup>1)</sup>.

Gewiß würde sich die Mühe rechtfertigen, aus dem mikroskopischen Befund die Einzelheiten dieses Verkieselungsvorganges abzulesen. Hierzu wäre vor allem ein Eingehen auf die histologischen Verhältnisse solcher Zähne erforderlich, da eine überraschende Menge von Einzelheiten erhalten geblieben ist. Die Darlegung solcher Ergebnisse würde jedoch so weit aus dem Rahmen dieser Arbeit zielen, daß es rätlicher erscheint, es zunächst bei den obigen kurz gehaltenen Angaben bewenden zu lassen.

## 15. Literatur

### a) Geologisches, mineralogisches, gesteinskundliches, geländekundliches und bäderkundliches Schrifttum

Allen E. T.: The Agency of Algae in the Deposition of Travertine and Silica from Thermal Waters. — Amer. J. Sci., 5. Ser. 28, New Haven 1934.

Allen E. T.: Geysir Basins and Igneous Emanations. — Econom. Geol. 30, Lancaster Pa., 1935.

Bandath H.: A Kőszeg-Rohonci hegység nyugati részének geologiai viszonyai. Földtani Szemle 1, 5. H., Budapest 1928.

Benda L.: Geologie der Eisenberg-Gruppe. — Acta Sabariensa 1929, Steinamanger (Szombathely) 1929.

Cayeux L.: Roches Sédimentaires. Introduction à l'étude pétrographique des roches sédimentaires. — Paris 1916.

Cayeux L.: Les Roches Sédimentaires de France. Roches siliceuses. — Mém. Carte géol. France, Paris 1929.

Chudoba K.: Mikroskopische Charakteristik der gesteinsbildenden Mineralien. — Freiburg i. B. 1932.

Clar E.: Mikroskopische Untersuchungen an der Magnesitlagerstätte von Krauth. — Z. prakt. Geol. 36, Halle 1928.

Cornelius H. P.: Petrographisches über den Glimmerandesit von Aschau (Burgenland). — Folia Sabariensia 1, Steinamanger (Szombathely) 1933.

<sup>1)</sup> Wie in freundlicher Weise von Herrn Dr. P. Wieden nachgewiesen wurde.

- Dittler E. & Dworzak R.: Der Sauerling von Oberschützen im Burgenlande. Mit einer geologischen Skizze von Kühn O. — *Chemie d. Erde* 9, Jena 1935.
- Friedl K.: Über die Gliederung des oberen Pannons im Wiener Becken. — Wien 1948 (handschriftlich).
- Hassinger H.: Geomorphologische Studien aus dem inneralpinen Wiener Becken und seinem Rändergebirge. — *Geogr. Abh.* 8, H. 3, Wien 1905.
- Hiessleitner G.: Serpentin- und Chromerz-Geologie der Balkanhalbinsel. — *Jb. geol. Bundesanst.*, Sonderbd. 1, Wien 1951/52.
- Hoffmann K.: Mitteilungen der Geologen der k. ungarischen Anstalt über ihre Aufnahmearbeiten im Jahre 1876. — *Verh. geol. Reichsanst.* 1877, Wien 1877.
- Jugovics L.: Geologische und petrographische Verhältnisse des Borostyanköer Gebirges. — *Jber. ungar. geol. Reichsanst.* 1916, Budapest 1918.
- Kümel F.: Vulkanismus und Tektonik der Landseer Bucht im Burgenland. — *Jb. geol. Bundesanst.* 86, Wien 1936.
- Kümel F.: Bericht über geologische Untersuchungen im Burgenlande, besonders an der burgenländischen Nord-Süd-Straße. — *Verh. geol. Bundesanst.* 1953, Wien 1953.
- Kümel F.: Eine pliozäne Karstlandschaft im südlichen Burgenland. — *Die Höhle* 4, Wien 1953.
- Küpper H.: Zur Auflösung von Morphogenese und Tektonik am Rande des Wiener Beckens. — *S.-B. öst. Akad. Wiss., math.-natw. Kl.* 136, Wien 1927.
- Küpper H.: Zur Kenntnis des Alpenabbruches am Westrand des Wiener Beckens. — *Jb. geol. Bundesanst.* 94, Wien 1951.
- Lacroix A.: Sur une forme de silice anhydre optiquement négative. — *C. R. Acad. Sci.* 130, Paris 1900.
- Lacroix A.: *Minéralogie de France et de ses Colonies.* — 3, Paris 1901.
- Levin I. & Ott E.: X-Ray Study of Opals, Silica Glass and Silica Gel. *Z. Kristallogr.* 85, Leipzig 1933.
- Ludwig E.: Chemische Untersuchung der Sauerlinge von Tatzmannsdorf in Ungarn. — *Tschermak's min. petrogr. Mitt.* 9, Wien 1888.
- Mallard E.: Sur la lussatite, nouvelle variété minérale cristallisée de silice. — *Bull. soc. franc., Mineral.* 13, Paris 1890.
- Österreichisches Bäderbuch. — Wien 1926.
- Papp A.: Das Pannon des Wiener Beckens. — *Mitt. geol. Ges. Wien* 39—41, Wien 1951.
- Papp A.: Die Molluskenfauna des Pannon im Wiener Becken. — *Mitt. geol. Ges. Wien* 44, Wien 1953.
- Papp A. & Ruttner A.: Bohrungen im Pannon südwestlich von Rechnitz. — *Verh. geol. Bundesanst.* 1952, Wien 1952.
- Petrascheck W.: Kohlengologie der österreichischen Teilstaaten. 1. — Wien 1922 bis 1924.
- Petrascheck W. E.: Die Chromerzlagerstätten der östlichen Rhodopen in Bulgarien. — *Z. prakt. Geol.* 47, Halle 1939.
- Royer L.: Sur la nature minéralogique de quelques substances minérales nord-africaines; études aux rayons X. — *C. R. Acad. Sci.* 208, 1591, Paris 1939.
- Schrauf A.: Paragenetische Studien im Serpentinegebiete des südlichen Böhmerwaldes. — *Z. Kristallogr.* 6, Leipzig 1882.
- Storz M.: Die sekundäre authigene Kieselsäure in ihrer petrogenetisch-geologischen Bedeutung. — *Monogr. Geol. Paläont., Ser. II, H. 4*, Berlin 1928.
- Strunz H.: Mineralogische Tabellen. — Leipzig 1941.
- Winkler-Hermaden A.: Aufnahmebericht über die Blätter Fürstenfeld, Unterdrauburg und Marburg. — *Verh. geol. Bundesanst.* 1927, Wien 1927.
- Winkler-Hermaden A.: Über neue Probleme der Tertiärgeologie im Wiener Becken. — *Centralbl. Min. Geol. Paläont. Abt. B*, Stuttgart 1928.
- Winkler-Hermaden A.: Die jungtertiären Ablagerungen am Nordostsporn der Zentralalpen und seines Südsaumes. — *S.-B. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl.*, 142, Wien 1933. — (1933 a.)
- Winkler-Hermaden A.: Über zwei interessante Gesteinsvorkommen bei Aschau im Bezirk Oberwarth (Felsőör), Burgenland. — *Folia Sabariensia* 1933, Steinamanger (Szombathely) 1933. — (1933 b.)
- Winkler-Hermaden A.: Über neue Ergebnisse aus dem Tertiärbereich des steirischen Beckens und über das Alter der oststeirischen Basaltausbrüche. — *S.-B. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl.* 160, Wien 1951. — (1951 a.)



- Winkler-Hermaden A.: Die jungtertiären Ablagerungen an der Ostabdachung der Zentralalpen. — In: Schaffer F. X.: Geologie von Österreich. — Wien 1951. — (1951 b.)  
 Winkler-Hermaden A. & Rittler W.: Artesische Wasserbohrungen im steirischen Becken. — Geologie u. Bauwes. 17, Wien 1949.

#### b) Paläontologisches und botanisches Schrifttum

- Arnold C. A.: An Introduction to Palaeobotany. — New York — London 1947.  
 Berger W.: Pflanzenreste aus den obermiozänen Ablagerungen von Wien-Hernals. — Ann. naturhistor. Mus. Wien 59, Wien 1953.  
 Corda A. J.: Beiträge zur Flora der Vorwelt. — Prag 1845.  
 Edwards W. N.: Dicotyledones (Ligna). — Fossilium Catalogus II: Plantae, 17, Berlin 1931.  
 Felix J.: Die Holzopale Ungarns in paläophytologischer Hinsicht. — Mitt. Jb. ungar. geol. Anst. 7, Budapest 1884.  
 Felix J.: Untersuchungen über fossile Hölzer. — Z. dtsh. geol. Ges. 35, Berlin 1883.  
 Felix J.: Untersuchungen über den Versteinungsprozeß und Erhaltungszustand pflanzlicher Membranen. — Z. dtsh. geol. Ges. 49, Berlin 1897.  
 Flora USSR. — 5, Moskau 1936.  
 Florin R.: Untersuchungen zur Stammesgeschichte der Coniferales und Cordaitales. — Stockholm 1931.  
 Gothan W.: Die fossilen Coniferen-hölzer von Senftenberg. — In: Menzel P.: Über die Flora der Senftenberger Braunkohlen. — Abh. preuß. geol. Landesanst., Neue F. 46, Berlin 1906.  
 Greguss P.: Bestimmung der mitteleuropäischen Laubhölzer und Sträucher auf xylotomischer Grundlage. — Budapest 1945.  
 Hofmann E.: Verkieselte Hölzer aus dem Museum in Szombathely. — Ann. Comit. Castriferrei (Hist. Nat.) A, Steinamanger (Szombathely) 1928.  
 Hofmann E.: Verkieselte Hölzer von der Vashegy (Eisenberg)-Gruppe. — Ann. Sabarienses 3, Steinamanger (Szombathely) 1929.  
 Index Kewensis plantarum phanerogamarum. 4, Oxford 1895.  
 Kaiser P.: Ulmoxylon. Ein Beitrag zur Kenntnis fossiler Laubhölzer. — Z. ges. Naturwiss. 4, Halle 1879.  
 Krüssmann G.: Die Laubgehölze. — Berlin 1951.  
 Kubart B.: Ist *Taxodium distichum* oder *Sequoia sempervirens* der Charakterbaum der deutschen Braunkohle? — Ber. dtsh. bot. Ges. 39, Berlin 1921.  
 Kubart B.: Beiträge zur Tertiärflora der Steiermark nebst Bemerkungen über die Entstehung der Braunkohle. — Arb. phytopal. Lab. Univ. Graz 1, Graz-Wien-Leipzig 1924.  
 Lingelsheim A.: Ein Beitrag zur fossilen Flora Ungarns. — Jber. ungar. geol. Reichsanst. 1915/2, Budapest 1917.  
 Osborn H. F.: Proboscidea. — 2, New York 1942.  
 Paul H., Mönkemeyer W. & Schiffner V.: Bryophyta. — 2. Aufl. Jena 1931. — In: Die Süßwasserflora Mitteleuropas, H. 14.  
 Pia J.: Pflanzen als Gesteinsbildner. — Berlin 1926.  
 Rössler W.: Pliozäne Coniferen-hölzer der Umgebung von Gleichenberg in Steiermark. — Mitt. naturw. Ver. Steierm. 74, Graz 1936.  
 Sauerzopf F.: Fauna und Gliederung der Schichten des Pannons im südlichen Burgenland. — Diss. Wien 1950 (ungedruckt).  
 Sauerzopf F.: Beitrag zur Entwicklungsgeschichte des südburgenländischen Pannons. — Burgenländ. Heimatbl. 14, Eisenstadt 1952.  
 Sauerzopf F.: Fossile Säugetierreste aus dem Südburgenland. — Burgenländ. Heimatbl. 15, Eisenstadt 1953.  
 Schlesinger G.: Die Mastodonten des k. k. Naturhistorischen Hofmuseums. — Denkschr. naturhistor. Hofmus. 1, Wien 1917.  
 Schlosser M.: Die Land- und Süßwassergastropoden vom Eichkogel bei Mödling. — Jb. geol. Reichsanst. 57, Wien 1907.  
 Schmidt W. J.: Polarisationsoptische Analyse des submikroskopischen Baues von Zellen und Geweben. — In: Abderhalden E.: Handbuch der biologischen Arbeitsmethoden, Abt. V, Teil 10, Lieferung 429. — Berlin-Wien 1934.  
 Stromer E., Kraut H. & Storz M.: Der Erhaltungszustand und die Entstehung der Kieselhölzer Ägyptens. — In: Ergebnisse der Forschungsreisen Prof. E. Stromer's

in den Wüsten Ägyptens. IV. Die fossilen Floren Ägyptens. — Abh. bayer. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Abt. Neue Folge H. 16, München 1933.

Toula F.: Über Devonfossilien aus dem Eisenburger Comitete. — Verh. geol. Reichsanst. 1878, Wien 1878.

Troll W.: Vergleichende Morphologie der höheren Pflanzen. — 1. Bd., 3. Teil, 2. Liefer., Berlin 1942.

Tuszon J.: Monographie der fossilen Pflanzenreste der Balatonseegegend. Result. wiss. Erforsch. d. Balatonsees I/I, Anhang: Paläontologie 4.

Unger F.: Die fossile Flora von Gleichenberg. — Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl., Wien 1854.

Wenz W.: Zur Fauna der pontischen Schichten von Leobersdorf und vom Eichkogel bei Mödling. — Senckenbergiana 10, Frankfurt a. M. 1928.

Wenz & Edlauer A.: Die Molluskenfauna der oberpontischen Süßwassermergel vom Eichkogel bei Mödling, Wien. — Arch. Molluskenkde. 74, Frankfurt a. M. 1942.

Van Wisselingh C.: Die Zellmembran. — In: Linsbauer K.: Handb. der Pflanzenanatomie, I. Abt., I. Teil, Bd. III/2, Berlin 1925.

## Nachwort

Dr. Friedrich Kümel hat das Manuskript dieser Arbeit im Sommer 1955 bei der Redaktion der Geologischen Bundesanstalt eingereicht, nachdem er die prinzipielle Zusage der Drucklegungsmöglichkeit erhalten hatte. Einige Wochen danach verunglückte er in den Alpen, ohne daß Gelegenheit gewesen wäre, das Manuskript mit ihm im Detail zu besprechen. Der Unterfertigte hat das Manuskript in druckreife Form gebracht, wobei es empfehlenswert schien, einige allzu ausführliche Teile oder Dünnschliffbeschreibungen zu kürzen sowie den theoretisch-chemischen Teil, der ausschließlich auf Literaturstudium beruhte, zur Seite zu stellen, um den wertvollen Kern der Studie zu seinem vollen Recht kommen zu lassen. Obwohl all dies mit Bedacht durchgeführt wurde, ist es klar, daß damit die Verantwortung für Form und Umfang der gegenwärtigen Fassung der Unterzeichnete trägt.

H. Küpper, April 1956.

## Erläuterungen zu Tafel I

Fig. 1: *Lillia viticulosa* Unger; Hoch-Csatherberg.

Stammstück mit erhaltener Rinde, natürliche Größe.

Fig. 2: Hohlräumeausfüllung im verkieselten Moostorf; Csatherberg. Vergrößerung 80fach.

Hohlräume im Moostorf (wie in allen anderen Opalfelsen der Csatherberge) sind stets von parallel- oder radiaalfaserigen Chaledon ausgekleidet. Das Gestein grenzt gegen den Hohlraum mit einer fein traubigen Oberfläche, über dem eine dünne Lage von geschichtetem, lagenweise faserigem Lussatit liegt.

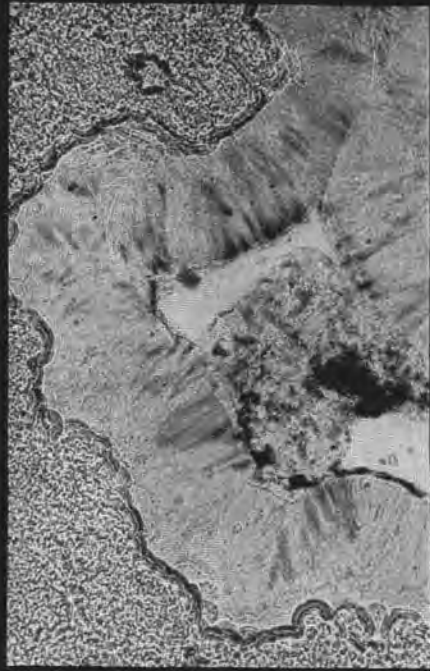
Fig. 3: Verkieselter Moostorf; Csatherberg. Vergrößerung 100fach.

Verkieselte Reste unbekannter, vermutlich schwimmender Wasserpflanzen. Cuticula der Oberseite der Blättchen lieferte einen scharfen Rand, während die zartere der Unterseite ebenso wie die gesamte Innenmasse der Verwesung anheimfiel. Die Blättchen liegen im Gestein mit ihren Oberseiten teils nach oben, teils nach unten. Zwischen den Blättchen (links oben) und unter ihnen (rechts unten) erhielten sich im feinstkrümeligen Opal der Gesteinsgrundmasse kleine Hohlräume, die nachträglich (bei der Diagenese) zum Teil mit Chaledon ausgefüllt wurden.

Fig. 4: Verkieselter Moostorf; Csatherberg. Querschnitt von Moosblättchen, welche mit Büschelchen und Bärten von Lussatit besetzt sind.



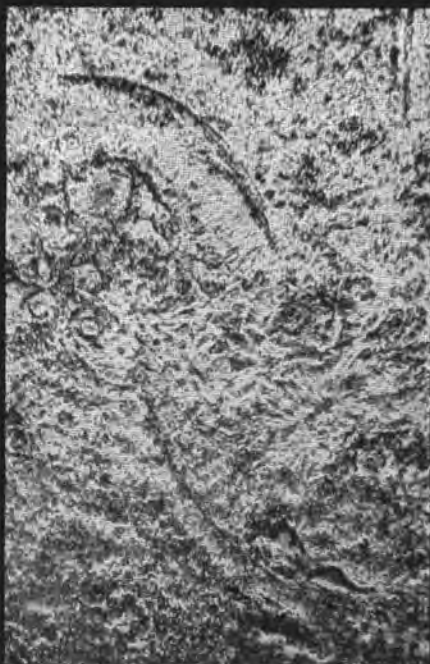
1



2



3



4

## Erläuterungen zu Tafel II

Fig. 5: Querschnitt durch ein Blatt aus dem verkieselten Moos- und Blättertorf; Csatherberg. Vergrößerung 120fach.

Das linke Ende des Blattquerschnittes ist ein bereits vor oder während der Verkieselung entstandener Bruchrand; hier ist Manganmhm in das leergeweste Blattinnere gedrungen. Die ober- und die unterseitige Cuticula sind als dunkle Linien erkennbar, denn sie bildeten die widerstandsfähigsten Teile des Blattes. Vom Bau des Blattinneren (Palisaden-, Schwammgewebe) ist nichts mehr erhalten. Die Verkieselung erfolgte durch Diffusion durch die Epidermis. Infolge der größeren Wegsamkeit (wegen der hier vorhandenen Spaltöffnungen) war die Stoffzufuhr hier reichlicher, daher ist hier die Kieselschicht dicker. Diese Schicht besteht aus abwechselnden Lagen von klarem und feinfaserigem Lussatit. Die der Blattunterseite innen anliegende Kieselschicht wölbt sich in geringen Abständen zu ebenfalls geschichteten Halbkügelchen aus. In der Blattmitte, wo sich die beiden Schichten nähern, sind sie traubig ausgewachsen: verbliebene Hohlräume wurden später mit Chalcedon erfüllt. Das Gestein selbst besteht aus feinstkrümeligem Opal.

Fig. 6: Querschnitt durch ein Blatt aus dem verkieselten Moos- und Blättertorf; Csatherberg. Vergrößerung 100fach.

An einer Stelle des Blattquerschnittes ist die Verwesung so weit gediehen, daß ihr auch die Cuticula der Blattunterseite verfallen ist. Die Cuticula der Gegenseite ist jedoch noch erhalten (dunkler Streif, Mitte des unteren Bildrandes) samt einer anlagernden Kieselschicht (heller Streif). Dem nahezu zerstörten Blatt liegen in lockerer Schüttung andere Blättchen an (wohl von der auf Seite 41 erwähnten Art), welche von ziemlich dicken Kieselschichten umkleidet sind, die gegen außen hin zu Opalkügelchen ausgewachsen sind. Die verbliebenen Hohlräume sind nachträglich mit farblosem Chalcedon vollgewachsen.

Fig. 7: Verkieselte Schneckenschale aus dem Moos- und Blättertorf; Csatherberg. Vergrößerung 86fach.

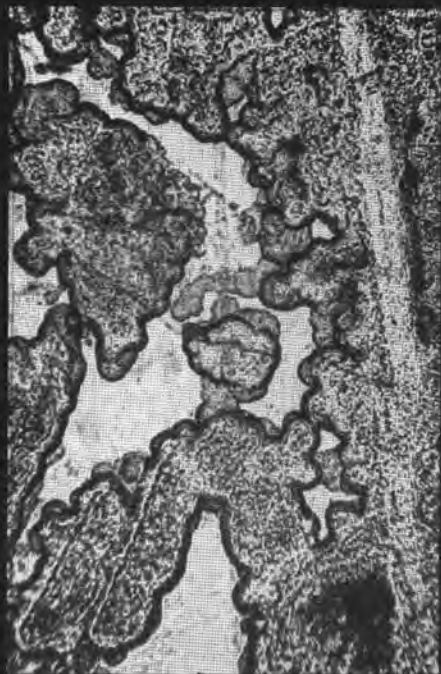
Es handelt sich vermutlich um *Anisus confusus* Soos. Die Schale ist völlig in Opal verwandelt unter gänzlicher Auflösung des Kalkes. Diesem Opal ist innen, an manchen Stellen auch außen, eine Schicht von Lussatit angelagert (an manchen Stellen mit x bezeichnet), welche trotz ihrer optischen Einheitlichkeit aus mehreren Lagen besteht, die teils klar, teils aber in undeutlicher Weise parallelfaserig sind. An manchen Stellen des Querschliffes bilden sie runzelige Wellen über der glatten Oberfläche des Opals; an vielen anderen Stellen im Schaleninneren wuchsen sie zu kugeligen und traubigen Formen aus. Der Opal der Gesteinsgrundmasse drängt in den Hohlraum des Schneckenhauses nicht ein, sondern dieser wurde nachträglich von Chalcedon (im Bild weiß) eingenommen. Dasselbe ist der Fall in einem Hohlraum im Nabel des flach gewundenen Gehäuses (rechts). In der Embryonalwindung (links unten) ist die Lussatitschicht besonders dick, ihr Faserbau besonders deutlich; wegen der nicht genau mittigen Schlißlage erscheint diese Windung im Querschnitt kreisförmig. Über dem Lussatit liegt hier noch eine Chalcedonlage. Ans dem erwähnten Grund erscheint sie innerhalb der Lussatit-Faserschicht; da die Chalcedonfasern quer getroffen wurden, hat der Chalcedon ein körneliges Aussehen.

Fig. 8: Kiesel-Eisen-Gel; Csatherberg. Vergrößerung 75fach.

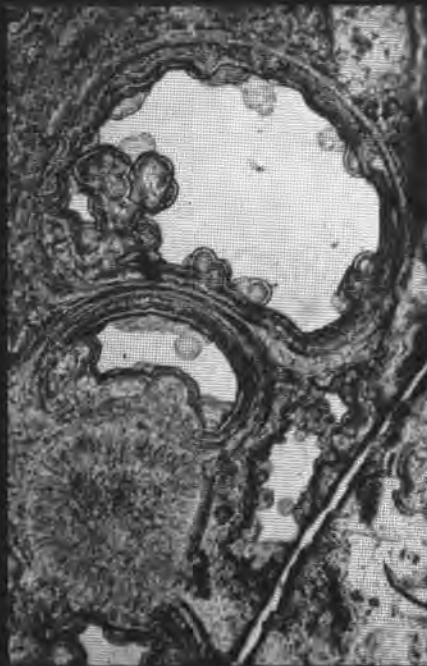
In einer Grundmasse aus feinstkrümeligem Opal liegen selten Rhomboeder aus farblosem Kalkspat (Mitte und oben) und etwa gleichgroße andere, die einst aus Spateisenstein bestanden und in Rubinlimmer (Lepidokrokit) umgewandelt worden sind.



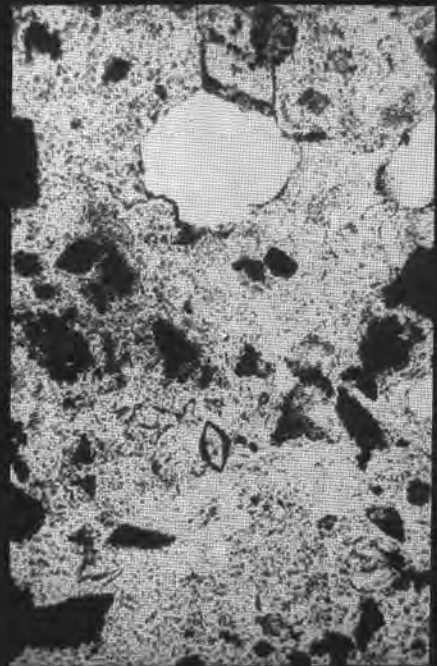
5



6



7



8

### Erläuterungen zu Tafel III

Fig. 9: *Lillia viticulosa* Unger; Hoch-Csatherberg. Querschnitt durch den Holzkörper. Vergrößerung 85fach.

Die Innenauskleidung mit Chalcedon ist selbst in benachbarten Holzgefäßen verschieden dick infolge verschiedener Wegsamkeit der Gefäße für die Kieselösung. In einem der Gefäße (rechts) befindet sich ein ringförmiger Absatz von Manganmulm.

Fig. 10: *Lillia viticulosa* Unger; Hoch-Csatherberg. Querschnitt durch ein Holzgefäß. Vergrößerung 190fach.

Der dünnen in Opal verwandelten Gefäßwand liegt eine dicke Schicht von Chalcedon an, von welcher Pilzfäden (Hyphen) ausgehen, welche gleichfalls von Chalcedon überrindet sind. Die Pilzfäden selbst sind als dunkle Linien in den Chalcedongebilden sichtbar. Sie sind indessen nicht ihrer organischen Substanz nach erhalten, sondern als Manganfüllung. Ihr krümeliger Aufbau ist daher eine Schrumpfungerscheinung dieses Polianit-Gels.

Fig. 11: *Lillia viticulosa* Unger; Hoch-Csatherberg. Querschnitt durch eine Rindenwurzel. Vergrößerung 57fach.

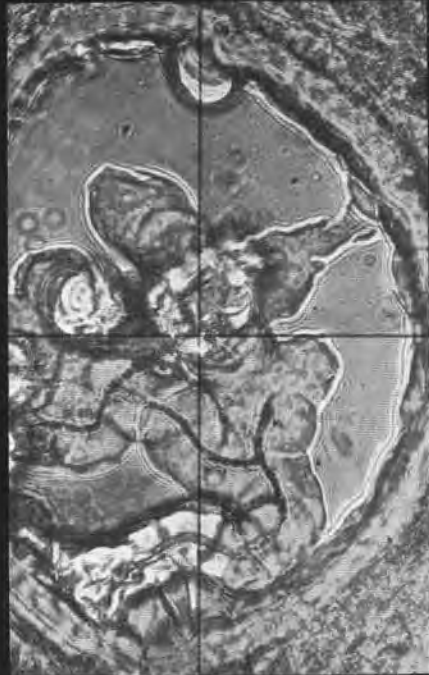
Die als Innenwurzeln erkannten Randstränge liegen kranzförmig innerhalb der Borke (dunkle Außenfläche). Jede solche Wurzel besteht aus der dreireihigen Exodermis (hell, die Zellen zumeist mit dunkler Fülle von Manganmulm), aus dem Parenchym, der Endodermis (dunkler Ring in der Mitte) und, von dieser umschlossen, dem Gefäßteil. Dieser besteht wieder aus einem Holz- und einem Siebteil in radiärer Anordnung, was allerdings im Bild nicht erkennbar ist.

Fig. 12: *Lillia viticulosa* Unger; Hoch-Csatherberg. Querschnitt durch eine Rindenwurzel. Vergrößerung 64fach.

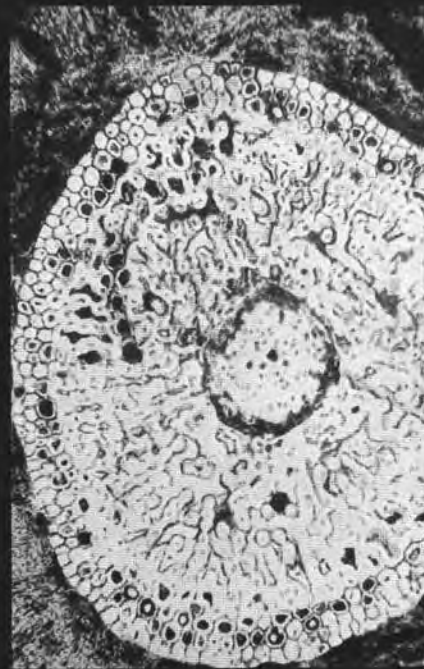
Die Rindenwurzel liegt inmitten der Borke (dunkel), welche an das Cambium grenzt (unten, hell); in diesem liegen Holzgefäße (unten rechts), welche zum Teil mit Manganmulm erfüllt sind. In der abgebildeten Rindenwurzel ist ganz ausnahmsweise das Parenchym rückgebildet und das Gefäßbündel (G) samt seiner Endodermis (En) an den Rand der Rindenwurzel verlagert, während der größte Teil der Wurzel von einem Hohlraum eingenommen wird. Im Gefäßbündel ist der dreistrahlig-radiäre Bau erkennbar. Der helle Saum um das Gefäßbündel und an der Innenseite der dreireihigen Exodermis (Ex) besteht aus den randlichen, miteinander verschmolzenen Zellwänden der zurückgebildeten Parenchymzellen (P).



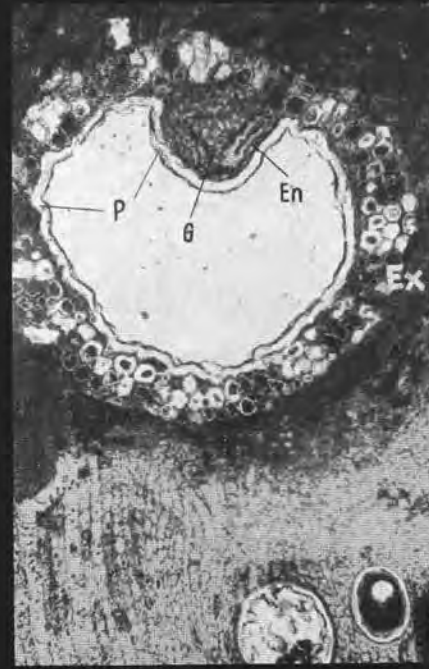
9



10



11



12

#### Erläuterungen zu Tafel IV

Fig. 13: *Ulmimum* sp.; Hoch-Csatherberg. Vergrößerung 110fach.

Die Jahresringgrenze geht etwa durch die Mitte des Bildes (von links nach rechts). Außerhalb ihr liegt im Frühholz eine Doppelreihe von weiten Gefäßen. Im Sommerholz (untere Bildhälfte) haben sich enge Gefäße, von Holzparenchym begleitet, zu „Binden“ zusammengefunden. Die Markstrahlen (von oben nach unten) sind fast immer mehrreihig. Die primäre Wand aller Zellen ist in Opal umgewandelt. Die sekundäre Wand der Gefäße, bei der Versteinerung etwas gequollen, wurde hierbei in Lussatit umgewandelt. In vielen Fällen findet sich innerhalb der sekundären Wand als rein anorganische Bildung eine Chalcedonschicht; sie ist im Bilde nicht von der Lussatitschicht unterscheidbar. Als jüngste Bildung sieht man im Inneren der Gefäße einen Saum von Limonit (schwarz).

Fig. 14: *Ulmimum* sp., ansgeglühter Querschliff durch die Wand eines weiten Holzgefäßes zwischen gekreuzten Nicols. Vergrößerung 300fach.

Die in den Lussatit versteinte sekundäre Zellwand ist durch das Glühen in ein Haufwerk feiner, nur unvollkommen in radialer Richtung geregelter Quarzkriställchen übergegangen.

Fig. 15: *Quercinium helictoxyloides* Felix; Holz einer immergrünen Eiche im Querschnitt. Vergrößerung 110fach.

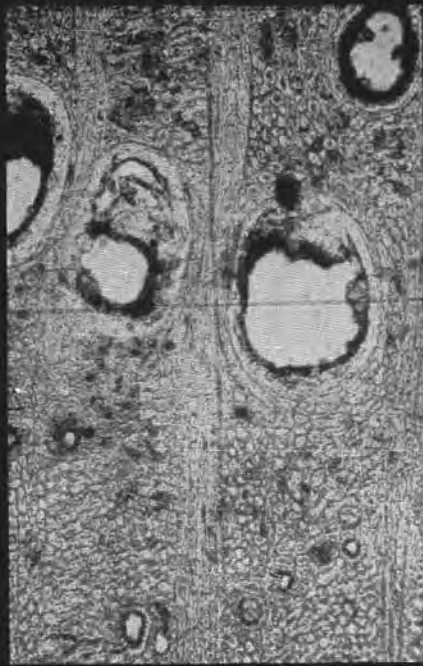
Vielreihige Markstrahlen (rechts) neben zahlreichen einreihigen (die sich zwischen den Gefäßen durchschlängeln) sprechen für Eichenholz. Um die Zugehörigkeit zu *Quercinium helictoxyloides* darzutun, wurde eine besonders gefäßreiche Stelle zur Abbildung ausgewählt, wo die weiten Gefäße des Frühholzes unmerklich in jene des Sommerholzes übergehen. An anderen Stellen hingegen ist die für Eichenholz kennzeichnende Ringporigkeit deutlich erkennbar. Nahe dem unteren Bildrand liegt die Grenze eines Jahresringes. Er besteht aus nur wenigen, in radialer Richtung etwas verkürzten Zellen. Diese schwache Entwicklung der Jahresringe beweist, daß *Quercus helictoxyloides* eine immergrüne Eiche war. Die Hohlräume der Gefäße sind ganz oder zum Teil mit Chalcedon erfüllt, in dem verbleibenden Rest hat sich Manganmulm angelagert.

Fig. 16: Querschnitt durch ein Wurzelholz unbekannter Zugehörigkeit; Hoch-Csatherberg. Vergrößerung 115fach.

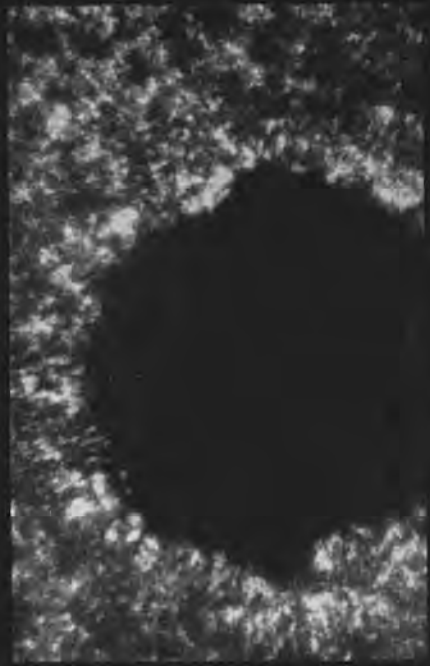
Die primären Zellwände dieser Wurzel sind in Opal, die sekundären in Chalcedon versteint. Das Innere der Holzzellen enthält Manganmulm. Die Zellen sind durch den Druck der wachsenden Wurzel verformt und gequetscht, zum Teil so stark, daß sie nach der Versteinerung ein Gemenge von Opal und Chalcedon bilden, in dem der Zellbau unkenntlich geworden ist. Solche Streifen mechanischer Beanspruchung durchziehen das Holz in verschiedener Richtung, etwa radial (linker Bildrand) oder in der Richtung der Jahresringe (oben).

Alle Lichtbilder: H. Petrak.

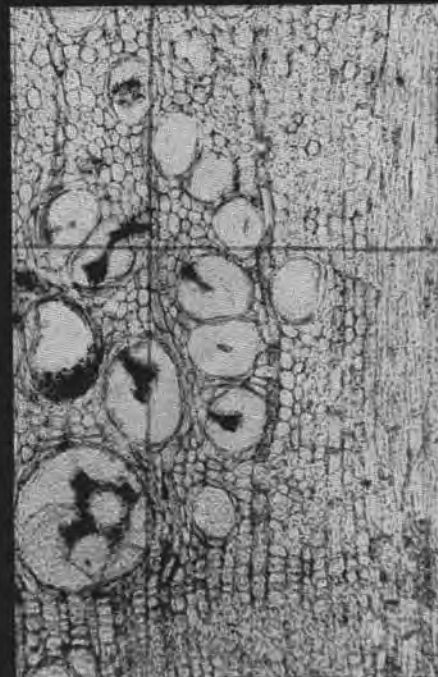




13



14



15




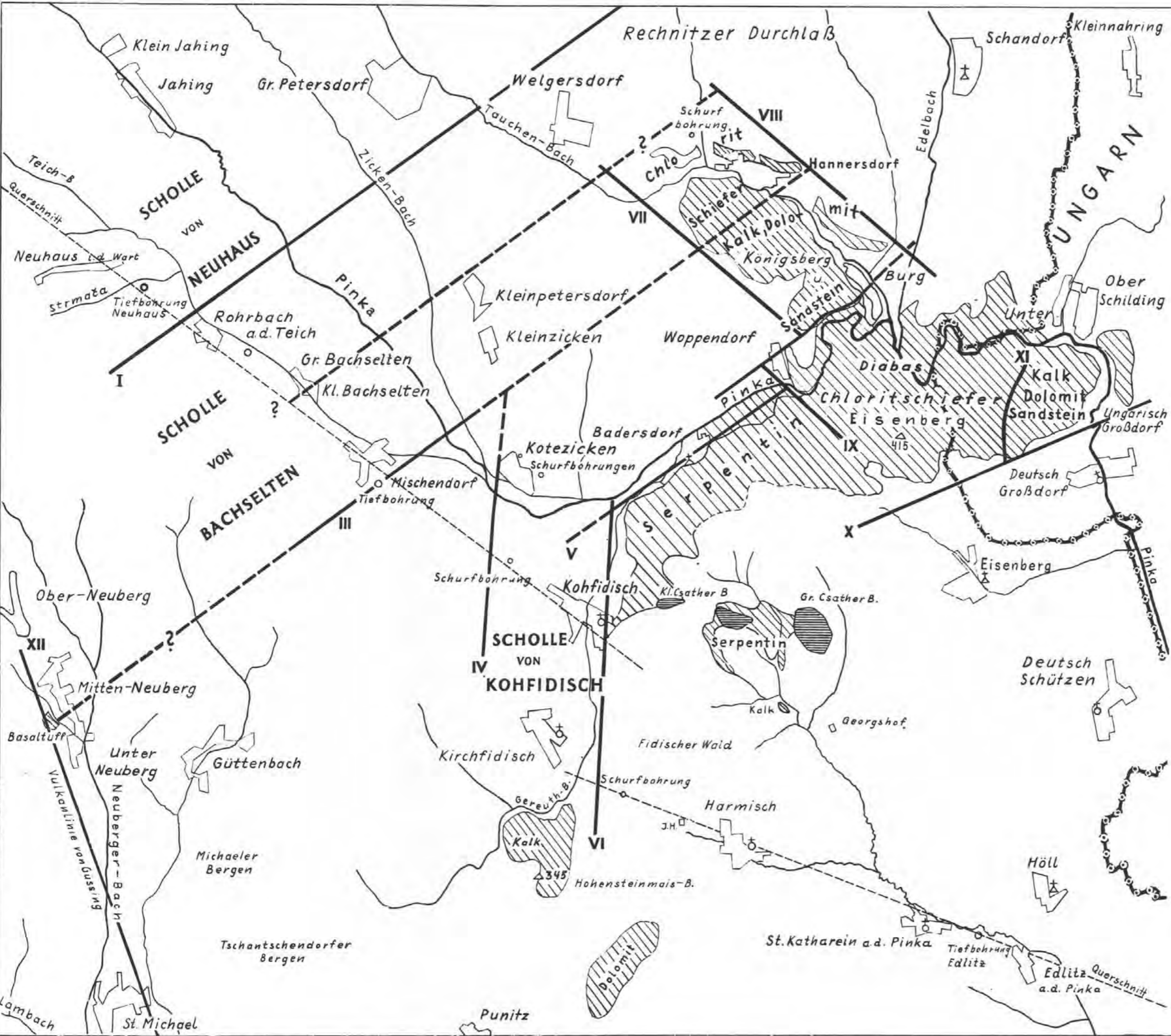
16

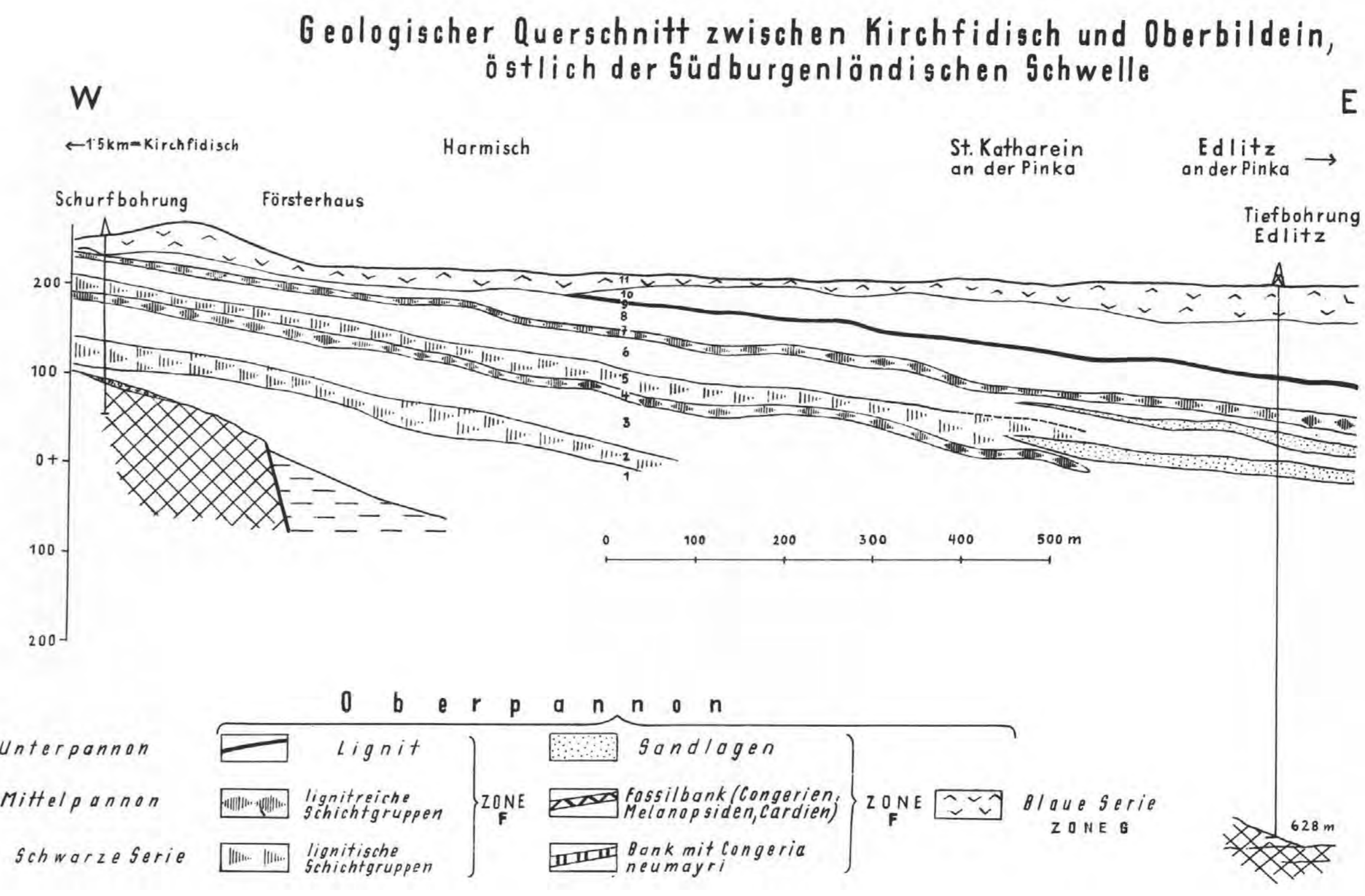
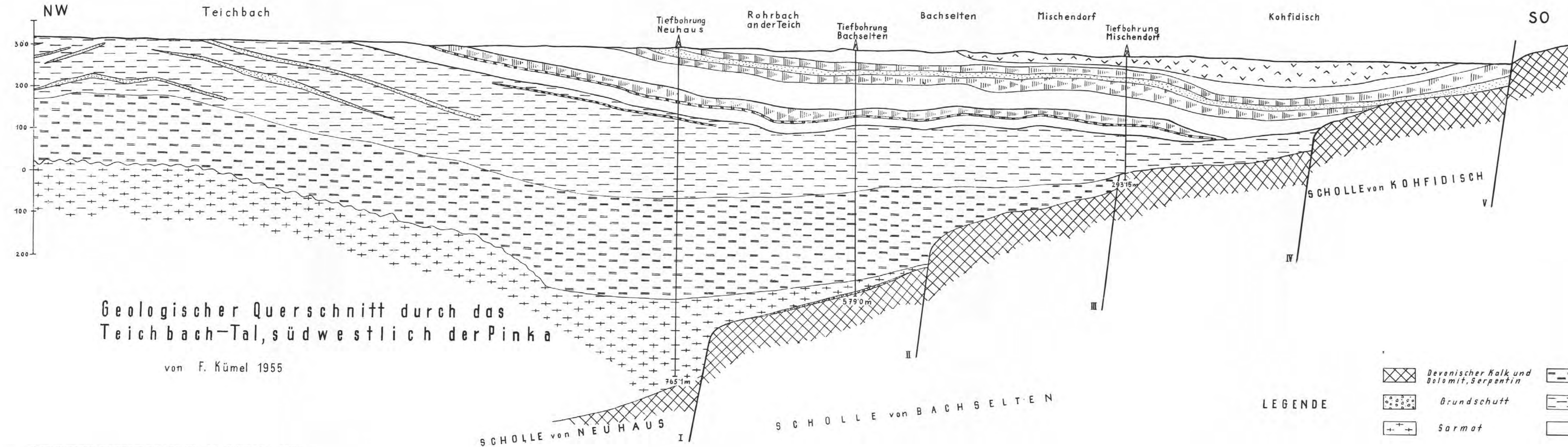
Die  
Zerstückelung des  
Grundgebirges  
der  
**Eisenberg-Gruppe**  
durch  
Brüche tertiären Alters  
von  
F. KÜMEL, 1955

1: 50.000  
0 1 2 km

LEGENDE

-  paläozoisches Grundgebirge
-  Opalfels (oberpannonisch)
-  übrige tertiäre und quartäre Ablagerungen
-  I — Brüche (N<sup>o</sup> im Text)
-  — Profillinien





## Die Nierentaler Schichten am Untersberg bei Salzburg.

Von B. Plöching (Geologie), R. Oberhauser (Mikropaläontologie)

Mit 2 Textabbildungen

### Zusammenfassung

Es wird die Altersfrage der Nierentaler Schichten an der Typuslokalität im Nierental, sowie am Untersberg-Nordfuß, an Hand von Foraminiferenfaunen und eines *Inoceramen*fundes erörtert.

Im Nierental gehören die grauen Mergel in das Tiefere Campan. Die Buntfärbung beginnt hier im Höheren Campan und reicht bis in das Höhere Maastricht. Erwähnenswert ist weiterhin das Auftreten von Chapmaninen im überlagernden Eozän. In einem Graben O von Groß Gmain am Untersberg-Nordfuß lagern bunte Nierentaler Mergel campanen Alters auf dem Dachsteinkalk. Überraschend ist hier, wie auch im Nierental, das Auftreten von Aragonien in tiefer Position.

Die Stellung der bunten Schichten im Gosaubecken, in der Laussa und in der Neuen Welt wird mit jener der Nierentaler Schichten am Untersberg verglichen.

### A. Die Gräben des Nierentales (siehe Abb. 1)

In den Gräben des Nierentales, zwischen Nierentalkopf (K. 1135) und Untersberg, ist die Typuslokalität der „Nierentaler Schichten“ gelegen. Man erreicht sie, wenn man S von Hallthurm von der Straße Reichenhall—Berchtesgaden zum Gehöft Pompoint abzweigt. Etwa 250 m östlich des Gehöftes vereinigen sich die beiden Gräben zum Mauslochgraben<sup>1)</sup>, benannt nach einer Höhle, die sich nahe der Talsohle im Ramsaudolomit des Nierentalkopfes befindet (E. Fugger, 1907, S. 487).

Nach M. Schlager (1930, S. 252) stellen die Gosauablagerungen des Nierentales eine Synklinale mit NW-streichender Achse dar, die in ihrem Kern etwas Eozän aufnimmt. Gegen O wird die Mulde durch einen SSO-Bruch von den obertriadischen Gesteinen des Untersberges abgesetzt. Die Gosauablagerungen stehen mit den mittel- bis obertriadischen Gesteinen des Nierentalkopfes in Transgressionsverband.

Ist der Muldenbau dem O—W gerichteten Querschub der Untersbergmasse zuzuschreiben, so entspricht die Hinaufschleppung eoziäner Gesteine längs des oben genannten SSO-Bruches einer jüngeren Verstellung der starren Gesteine des Untersberges (W. Del Negro, 1950, S. 104).

Der 1. Aufschluß, den man O von Pompoint, nahe der Vereinigung der beiden Nierentalgräben, am N-Fuß des Nierentalkopfes erreicht, zeigt mittelsteil WNW-fallende Gosau-Basiskonglomerate mit gut gerollten, bis eigroßen Dolomit- und Kalkgeröllen. Im folgenden Abschnitt des südlichen Nierentalgrabens sind graue bis graugrüne, zum Teil tonige Mergel aufgeschlossen, in welchen K. Küpper in 750 m SH einen *Inoceramus* entnehmen konnte. Herrn Professor O. Kühn verdanken wir die Bestim-

<sup>1)</sup> Entsprechend der Darstellung von E. Fugger (1907, S. 486). C. W. Gümbel (1861, S. 558) spricht demgegenüber von einem Mauslochgraben im Nierentale und meint damit, wie aus seinem Profil hervorgeht, den südlichen Graben des Nierentales.

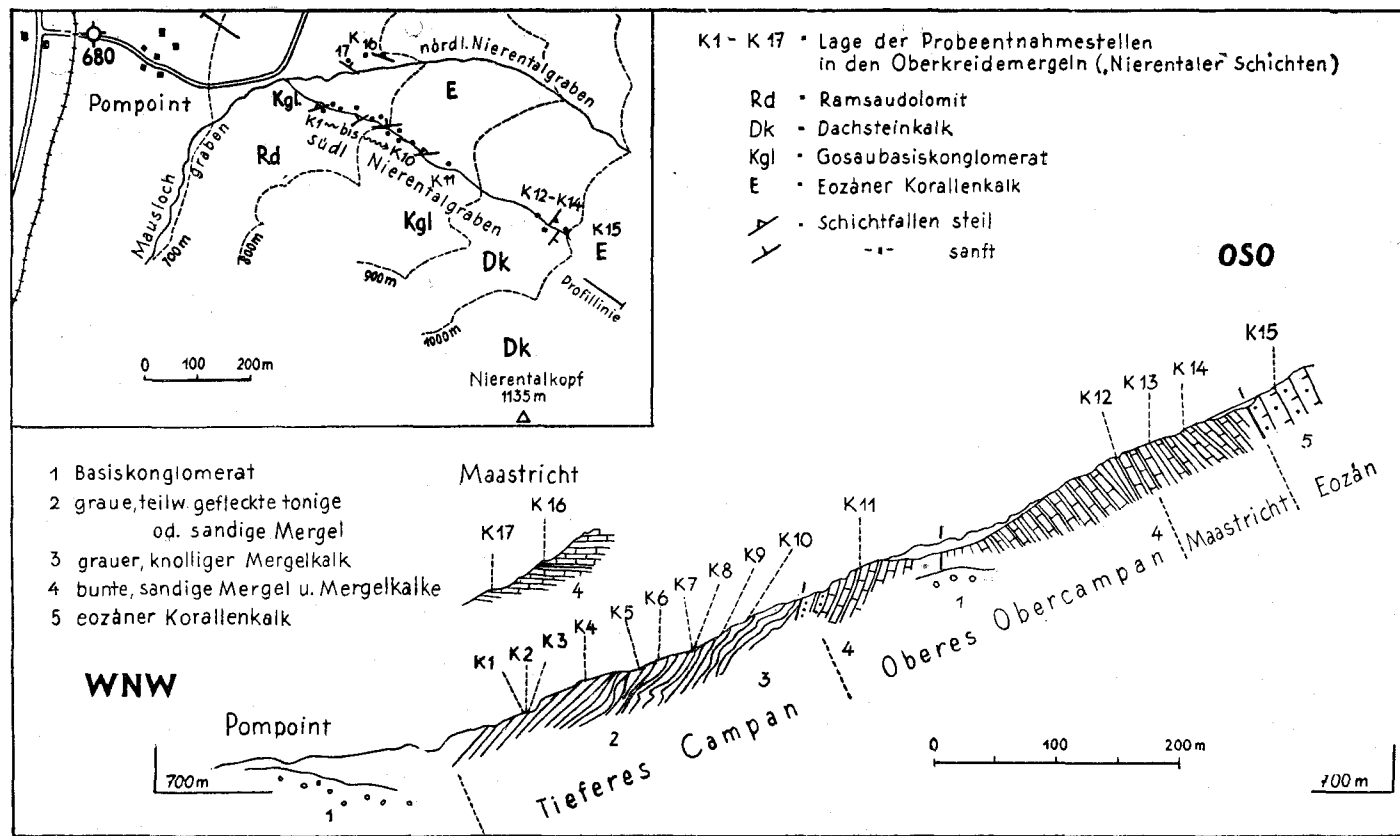


Abb. 1

mung als *Inoceramus (Cataceramus) balticus* J. Böhm<sup>1)</sup>. Im Inoceramenprofil von R. Heinz (1928 a) wird diese Form in das Quadratensenon gestellt und in der Tabelle von O. Seitz (1952) in das obere Quadratenenon, das ist das Obere Untercampan<sup>2)</sup>.

Bis zur SH 835 besitzen die Gosauablagerungen einheitliche Züge: es sind graue, ± tonige Mergel. Ihnen wurden folgende Proben entnommen:

Probe K 1 in 750 m SH, aus den sandigen, dünn-schichtigen Inoceramenführenden Mergeln. Die Probe beinhaltet folgende Fauna:

*Verneuilina bronni* Reuss,  
*Dorothia* sp.,  
*Marssonella* sp.,  
*Gavelinella* sp.,  
 Radiolarien.

Probe K 2, entnommen 3 m liegend von K 1, aus den mittelsteil N-fallenden, dünn-schichtigen bis schieferigen, sandigen Mergeln mit dunkelgrauen unregelmäßigen Flecken. In ihr finden sich:

*Globotruncana elevata andori* De Klasz,  
*Globotruncana* cf. sp. 1 De Klasz,  
*Globotruncana ventricosa carinata* Dalbiez,  
*Globotruncana lapparenti tricarinata* (Quer.),  
*Globotruncana lapparenti coronata* Bolli,  
*Globotruncana angusticarinata* Gandolfi,  
*Stensiöina exculpta gracilis* Brotzen,  
*Gavelinella* sp.,  
*Eponides* sp.,  
*Gümbelina* sp.,  
*Verneuilina bronni* Reuss,  
*Marssonella oxycona* (Reuss),  
*Arenobulimina* sp.  
 usw., usw.

Probe K 3, etwa 2 m hangend von K 2, aus graugrünen, etwas gefalteten Mergeln. Sie beinhaltet:

*Globotruncana elevata andori* De Klasz,  
*Globotruncana ventricosa carinata* Dalbiez,  
*Globotruncana angusticarinata* Gandolfi,  
*Globotruncana lapparenti coronata* Bolli,  
*Globotruncana fornicata* Plummer,  
*Globotruncana* sp. sp.,  
*Ventilabrella alpina* De Klasz,  
*Ventilabrella* ex. gr. *bipartita* De Klasz,  
*Gümbelina* sp.,  
*Stensiöina exculpta gracilis* Brotzen,  
*Stensiöina* ex gr. *pommerana* Brotzen,

<sup>1)</sup> Es mag dabei auch auf die Fossilangaben Gümbels (1861, S. 559) und die Bemerkung E. Fuggers (1907, S. 487) hingewiesen werden, wonach die graugrünen, sandigen, dünn-schichtigen Mergel des Nierentales große Inoceramen beinhalten. Einige Funde sollen angeblich im Haus der Natur, Salzburg, aufbewahrt sein.

<sup>2)</sup> Vgl. O. Kühn u. G. Zinke: Die helvetische Kreide von Mattsee. N. Jb., f. Min. usw. Abt. B, 81. Bl. Bd., 1939.

*Neoflabellina* ex gr. *nummismalis* (Wedekind), (Vorläufer),  
*Robulus* sp.,  
*Eponides* sp.,  
*Gavelinella* sp.,  
*Dorothia plummeri* Brotzen,  
*Verneuilina bronni* Reuss,  
*Marssonella oxycona* (Reuss),  
*Heterostomella* sp.,  
*Ammodiscus* sp.,  
 usw., usw.

Probe K 4, in 780 m SH, 5 m liegend von K 3, aus schalig-brechenden, grauen, etwas gefalteten Mergeln. Die Mikrofauna zeigt folgende Formen:

*Globotruncana elevata andori* De Klasz,  
*Globotruncana ventricosa carinata* Dalbiez,  
*Globotruncana lapparenti coronata* Bolli,  
*Globotruncana lapparenti tricarinata* (Quer.),  
*Stensiöina exculpta* (Reuss),  
*Marginulina* cf. *gosae* (Reuss),  
*Robulus* sp.,  
*Gümbelina* sp.,  
*Verneuilina bronni* Reuss,  
*Marssonella oxycona* (Reuss),  
*Tritaxia* cf. *pyramidata* Reuss,  
*Heterostomella* sp.  
 usw., usw.

Probe K 5, in 790 m SH, etwa 30 m SSO von K 4, aus 50° NNW-fallenden, grauen, tonigen Mergeln. Die Probe führt:

*Globotruncana elevata andori* De Klasz,  
*Globotruncana angusticarinata* Gandolfi,  
*Globotruncana lapparenti lapparenti* Brotzen,  
*Globotruncana lapparenti coronata* Bolli,  
*Stensiöina* cf. *pommerana* Brotzen,  
*Planulina* sp. (großwüchsig),  
*Gavelinella* sp.,  
*Verneuilina bronni* Reuss,  
*Marssonella oxycona* (Reuss),  
*Tritaxia* cf. *pyramidata* Reuss,  
 usw., usw.

Probe K 6, nächst K 5, aus 35° NNW-fallenden, graugrünen, fleckigen Mergeln. Die Probe beinhaltet:

*Globotruncana elevata andori* De Klasz,  
*Globotruncana angusticarinata* Gandolfi,  
*Globotruncana lapparenti tricarinata* (Quer.),  
*Globotruncana fornicata* Plummer,  
*Tritaxia* cf. *pyramidata* Reuss,  
*Verneuilina bronni* Reuss,  
*Marssonella oxycona* (Reuss),  
 usw., usw.

Probe K 7, in 805 m SH, etwa 10—15 m liegend von Probe K 6, 50 m SSO davon, aus 40—50° NNW-fallenden, grauen, tonigen Mergeln. Sie weist folgende Formen auf:

*Globotruncana elevata andori* De Klasz,  
*Globotruncana ventricosa carinata* Dalbiez,  
*Globotruncana lapparenti tricarinata* (Quer.),  
*Globotruncana fornicata* Plummer,  
*Gavelinella* sp. sp.,  
*Robulus* sp.,  
*Dorothia* cf. *plummeri* Brotzen,  
*Verneuilina bronni* Reuss,  
*Marssonella oxycona* (Reuss),  
 usw., usw.

Probe K 8, ½ m liegend von K 7, aus grauen, tonigen Mergeln. Daraus wurden bestimmt:

*Globotruncana elevata andori* De Klasz,  
*Globotruncana* cf. *elevata elevata* Brotzen, emend. Dalbiez,  
*Globotruncana ventricosa carinata* Dalbiez,  
*Globotruncana angusticarinata* Gandolfi,  
*Globotruncana lapparenti coronata* Bolli,  
*Globotruncana lapparenti tricarinata* (Quer.),  
*Globotruncana fornicata* Plummer,  
*Stensiöina exculpta gracilis* Brotzen,  
*Gavelinella* sp. sp.,  
*Gümbelina* sp. sp.,  
*Robulus* sp.,  
*Verneuilina bronni* Reuss,  
*Heterostomella* sp.,  
 usw., usw.

Probe K 9, 5 m liegend von K 8, aus 65° NNW-fallenden, sandigen, grauen Mergeln. Sie führt:

*Globotruncana elevata andori* De Klasz,  
*Globotruncana elevata elevata* Brotzen emend. Dalbiez,  
*Globotruncana lapparenti lapparenti* Brotzen,  
*Globotruncana angusticarinata* Gandolfi,  
*Globotruncana lapparenti coronata* Bolli,  
*Globotruncana fornicata* Plummer,  
*Gavelinella* sp. sp.,  
*Robulus* sp.,  
*Verneuilina bronni* Reuss,  
*Marssonella oxycona* (Reuss),  
*Heterostomella* sp.,  
 Ostrakoden,  
 usw.

Probe K 10, in 835 m SH, etwa 20 m liegend von K 9, 50 m OSO davon, aus mittelsteil NNW-fallenden, grauen, sandigen Mergelschiefern. Die Probe enthält folgende Formen:

*Globotruncana lapparenti tricarinata* (Quer.),  
*Globotruncana lapparenti coronata* Bolli,



*Globotruncana fornicata* Plummer,  
*Gavelinella* sp. sp. (cf. *tumida* Brotzen),  
*Robulus* sp.,  
*Verneuilina bronni* Reuss,  
*Gaudryina laevigata* Franke,  
*Tritaxia* ex gr. *pyramidata* Reuss,  
*Marssonella oxycona* (Reuss),  
 Ostrakoden.

Die Proben K 1 bis K 10 führen reiche hochmarine Mikrofaunen von durchgehend gleichartigem Charakter. J. De Klasz (1953) meldet einige seiner Neubeschreibungen auch vom Fundort obiger Proben. Aus seiner Arbeit geht hervor, daß er diese grauen Mergel des Nierentales dem Unter-Campan zuweisen will. R. Oberhauser kommt auf Grund von Vergleichen mit der Globotruncanenstratigraphie Tunesiens (Dalbiez, 1955), sowie auf Grund der Stensiöinen und der relativ hoch entwickelten Neoflabellinen der Probe K 3 ebenfalls zu einer Einstufung in das Tiefere Campan. Die von Hagn (1953) aus dem Unteren Ober-Campan beschriebene Fauna scheint bereits wieder einen anderen Charakter zu haben.

Erst etwa 100 m OSO der Entnahmestelle der Probe K 10 gelangt man wieder zu einem Aufschluß, der steil WNW-fallende, braun verwitternde, graue und knollige Kalkmergel mit einzelnen bis nußgroßen Kalkgerölleinschlüssen zeigt. Das Gestein stellt, obwohl im W gewiß von einem kleinen Bruch begrenzt, ein Hangendschichtglied der bisherigen Folge grauer, toniger oder sandiger Mergel dar.

Eine faziell deutlich von den grauen Mergeln abtrennbare Schichtserie stellt sich im oberen Bachriß mit bunten Mergeln und Mergelkalken ein; ein Gestein, das nicht mehr, wie im allgemeinen die grauen Ablagerungen, gegen NNW, sondern, nach vorübergehend saigerer Stellung, in östlicher Richtung einfällt.

Diesen bunten Nierentaler Schichten entstammen die folgenden Proben:

Probe K 11, von 870 m SH, aus steil in westlicher Richtung einfallenden, graugrünen und ziegelroten Mergeln. Die Probe führt:

*Globotruncana* cf. *elevata stuartiformis* Dalbiez (kleinwüchsig),  
*Globotruncana lobata* De Klasz,  
*Globotruncana fornicata* Plummer,  
*Globotruncana lapparenti tricarinata* (Quer.),  
*Globotruncana* cf. *arca* Cushman,  
*Globotruncana* sp. sp.,  
*Pseudotextularia elegans* Rzehak,  
*Aragonia* cf. *velascoensis* (Cushman),  
*Gümbelina* sp. sp.,  
*Reussella szajnochae* (Grzyb.),  
*Gyroïdina* sp.,  
*Epistomina* sp.,  
*Clavulinoides* sp.,  
 usw., usw.

Probe K 12, von 970 m SH, aus intensiv ziegelroten, schiefrigen Nierentaler Mergeln, die mit gelblichgrauen, sandig-kalkigen Lagen wechsellagern. In der Probe sind enthalten:

*Globotruncana* cf. *elevata stuartiformis* Dalbiez (kleinwüchsig),  
*Globotruncana fornicata* Plummer,  
*Globotruncana* ex aff. *contusa* Cushman,  
*Globotruncana lapparenti tricarinata* (Quer.),  
*Globotruncana arca* Cushman,  
*Pseudotextularia elegans* Rzehak,  
*Aragonia* cf. *velascoensis* (Cushman),  
*Gublerina* cf. *cuvillieri* Kikoine,  
*Gümbelina* sp. sp.,  
*Reussella szajnochae* (Grzyb.),  
*Neoflabellina* nov. sp. ex aff. *nummismalis* (Wedekind); Hiltermann  
u. Koch 1955,  
*Eponides* sp.,  
*Verneuilina bronni* Reuss,  
*Marssonella* sp.,  
usw., usw.

Probe K 13, von 980 m SH, aus 50° OSO-fallenden, grünlichgrauen, sandigen Mergelzwischenlagen innerhalb der bunten Nierentaler Mergel. Der Probe wurden entnommen:

*Globotruncana calcarata* Cushman,  
*Globotruncana fornicata* Plummer,  
*Globotruncana* cf. *arca* Cushman,  
*Globotruncana lapparenti tricarinata* (Quer.),  
*Reussella szajnochae* (Grzyb.),  
*Gümbelina* sp. sp.,  
*Globigerina* sp.,  
*Eponides* sp.,  
*Spiroplectammina dentata* (Alth),  
*Marssonella* sp.,  
usw., usw.

Probe K 14, etwa 15 m hangend von Probe K 13, aus sanft OSO-fallenden, graugrünen Mergelzwischenlagen innerhalb der bunten Nierentaler Schichten. Die Probe zeigt folgende Mikrofauna:

*Globotruncana elevata stuartiformis* Dalbiez,  
*Globotruncana fornicata* Plummer,  
*Globotruncana* cf. *lobata* De Klasz,  
*Globotruncana* cf. *citae* Bolli,  
*Globotruncana* cf. *lapparenti tricarinata* (Quer.),  
*Bolivinooides* cf. *draco miliaris* Hiltermann u. Koch,  
*Pseudotextularia elegans* Rzehak,  
*Aragonia* cf. *velascoensis* (Cushman),  
*Reussella szajnochae* (Grzyb.),  
*Pleurostomella wadowicensis* Grzyb.,  
*Neoflabellina* nov. sp. ex aff. *nummismalis* (Wedekind); Hiltermann  
u. Koch 1955,

*Globorotalites* sp.,  
*Eponides* sp.,  
*Spiroplectammina dentata* (Alth),  
*Verneuilina* sp.,  
 usw., usw.

Für die Proben 11—14 ist gemäß ihres Foraminifereninhaltes Oberes Obercampan bis Unteres Untermaastricht anzunehmen. Die unmittelbare Grenze Oberes Obercampan—Untermaastricht ist mit der Probe K 13 erfaßt, die *Globotruncana calcarata* Cushman führt.

Entgegen A. Bittner und E. Fugger (1907, S. 487) dürfen wir die bunten Nierentaler Mergel im höheren südlichen Nierentalgraben nicht als das stratigraphisch Liegende der grauen Gosauablagerungen auffassen, sondern als hangendes Schichtglied. Das Fehlen der tieferen Ablagerungen im oberen Teil unseres Grabenprofils, die übergreifende Stellung der Nierentaler Schichten, kann in Anlehnung an die Vorstellung O. Weigels (1937, S. 36) einer intergosauischen Phase oder mit O. Kühn (1947, S. 195) einem bloßen eustatischen Ansteigen des Meeresspiegels zugeschrieben werden.

Der Wechsel von NNW-Fallen der Schichten im unteren Teil des Grabenprofils zum OSO-Fallen im oberen Teil hat wohl in der jüngsten Verstellung des Untersbergmassives seine Ursache, derzufolge sich auch längs des SSO-Randbruches Eozänablagerungen erhalten haben. Die hier entnommene Probe K 15 enthält *Chapmanina gassinensis* Silvestri, eine Form des italienischen Ober-Eozaens, u. zw. als Massenvorkommen ohne wesentliche Begleitfauna.

Mit den Nierentaler Schichten des Rotwandprofils im Gosaubecken ergibt sich insofern eine gute Vergleichsmöglichkeit, als da wie dort die Campan-Maastrichtgrenze innerhalb der bunten Nierentaler Mergel liegt (siehe O. Ganss u. H. C. G. Knipscheer, 1954 und K. Küpper, 1956). Die bunten Nierentaler Mergel stellen ein monofazielles Gestein dar, das in verschiedenen Niveaus des höheren Senon einsetzt. In der Laussa z. B. beginnt die Buntfärbung der Mergel im Ober-Santon (A. Ruttner, 1956); im Becken der Neuen Welt, O von Wiener Neustadt, sind bunte Mergel erst im sicheren Maastricht eingeschaltet.

In der Literatur wurden seit E. Fugger (1907) die grauen und die bunten Oberkreideablagerungen des Nierentales mehrfach „Nierentaler Schichten“ genannt. Lithologisch gut charakterisiert sind nach unserer Auffassung aber nur die bunten Mergel. Es sind deshalb bei der Probenbeschreibung die grauen Gosau mergel hier nicht „Nierentaler Mergel“ genannt worden. — In den verschiedenen Gosauvorkommen lassen sich stets nur die bunten Mergel leicht als „Nierentaler Schichten“ identifizieren. In der Neuen Welt z. B. kann wohl die oben genannte kleine bunte Mergelpartie bei Oberhöflein noch den Nierentaler Mergeln zugerechnet werden, nicht aber die grauen „Inoceramenmergel“, die ebenso das „Niveau der Nierentaler Schichten“ vertreten (vgl. O. Kühn, 1947, S. 189).

Der nördliche Nierentalgraben stellt den tiefer erodierten, in O—W-Richtung verlaufenden Hauptgraben dar. Nur in ihm ist auf der Spezialkarte und auf dem Blatt 1 : 50.000, Berchtesgaden, ein Bachlauf verzeichnet. Etwa 200 m östlich der Vereinigung der beiden Gräben sind 30° NO-fallende bunte Nierentaler Mergel aufgeschlossen. Ihnen wurde die Probe K 17 entnommen. Sie besitzt folgenden Foraminifereninhalt:

*Globotruncana lobata* De Klasz,  
*Globotruncana elevata stuartiformis* Dalbiez,  
*Globotruncana arca* Cushman,  
*Globotruncana fornicata* Plummer,  
*Globotruncana* cf. *contusa* Cushman,  
*Globotruncana lapparenti tricarinata* (Quer.),

*Globigerina* sp. sp.,  
*Pseudotextularia intermedia* De Klasz,  
*Pseudotextularia elegans* Rzehak,  
*Ventilabrella multicamerata* De Klasz,  
*Gublerina* cf. *cuvillieri* Kikoine,  
*Gümbelina* sp. sp.,  
*Reussella szajnochae* (Grzyb.),  
*Pleurostomella wadowicensis* Grzyb.,  
*Gyroidina* sp.,  
*Eponides* sp.,  
*Placentamina* sp.,  
*Trochamminoides* sp.,  
*Marssonella* sp.

Diese Probe dürfte altersmäßig zwischen den Proben K 14 und K 16 stehen und gehört eindeutig ins Maastricht.

An die 60 m westlich der Probeentnahmestelle von K 17 zeigen sich die gleichen Gesteine steil gegen NO fallend. Dezimetermächtige, dichtere bunte Mergel wechsellagern mit sandigeren grauen Mergeln. Einer schiefrig-sandigen Mergellage entstammt die Probe K 16 mit folgender Mikrofauna:

*Globotruncana contusa* Cushman (massenhaft),  
*Globotruncana mayaroensis* Bolli,  
*Globotruncana falsostuarti* Sigal,  
*Globotruncana stuarti* (Lap.),  
*Pseudotextularia varians* Rzehak ssp. ssp.,  
*Pseudotextularia elegans* Rzehak,  
*Gümbelina* sp. sp.,  
*Eponides* sp.,  
*Gyroidina* sp.,  
 usw., usw.

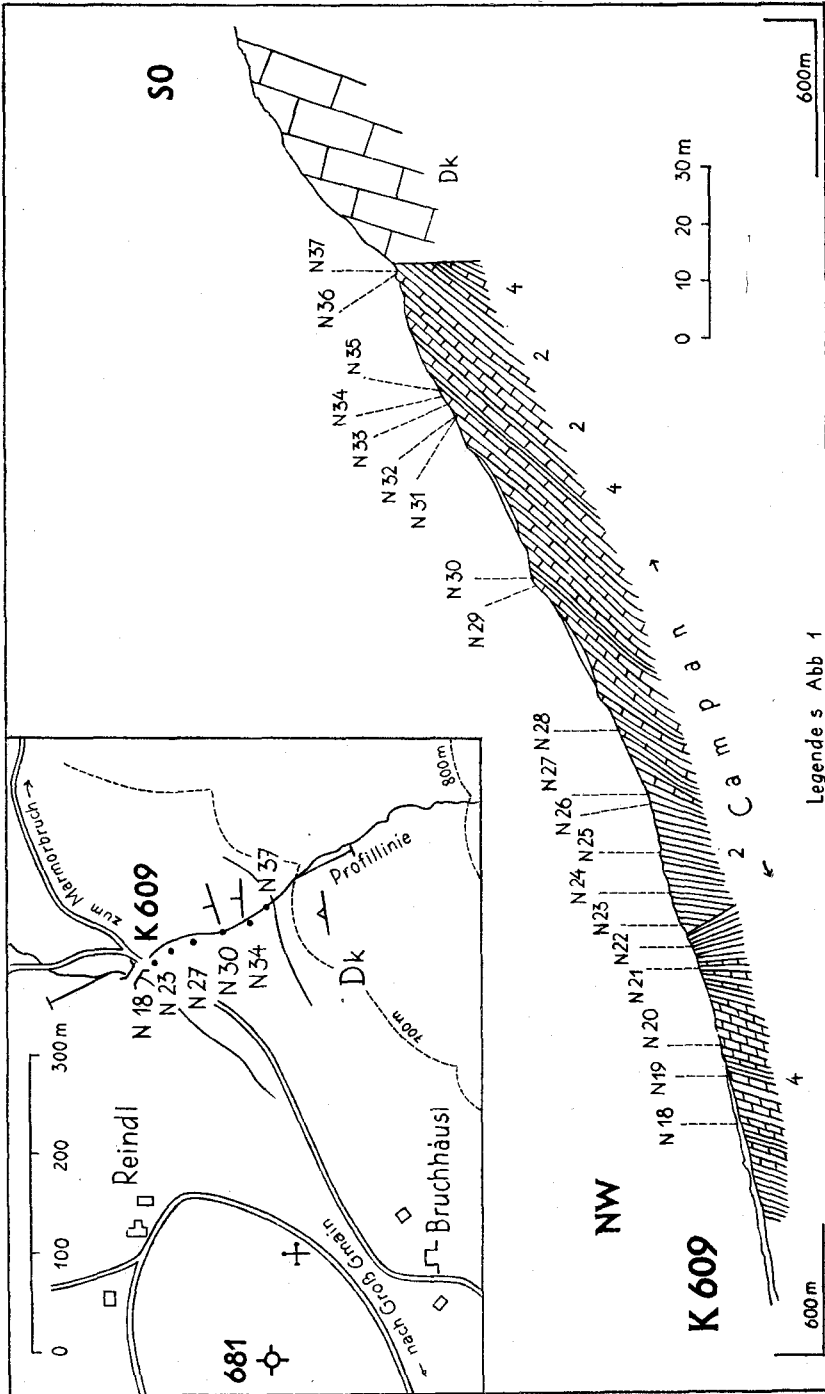
Es ist eine Probe, die ein Massenvorkommen von luxurierenden Globotruncanen und Pseudotextularien des Höheren Maastricht aufweist.

Schon aus der Schichtstellung resultiert, daß die bunten Nierentaler Schichten des nördlichen Nierentalgrabens von den grauen Gosau mergeln des südlichen Nierentalgrabens durch einen Bruch abgesetzt sind.

Zwischen den Gosauablagerungen der beiden Nierentalgräben liegt Eozänkalk eingekeilt, den M. Schlager (1930, S. 252) wegen des Auftretens von Basisbildungen als transgressiv mit den Nierentaler Schichten verbunden ansieht.

## B. Das Grabenprofil am N-Fuß des Untersberges (siehe Abb. 2)

Bittners Spezialkartenblatt Hallein—Berchtesgaden weist am N-Fuß des Untersberges, östlich von Groß Gmain, SO des Plainberges, auf die transgressive Auflagerung von Nierentaler Schichten auf Dachsteinkalk hin. In diesem Bereich befindet sich nächst des Gehöftes Reindl, an der Kote 609, ein Graben, dessen Aufschlüsse für unsere Studien und Probenaufsammlungen sehr geeignet erschienen: Der  $\pm$ einheitliche Gesteinscharakter und die Lagerung gaben uns sichere Gewähr, daß die Entnahme der Proben vom Hangenden zum Liegenden führt.



Es wurden genommen:

- Probe N 18, in 615 m SH, nächst der Kote 609, aus steil NNW-fallenden, dünnbankigen, bunten Mergeln.
- Probe N 19, 10 m OSO von N 18, aus bunten Mergeln mit gleicher Schichtstellung.
- Probe N 20, 5 m OSO von N 19, aus harten, dünnbankigen, kalkreicheren, bunten Mergeln.
- Probe N 21, 15 m OSO von N 20, aus saiger gestellten, NO-streichenden, schiefrig-sandigen, bunten Mergeln.
- Probe N 22, 4 m OSO von N 21, aus bunten, sandigen Mergelzwischenlagen in dichteren Kalkmergellagen.
- Probe N 23, in 625 m SH, 4 m OSO von N 22, aus steil OSO-fallenden, dm-gebankten, bunten Mergeln.
- Probe N 24, 20 m OSO von N 23, aus mittelsteil N-fallenden, rötlichgrauen, sandigen Mergeln. Sie weisen hellgraue, unregelmäßige Flecken und Schlieren auf.
- Probe N 25, 6 m SO von N 24, aus grünlichgrauen, sandigen Mergeln.
- Probe N 26, etwa 15 m SO von N 25, aus 70° NNW-fallenden, ½ m bis dm-gebankten, grünlichgrauen, sandigen Mergelkalken.
- Probe N 27, in 630 m SH, 3 m liegend von N 26, aus braungrauen, sandigen Mergeln mit schaligen Absonderungsflächen.
- Probe N 28, etwa 15 m SO von N 27, aus 45° NNW-fallenden, feinschiefrigen, rötlichgrauen Mergeln.
- Probe N 29, 30 m SSO von N 28, aus mittelsteil N-fallenden, braunen, plattigen Kalken mit sandig-schiefrigen, rötlichbraunen Mergelzwischenlagen.
- Probe N 30, in 650 m SH, 2 m liegend von N 29, aus 40° WNW-fallenden, rötlichgrauen, sandigen Mergeln.
- Probe N 31, etwa 35 m SO von N 30, aus bunten, schiefrig-plattigen, sandigen Mergeln.
- Probe N 32, 2 m liegend von N 31, aus bunten, schiefrigen bis dünnbankigen Mergeln
- Probe N 33, 2 m liegend von N 32, aus bunten, dünnbankigen Mergeln.
- Probe N 34, in 660 m SH, 3 m liegend von N 33, aus 45° N-fallenden, bunten, dünn-schichtigen Mergeln mit zwischengeschalteten muschelartig-brechenden Mergelkalkbänken von intensiv ziegelroter Farbe.
- Probe N 35, 1½ m liegend von N 34, aus schiefrigen, bunten Mergeln.
- Probe N 36, in 670 m SH, 2 m nördlich des etwas gestörten Transgressionskontaktes der Nierentaler Schichten mit dem Dachsteinkalk, aus einer 45° N-fallenden, metermächtigen Lage grünlichgrauer Mergelschiefer.
- Probe N 37, aus steil NNW-fallenden, schaligbrechenden, grünlichgrauen, kalkreichen Mergelschiefern, dicht am Kontakt mit dem 55° NNW-fallenden, hellgrauen, dichten Dachsteinkalk.

Diese Proben führen eine ärmere und schlechter erhaltene Mikrofauna als jene aus den Gräben des Nierentals. Die vorhandenen Foraminiferen gestatten wohl eine Zuweisung ins höhere Senon, aber keine sichere Einstufung in eine detaillierte Zonengliederung.

Eine deutliche Faunenveränderung vollzieht sich im Niveau der Proben N 25 bis N 27. Wir haben gute Gründe, die tiefer liegende Serie (N 27 bis N 37) etwa dem tieferen bis mittleren Campan zuzuordnen, die hangend folgende Serie (N 26 bis N 18) dem Bereich des höheren Campan, wobei wir tieferes Maastricht für die hangendsten Proben nicht sicher ausschließen können. Das den Proben K 16 und K 17 des Nierentals entsprechende Niveau scheint hier nicht mehr aufgeschlossen zu sein.

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß die Profilsrie dieses Grabens zeitlich etwa in die Lücke zwischen den grauen (K 1 bis K 10) und den roten

Mergeln (K 11 bis K 17) unserer Aufsammlungen im Nierental einzuordnen wäre. Auch hier finden wir also rot gefärbte Schichten bereits im Campan.

Die stratigraphisch wichtigen Foraminiferen sind im folgenden in einer Tabelle zusammengefaßt.

Stratigraphisch wichtige Foraminiferen im Profil des Grabens  
östlich Groß Gmain

	<i>Globotr. lapparenti</i> <i>lapparenti</i>	<i>Globotr. lapparenti</i> <i>tricarinata</i>	<i>Globotr. ventricosa</i> <i>carinata</i>	<i>Globotr. lapparenti</i> <i>coronata</i>	<i>Globotr. angusticarinata</i>	<i>Globotr. fornicata</i> + aff.	<i>Globotr. elevata andori</i>	<i>Globotr. cf. bollii</i> + aff. (einkeilig)	<i>Globotr. elevata elevata</i>	<i>Globotr. elevata</i> <i>stuartiformis</i>	<i>Globotr. arca</i>	<i>Globotr. aff. contusa</i>	<i>Neobolliina</i> aff. <i>nummimatis</i>	<i>Aragonia</i> cf. <i>velascoensis</i>	<i>Retusella szajnochae</i>	<i>Stenosiöina exculpta</i> + var.	<i>Stenosiöina pommerana</i>
N 18						h			h	ns							
N 19						ns		ns	h	ns							
N 20				s		h				ns							
N 21		s				ns				ns		s	s	s			s
N 22		s				h		s		ns		s	s	s			
N 23						h		s		s							
N 24		s	(?)		s	h	ns	s	s	s	ns				s		
N 25				s		h				s							
N 26						ns				s							
N 27					s	h	h	s	h					s			
N 28						h	ns	s	ns			s	s			ns	
N 29	s					h		ns	ns			s				s	
N 30		ns			ns	h		ns	ns								
N 31		ns	ns		ns	h						s				s	
N 32			ns	s	h	h											
N 33	h	h		h	h	ns	ns									s	
N 34	ns	ns	s	ns	h	ns	ns	s									
N 35	ns	ns			h	s	ns									s	
N 36	ns			ns	h	s	s									ns	
N 37				h	ns	s										s	

h=häufig; ns=nicht selten; s=selten; (?)=fraglich.

#### Literatur

Dalbiez, F.: The genus *Globotruncana* in Tunisia. *Micropaleontology*, 1, Nr. 2, New York 1955.

Del Negro, W.: Geologie von Salzburg. Universitätsverlag Wagner, Innsbruck 1950.

Fugger, E.: Die Salzburger Ebene und der Untersberg. *Jb. G. B. A.*, 57, Wien 1907.

Gandolfi, R.: The genus *Globotruncana* in Northeastern Columbia. *Bull. Am. Pal.*, 36, Nr. 155, New York 1955.

Ganss, O., u. H. C. G. Knipscheer: Das Alter der Nierentaler und Zwieselalm-schichten des Beckens von Gosau. *N. Jb. Geol. u. Pal., Abh.*, 99, 3, 361—378, 1954.

Gümbel, C. W.: Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges und seines Vorlandes. Gotha 1861.

Hagn, H.: Die Foraminiferen der Pinswanger Schichten (Unteres Obereocampian). *Palaeontographica*, 104, Abt. A, Stuttgart 1953.

Heinz, R.: Das Inoceramenprofil der Oberen Kreide Lüneburgs. 21. Jb. Nieders. geol. Ver., **21**, Hannover 1928.

Hiltermann, H. u. Koch, W.: Biostratigraphie der Grenzsichten Maastricht Campan in Lüneburg etc. 2. Teil: Foraminiferen. Geol. Jb., **70**, Hannover 1955.

Klasz, J. de: Einige neue oder wenig bekannte Foraminiferen aus der helvetischen Oberkreide der bayerischen Alpen südlich Traunstein (Oberbayern). Geol. Bav., **17**, 223—244, 1953.

Klasz, J. de: A New Globotruncana from the Bavarian Alps and North Africa. Contr. Cushman Found., **4**, 1, Washington 1955.

Kühn, O.: Zur Stratigraphie und Tektonik der Gosauschichten. Sitzber. Oest. Ak. d. W., math. nat. Kl., Abt. I, **156**, H. 3 u. 4, Wien 1947.

Küpper, K.: Stratigraphische Verbreitung der Foraminiferen in einem Profil aus dem Becken von Gosau. Jb. G. B. A., **99**, Wien 1956.

Ruttner, A.: Zur Tektonik und Stratigraphie der Gosauschichten von Unt. Laussa (südliche Weyerer Bögen). Mitt. Geol. Ges., **48**, Wien 1956, im Druck.

Schlager, M.: Zur Geologie des Untersberges bei Salzburg. Verh. G. B. A., Wien 1930.

Seitz, O.: Die Oberkreidegliederung in Deutschland nach ihrer Anpassung an das internationale Schema. Zsch. D. Geol. Ges., **104**, Hannover 1952.

Weigel, O.: Stratigraphie und Tektonik des Beckens von Gosau. Jb. G. B. A., **87**, H. 1 u. 2, Wien 1937.





## Bryozoenstudien

### II. Die Bryozoen des österreichischen Sarmats

Von Carl A. Bobies, Wien

(Paläontologisches Institut der Universität)

Mit 4 Kunstdrucktafeln (VII—X) und 1 Textabbildung

#### Inhalt

Einleitung .....	81
Systematisch-taxionomischer Teil .....	84
Der stratigraphische Wert der sarmatischen Bryozoenfauna .....	95
Bemerkungen zur Entwicklung des Bryozoenstammes im osteuropäischen Sarmat ...	105
Die ökologischen Verhältnisse der sarmatischen Bryozoenfauna .....	107
Zusammenfassung .....	110
Literaturhinweise .....	111
Index der Gattungen und Arten (Unterarten) .....	113

#### Einleitung

Aus dem österreichischen Sarmat wurde bisher keine einzige Bryozoenart bestimmt oder beschrieben<sup>1)</sup>. Wohl finden sich in der Literatur nicht selten Angaben über das Vorkommen von Angehörigen dieser Tierklasse, aber fast immer nur mit dem kurzen Wort „Bryozoen“. Es ist so, als ob man von Beginn an jede Hoffnung aufgegeben hätte, aus einer eingehenderen Beschäftigung mit den „Polyparien“ eine Bereicherung unserer Kenntniss zu erhalten. Ich meine, man hat tatsächlich die Bryozoen sehr zu Unrecht vernachlässigt.

Schon vor rund 30 Jahren habe ich mich mit sarmatischen Bryozoen beschäftigt und ihnen auch zwei kleine Veröffentlichungen gewidmet. Allerdings fehlte mir damals die Gelegenheit zu paläontologischen Untersuchungen, was ich heute umsomehr bedaure, da das in jahrelanger Sammeltätigkeit zusammengetragene Material 1945 unter Soldatenstiefeln geendet hat. Nur ein geringer Teil konnte gerettet werden, war aber durch den Verlust der Etiketten wertlos geworden. Also hieß es, wieder von vorne anzufangen.

In den vergangenen Jahren habe ich versucht, das Verlorene zu ersetzen. Beim Aufsammeln an den bekannten Fundstätten, die ich schon 1928 beschrieben hatte, gelang es mir zwar, wieder einiges Material zu erlangen, aber es finden sich neue Arten darin vertreten, während ich einige früher aufgefundene nicht wieder entdecken konnte. Dafür erhielt ich in dankenswerter Weise von den Herren Prof. Dr. A. Papp und Dr. R. Weinhandl Fundstücke zur Verfügung gestellt, die mir wertvolle Erkenntnisse vermittelten. Von besonderem Interesse waren für mich die Aufsammlungen Papp's in Jasenice (Ostserbien), die mir die sehr schwierige Frage der *Cryptosula terebrata* lösen halfen. Herr Dr. A. Tollmann machte mich auf einige

<sup>1)</sup> V. Pokorný beschrieb 1944 eine Art — *Nellia oculata* Busk — aus dem tschechischen Teil des inneralpinen Wiener Beckens.

Fundpunkte aufmerksam, von denen sich besonders Hornstein als sehr ergiebig erwies. Den Herren Prof. Dr. H. Zapfe und Dr. F. Bachmayer danke ich für Begleitung bei Exkursionen, Herrn cand. phil. G. Vesely für Einsicht in seine Aufsammlungen aus dem Tertiär der Hundsheimer Berge, Herrn Ing. Eug. Vesely für Überlassung von Aufsammlungen aus Schleinbach.

Wie immer gilt mein besonderer Dank aber Herrn Prof. Dr. O. Kühn, der mir seine gesamte Privatsammlung von Bryozoenliteratur zu ständiger Benützung überließ und Prof. Dr. H. Küpper, Direktor der Geol. Bundesanstalt, der mir nicht nur über manche Schwierigkeiten hinweghalf, sondern mich auch im Feld mit Rat und Tat unterstützte. Herrn Dr. R. Grill bin ich für Beratung in mikropaläontologisch-stratigraphischen Fragen verpflichtet, Herr Doz. Dr. E. Thenius war mir in Literaturfragen behilflich. Schließlich danke ich noch Herrn J. Kerschhofer der Geol. Bundesanstalt für fachmännische Hilfe bei Herstellung der schwierigen Mikrophotos.

Ich schließe hier noch eine Bitte an. Bisher wurde den Bryozoen wenig Beachtung bei der Arbeit im Gelände geschenkt. Ich möchte hier an alle in Betracht kommenden Kreise, Forscher und Sammler, vor allem aber an die mit Bohrungen und Grabungen befaßten Gesellschaften und ihre wissenschaftlichen Mitarbeiter das dringende Ersuchen richten, auf das Vorkommen von Bryozoen in Aufschlüssen, Proben und Kernen zu achten und nicht nur Foraminiferen, Ostracoden und etliche Seeigelstachel auszulesen, sondern auch möglichst viele Bryozoen zu entnehmen. Ich würde durch gefällige Übermittlung in die Lage versetzt, meine Studien auf etwas breiterer Basis zu betreiben, als dies ausschließlich auf Grund eigener Aufsammlungen möglich ist. Daß es sich dabei nicht um zwecklose Arbeit handelt, werden hoffentlich die folgenden Seiten dem Leser dartun<sup>1)</sup>.

## Systematisch-taxionomischer Teil

### Ordnung Cheilostomata Busk, 1852

### Unterordnung Anasca Levinsen, 1909

#### Division Malacostega Levinsen, 1902

#### Familie *Membraniporidae* Busk, 1854

#### Genus *Membranipora* Blainville, 1830

#### *Membranipora lapidosa* Pallas, 1766

Tafel VII, Fig. 1.

1766 — *Eschara lapidosa* Pallas: Elenchus Zoophytorum. Hagae — Comitum.

1892 — *Membranipora lapidosa* J. Sinzov: Bemerkungen über einige Versteinerungen aus den bessarabischen Neogenablagerungen. Mém. Soc. Sci. Natur. Nouvelle Russie, Odessa. Tafel I, Fig. 1—3.

1943 — *Membranipora lapidosa* (Pallas) E. Saulea-Bocec: Les Bryozoaires de la Zone récifale du Sarmatien moyen des Départements d'Orheiu et de Lapusna (Bessarabie). Ann. Inst. Géol. Roumanie, B 22. Taf. I, Fig. 7—9.

**Material:** 3 mehrschichtige, gut erhaltene Zoarien aus Wiesen, 2 Bruchstücke freistrebender Zoarien aus dem sarmatischen Fossilkalk von Oggau N.

<sup>1)</sup> Wie fruchtbar eine solche Zusammenarbeit sein kann, erhellt das Beispiel der Rohöl-Gewinnungs-A. G., Wien. Ihren Bohrproben entstammt eine vollkommen neue sarmatische Bryozoenfauna, die hier noch nicht verwertet wurde. Sie wird in einem anderen Zusammenhang veröffentlicht werden.

**Bemerkungen:** Aus den schon von R. Hoernes 1898 vom Steinbruch beim Bahnhof von Wiesen beschriebenen brotlaibförmigen Spirorbiskalken stammen mehrere gut erhaltene Zoarien, die mit der inkrustierenden Form der *M. lapidosa* vollkommen übereinstimmen. Sie sind mehrschichtig und überwuchern auch Spirorbisröhren. Die beiden distalen Eckknoten sind bei einem Teil der Zoocien gut zu erkennen, Dorne auf den Seitenwänden treten nicht auf. Die Abmessungen sind etwas kleiner als die bei Saulea-Bocec 1943 angegebenen, was aber bei der ungemainen Variabilität dieser Art sicher keine Rolle spielt.

Aus dem gleichen Handstück sarmatischen Fossilkalkes aus Oggau N, Rosaliakapelle NW, das später bei den Cyclostomata erwähnt werden wird, stammen auch zwei Fragmente, die hierher zu rechnen sind — wenn man bereit ist, die Art so weit zu fassen, wie das scheinbar E. Saulea-Bocec getan hat. Um über diese Frage entscheiden zu können, wäre aber mehr Material erforderlich, als mir zur Verfügung steht. Die Oberfläche der Zoocien ist dicht mit feinen Kalzitkristallen bedeckt, Spuren einer Skulptur sind nicht erkennbar. Die Anordnung der Zoocien ist in Diagonalreihen, die Form des Zoariums war scheinbar ein Hohlzylinder, von dem 5—6 Zoocien in einer Reihenbreite sichtbar sind. Die Umrandung der Opesia ist kräftig, der Proximalteil der Zoocien meist gymnocystal verlängert, worauf auch die abweichenden Abmessungen zurückzuführen sind.

**Maße:**

Zoocien aus Wiesen

Lz = 0,36—0,37	hop = 0,32
lz = 0,16—0,18	lop = 0,12—0,14

Zoocien aus Oggau

Lz = 0,40—0,52	hop = 0,35
lz = 0,27—0,30	lop = 0,11

**Vorkommen:** Bessarabien (Sinzov, 1892), Visterniceni, Ghidighici, Micauti, Periesecina (Mittelsarmat Bessarabiens, Saulea-Bocec, 1943), Kertsch, Taman (Andrusov, 1909). Oggau N, Rosalienkapelle NW (Burgenland). Oberes Sarmat des Steinbruches beim Bahnhof in Wiesen (Hörnes, 1898, Papp, 1951).

Familie *Electridae* Lagaaij, 1952  
Genus *Pyripora* d'Orbigny, 1849  
*Pyripora sarmatica* nov. spec.

Tafel VII, Fig. 2.

**Deriv. nom.:** Einzige bisher aus dem Sarmat bekannte *Pyripora*.

**Loc. typic.:** Graben SW Ulrichskirchen (Niederösterreich).

**Arttypus:** Sammlg. Naturh. Museum Wien, Inv. Nr. 158/1956.

**Strat. typic.:** In gelbliche sarmatische Mergel eingebettete Ostreenbank.

**Material:** 2 Kolonien, aufgewachsen auf 3 zusammengebackene Exemplare von *Ostrea gingensis sarmatica* Fuchs.

**Diagnose:** Zoarium uniserial. Zoocien groß, vorne gerundet, hinten stark verengt. Opesien sehr groß, oval. Innumrandung fein gekerbt, schmal. Gymnocyst ohne Skulptur.

**Beschreibung:** Zoarien einreihig, inkrustierend. Verzweigung dichotom oder lateral, dann meist in einem rechten Winkel. Zooecien groß, vorne gerundet, hinten stark verschmälert und in ein stielartiges Gymnocyst auslaufend. Seitliche Umwallung schmal, glatt, vom Cryptocyst durch eine feine Furche getrennt. Der innere, das große ovale Opesium unmittelbar umrahmende Cryptocyststreifen ist fein gekerbt, manchmal fast knotig. Die Höhe des Opesiums beträgt rund die halbe Länge des gesamten Zooeciiums. Der Umriss der Zooecien ist nicht immer symmetrisch.

**Maße:** Lz = 0,72—0,85                      hop = 0,36—0,42  
 lz = 0,30—0,36                              lop = 0,20—0,25  
 Extrem kleine Zooecien: Lz = 0,62, lz = 0,30.

**Bemerkungen:** Das Fehlen einer Skulptur (Querstreifen) auf dem Gymnocyst, das schmale Cryptocyst und die abweichenden Abmessungen unterscheiden die beschriebene Art von *P. tuberculum* Lonsdale, 1845, *P. parvicella* Canu & Bassler, 1920 und *P. catenularia* (Jameson, 1811).

**Vorkommen:** Bisher nur l. t. gefunden.

## Unterordnung Ascophora Levinsen, 1909

Familie *Stomachetosellidae* Canu & Bassler, 1917

Genus *Enoplostomella* Canu & Bassler, 1917

*Enoplostomella wolfpasingensis* nov. spec.

Tafel VII, Fig. 3, 4.

**Deriv. nom.:** Nach dem Fundort.

**Arttypus:** Sammlg. Naturh. Mus. Wien, Inv. Nr. 152/1956.

**Loc. typic.:** Hohlweg W Wolfpasing, O Hautzendorf (Niederösterreich).

**Strat. typic.:** Feine, gelbliche Quarzsande des Sarmats.

**Material:** 12 Zoarien.

**Diagnose:** Zoarien inkrustierend. Zooecien unregelmäßig, undeutlich voneinander getrennt, innen regelmäßig rechteckig. Frontale ein netzwerkartiges Tremocyst über einem sehr dünnen Olocyst. Meist ein suboraler Umbo vorhanden. Apertur häufig aus der Medianlinie gerückt, um einer seitlich unmittelbar anschließenden Avicularkammer Raum zu geben, versenkt. Am Proximalrand eine große, rimulaartige Einkerbung. Ovicell hyperstomial, die Apertur fast völlig umschließend, groß, kugelig, vorstehend, mit Porenfurchen. Avicularia seitlich am Peristom, auch auf dem Umbo oder um das Ovicell.

**Beschreibung:** Die Zoarien sind inkrustierend, 1—2schichtig, auf flachen oder länglich gerundeten Unterlagen, häufig in Röhrenform. Die Zooecien in alternierenden Reihen entweder parallel zur Längsachse der Kolonie, oder schräg, auch quer in mehr unregelmäßigen Reihen. Verzweigung der Zooidreihen durch Bildung zweier gleich starker Zooecien aus einem Paar Distalknospen.

Die Zooecien sind kastenförmig, unregelmäßig länglich-gerundet, äußerlich nicht immer deutlich voneinander getrennt. Häufig tritt eine feine Leiste in den seichten Trennungsfurchen auf. Im Innern sind die Zooecien ziemlich regelmäßig rechteckig, wobei die aus der Mittellinie gerückte Apertur besonders auffällt.

Das Frontal besteht aus einem netzwerkartigen Tremocyst mit weit geöffneten Röhrenporen. Letztere setzen sich im Innern des Cystids als längliche Warzen fort. Das unter dem Tremocyst liegende, ungemein dünne Olocyst ist auf der Basisseite plattig und vielfach unterbrochen. Das Netzwerk kulminiert in einem sehr veränderlichen, meist nicht sehr großen, suboralen Umbo, zu dem die Hauptlinien des Netzwerks hinziehen. Öfters entsteht dadurch eine Art von Radialrippung. Auf der Spitze des Umbos befindet sich oft ein kleines, rundliches bis gerundet-dreieitiges Avicularium, dessen Schnabel vom Proximalrand des Peristoms abgewendet ist. Querbalken können auftreten. Zu beiden Seiten des Umbos entwickelt sich manchmal je eine Großpore.

Die Apertur befindet sich am Grunde eines eingesenkten, nach oben nur wenig weiter werdenden Peristoms. Sie ist rundlich, die Peristomie von annähernd gleicher Form. Der Proximalrand der Apertur ist durch eine ziemlich große und tiefe, rimulaartige Einkerbung erweitert. Zarte Cardellen zu beiden Seiten der Mündung. Der Oberrand des Peristoms ist leicht verstärkt und durch die Skulptur des umgebenden Tremocysts uneben. Fast immer ist die Apertur seitwärts der Medianlinie.

Die Ovicelle sind ziemlich groß, vorstehend, hyperstomial, kugelförmig, von Poren, besonders im äußeren Umkreis durchfurcht. Sie umfassen die Peristomie fast zur Gänze und öffnen sich in diese über der Apertur. Bei fertilen Zooiden nehmen Ovicell und Peristom ungefähr die halbe Länge des Zoociums ein. Gut erhaltene Ovicelle sind selten.

Ein großes Avicularium entwickelt sich meist unmittelbar an einer Seite des Peristoms und drängt dieses dadurch aus der normalen Mittellage. Diese Avicularien sind meist gegen das Innere des Peristoms gerichtet und haben Querbalken. Kleine, spitz-eiförmige Avicularia finden sich auch an anderen Stellen um das Peristom oder um das Ovicell. Manchmal sitzen sie auch an den Seitenwänden.

**Maße:** (Sehr variabel.)

$$\begin{array}{lll} Lz = 0,52-0,56 & hap = 0,17 & Lzov = 0,70 \\ lz = 0,35-0,47 & lap = 0,16 & lzov = 0,36-0,45 \end{array}$$

**Bemerkungen:** Von allen aus der Literatur bekannten Arten der Gattung *Enoplostomella* unterscheidet sich die hier beschriebene Species durch das immer mehr oder weniger deutliche Vorhandensein eines suboralen Umbos.

**Vorkommen:** Die Art ist vorläufig nur aus dem österreichischen Sarmat bekannt. Ein kleines Fragment stammt aus Wiesen, alle anderen Stücke aus Wolfpassing.

Familie *Schizoporellidae* Jullien, 1903

Genus *Schizoporella* Hincks, 1877

*Schizoporella bessarabica* V. Nicolaescu, 1932

Tafel VII, Fig. 5.

1932 — *Dakaria bessarabica* V. Nicolaescu: Contributions à l'étude des Bryozoaires sarmatiens des Bessarabie. Bull. Soc. Géol. Roumanie, Vol. I, Abb. 11.

1943 — *Dakaria bessarabica* (Nic.) E. Saulea-Bocec: Les Bryozoaires de la Zone récifale du Sarmatien moyen des Départements d'Orheiu et de Lapusna (Bessarabie). Ann. Inst. Géol. Roumanie, B XXII, Tafel III, Fig. 12.

**Arttypus** (hier bestimmt): Das von E. Saulea-Bocec, 1943, Tafel III, Fig. 12 abgebildete Exemplar.

**Loc. typ.:** Ghidighizi (Rumänien).

**Strat. typ.:** Mittelsarmatische Lumachellen über dem Riff von Ghidighizi.

**Material:** Zirka 30 teilweise schlecht erhaltene Stücke aus Wolfpassing, ein gut erhaltenes Zoarium aus Wiesen.

**Diagnose:** Einschichtige Inkrustationen in Form von Hohlzylindern. Zooecien voneinander durch feine Leisten getrennt. Frontal ein grobporiges Tremocyst, gegen einen suboralen Umbo stark ansteigend. Avicularia seitlich vom Proximalrand der Apertur, auch auf der Spitze des Umbo. Die Apertur fast kreisrund, Poster fast gleichgroß wie Anter. Der Proximalrand der Apertur weit ausgebuchtet. 2 feine Cardellen.

**Beschreibung:** Die Art bildet einschichtige Inkrustationen über länglich-runde Körper (vermutlich Pflanzenteile) in Form von Hohlzylindern, deren innere Weite zirka 1 mm beträgt. Die Reihen der Zooide verlaufen meist schräg zur Längsachse. Seltener stehen sie quer zu ihr oder parallel.

Die Zooecien sind voneinander durch seichte Furchen getrennt, in denen eine feine, erhabene Leiste verläuft. Die Frontaldecke wird durch ein grobporiges Tremocyst über einem dünnen Olocyst gebildet, das gegen den suboralen Umbo zu stark ansteigt. Die Apertur ist groß, fast kreisrund, nur der Poster ist etwas flacher ausgebuchtet, sonst aber fast gleich groß wie der Anter. Nahe den proximalen Ecken treten zwei feine Cardellen auf, die aber nicht immer sichtbar sind. Der suborale Umbo ist ein sich kräftig erhebender, der Apertur zugewendeter, stumpfer bis spitzer Vorsprung, der in seinem obersten Teil öfters ein kleines rundliches Avicularium birgt. Weitere Avicularia stehen rechts, links oder zu beiden Seiten des Proximalrandes der Apertur. Auch Zooecien ohne Avicularia kommen vor. Die seitlichen Avicularien haben rundlich-ovale, von einer doppelten Umrandung eingefasste Öffnungen. Ein, selten auch zwei Querbalken überbrücken die schräg abstehenden Avicularien. Ovicelle wurden bisher nicht beobachtet.

**Maße:** Lz = 0,56 (0,36—0,70) hap = 0,14  
lz = 0,48—0,50 lap = 0,16

**Bemerkungen:** Die Art wurde 1932 von V. Nicolaescu erstmalig beschrieben. Die Autorin stellte die Species zur Gattung *Dakaria* Jullien, 1903, da ihr die Form der Apertur und das Vorhandensein zweier zarter Cardellen ausschlaggebend schienen. Dabei übersah sie, daß *Dakaria* sich durch das völlige Fehlen von Avicularien auszeichnet. Auch ihre Nachfolgerin, E. Saulea-Bocec beging 1943 denselben Irrtum. Sie wiederholte nicht nur die Beschreibung der *D. bessarabica*, sondern creierte noch eine weitere *Dakaria rhomboides*, die unter anderem „große Avicularia“ besitzt. Beide Autorinnen standen offenbar unter dem Eindruck, als ob das Fehlen der Avicularia an sich ein bedeutungsloses Merkmal sei. Im Fall der *Dakaria* trifft dies aber durchaus nicht zu. Das Genus *Dakaria* wurde für Formen ohne Avicularia geschaffen, wobei dieses Charakteristikum *Dakaria* von anderen Gattungen, z. B. *Cribella* Jullien, 1903, unterscheidet. Bassler beschreibt *Dakaria* im „Treatise“, Part G, p. G 200 wie folgt: „Like *Cribella* but rimule more distinct and not so wide. No avicularia.“ Es bleibt somit nichts anderes übrig, als die Art zu dem Sammelgenus *Schizoporella* zu stellen, wo sie auch zwanglos eingereiht werden kann, wenn man sie

nicht etwas mühsamer zu dem rezenten Genus *Cribella* rechnen will. Ich möchte aber hier nicht allzu weittragende Entschlüsse fassen, ohne die Frage der Ovicelle geklärt zu sehen.

Die Unterscheidung der *Sch. bessarabica* und der *Schizoporella variabilis* (Reuss, 1869) ist leicht. Letztere besitzt einen „dicken, angeschwollenen Rand der Apertur, der grob höckerig, wie gekerbt“ ist. In Wirklichkeit weist der Rand des Peristoms eine Reihe kräftiger Oraldornen auf. Auch der Peristomrand der *Schizoporella montifera austriaca* nov. spec. weist eine abweichende Skulptur, ferner Unterschiede bei Avicularien und Ovicellen auf.

**Vorkommen:** l. t., Umgebung von Chişinău (Nicolaescu), Visterniceni, Bessarabien (Saulea-Bocec). Ich fand die Art in den Sanden W Wolfpassing (O Hautzendorf), A. Papp sammelte sie im Aufschluß N III in Wiesen.

*Schizoporella tetragona spongitiiformis* Saulea-Bocec, 1943

Tafel VII, Fig. 6. Tafel VIII, Fig. 7, 8, 9, 10, 11. Tafel X, Fig. 28.

- [1847 — *Cellepora tetragona* A. E. Reuss: Die fossilen Polyparien des Wiener Tertiärbeckens. Haidinger's Naturw. Abh. II, Tafel IX, Fig. 19.  
 1874 — *Lepralia ansata Johnston* var. *tetragona* A. E. Reuss: Die fossilen Bryozoen des österr.-ungar. Miocäns. Denkschr. Akad. Wiss. Wien, Tafel VII, Fig. 1—3.  
 1955 — *Schizoporella tetragona* (Reuss) C. A. Bobies: Bryozoenstudien I., Die Bryozoenfauna der tortonen Strandbildungen von Kalksburg bei Wien. Jahrb. Geol. B. A. Wien, Tafel VI, Fig. 9—11].  
 1932 — *Lepralia ansata Johnston* var. *tetragona* (Reuss) V. Nicolaescu: Contributions à l'étude des Bryozoaires sarmatiens de Bessarabie. Bull. Soc. Géol. Roumanie. Vol. I, Abb. 14.  
 1943 — *Schizoporella spongitiiformis* E. Saulea-Bocec: Les Bryozoaires de la Zone récifale du Sarmatien moyen des Départements d'Orhei et de Lapusna (Bessarabie). Ann. Inst. Géol. Roumanie, B XXII, Tafel II, Fig. 1, 2.

**Unterarttypus** (hier gewählt): Sammlg. Naturh. Mus. Wien, Inv. Nr. 150/1956.

**Loc. typ.:** Schleinbach, Niederösterreich.

**Strat. typ.:** Quarzsandstein des Sarmats.

**Material:** Zahlreiche große, vielschichtige Rasen bildende Kolonien. Meist schlechter Erhaltungszustand.

**Diagnose:** *Schizoporella tetragona* (Reuss, 1847) mit besonders stark ausgerandeter proximaler Apertur, die zwei kleine laterale Cardellen aufweist. Zoarialwuchs vielschichtig, große, dicke, meist gewölbte Rasen oder große Knollen bildend (Tafel VIII, Fig. 7).

**Beschreibung:** Der von Bobies, 1955, gegebenen Beschreibung ist nur folgendes hinzuzufügen: Zoarium aus vielen, übereinanderliegenden einschichtigen Lagen bestehend, kugel-, knollenförmig oder dicke, gewellte Krusten bildend. Die Zooecien liegen oft ziemlich regelmäßig aufeinander und zeigen im Querschnitt ein Bild ähnlich der Fig. 3 auf Tafel VII von Reuss, 1874 (siehe auch Tafel VIII, Fig. 8, 9 dieser Arbeit). An der Schichtoberfläche (Außenseite der Kolonie oder Unterseite von Hohlräumen innerhalb der Kolonie) kommt immer die für *Schizoporella tetragona* charakteristische Zoarialform zum Ausdruck (Tafel VIII, Fig. 11). In den Umrißfurchen der inneren Zooecien bilden sich nach oben gerichtete Kalkleisten aus, die die Seitenwände von Zooecien auflagernder Schichten bilden (Tafel VIII, Fig. 8). Die Knospungsverhältnisse scheinen bei dieser Unterart



so zu sein, daß das Hauptwachstum der Zoarien nicht frontal, sondern distal-lateral, also in der Ebene, vor sich geht. Hiedurch erklärt sich auch die relative Regelmäßigkeit der Zoarien trotz aller Vielschichtigkeit.

Leider ist der Erhaltungszustand der großen Zoarien fast immer sehr schlecht. Die Oberflächen der Kolonien sind verklebt, kreidig, limonitisiert oder sonstwie diagenetisch verändert. Mit den inneren Teilen der Stöcke oder den oft besser erhaltenen Unterseiten einzelner Schichten (siehe Tafel VII, Fig. 6) kann man nicht allzu viel anfangen. Erträglich erhaltene Zooecien-gruppen sind glückliche Funde.

Die Aperturen der Subspecies sind im Verhältnis etwas größer als bei der Art aus dem Torton. Die Cardellen zu beiden Seiten des proximalen Sinus sind kräftig entwickelt, auch der Peristomrand ist etwas stärker. Avicularien fehlen oft, kommen aber auch häufig ein- oder beidseitig der Mündung in ungefähr gleicher Höhe mit dem Proximalrand vor.

**Maße:** Lz = 0,60—0,72    extrem 0,80    hap = 0,10—0,12  
lz = 0,40—0,42    extrem 0,30    lap = 0,12—0,14

**Bemerkungen:** Ich vermag beim besten Willen die *Sch. tetragona* V. Nicolaescu und die *Sch. spongitiiformis* Saulea-Bocec's weder untereinander, noch von der *Sch. tetragona* (Reuss) Bobies, 1955 zu unterscheiden, es sei denn durch den zoarialen Wuchs der Art aus dem Sarmat, zu dem zwar im Torton schon Ansätze vorhanden sind, der sich aber doch im großen und ganzen erst im Sarmat zu voller Höhe entfaltet. Ich habe mich daher entschlossen, die Art E. Saulea-Bocec's mit der von Nicolaescu angeführten zu vereinen und beide als Subspecies (auf Grund nicht sehr schwerwiegender Merkmale) an die alte Art Reuss' anzuschließen. Ich meine, dieser Vorgang wird den natürlichen Verhältnissen am ehesten gerecht.

Von der *Sch. montifera austriaca* nov. subspec. trennt die beschriebene Form das Fehlen eines kräftigen Umbos, die ebene Lage der Apertur und das Mangeln der Ovicelle (?). Auch der Bau der Zoarien ist ein anderer. Die *Sch. tetragona spongitiiformis* hält am Nichtalternieren der Zooidreihen auch bei vielschichtigen Kolonien fest und verbindet den Bau der Großzoarien immer mit einer gewissen Regelmäßigkeit. Als Unterschiede gegenüber der *Sch. unicornis* (Johnston, 1844) können der weite Proximalsinus, die große Apertur und das Fehlen eines starken suboralen Umbos angeführt werden. Die Zooidreihen der *Sch. unicornis* alternieren.

**Vorkommen:** l. t., Kalch (Oststeiermark), Briceni (Bessarabien).

*Schizoporella montifera austriaca* nov. subspec.

Tafel VIII, Fig. 12, Tafel IX, Fig. 13, 14.

[1904 — *Lepralia montifera* Ulrich & Bassler: Bryozoa. Maryland Geol. Survey.

1923 — *Lepralia montifera* (Ul. & Bassler) F. Canu & R. S. Bassler, North American later Tertiary and Quarternary Bryozoa. U. S. Nat. Mus. Bull. 125, Tafel XVIII, Fig. 11.

1943 — *Lepralia montifera* (Ul. & Bassl.) E. Saulea-Bocec: Les Bryozoaires de la Zone récifale du Sarmatien moyen des Départements d'Orhei et de Lapusna (Bessarabie). Ann. Inst. Géol. Roumanie, B XXII, Tafel III, Fig. 10, 11].

**Deriv. nom. d. Unterart:** Vorkommen in Österreich.

**Typus der Unterart:** Sammlg. Naturh. Mus. Wien, Inv. Nr. 155/1956.

**Locus typ.:** Hornstein S.

**Strat. typ.:** Untersarmatische Tonmergel und Serpulite.

**Material:** Zahlreiche Kolonien von Faust- bis Kopfgröße mit schlecht erhaltenen Oberflächen.

**Diagnose:** *Schizoporella montifera* Ulr. & Bassler, 1904 mit zwei, an gut erhaltenen Exemplaren deutlich sichtbaren distalen, gegen die Apertur zu geneigten Oraldornen. Der distale Rand des Peristoms ist zur Gänze knotig. Relativ große, dreieckig-spitze Avicularien zu seiten der Apertur, besonders in Zoarialdepressionen. An exponierten Stellen bleiben die Avicularien kleiner.

**Beschreibung:** Zoarien sehr groß, aus vielen, übereinanderliegenden Schichten bestehend, meist in Form knolliger Krusten oder großer, runderlicher, konzentrischer Anhäufungen. Die Knospung scheint vorwiegend frontal vor sich zu gehen. Die Zooecien der Oberflächen fast nicht orientiert, während die näher zur Basis liegenden viel regelmäßiger angeordnete Zooecien aufweisen.

Die äußere Form der Zooecien ist länglich-oval oder polygonal. Frontal, ein grobes Tremocyst, dessen Porengruben in radial von den Zellrändern zum mittleren Proximalrand der Apertur verlaufenden Furchen liegen. Die zwischen den Furchen stehenden, oft recht kräftigen Grate verzweigen sich manchmal. Sie erwecken den Eindruck unregelmäßig verlaufender, radialer Costae. Die Partie unterhalb des mittleren Proximalrandes ist meist stärker gewölbt, bildet aber keinen kräftigen Umbo. Häufig stellt sich die Ebene der Apertur gleichfalls schräg; ihre Neigung verläuft dann von der Aufwölbung abwärts zum Distalrand des Peristoms.

Die Apertur ist groß, queroval bis rundlich, mit weitem proximalem Sinus. Das Peristom ist distal leicht verdickt, knotig und weist an gut erhaltenen Stücken zwei lange, einwärts gekrümmte, spitze Oraldornen auf. Sie stehen am distalen Peristomrand über den lateralen Avicularien.

Die Avicularien sind groß, dreiseitig-spitz, unten gerundet mit Querbalken in zirka  $\frac{1}{3}$  der Höhe. Sie sitzen seitlich der Apertur auf und sind schräg auswärts gerichtet. In exponierten Teilen der Zoarien sind die Avicularien klein, sehr häufig fehlen sie auch ganz. In Depressionen der Zoarien werden sie bedeutend größer und häufiger.

Die Ovicelle sind mäßig groß, selten, hyperstomial, nicht sehr hervorstehend. Die Apertur wird von ihnen nur wenig verdeckt.

<b>Maße:</b>	Lz = 0,58—0,62	hap = 0,14
	lz = 0,36—0,40 (ohne Avic.)	lap = 0,12
	hav = 0,15—0,26	lav = 0,07—0,11

**Bemerkungen:** Schon E. Saulea-Bocec machte 1943 Beobachtungen, die die Einordnung der „*Lepralia montifera*“ in das Genus *Schizoporella* gestattet hätten. Meine eigenen Untersuchungen können diese Ergebnisse nur bestätigen. Ich trage also keine Bedenken, die Art bzw. Unterart als *Schizoporella* zu klassifizieren. Sie besitzt nahe Verwandte in der *Sch. tetragona spongitiiformis* Saulea-Bocec, von der sie sich durch das eigenartig ornamentierte Tremocyst, die Oralspinae, die geneigte Ebene der Apertur und Form und Größe der Avicularien unterscheidet. Von der *Sch. variabilis* (Reuss, 1869) trennt sie die anders geartete Skulptur des distalen Peristomrandes und die Gestalt des Umbo, der bei der Art Reuss' groß und an der Spitze glatt ist.

**Vorkommen:** l. t., Hundsheimer Kogel bei Deutsch-Altenburg.

Familie *Cheiloporinidae* Bassler, 1936  
 Genus *Cryptosula* Canu & Bassler, 1925  
*Cryptosula terebrata* (Sinzov, 1892)

Tafel IX, Fig. 15, 16, 17, 18, Tafel X, Fig. 22, 23, 24.

1892 — *Microporella terebrata* J. Sinzov: Bemerkungen über einige Versteinerungen aus den bessarabischen Neogenablagerungen. Mém. Soc. Naturalist. Nouvelle Russie (Odessa), Tafel I, Fig. 4—5.

1932 — *Microporella terebrata* (Sinzov) V. Nicolaescu: Contributions à l'étude des Bryozoaires sarmatiens de Bessarabie. Bull. Soc. Géol. Române. B I, Fig. 12—13.

**Material:** Zahlreiche Steinkerne und Reste großer Zoarien aus dem österreichischen Sarmat, zahlreiche ausgezeichnet erhaltene Bruchstücke von Zoarien aus dem Sarmat Ostserbiens.

**Arttypus** (hier gewählt): Das Original zu der Abbildung auf Tafel IX, Fig. 15, aus Jasenice (Becken von Negotin, Ostserbien). Sammlg. Naturh. Mus. Wien, Inv. Nr. 159/1956.

**Diagnose:** *Cryptosula* mit großer Apertur, nahezu geradem Unterrand, 2 feinen, spitzen Cardellen nahe dem Proximalrand, im distalen, gerundeten Teil des niedrigen Peristoms eine feine Leiste als Stütze der Operkularmuskeln. Sehr grobgrubiges Tremocyst. Häufig ein kleines, ovales Avicularium auf einem kleinen, aufrechten, suboralen, medianen, zum Proximalrand der Apertur zu abgeschrägten Sockel. Zoarium unilamellar, aufrecht, großblättrig-verzweigt. Keine sichtbaren Ovicelle.

**Beschreibung:** Zoarien groß, aufrecht, unilamellar, blättrig-verzweigt. (Siehe Abb. 1.) Die Zooidreihen regelmäßig alternierend. Verzweigung der Zooidreihen durch Sprossen distal-lateraler Tochterzellen, die zwischen zwei sich auseinanderbiegende Zooidreihen mit spitzem Proximalende eingeschoben werden.

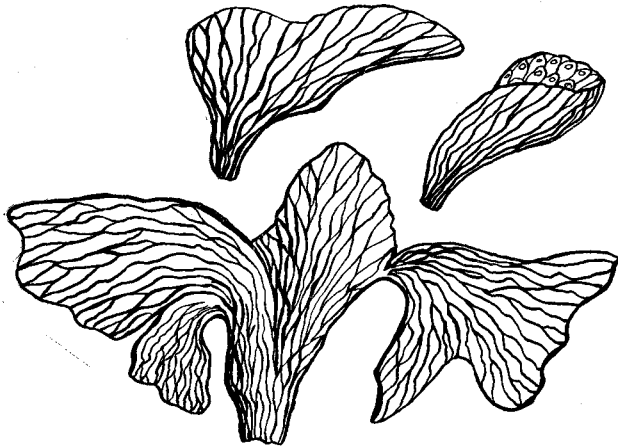


Abb. 1: *Cryptosula terebrata* (Sinz.) Zoarialform.

Zooecien länglich gerundet bis gerundet-hexagonal, kastenförmig mit glatten, nach außen gewölbten Böden, die voneinander durch tiefere Längs- und seichtere Querfurchen getrennt sind. Die zarten, ebenfalls glatten Seitenwände sind von 4—5 Septulae durchbohrt. Das Frontale bildet ein äußerst dünnes Olocyst und ein gleichfalls sehr dünnes, darüberliegendes

Tremocyst, das sich gegen eine mediane, suborale Area leicht verdickt und auf dieser keine Poren zeigt, während der übrige, mehr den Rändern zu gelegene Teil der Zelldecke 10—12 sehr große, grubenförmige Poren aufweist. Auf der suboralen Area erhebt sich häufig ein kleiner Sockel in unmittelbarer Nähe des Proximalrandes der Apertur. Dieser Sockel trägt ein schräg der Apertur zugeneigtes, oval- bis rundliches Avicular, von dem keine Durchbohrung in das Innere der Zelle führt. Vielmehr scheint sich in solchen Fällen eine kleine, das Innere des Sockels ausfüllende und unten durch eine Kalklamelle geschlossene Avicularkammer zu bilden.

Die Apertur ist von einem zarten, oben leicht hervorstehenden Peristom eingefasst, das sich wie ein Reifen um den distalen, gerundeten Teil legt. Die Apertur selbst ist sehr groß, unten am breitesten; der Anter ist rundlich-trapezförmig, der Poster besitzt einen fast geraden Proximalrand und wird vom Anter durch zwei kleine, spitze Cardellen geschieden. Von den Cardellen führt eine zarte Leiste um die ganze Innenseite der Porta. Sie dient offenbar als Stütze für die Opercularmuskulatur.

Ooecien wurden nicht beobachtet. Auch andere Avicularia als das kleine suborale Medianavicularium konnten nicht festgestellt werden.

**Maße:** Lz = 0,68—0,75                      hap = 0,19  
           lz = 0,46—0,48                      lap = 0,24—0,25

Abmessungen der Dorsalseite:

Jasenice	Hornstein
Lz = 0,72 (0,55—0,90)	Lz = 0,73 (0,60—0,90)
lz = 0,38—0,40	lz = 0,38—0,40

**Bemerkungen:** Die Art wurde als *Microporella terebrata* 1892 von J. Sinzov beschrieben. Er hielt offenbar das suborale Avicularium für eine große Ascopore und wählte in Hinblick auf diese Struktur den Namen. Die Species wurde später von V. Nicolaescu 1932 wiedergefunden. Auch diese Autorin glaubte, eine *Microporella* vor sich zu haben. Das vollständige Fehlen äußerlich sichtbarer Ooecien wurde von beiden Autoren nicht erwähnt, obwohl ein sehr zahlreiches Material vorlag. Im unteren Sarmat Österreichs ist die Art sehr häufig und in großen, zusammenhängenden Kolonien erhalten, allerdings leider nur als Steinkerne oder mit sehr stark kristallisierter Oberfläche. Im Bruch trennt sich immer die Dorsalseite vom Gestein, während die gelegentlich noch als zarte Kreidehaut erhaltene Vorderseite am Gestein haftet. Es wird also meist nur die allerdings recht charakteristische Hinterseite der Zoarien sichtbar. Trotzdem genügen diese Reste, um die Art ausreichend sicher mit den wunderbar erhaltenen Stücken aus Jasenice (Becken von Negotin, Ostserbien), die der Beschreibung als Unterlage dienen, zu identifizieren. Letztere verdanke ich Herrn Prof. A. Papp, der sie gelegentlich eines Besuches in Serbien aufsammlte. Stücke aus Polen oder Bessarabien liegen mir leider nicht vor.

**Vorkommen:** Sinzov führt die Art aus den bessarabischen Sarmatschichten (Toltraschichten bei Rossoschon, Bakota NW, am rechten Dnjestrufer), V. Nicolaescu aus dem Sarmat von Larga, Distr. Hotin in Bessarabien an. N. Andrusov nennt sie 1909 vom Miodoboren Rücken in Podolien. Ich fand sie sehr häufig in den untersarmatischen Serpulakalken von Hornstein. Herr cand. phil. Vesely brachte sie mir vom Hundsheimer Kogel.

**Ordnung Cyclostomata Busk, 1852**  
**Unterordnung Articulata Busk, 1859**

Familie *Crisiidae* Johnston, 1847

Genus *Crisiella* Borg, 1924

*Crisiella carnuntina* nov. spec.

Tafel IX, Fig. 19, 20, 21.

**Deriv. nom.:** Vom Fundort, dem römischen Standlager Carnuntum, östl. Wien.

**Holotypus:** Sammlg. Naturh. Mus. Wien, Inv. Nr. 154/1956.

**Loc. typ.:** Steilrand der Donau bei Petronell, unterhalb des römischen Standlagers Carnuntum.

**Strat. typ.:** Sandige Tone des unteren Sarmats (Rissoenschichten, Zone des *Elphidium reginum*).

**Material:** 6 Fragmente aus Carnuntum, 14 Stücke aus Trautmannsdorf bei Gleichenberg (Steiermark).

**Diagnose:** *Crisiella* mit mehr oder weniger biserialen Zoocien. Die sterilen Segmente bestehen aus 6—14, die fertilen aus über 10 Zoocien in Paaren. Die Basis leicht verbreitert, die Zoocien glasig, auf der Rückseite leicht quengerunzelt. Gonozooecium nicht sehr groß, sackartig zwischen 6—8 auseinanderstrebenden, parallel zur Längsrichtung des Zoariums gelagerten Zoocien. Oberfläche feinkörnig. Oeciostom nicht sicher beobachtet.

**Beschreibung:** Die zu beschreibende Art tritt häufig als Kümmerform auf. Daher entwickeln sich keine größeren Zoarien, sondern kleinste Kolonien schließen schon mit dem Wachstum ab und werden fruchtbar. Aus der scheibenförmig verbreiterten Basis entwickeln sich mehr oder weniger biserialen Zoocien, von denen meist das der Zoarialachse näher gelegene länger ist. Möglicherweise sind auch einzelne der Außentuben als *Vibracula* entwickelt. Der ganze Bauplan des Zoariums erinnert an *Bicrisia* d'Orb., 1853, unterscheidet sich aber in der Zahl der Zoocien je Internodium und in der Form der Gonozooecien von dieser.

Die langen Tuben sind voneinander durch Nähte getrennt, münden nur nach vorn und lateral, nicht auf der Dorsalseite, die von leichten Querrunzeln gestreift wird. Letztere sind nur an älteren Exemplaren sichtbar. Die Zahl der Zoocien beträgt bei fertilen Stämmchen oder Segmenten über 10, bei sterilen zwischen 6 und 14.

Die selten gut erhaltenen Peristome sind rund, ziemlich dünn (wenn nicht durch die Fossilisation verändert) und meist abgebrochen. Der freistehende Teil dürfte nur recht kurz gewesen sein.

Am terminalen Teil eines Zoariums oder Segmentes eines fertilen Exemplares zwängt sich zwischen 6—8 Zoocien ein sackartiges Gonozooecium ein, das gleichzeitig mit den anliegenden Tuben entstanden ist und dessen Längsachse parallel zur Längsachse des Zoariums verläuft. Seine Oberfläche ist fein gekörnt. Ein Oeciostom wurde nicht sicher beobachtet, mag aber unter der starken Verkalkung verborgen sein. Einschnürung oder Freiliegen konnte gleichfalls nicht festgestellt werden.

**Maße:** Länge der verkümmerten Zoarien: zirka 1,5 mm, Länge der Segmente im Durchschnitt 1,1—1,4 mm, durchschnittliche Breite der Segmente 0,35—0,40 mm. Durchmesser des Peristoms 0,09—0,10 mm.

**Bemerkungen:** Die beschriebene obermiozäne Art vereinigt wichtige Merkmale der Gattung *Bicrisia* d'Orbigny, 1853 und *Crisiella* Borg, 1924 in sich. Man wäre versucht, aus ihr eine neue Gattung zu machen, die sich später in die beiden rezenten Genera aufspalten könnte. Da das mir vorliegende Material aber zu spärlich ist, um darauf so weitgehende Schlüsse aufzubauen, ziehe ich es derzeit vor, die Merkmale der Gonozooecien als entscheidend anzusehen und die Art zur Gattung *Crisiella* zu stellen.

Ich gestehe, daß ich anfänglich versucht war, an umgelagerte *Crisiidae* aus dem knapp darunterliegenden Torton zu denken — umsomehr, als Umlagerungen tortoner Fossilien im untersten Sarmat keineswegs eine Seltenheit sind. Als mir Dr. Weinhandl aber eine Probe aus dem steirischen Mittelsarmat vorwies, in der die Art gleichfalls gut vertreten ist, kam ich von solchen Überlegungen endgültig ab, da die Verhältnisse des Fundortes in Steiermark wohl eine Umlagerung ausschließen. Übrigens zeigen alle Stücke keinerlei Zeichen von Abrollung.

**Vorkommen:** l. t., 2 km außerhalb des Ortes Trautmannsdorf bei Gleichenberg (Oststeiermark) in der Richtung nach Katzendorf (Mittelsarmat, mündl. Mitteilung Dr. Weinhandls).

### Unterordnung *Tubuliporina* Milne-Edwards, 1838

Familie *Diastoporidae* Gregory, 1899

Genus *Diastopora* Lamouroux, 1821

*Diastopora corrugata* Reuss, 1869

Tafel X, Fig. 25, 26.

- 1869 — *Diastopora corrugata* A. E. Reuss: Über tertiäre Bryozoen von Kischinew in Bessarabien. Sitzb. Akad. Wiss. Wien, B LX, Tafel I, Fig. 6, 7 und Tafel II, Fig. 1—5.
- 1932 — *Diastopora corrugata* (Reuss) V. Nicolaescu: Contributions à l'étude des Bryozoaires sarmatiens de Bessarabie. Bull. Soc. Géol. Române, B I, Abb. 1—3.
- 1943 — *Diastopora corrugata* (Reuss) E. Saulea-Bocec: Les Bryozoaires de la Zone récifale du Sarmatien moyen des Départements d'Orheiu et de Lapusna. Annal. Inst. Géol. Roumanie, B XXII, Tafel I, Fig. 1, 2.

**Material:** 2 nicht sehr gut erhaltene Fragmente.

**Artytypus** (hier bestimmt): Unter den zahlreichen Exemplaren die A. E. Reuss in seiner Arbeit 1869 abgebildet hat und die zusammen mit noch weiteren Stücken in einer Schachtel unter der Inv. Nr. 1870 XIII 114 vereinigt wurden, habe ich ein Exemplar, das mir besonders typisch zu sein scheint, ausgewählt und zum Artytypus bestimmt. Es trägt jetzt die Inv. Nr. 1870 XIII 114 I 6 und ist auf Tafel X, Fig. 25, abgebildet. Es befindet sich in den Sammlungen des Naturh. Museums in Wien.

**Loc. typ.:** Kischinew (= Chişinău), Bessarabien.

**Strat. typ.:** Sarmatische Fossilkalke.

**Material:** 2 nicht sehr gut erhaltene Fragmente.

**Bemerkungen:** Die vorliegenden beiden Stücke aus Wolfpassing erlauben zwar eine einwandfreie Bestimmung, reichen aber zu einer mikrophoto-graphischen Wiedergabe nicht aus. Ich beschränke mich daher hier auf die

Abbildung des zum Arttypus bestimmten Stückes aus Kischinew, die mir deshalb notwendig erscheint, weil bisher nur nicht ganz befriedigende Zeichnungen der Art veröffentlicht wurden. Die beiden Photos von Saulea-Bocec erscheinen mir auch nicht den Originalen Reuss' gut zu entsprechen.

Der Beschreibung Reuss' möchte ich nur hinzufügen, daß die meist stark entwickelten Querrunzeln die gesamte Oberfläche der Zoarien bedecken und sogar quer über die Peristome der Zooecien hinwegziehen. Sie verdicken diese an den Übertrittsstellen und täuschen dadurch gelegentlich den Eindruck besonderer Strukturen an den Peristomrändern vor. Einwandfreie Gonozooecien konnte ich weder am eigenen, noch auch an Reuss' Material entdecken.

**Maße:** Durchmesser der Peristome 0,16—0,18 mm.

**Vorkommen:** l. t., ferner feine Quarzsande des Sarmats W Wolfpassing O Hautzendorf (Niederösterreich). Saulea-Bocec führt die Art aus folgenden bessarabischen Orten an: Ghidighici, Visterniceni, Jaloveni.

*Diastopora congesta* Reuss, 1869

Tafel X, Fig. 27.

- 1847 — *Tubulipora congesta* A. E. Reuss: Die fossilen Polyparien des Wiener Tertiärbeckens. Haidinger's Naturw. Abh. II, Tafel VII, Fig. 2 (non Fig. 1 und 3).  
 1869 — *Tubulipora congesta* A. E. Reuss: Über tertiäre Bryozoen von Kischinew in Bessarabien. Sitzb. Akad. Wiss. Wien, B LX, Tafel II, Fig. 6, 7 (dort *Diastopora congesta*).  
 1932 — *Diastopora congesta* (Reuss) V. Nicolaescu: Contributions à l'étude des Bryozoaires sarmatiens de Bessarabie. Bul. Soc. Géol. Române. B I, Abb. 4.  
 1943 — *Diastopora congesta* (Reuss) E. Saulea-Bocec: Les Bryozoaires de la Zone récifale du Sarmatien moyen des Départements d'Orheiu et de Lapusna (Bessarabie). Annal. Inst. Géol. Roumanie, B XXII, Tafel I, Fig. 3.

**Arttypus** (hier bestimmt und abgebildet): Sammlg. Naturh. Mus. Wien, Inv. Nr. 1870 XIII 115 II 7. Von den Originalen zu den Abbildungen 6 und 7 auf Tafel II seiner Arbeit aus dem Jahre 1869, die ich in Reuss' Sammlung im Naturhistorischen Museum in Wien studieren konnte, wähle ich das Exemplar II 7 (Vorlage für seine Fig. 7) zum Arttypus aus. Es zeigt meiner Ansicht nach die Merkmale besser als das Stück II 6.

**Loc. typ.:** Kischinew (Chişinău) in Bessarabien.

**Strat. typ.:** Sarmatischer Fossilkalk.

**Material:** Eine nicht sehr gut erhaltene Kolonie.

**Bemerkungen:** In einem Handstück eines sarmatischen Kalkes aus dem Aufschluß N Oggau (Burgenland), NW der Rosalienkapelle, fand ich ein bestimmbares Zoarium dieser Art. Es ist in der Längsrichtung schmaler als Reuss' Exemplare aus Kischinew, stimmt aber in allen anderen Merkmalen gut überein.

**Maße:** Länge des freien Tubenendes bis zu 0,7 mm. Äußerer Durchmesser des Peristoms 0,26, innerer 0,13—0,14 mm.

**Vorkommen:** Sarmatischer Kalkstein von Chişinău in Bessarabien (Reuss, 1869), bessarabisches Mittelsarmat (Saulea-Bocec, 1943), poröse, versinterte Fossilkalke des Sarmats bei Oggau (Burgenland). V. Nicolaescu führt 1932 die Art ebenfalls aus dem bessarabischen Sarmat an, nennt aber keine Fundorte.

## Der stratigraphische Wert der sarmatischen Bryozoenfauna

Wenn man sich Klarheit darüber verschaffen will, ob aus der vorstehend beschriebenen Bryozoenfauna irgendwelche stratigraphische Folgerungen abgeleitet werden können, sind zwei Gesichtspunkte maßgeblich: 1. Gibt es in dieser Fauna aus dem Sarmat Österreichs Arten, die für diesen mehr oder weniger genau begrenzten Abschnitt des Obermiozäns eigentümlich sind und weder vorher in den tortonischen Ablagerungen noch in postsarmatischen Bildungen auftreten; 2. sind einzelne Bryozoenarten für bestimmte Horizonte innerhalb der sarmatischen Stufe verlässliche Anhaltspunkte zu liefern. Bekanntlich haben sich bisher die Arbeiten österreichischer, russischer und rumänischer Forscher mit diesen Problemen nur sehr wenig beschäftigt. Das Studium der hochinteressanten fossilen Kleintierwelt ist im Schwarzmeerbereich lange Zeit gegenüber der Erforschung der Makrofossilien vollkommen zurückgetreten. Erst im Gefolge der Ölgeologie nahm die Beachtung der Mikrofaunen einen schwunghaften Aufstieg, mit dem Ergebnis, daß heute eine mehr oder weniger gesicherte, auf Mollusken und Foraminiferen basierende stratigraphische Gliederung vorliegt. Auch über sarmatische Bryozoen gibt es seit längerem Literatur — allerdings nur bedingt brauchbare paläontologische Arbeiten. Meines Wissens hat noch niemand versucht, aus den sarmatischen Bryozoen stratigraphisches Kapital zu schlagen<sup>1)</sup>. Anderwärts verliefen ähnliche Versuche nicht ohne Erfolg<sup>2)</sup>.

Über die erste Frage unterrichtet uns die tieferstehende Zusammenstellung, aus der sich immerhin einige Gesichtspunkte herausarbeiten lassen. Von den 6 vertretenen Gattungen sind 2, *Pyripora* und *Enoplostomella*, bisher im österreichischen Tertiär nicht nachgewiesen. Ich möchte aber nicht ausschließen, daß sich nicht noch Vorläufer der sarmatischen Vertreter dieser beiden Gattungen im Verlauf künftiger Untersuchungen vorfinden könnten. Anders sieht es bei den Arten aus. Hier zeigt sich das auf Seite 98 dargestellte Bild.

Auf das Sarmat beschränkt sind: *Pyripora sarmatica*, *Enoplostomella wolffpassingensis*, *Schizoporella bessarabica*, *Crisiella carnuntina*. Wahrscheinlich trifft dies auch bei anderen Arten und Unterarten zu, ausgenommen *Membranipora lapidosa*, die auch noch später gefunden wird und vielleicht sogar mit einer rezenten Art ident ist. Vielleicht bildet auch *Diastopora congesta* eine Ausnahme, die der Autor 1847 von verschiedenen Leithakalkfundorten angibt. Ob es sich dabei wirklich um die gleiche Species handelt, die aus dem Sarmat beschrieben wurde, möchte ich vorläufig noch dahingestellt sein lassen. Wie sich also zeigt, weist die sarmatische Bryozoenfauna einen nur ihr eigentümlichen Kreis von Formen auf und unterscheidet sich dadurch von allen anderen europäischen Miozänfaunen. Sie kann daher wohl mit Recht als ein faunistisches Charakteristikum für diese obermiozäne Stufe angesehen werden.

<sup>1)</sup> Die neuere russische und rumänische Literatur ist mir allerdings nur teilweise bekannt.

<sup>2)</sup> Z. B. R. Lagaaij 1952 in Mededelingen van de Geologische Stichting. Früher schon R. S. Bassler 1922 in „The Bryozoa or Moss animals“ (Smithsonian Report 1920), E. Voigt 1930 in Walther-Festschrift (Leopoldina, B VI) oder auch F. Canu 1903 in „Essai sur une échelle des Bryozoaires pour l'établissement des Synchronismes à grande distance (Bull. Soc. Géol. France, Ser. 4, Vol. III) u. a.



Art	Torton	Sarmat außerhalb Österreichs	Postsarmatisch
<i>Membranipora lapidosa</i> Pallas	?	Mittelsarmat Bes-sarabiens, Obersarmat v. Kertsch, Taman	Mäot-rezent ?
<i>Pyripora sarmatica</i> nov. spec.	—	—	—
<i>Enoplostomella wolpassingensis</i> nov. spec.	—	?	—
<i>Schizoporella bessarabica</i> V. Nic.	—	Mittelsarmat Bes-sarabiens	—
<i>Schizoporella montifera austriaca</i> nov. spec.	—	?	—
<i>Schizoporella tetragona spongili-formis</i> Saulea-Bocec	*)	Mittelsarmat Bes-sarabiens	?
<i>Cryptosula terebrata</i> (Sinzov)	*)	Untersarmat Serbiens und Podoliens. Mittel-sarmat Bessarabiens?	*)
<i>Diastopora corrugata</i> Reuss	?	Mittelsarmat Bes-sarabiens	—
<i>Diastopora congesta</i> Reuss	?	Mittelsarmat Bes-sarabiens	—
<i>Crisiella carnuntina</i> nov. spec.	*)	?	—

? = Vorkommen fraglich. \*) = Nahe Verwandte kommen vor.

Trotzdem ist das hervorstechendste Merkmal der sarmatischen Bryozoenfauna nicht der Bestand an Arten, sondern die explosive Entwicklung einzelner dieser Arten selbst. Sie hebt schon im oberen Torton an, das — zumindest in der Randfazies — ungewöhnlich reich an Bryozoen ist und erreicht ihren Höhepunkt in den unter- bis mittelsarmatischen Bryozoenriffen des Ostens. Es drängt sich unwillkürlich die Vorstellung auf, daß hier die relative Unempfindlichkeit bestimmter Bryozoen-species gegenüber Änderungen des Salzgehaltes des Wassers und vielleicht auch der Wassertemperatur eine Rolle spielt, wie es vermutlich auch bei den Serpuliden der Fall war. V. P. Kolesnikov spricht 1940 mit Bezug auf die Membraniporariffe von Kertsch vom „vollen Tisch für die Bryozoen“. Solche Überfülle an Nahrung, vor allem von Diatomeen, mag auch um die Wende Torton—Sarmat eingetreten sein und sich im Laufe des Sarmats mehrmals wiederholt haben. Das Aussterben vieler Konkurrenten hat wohl allein schon für erhöhte Nahrungsmengen gesorgt. Beide Umstände, Unempfindlichkeit gegen Änderungen des Salzgehaltes und Nahrungsüberfluß, vielleicht auch ein Zurücktreten der natürlichen Feinde, mögen für das plötzliche Entfalten des Bryozoenstammes verantwortlich sein.

Schwieriger wird der Überblick hinsichtlich Einordnung in die von R. Grill 1943 und A. Papp 1939—1955 aufgestellten Unterteilungen des Sarmats. Hier muß zweckmäßig vorerst ein Blick auf die Verhältnisse im Schwarzmeerbereich geworfen werden. In seinen Arbeiten 1935 und 1940 hat V. P. Kolesnikov folgendes Schema aufgestellt, wobei alle nicht auf Bryozoenfaunen bezug habenden Angaben weggelassen wurden (zum Vergleich die Parallelisierung nach Papp 1955):

Alterstufe nach Kolesnikov 1935—1940	Benennung	Litoral- und Seichtwasserfa- zies (starker Wel- lenschlag) 30—60m, Konglomerate, Sande, Muschel- kalk, Oolithe, Tone	Übergangsfazies (schwacher Wellenschlag) 60—200 m, Bryozoenriffe, sandige Tone mit Lagen von Muschelkalk, feine Sande, Mergel	Tiefwasser- fazies unter 200 m, keine Wellenbe- wegung, Tone, Mergel	Schichtfolge nach Papp & Theniuss 1949 und Papp 1955	
Oberes Unteres	Obersarmat	Cherson	III. Mithridatesschichten, 3. Membranipora-Riffkalk		Pannon	Zone B
						Zone A
Mittelsarmat	Bessarab	?	II. Bessarabische Schichten, Bryozoenkalk von Chişinău		Verar- mungs- zone	Mactra- schichten
			2. Riffzug von Vister- niceni, Ghidighici östl. des podolischen Riffes			
Oberes Unteres	Untersarmat	Volhyn	I. Galizische Schichten, 1. Podolischer „Pleuro- pora“-Riffzug	?		Ervilien- schichten

? = Möglicherweise Auftreten von Bryozoen.

Die Bryozoenfauna dieser Schichten sieht in groben Zügen so aus:

Ober- sarmat	III. Membraniporariffzug von Kertsch u. Taman	Gesteinsbildend: <i>Membranipora lapidosa</i> Pallas
Mittel- sarmat	Bryozoenkalk mit Schizoporellen von Chişinău  II. Schizoporellenriffzug von Visterniceni, Ghidighici usw. östl. des I. Riffz.	Häufig im Kalk *): <i>Diastopora corrugata</i> Reuss, zirka 20% <i>Schizoporella variabilis</i> Reuss zirka 35% <i>Schizoporella unicornis</i> Reuss zirka 35% Gesteinsbildend: <i>Schizoporella montifera</i> U. & B. <i>Tubulipora cumulus</i> Sinz. (non Eichw.)
Oberes Unter- sarmat	I. „Pleuroporenriffzug“ in Podolien	Gesteinsbildend: <i>Cryptosula terebrata</i> (Sinz.)

\*) %-Angaben nach E. Saulea-Bocec 1943.

Es läßt sich schon aus dieser Zusammenstellung entnehmen, daß der Bestand an Bryozoen in allen drei Riffbildungen keineswegs der gleiche ist. Aus dem ostgalizischen Hügelland der Miodoboren, dem „Pleuropora-Riff“ L. Teisseyres, 1884 führt die Literatur (L. Teisseyre, 1884, J. Sinzov, 1892, N. Andrusov, 1909—1912) als herrschende Art *Micro-porella* (= *Cryptosula*) *terebrata* (Sinz.) an. Diese zuerst als „Pleuropora“ bezeichnete Spezies tritt in Podolien gesteinsbildend auf. Ich möchte vorläufig den Ausdruck „Pleuropora-Riffzug“ für diese Bildungen beibehalten, obwohl der alte Gattungsname *Pleuropora* in Basslers Part G

des „Treatise“ 1953 nicht einmal mehr erwähnt wird. Er scheint mir als alleinige Kennzeichnung für die ostgalizischen Bryozoenriffe zweckmäßiger als irgendein anderer, der erst geschaffen werden müßte und dem doch ein fremder Aspekt anhaften könnte.

Die mittelsarmatischen Bryozoenschichten Bessarabiens und Südrußlands sind aus den Arbeiten von Reuss, 1869, J. Sinzov, 1892, N. Andrusov, 1909—1912, V. Nicolaescu, 1932 und E. Saulea-Bocec, 1943 besser bekannt als die vorerwähnten. Neuerdings hat sich auch S. T. Vznuzdaev, 1953 mit der Materie beschäftigt. Diese Bryozoenschichten treten in Form von Riffkalken, die sich vorwiegend aus *Schizoporella montifera* Ulr. & Bassler zusammensetzen und als Kalksteine im Zusammenhang mit Nubecularienriffen auf. Während die Riffkalke sich im unteren Bessarab ausbreiten, sind die Bryozoenkalke, die in organogener oder mehr klastischer Ausbildung vorkommen, meist auf das obere Bessarab beschränkt. Sie enthalten eine sehr individuenreiche Bryozoenfauna mit vorherrschend Schizoporellen. E. Saulea-Bocec führt aus diesen Schichten 1943 folgende Arten an:

- Diastopora corrugata* Reuss
- Diastopora congesta* Reuss
- Tubulipora cumulus* Sinzov (non Eichwald)
- Membranipora lapidosa* Pallas
- Schizoporella unicornis* (Johnston)
- Schizoporella semularis* Saulea-Bocec
- Schizoporella tuberculata* Saulea-Bocec
- Schizoporella spongiformis* Saulea-Bocec
- Schizoporella variabilis* (Reuss)
- Schizoporella terres* (Eichwald)
- Dakaria bessarabica* Nicolaescu
- Dakaria rhomboides* Saulea-Bocec
- Lepralia montifera* Ulrich & Bassler

Allzu penible Untersuchungen auf Grund dieser Fauna anzustellen, wäre meiner Ansicht nach nicht angezeigt. Bei den Cyclostomen wurden keine Gonozooecien festgestellt, die *Membranipora lapidosa* wird in drei untereinander sehr divergierenden Formen beschrieben, die durch Übergänge verbunden sein sollen; sie ist also sicher ungewöhnlich weit gefaßt. Die Schizoporellen, die das hervorstechendste Faunenelement bilden, scheinen nicht immer glücklich abgegrenzt, was besonders von der *Sch. variabilis* gilt, deren Originale der Autorin vielleicht nicht vorlagen, die ich aber einsehen konnte. Die Dakarien sind sicher keine Dakarien, zu deren Merkmalen das Fehlen von Avicularien gehört. Die „*Lepralia*“ *montifera* schließlich wird als *Schizoporella* geschildert, ohne daß die Autorin aber daraus die Konsequenz gezogen hätte. Trotzdem ist auch aus dieser Arbeit eines sicher zu erkennen: das starke Hervortreten der Schizoporellen, während die *Cryptosula terebrata* nicht angeführt wird und also tatsächlich zu fehlen scheint<sup>1)</sup>.

<sup>1)</sup> V. Nicolaescu 1932 erwähnt die *Microoporella terebrata* Sinz. in Stämmchenform (?) aus dem Sarmat Bessarabiens vom Fundort Larga (Distrikt Hotin). Ich vermag nicht zu überprüfen, um welche Art und um welchen sarmatischen Horizont es sich wirklich handelt. Immerhin fällt auf, daß der Fundort dem podolischen Untersarmat sehr nahe liegt. Es ist übrigens einer der wenigen Fälle, wo V. Nicolaescu einen präzisen Fundpunkt angibt.

Die *Membranipora lapidosa*-Riffe von Kertsch und Taman wurden von N. Andrusov, 1909—1912, einem gründlichen Studium unterzogen. Leider scheint der hervorragende Forscher mit den Bryozoen nicht auf freundschaftlichem Fuß zu stehen und kennt keine andere Art aus diesen Bildungen als die vorerwähnte, was doch nicht sehr glaubhaft scheint. Jedenfalls besteht kein Zweifel, daß die *M. lapidosa* bei Kertsch und Taman gesteinsbildend auftritt und die dortigen mächtigen Riffbildungen fast allein aufbaut. Dabei ist im Auge zu behalten, daß sich mit dem Vorkommen noch kein Bryozoenspezialist befaßt hat. N. Andrusov stellt diese Bryozoenkalke in die Zeit zwischen Sarmat und Mäot, V. P. Kolesnikov hingegen in das Obersarmat. Auch aus dem Mittelsarmat wird durch E. Saulea-Bocec ein gehäuftes Auftreten der *M. lapidosa* bekannt. Die Autorin schildert, wie die Spezies eine 400—500 m breite Zone rings um das Nubecularienriff von Visterniceni bildet und sich je nach Riffnähe auch die Zoarialform verändert. Übrigens erwähnt sie auch, daß in Kertsch und Taman *M. lapidosa* allein als riformend erscheint, wogegen die Art im Mittelsarmat mit anderen Arten vergesellschaftet ist und sich eigentlich nicht unmittelbar am Aufbau der Riffe beteiligt.

Erwähnenswert erscheint mir noch ein Umstand. In allen sarmatischen Schichten sind in der Nachbarschaft von Bryozoen auch stets gehäufte Vorkommen von Serpuliden zu beobachten. Dabei wird im Untersarmat ein Vorherrschen der größeren Serpulinae erkennbar, während aus jüngeren Straten von den Autoren fast immer *Spirorbinae* zitiert werden. Dieses Verteilungsverhältnis scheint auch auf weitere Erstreckung hin konstant zu sein.

Wenn wir nun die Ergebnisse der vorhergehenden Übersicht zusammenfassen, zeigen sich folgende wichtigere Punkte:

1. *Cryptosula terebrata* ist auf das Untersarmat Podoliens (und Bessarabiens?) beschränkt;
2. *Schizoporella montifera* tritt riffbildend im unteren Bessarab auf. Sonst wird sie in sarmatischen Schichten in größeren Mengen nicht gefunden;
3. Die Schizoporellen (mit Ausnahme der vorigen) erreichen ihre größte Verbreitung im oberen Bessarab (Kalke der Umgebung von Chişinău);
4. *Membranipora lapidosa* erscheint zwar schon im mittleren Sarmat, entfaltet sich aber erst im Obersarmat zu größtem Reichtum (ich folge hier Kolesnikov). Dort baut sie dann fast allein (?) die Riffe von Kertsch und Taman.

Man wird zugestehen, daß in diesen vier Punkten schon gewisse stratigraphisch verwertbare Feststellungen enthalten sind. Die nächste Frage ist nun: wie verhalten sich die einzelnen Arten im österreichischen Sarmat?

Bevor an die Beantwortung dieser Frage geschritten werden kann, müssen die zur Untersuchung gelangenden Aufschlüsse hinsichtlich ihrer Altersstellung überprüft werden.

**Hornstein S.** Auf diesen Fundpunkt, der sich beim Triangulierungspunkt S Hornstein, W der Bundesstraße nach Müllendorf befindet, wurde ich mündlich durch Dr. Tollmann aufmerksam gemacht. Nach seiner Angabe handelt es sich um unteres Sarmat (Rissoenschichten, Zone des *Elphidium reginum*), welchen Befund ich vollinhaltlich bestätigen kann. Da über diesen hochinteressanten Aufschluß anderswo gesprochen werden

wird, möchte ich hier nur erwähnen, daß Serpulakalke mit Bryozoen und Makrofossilien (Rissoen, Modiolen, Cardien), vermengt mit sandig-tonigen Schichten, große Taschen im mesozoischen Kalkstein ausfüllen und dadurch offenbar einer späteren Abtragung entgingen. In den Tonen ist *Ostrea (Crassostrea) gingensis sarmatica* Fuchs nicht selten, in Tonen, Serpuliten und Kalkkonglomeraten häufen sich bis kopfgroße Knollen von *Schizoporella montifera austriaca* nov. ssp. und große Kolonien von *Cryptosula terebrata* (Sinz.). Letztere ist leider nur als Steinkern erhalten, was bei der Zartheit des Skelettes dieser Art nicht weiter wundernimmt.

**Hundsheimer Kogel.** Nach einer Mitteilung des Herrn cand. phil. G. Vesely kommen unmittelbar über den tortonen Schichten des Steinbruches, in dem F. Bachmayer, 1951, seine schöne Crustazeenfauna sammelte, konglomeratische Kalke mit Cardien, Modiolen, Serpeln und Bryozoen vor. Proben dieser Schichten enthielten große Kolonien der *Cryptosula terebrata* (Sinz.) in der üblichen Erhaltung als Steinkerne. Es scheint sich auch hier um unteres Sarmat zu handeln.

**Römisches Lager Carnuntum.** Über diesen Fundort schrieb H. Küpper, 1955 und gab in den Verh. der Geol. B. A. 1955, Seite 130—133 ein ausführliches Profil. Den von Dr. Weinhandl gesammelten Proben wurden teilweise die Bryozoen entnommen, wobei sich folgender Bestand an Arten ergab:

Probe C<sub>9</sub> (40 cm gelber, fossilreicher Sand) — *Diastopora corrugata* Reuss,

Probe C<sub>5</sub> (sandiger Ton, nach unten zunehmend sandig) — *Crisiella carnuntina* nov. sp. h.

Über diesen Schichten liegt eine 4 cm starke Serpulitbank, in deren Hangendem lichtgraue, sandige Tone mit Fossilagen und sehr reicher Mikrofauna (*Elphidium reginum* hh) anstehen. Zweifelloos liegt auch hier unteres Sarmat vor, das allerdings schon in einer der Beckenfazies stark angenäherten Form entwickelt ist.

**Wolfpassing W, O von Hautzendorf.** Über diesen Fundort habe ich schon 1928 berichtet. Meine damals gegebene Faunenliste wurde durch zwischenzeitliche Funde wesentlich erweitert. Der Erhaltungszustand der Fossilien ist meist ausgezeichnet. Über viele Schalen spannt sich ein feines Netz von Mangandendriten. Folgende Arten wurden gefunden:

*Acmaea soceni* Jekelius s

*Gibbula hoernesii* Jekelius h

*Calliostoma orbignyanus praeformis* Papp s

*Theodoxus (Theodoxus) crenulatus crenulatus* (Klein) h

*Theodoxus (Theodoxus) carasiensis* Jekelius s

*Theodoxus (Theodoxus) tortuosus* Jekelius ss

*Hydrobia frauenfeldi frauenfeldi* (M. Hoernes) hh

*Hydrobia stagnalis stagnalis* (Basterot) h

*Pseudamnicola (Staja) sarmatica sarmatica* Jekelius h

*Caspia* spec.

*Melanopsis impressa bonelli* Manzoni s

*Melanopsis fuchsi* Handmann ss

*Pirenella picta picta* (Defr.) s

*Pirenella picta bicostata* (Eichwald) s

- Pirenella nodosoplicata* (M. Hoernes) s  
*Pirenella disjuncta disjuncta* (Sow.) hh  
*Cerithium (Theridium) rubiginosum rubiginosum* (Eichwald) s  
*Cerithium (Theridium) rubiginosum subtypicum* Sacco ss  
*Natica* spec. (wahrscheinlich *N. helicina sarmatica* Papp) ss  
*Ocenebrina sublavata sublavata* (Bast.) s  
*Dorsanum duplicatum duplicatum* (Sow.) hh  
*Dorsanum opinabile trabale* (Kolesnikov) h  
*Dorsanum torpidum* (Kolesnikov) ss  
*Dorsanum corbrianum corbrianum* (d'Orbigny) s  
*Dorsanum verneuili* (d'Orbigny) s  
*Dorsanum fraudulentum* (Kolesnikov) ss  
*Acteocina lajonkaireana lajonkaireana* (Bast.) hh  
*Helix* spec.  
*Limnaea* spec.  
*Brotia (Tinnyea) escheri escheri* (Brong.) s  
*Unio* spec. ss  
*Modiolus incrassatus incrassatus* (d'Orbigny) s  
*Congeria soceni soceni* Jekelius s  
*Cardium latisulcum latisulcum* Münster h  
*Cardium latisulcum jammense* Hilber ss  
*Cardium latisulcum neringense* Papp ss  
*Cardium vindobonense vindobonense* (Partsch) Laskarev hh  
*Cardium vindobonense breviformis* Papp h  
*Cardium politioanei politioanei* Jekelius s  
*Irus (Paphirus) gregarius gregarius* (Partsch) Goldfuß hh  
*Irus (Paphirus) gregarius dissitus* (Eichwald) h  
*Ervilia dissita dissita* Eichwald h  
*Ervilia dissita podolica* Eichwald s  
*Mactra vitaliana eichwaldi* Laskarev hh  
*Donax lucidus* Eichwald hh  
*Donax dentiger* Eichwald h  
*Solen subfragilis* Eichwald ss  
*Spirorbis subfragilis* Eichwald ss  
*Spirorbis heliciformis* Eichwald hh  
*Serpula* spec. h

Die Bryozoenfauna dieser feinen, gelblichen Sande besteht aus folgenden Arten:

- Diastopora corrugata* Reuss ss  
*Enoplostomella wolffpassingensis* nov. spec. h  
*Schizoporella bessarabica* V. Nicolaescu h

Ferner kommen zahlreiche Elphidien (kein *E. reginum!*) und andere Seichtwasserforaminiferen und Cytherideen vor.

Im Sinne A. Papp's 1955 handelt es sich bei dieser Fauna um eine typische Vergesellschaftung der „oberen Ervilienschichten“, also um einen mittleren Horizont der sarmatischen Ablagerungen des inneralpinen Wiener Beckens.

**Schleinbach.** Durch die Vermittlung von A. Papp erhielt ich mehrere aus Schleinbach bei Ulrichskirchen stammenden Stücke, die von

Ing. E. Vesely gesammelt wurden. Es handelt sich um ziemlich grobe Quarzsandsteine (Detritus der nahen Flyschzone) und braune Muschelkalke, in denen große, vielschichtige Krusten und laibförmige Knollen von *Schizoporella tetragona spongiformis* Saulea-Bocec und ein Stämmchen von *Schizoporella bessarabica* V. Nic. eingeschlossen waren. Auch Algenlagen kommen vor. Eine weitere Ausbeutung dieses und des nächsten Fundortes würde sicher zu einer Erweiterung des Faunenbestandes führen. Ich halte diese Sandsteine und Kalke für eine küstennähere Fazies von gleichem Alter wie die Sande von Wolfpassing. Möglicherweise könnten sie auch einem etwas älteren Niveau des Sarmats zugehören. Keinesfalls sind sie jünger als die Wolfpassinger Sande.

**Ulrichskirchen.** Im Graben südwestlich dieser Ortschaft steht eine in gelbliche, mergelige Sande eingebettete Bank von *Ostrea gingensis sarmatica* Fuchs an. Ein mikropaläontologischer Befund liegt mir aus diesen Schichten nicht vor. Nach der Makrofauna zu schließen, könnte man die Ostreenbank in einen tieferen bis mittleren Abschnitt des Sarmats stellen. Die Lagerungsverhältnisse sprechen gleichfalls dafür. In der Ostreenbank fand ich *Schizoporella tetragona spongiformis* Saulea-Bocec und die neu aufgefundene *Pyripora sarmatica*.

**Trautmannsdorf** bei Gleichenberg, Oststeiermark. Von diesem Fundort, der an der Straße nach Katzendorf 2 km außerhalb Trautmannsdorf liegt, übermittelte mir Herr Dr. Weinhandl eine Probe mit *Crisiella carnuntina* nov. spec. Die mikropaläontologische Untersuchung des Fossilinhaltes dieser sandigen Tone spricht für mittleres Sarmat.

**Oggau N, Rosaliakapelle NW.** Dieser Fundpunkt wurde zuerst von J. Kapounek, 1938 erwähnt. Die Lagerungsverhältnisse sind dort sehr unklar und schlecht aufgeschlossen. Möglicherweise liegen sarmatische Sedimentreste (die vielleicht Einschlüsse älteren Sarmats enthalten, ähnlich dem Vorkommen bei der Bahnbrücke im Hauptsteinbruch von St. Margarethen) diskordant über Leithakalk und „Ruster Schottern“ im Sinne von J. Kapounek, 1938. Jedenfalls findet man dort verstreut Brocken eines untersarmatischen Serpulites und Lumachellen (vermutlich auch tieferes Sarmat). In den wahrscheinlich anstehenden Bänken tritt sarmatischer Muschelschill mit großen Modiolen, kleinen Cardien und Bryozoen auf. Aus diesen Schichten konnten bestimmt werden:

*Membranipora* aff. *lapidosa* Pallas (in Stämmchenform),  
*Diastopora congesta* Reuss.

**Wiesen.** Aus dem Steinbruch N III (siehe A. Papp, Untersuchungen an der sarmatischen Fauna von Wiesen. Jahrb. Geol. B. A. 1939, Seite 321) sammelte A. Papp *Schizoporella bessarabica* V. Nic. Aus den obersten Schichten des Steinbruches beim Bahnhof (Steinbruch B, siehe vorh., S. 321 und A. Papp, Das Pannon des Wiener Beckens. Mittlg. Geol. Ges. Wien, 1951, Seite 122/3) stammen die brotlaibförmigen Gebilde mit *Membranipora lapidosa* Pallas und *Spirorbis heliciformis* (Eichw.). Papp stellt die Schichten des Steinbruches beim Bahnhof mit den Bryozoen in das obere Sarmat, genauer gesagt in den obersten Teil der Mactraschichten. Gleichfalls in die Mactraschichten, aber in einen etwas tieferen Horizont sind die bryozoenführenden Straten des Aufschlusses N III einzuordnen.

**Kalch** (Oststeiermark). In einer kleinen Notiz in den Verh. d. Geol. B. A. 1924 machte ich Mitteilung von einem Bryozoenfund in den obersarmatischen Spirorbiskalken von Kalch. Die damals angeführte *Lepralia ansata* Johnst. var. ist die bereits aus dem Mittelsarmat von Bessarabien bekannte *Schizoporella tetragona spongiformis* Saulea-Bocec.

Es sei mir gestattet, hier auch den Fundpunkt **Jasenice** im Becken von Negotin in Ostserbien zu erwähnen, obgleich er mit dem österreichischen Sarmat nicht zusammenhängt. Wie ich aber schon gelegentlich der Beschreibung der *Cryptosula terebrata* (Sinz.) bemerkte, liegen mir von dort geradezu wunderbar erhaltene Exemplare dieser interessanten Art vor, die A. Papp zusammen mit Rissoen, Serpulinen und *Elphidium reginum* aus grauen, mergeligen Sanden des unteren Sarmats sammelte. Diese Stücke gestatteten mir, die Art bis ins kleinste Detail zu studieren. Da mir aus dem österreichischen Sarmat sehr viele, ausnahmslos schlecht erhaltene Kolonien vorliegen, habe ich die fehlenden Beobachtungen an den Funden aus Jasenice machen und so die kreidigen Reste und Steinkerne voll auswerten können.

Wenn wir die Ergebnisse dieser Überschau über die Fundorte sarmatischer Bryozoen in Österreich zusammenfassen und zugleich mit den Altersstufen des Sarmats im Bereich des Schwarzen Meeres vergleichen, ergibt sich das auf Seite 106 dargestellte Bild.

Nun beginnen sich schon Ergebnisse dieser stratigraphischen Überlegungen einzustellen. Wir müssen uns dabei immer vor Augen halten, daß wir am Anfang der Bryozoenstratigraphie stehen — zumindest soweit es Österreich anbelangt — und daher kommende neue Erkenntnisse die hier aufgestellten Thesen leicht überholen können. Da sie aber doch auf einem relativ großen Erfahrungsbereich basieren und mit den Verhältnissen in den östlichen Schwarzmeerländern überraschend gut zusammenstimmen, kann man ihnen vielleicht schon heute einen gewissen Vertrauensvorschuß gewähren.

Die beiden Eingangsfragen dieses Abschnittes sind jetzt zu beantworten:

1. Es gibt eine dem österreichischen Sarmat eigentümliche Bryozoenfauna, die derzeit aus 10 Arten und Unterarten besteht, von denen nicht eine einzige absolut sicher aus älteren oder jüngeren Ablagerungen bekannt ist. Bei 4 Arten, *Membranipora lapidosa*, *Schizoporella tetragona spongiformis*, *Cryptosula terebrata* und *Crisiella carnuntina* sind nahe Verwandte aus dem Torton Österreichs festgestellt. Bei 3 Species, *Membranipora lapidosa*, *Diastopora corrugata* und *Diastopora congesta* ist sogar das Auftreten der Art selbst im Torton möglich, worüber erst noch Gewißheit geschaffen werden muß. Eine Art lebt vielleicht bis in die Gegenwart weiter, sicher ist sie aber noch im südrussischen Äquivalent der Stufen A und B des österreichischen Pannons anzutreffen. 6 Arten bzw. Unterarten sind vorläufig auf das Sarmat beschränkt; es sind dies *Pyripora sarmatica*, *Schizoporella bessarabica*, *Schizoporella montifera austriaca*, *Enoplostomella wolfpassingensis*, *Cryptosula terebrata* und *Crisiella carnuntina*. Sie müssen als für sarmatische Schichten bezeichnend angesehen werden.

2. Auch die Frage, ob einzelne Bryozoen species als bezeichnend für bestimmte Niveaus innerhalb der sarmatischen Stufe angesehen werden können, muß bejaht werden. Am meisten gilt dies von der weit verbreiteten



Fundort	Fazies	Bryozoenfauna	Häufigkeit	Begleitfauna	Alter nach Grill, Papp, Thenius	Altersstufe im Schwarzwmeerbereich
Hornstein S	RF	<i>Cryptosula terebrata</i> <i>Schizoporella montifera austriaca</i>	hh hh	Serpula	Rissoen-schichten	Volhyn
Hundsheimer Kogel	RF	<i>Cryptosula terebrata</i>	h	Serpula	do.	do.
Carnuntum	BF	<i>Crisiella carnuntina</i> <i>Diastopora corrugata</i>	ns ns	Serpula	do.	do.
Wolfpassing W	RF	<i>Diastopora corrugata</i> <i>Enoplostomella wolfpassingensis</i> <i>Schizoporella bessarabica</i>	s h h	Serpula Spirorbis	Obere Ervilien-schichten	Bessarabien
Schleinbach	RF	<i>Schizoporella bessarabica</i> <i>Schizoporella tetragona spongitiiformis</i>	s h	Spirorbis	do.	do.
Ulrichskirchen	RF	<i>Pyripora sarmatica</i> <i>Schizoporella tetragona spongitiiformis</i>	s ns	Spirorbis	do?	do.
Trautmannsdorf	BF	<i>Crisiella carnuntina</i>	ns	?	Obere Ervilien-schichten	do.
Oggau N	RF	<i>Membranipora lapidosa</i> <i>Diastopora congesta</i>	ns ss	Serpula <sup>1)</sup> Spirorbis	Mactra-schichten	do.
Wiesen	N III B RF	<i>Schizoporella bessarabica</i> <i>Enoplostomella wolfpassingensis</i> <i>Membranipora lapidosa</i>	ns s hh	Spirorbis Spirorbis	do. Oberste Mactra-schichten	do. do.
Kalch	RF	<i>Schizoporella tetragona spongitiiformis</i>	h	Spirorbis	Mactra-schichten	do.

<sup>1)</sup> Vielleicht nicht autochthon.

Abkürzungen: RF=Randfazies, BF=Beckenfazies.

und häufigen *Cryptosula terebrata* (Sinz.). Diese Art kommt ausschließlich im unteren Sarmat Podoliens und in Bessarabien vor; in Österreich ist sie auf die Zone des *Elphidium reginum*, die Rissoenschichten des unteren Sarmats, beschränkt. Das gleiche gilt vom Sarmat Ostserbiens. Ich glaube, man kann diese Art ruhigen Gewissens als leitend für das untere Sarmat betrachten. Ob sie im Mittelsarmat Rumäniens wirklich vorkommt oder dort etwa an vereinzelte ältere Schichtreste gebunden ist, wäre noch aufzuklären.

Ähnlich verhält sich die *Schizoporella montifera austriaca*. Sie liegt mir bisher nur aus dem österreichischen Untersarmat vor, u. zw. nur aus Bildungen der Randfazies. Bei dieser Art aber scheint mir eine Verbreitung bis ins untere Bessarab — vielleicht in Gestalt der ursprünglichen Species Ulrich & Basslers — eher wahrscheinlich.

Hinsichtlich der *Membranipora lapidosa* dürfte sich die Sache so verhalten, daß die Art schon in älteren Schichten als im oberen Sarmat (Mittelsarmat Bessarabiens, vielleicht Oggau N) auftritt, aber vorerst nicht das Optimum ihrer Entwicklung erlangt, sondern sogar ziemlich selten werden kann. Erst im Chersson (nach N. Andrusov, 1909, im unteren Mäot) wird sie fast alleinige Vertreterin der sarmatischen Bryozoen und bildet gewaltige Riffe (Kertsch und Taman). Jedenfalls ist ein reichliches Vorkommen von *Membranipora lapidosa* immer ein Indiz für oberes Sarmat. Wahrscheinlich war nur diese auch heute noch selbst oder mit nahen Verwandten in Ästuarrien lebende Species imstande, sich der fortschreitenden Regression um die Wende Miozän—Pliozän mit allen ihren Folgen anzupassen.

Die Schizoporellen und Enoplostomellen sind auch im österreichischen Bereich für mittleres Sarmat (Bessarab) besonders charakteristisch. Erwähnt wurde weiter oben schon *Schizoporella montifera austriaca*. Beachtenswert ist die *Enoplostomella wolpassingensis*, die bisher nur aus den oberen Ervilienschichten und den Mactraschichten vorliegt. Die zum Formenkreis der *Schizoporella variabilis* (Reuss, 1869) gehörige *Schizoporella bessarabica* besitzt gleiche Verbreitung. Ebenso verhält es sich mit der *Schizoporella tetragona spongitiiformis*, deren häufigeres Vorkommen gleichfalls auf obere Erviliens- oder Mactraschichten hinweist.

Erwartungsgemäß erweisen sich die Cyclostomen als weniger gut für die Horizontierung geeignet. Die beiden häufigeren, *Crisiella carnuntina* und *Diastopora corrugata*, kommen im unteren bzw. unteren bis mittleren Sarmat vor. Die letztere vielleicht auch schon früher. *Diastopora congesta* wurde bisher auf österreichischem Boden nur in einem Exemplar gefunden und scheidet daher bei der gegenständlichen Erörterung aus.

## Bemerkungen zur Entwicklung des Bryozoenstammes im osteuropäischen Sarmat

Vernünftigerweise müßten Überlegungen über die Entwicklung der Bryozoen von dem reichen Material ausgehen, das die galizischen, bessarabischen und südrussischen Riffzüge darbieten. Wenn ich es trotzdem wage, hier ein paar Worte über dieses Thema auszusagen, ohne diese Gegenden selbst studiert zu haben, geschieht dies nur in der Sorge, es könnte sich nicht sobald ein anderer Interessierter bereit finden, die begonnene Arbeit mit besseren Voraussetzungen fortzuführen.

Einige Beobachtungen drängen sich auf, wenn man sich mit sarmatischen Bryozoen beschäftigt:

1. Das Zoarium einzelner Species entwickelt sich im Obermiozän von der normalen Kolonie zu einer „Überkolonie“. Arten, die im Torton ein-, zwei-, höchstens vier- bis fünfschichtig auftreten, bilden mehrere Quadratmeter große, meterdicke Krusten. Andere Formen bilden über kopfgroße, rundliche Kuchen oder Knollen. Wieder andere bilden fast dichte oder sehr poröse Kalksteine — je nach den diagenetischen Veränderungen, die das Gestein später erfahren hat. Es geht ein Zug ins Übermäßige durch die artenarme, aber ungeheuer individuenreiche sarmatische Bryozoenfauna.

2. Diese Überentwicklung bedient sich der zweidimensionalen und der dreidimensionalen Knospung. Im Vordergrund steht aber nicht, wie bei den Celleporiden die frontale, also dreidimensionale Sprossung. Diese scheint sich vielmehr eher auf die Besiedlung kleiner Unterlagen und Ausnützung der Vorteile vielseitiger Fronten des Zoariums zu beschränken. Celleporidenzoarien gehen auch über Faustgröße selten hinaus. In der sarmatischen Bryozoenfauna bleibt die eigentliche „inkrustierende“ Form, die Besiedlung großer flacher Unterlagen, sei es fremdkörperliches Substrat oder eine ältere Schicht des eigenen Zoariums, mit Hilfe vorwiegend distaler und lateraler Knospung prädominierend. Es geht das meist so vor sich, daß vorerst die Möglichkeiten einer Unterlage in horizontaler Richtung erschöpft werden. Ist dies geschehen, bilden sich irgendwo — meist nicht allzuweit von der Ancestrularpartie — einige frontale Knospen, die sich ihrerseits wieder in der horizontalen Ebene weiter fortpflanzen. Von diesen aus werden wieder durch einige Frontalknospen neue, einander überlagernde Zoarialschichten produziert.

3. Diese schnellwüchsige Entwicklungsart bedingt auch ein starkes Überwiegen der ungeschlechtlichen gegenüber der geschlechtlichen Fortpflanzung. Tatsächlich findet man an den gesteinsbildenden Arten auch nur wenige Ooecien. Von einzelnen Arten — z. B. *Cryptosula terebrata* — sind solche überhaupt nicht bekannt. Häufiger findet man Ooecien nur bei Arten mit kleinformatigen Zoarien.

4. Einzelne Artgruppen passen sich den geänderten Lebensbedingungen des Sarmatmeeres relativ mühelos an. Ein Beispiel hierfür bilden die Schizoporellen. Andere, wie die einzige bisher aus dem Sarmat bekannte artikulierte Species, die *Crisiella carnuntina*, entwickeln kümmerformen mit wahrscheinlich verkürzter Lebensdauer. Die fortschreitende Aussübung im obersten Sarmat, vielleicht auch die zeitlich damit übereinstimmenden tektonischen und vulkanischen Ereignisse, bringen fast alle noch einigermaßen an den Salzgehalt gebundene Arten zum Erlöschen. Eine Species übersteht auch diese Veränderungen ohne sichtbare Schwierigkeiten und findet dann Gelegenheit zu einer gewaltigen Entwicklung im von Konkurrenten gesäuberten Lebensraum: es ist die *Membranipora lapidosa*, die auch (zumindest mit einer sehr nahen Verwandten) heute noch im Brackwasser von Ästuarien Großkolonien aufbaut.

5. Freistrebende, nicht artikulierte, kompakte, verästelte Stämmchenform scheint den sarmatischen Bryozoen zu fehlen. Alle ihnen eigenen Zoarialformen (mit Ausnahme der *Crisiella*) entwickeln sich irgendwie aus der Inkrustation. Dabei können schon Bildungen vorkommen, die sich vom

Substrat abheben, wie dies bei *Diastopora corrugata* in Form kurzer, abstehender, keulenförmiger Stämmchen der Fall ist. Sehr häufig ist eine scheinbare Stämmchenform, die durch Bildung von Hohlzylindern als Überzüge über Algenfäden, Seegrass, Tangstiele, vielleicht auch Schilfrohr entsteht. Auch hemiescharoide Zoarialformen sind nicht selten.

6. Avicularien sind bei den Cheilostomata des unteren Sarmats nicht häufig und meist nicht groß. Nur die in Vertiefungen des Zoariums liegenden Avicularien der *Schizoporella montifera austriaca* machen davon eine bescheidene Ausnahme. Die *Sch. montifera* aus Bessarabien wird hingegen schon mit auffallend kleinen Avicularien beschrieben. Die obersarmatische *Membranipora lapidosa* kennt keine Spur von Heterozooecien. Häufig sind Avicularien nur bei den inkrustierenden Schizoporellen des mittleren Sarmats. Offenbar hängt das irgendwie mit dem Sauerstoffgehalt des Wassers und den Nahrungsverhältnissen zusammen. In der dichten, submarinen Vegetation, die damals der Bryozoenfauna als Unterlage diente, wird vielleicht eine, wenn auch noch so schwache Wasserbewegung, wie sie durch das Auf- und Zuschnappen der Mandibeln entsteht, willkommen gewesen sein und zur Verbesserung des Nahrungshaushaltes und zur Durchlüftung beigetragen haben.

Damit haben wir die Grundfrage gestreift: welche äußeren Umstände die bisher mehr oder weniger latenten Entwicklungstendenzen ausgelöst haben. Wahrscheinlich hat es sich bei den Bryozoen nicht viel anders verhalten als bei den Mollusken oder den Serpuliden. Wie bereits bemerkt, zeigt sich ein Ansatz zu gewissen Veränderungen — Vielschichtigkeit, Ausbildung von Riesenkolonien — schon im obersten Torton. Wir finden dort Species, die sich gewissermaßen darin versuchen, über die gewöhnliche Form der Inkrustation hinauszuwachsen. Ich erwähne als Beispiele aus dem Torton des Wiener Beckens *Calpensia gracilis* (Reuss), *Schizomavella (Metroperiella) tenella* (Reuss) und die *Schizoporella tetragona* (Reuss), die schon im oberen Torton Ansätze zu einer Entwicklung zeigt, die ihr erst im mittleren Sarmat völlig gelingt. Alle diese Arten streben schon im Torton nach einer Entfaltung des Zoarialbaues in Form der Vielschichtigkeit, kommen aber über eine „Mehrschichtigkeit“ nicht hinaus. Es wäre durchaus möglich, daß diese Änderungstendenzen Reaktionen auf eine gewisse Minderung des Salzgehaltes in Zusammenhang mit örtlichen Regressionen bedeuten. Nach allgemeiner Auffassung wird schon im obersten Torton eine Herabsetzung des Salzgehaltes des Meerwassers angenommen. Das weitere Fortschreiten dieses Prozesses, die Wende zum unteren Sarmat würde das Entfernen des Sperriegels bedeuten, der das sprunghafte Aufblühen der im Bryozoenstamm bereits immanenten Kräfte bisher verhinderte.

## Die ökologischen Verhältnisse der sarmatischen Bryozoenfauna

Hier kann begreiflicherweise nur auf die wenigen Gruppen von Fundorten eingegangen werden, deren Bryozoenfauna einen Beitrag zur Ökologie der betreffenden Gegend im Sarmat zu liefern vermag. Die zahlreichen Aufschlüsse von Wiesen wurden von A. Papp wiederholt durchforscht. Seine Ergebnisse aus den Jahren 1939 und 1951—1955 liegen in Publikationen vor und bedürfen hier keiner weiteren Erörterung. Die Verhältnisse im Raum Wolfpassing—Schleinbach—Ulrichskirchen nördlich der Donau habe

ich 1928 kurz beleuchtet. Ein Verzeichnis der Makrofauna der Sande von Wolfpassing findet sich im stratigraphischen Abschnitt dieser Arbeit. Trotzdem muß dieses Gebiet hier nochmals kurz gestreift werden.

Während es sich bei Schleinbach (grobe, verkittete Quarzsande) und Ulrichskirchen W (Austernbank) um litorale Ablagerungen handelt, die an der in unmittelbarer Nähe befindlichen Flyschküste gebildet wurden, halte ich die feinen Sande von Wolfpassing für etwas strandfernere Seichtwasserbildungen, ähnlich den der italienischen Nordostküste vorgelagerten sandigen Seeböden. Studien, die ich im Sommer 1954 im Raume Venedig—Grado machen konnte, haben diese Ansicht in mehrfacher Hinsicht befestigt. Besonders das immer wieder zu beobachtende auffällige gemeinsame Vorkommen von inkrustierenden Bryozoen, vor allem solchen mit hohlzylinderförmigen Zoarien und einer unglaublichen Menge von Spirorbis findet eine plausible Erklärung in Verhältnissen, die ich an der Küste von Lignano zu sehen Gelegenheit hatte. Dort wird bei anlandenden Winden eine Unmenge von Pflanzenteilen von den seewärts gelegenen, seichten Zosterawiesen und Algenrasen in die zwischen den Sandriffen liegenden Rinnen bis an die Strandwälle heran getrieben. Alle diese Pflanzenreste sind dicht mit Serpeln, Spirorbis und Bryozoen besiedelt. Das ganze Material häuft sich in Strandnähe an, verfault auch dort und führt dazu, daß sich der sandige Boden stark mit den kalkigen Wurmröhren und Bryozoenkolonien anreichert. Auf dem festen Sandgrund lebt auch eine zahlreiche, im Gattungsbestand an das Sarmat anklingende Molluskenfauna. Dieser Rinnensand erinnert mich sehr an die Schichten von Wolfpassing. Ich könnte mir sehr gut vorstellen, daß das gemeinsame Auftreten Bryozoen-Serpuliden in den feinen Sanden des erwähnten Fundortes auf ähnliche Standortverhältnisse zurückzuführen ist.

Schwieriger wird die Deutung des Biotops bei den untersarmatischen Strandbildungen. Wir haben hier auch drei verschiedene Faziesbezirke zu erkennen. In unmittelbarer Strandnähe finden wir mehr oder weniger feine Kalkkonglomerate, deren Komponenten dem nahen Küstenbereich entstammen. Sie führen ungemein viel Röhren von Serpeln, aber auch reichlich Bryozoen, vor allem die Steinkerne der *Cryptosula terebrata*, wobei die großblättrigen Kolonien oft im ursprünglichen Zusammenhang erkennbar sind. Es muß sich hier um einen sehr strandnahen, feinen Kiesgrund gehandelt haben, in dem aber auch kalkige Wassertrübung zum Niederschlag kam. Relativ ruhiges Wasser ist trotz der nahen Brandungszone vorauszusetzen. Offenbar handelt es sich um kleine, stille Landeinschnitte, in denen sich viel zusammengeschwemmte Nahrung für Serpeln und Bryozoen sammelte. Die Wassertiefe kann nur sehr gering — wenige Meter — gewesen sein. Wir haben hier einen Beweis dafür, daß die breitblättrige, verästelte Zoarialform bei Bryozoen allein kein verlässliches Indiz für tieferes Wasser bedeutet.

Aus dieser Fazies der konglomeratischen Serpulite entwickelt sich etwas weiter von der Küste entfernt, aber noch immer recht strandnahe, eine zweite Fazies, die aus Serpelkalken mit Bryozoen, großen Bryozoenknollen und Kalkgrus (offenbar Nulliporendetritus) zusammengesetzt ist. In den Kalken, die in einem dichten, bräunlichen, kalkigen Bindemittel Serpelnröhren in unglaublicher Menge und Bryozoen enthalten, findet sich ebenso wie in den vorerwähnten Konglomeraten eine nicht sehr üppige, aber für das untere

Sarmat bezeichnende Molluskenfauna. Ervilien, Rissoen, Modiolen, kleine Cardien sind am häufigsten in der ziemlich kleinwüchsigen Vergesellschaftung vertreten. Die Bryozoenknollen erreichen Kopfgröße, bauen sich vorwiegend aus *Schizoporella montifera austriaca* auf und haben fast ausnahmslos eine lehmige, häufig stark limonitisierte Oberfläche. Wenn keine Limonitkrusten vorhanden sind, ist die Knollenoberfläche sonst stark diagenetisch verändert. Es fällt außerordentlich schwer, aus diesen an sich großen und gut erhaltenen Zoarien auch nur wenige bestimmbare Zoarialteile zu gewinnen. Die innere Masse der Knollen ist weiß, leicht, vielschichtig-löcherig, porös und sehr mürbe. Sogar leichte Wasserstrahlen richten im Zellengewebe schon Zerstörungen an. Bei diesen Bildungen muß es sich um einen landnahen, seichten, aber schon etliche Meter tiefer gelegenen Sedimentationsraum gehandelt haben; viel Kalkschlamm (Abtragungsprodukt der Leithakalke!) und organisches Material baut die Sedimente auf. Nahrung für die Bryozoen-Serpelgesellschaft, besonders Diatomeen, ist auch hier im Überfluß vorhanden. Die Bryozoenknollen bilden sich wahrscheinlich auf dem seichten, kalkig-schlammigen Seegrund über kleine Unterlagen, die sie in immer stärker wuchernden Schichten kuppelförmig überziehen oder sie entstehen um senkrechte Substrate, wie das heute noch von Membraniporen in den Lagunen von Venedig und im Bereich der Comacchiosümpfe geübt wird.

Eine Art Übergang zu etwas tieferen Bildungen entsteht durch Einbeziehen einer tonigen Komponente, wie das in dem Aufschluß S Hornstein bei den Taschenfüllungen beobachtet werden kann. Hier kann es bis zur Ausbildung geschichteter Mergel kommen. Aber auch in diesen finden sich die großen Knollen der *Schizoporella montifera austriaca*, nicht selten zusammen mit mittelgroßen Doppelklappen der *Ostrea gingensis sarmatica*.

In der Beckenfazies — oder sagen wir besser, in einer der Beckenfazies angenäherten Art der Ausbildung — treffen wir das untere Sarmat unterhalb des römischen Standlagers von Carnuntum. In den sandigen Tonen und tonigen Sanden dieses Profils fällt ebenfalls eine 4 cm starke Serpulitbank auf. Der Bryozoenbestand ist aber ein ganz anderer geworden. Keine Spur mehr von den großen Knollen der Schizoporellen oder den schöngeformten, hemiescharoiden Zoarien der *Cryptosula terebrata*. Neben der typisch untersarmatischen Foraminiferenfauna finden sich im Schlämmrückstand nur kleine, auf Pflanzen inkrustierende Kolonien der *Diastopora corrugata* — der Erhaltungszustand läßt Zweifel offen, ob es sich um primäre Einbettung handelt — und winzige, gut erhaltene Wurzelstücke und Internodien von *Crisiella*. Diese zarten, gegliederten Stämmchen haben es auf den flottierenden, pflanzlichen Substraten nur zu kümmerformen gebracht. Nach dem Tode lösten sie sich von den Unterlagen, sanken zu Boden und wurden in die feinklastischen Sedimente des Untergrundes eingebettet. Sie sagen nur indirekt etwas über das Biotop, dem sie entstammen. Da sie im näheren Umkreis des Strandess nicht gefunden wurden, lebten sie wohl in einem landferneren, vielleicht auch tieferen Wasserbereich, der aber doch nicht die Grenzen des kräftigen Pflanzenwuchses wesentlich überschreitet. Wir sehen, die Flora der sarmatischen Randmeere muß eine recht üppige gewesen sein, wie es auch bei den vorherrschend seichten Seeböden nicht anders zu erwarten wäre.

Sonst lassen sich aus der bescheidenen Bryozoenwelt des Sarmats derzeit keine weiteren Anhaltspunkte für die Rekonstruktion ihres einstigen Lebens-

raumes gewinnen. Was die Salinität des Meerwassers in der sarmatischen Zeit anlangt, hat jüngst A. Papp (1955) wertvolle Aufschlüsse gegeben. Ich kann nur hinzufügen, daß der Inhalt der sarmatischen Sedimente an fossilen Bryozoen seine Auffassung bestätigt.

### Zusammenfassung

Aus zehn österreichischen Fundorten sarmatischer Bryozoen wurde die im systematisch-taxionomischen Teil der vorliegenden Arbeit beschriebene, gleichfalls aus zehn Arten bzw. Unterarten bestehende Fauna gesammelt. Die Liste umfaßt folgende Namen:

- Membranipora lapidosa* Pallas
- Enoplostomella wolpassingensis* nov. spec.
- Pyripora sarmatica* nov. spec.
- Schizoporella bessarabica* V. Nicolaescu
- Schizoporella tetragona spongitiiformis* Saulea-Bocec
- Schizoporella montifera austriaca* nov. ssp.
- Cryptosula terebrata* (Sinzov)
- Crisiella carnuntina* nov. spec.
- Diastopora corrugata* Reuss
- Diastopora congesta* Reuss

Drei Genera (*Pyripora*, *Enoplostomella*, *Crisiella*) wurden zum erstenmal im österreichischen Miozän festgestellt. Drei Arten wurden neu beschrieben (*Pyripora sarmatica*, *Enoplostomella wolpassingensis*, *Crisiella carnuntina*), ebenso eine neue Unterart (*Schizoporella montifera austriaca*). Die *Schizoporella spongitiiformis* E. Saulea-Bocec, 1943 wurde als Unterart der *Schizoporella tetragona* (Reuss, 1847) angesehen.

Sechs von den zehn Arten sind bereits aus dem Schwarzmeerbereich, besonders aus Bessarabien, bekanntgeworden. Es zeigt sich also eine recht nahe Beziehung zwischen den westlichen und östlichen Randteilen des sarmatischen Meeres.

In stratigraphischer Hinsicht wird die Verwertbarkeit bestimmter Bryozoenspecies für die Altersbestimmung festgestellt. Als kennzeichnend werden angesehen:

*Cryptosula terebrata* (Sinz.) für die Rissoenschichten des unteren Sarmats in Österreich (Zone des *Elphidium reginum*, Vollhyn).

*Crisiella carnuntina* nov. sp. für tieferes Sarmat (Rissoenschichten bis untere Ervilienschichten, Zonen des *Elphid. reginum* und *Elphid. hauerinum*, im wesentlichen Vollhyn).

*Schizoporella montifera* (Ulr. & Bassler) einschließlich der Unterart *austriaca* nov. ssp. für tieferes Sarmat (Rissoenschichten Österreichs bis unteres Bessarab des Schwarzmeerbereiches).

*Schizoporella tetragona spongitiiformis* Saulea-Bocec für obere Ervilienschichten (Bessarab).

*Enoplostomella wolpassingensis* nov. sp. und

*Schizoporella bessarabica* V. Nicol. für obere Ervilienschichten und Mastraschichten (Bessarab).

*Membranipora lapidosa* Pallas für oberes Sarmat (Mastraschichten, in Südrußland Bessarab bis oberstes Chersson), aber nur wenn sie gesteinsbildend auftritt.

Allgemein läßt sich dazu noch sagen, daß sich die Wende Torton—Sarmat sehr häufig durch Auftreten der Serpel- und Bryozoenfazies auszeichnet. Es läßt sich innerhalb dieser Sedimente der Randfazies heute noch nicht eine minutiöse Trennungslinie feststellen; soviel scheint aber auch heute schon klar zu sein, daß ein gehäuftes Vorkommen dieser beiden Tiergruppen meist auf die Nähe der Oberkante des Torton (oder der Unterkante des Sarmats) hinweist. Es wurde dies in vielen Aufschlüssen beobachtet, auch in solchen, die hier nicht erwähnt wurden.

Selbstredend sind die vorstehenden Angaben nicht so zu verstehen, daß der Einzelfund einer Bryozoenart schon ein verlässliches Merkmal für eine bestimmte Altersstufe des Sarmats bedeutet. Ich glaube aber nicht fehlzugehen, wenn ich ein gehäuftes Auftreten von *Cryptosula terebrata* als sicheres Indiz für Rissoenschichten des Untersarmats oder große *Membranipora lapidosa*-Knollen für ein solches der Maetraschichten in Österreich betrachte. Ich hege dabei die Erwartung, der stratigraphische Wert der Bryozoen werde sich mit weiter fortschreitenden Untersuchungen noch steigern.

In Hinblick auf die Entwicklungstendenzen innerhalb des Bryozoenstammes ergab sich, daß das schon im oberen Torton merkbar werdende Anschwellen der Bryozoenfauna im Untersarmat seinen ersten Höhepunkt erreicht — wenigstens, soweit es die Individuenanzahl betrifft. In Österreich erscheinen Bryozoenkalke und Großzoarien, im Osten bilden sich in der Folge abklingende Wellen von Bryozoenriffen, die zeitlich die gesamte Stufe umspannen. Dabei macht sich das keineswegs zügig verlaufende geologische Geschehen der sarmatischen Zeit naturgemäß auch in der Entwicklung der Bryozoenfauna bemerkbar. Am stärksten wird die Fauna offenbar um die Wende Bessarab—Chersson in Mitleidenschaft gezogen, welchen Abschnitt schon russische Autoren als eine Zeit lebhafter tektonischer und vulkanischer Tätigkeit ansehen. In Österreich vollzieht sich gleichzeitig die Wende Sarmat—Pannon; die Bryozoen verschwinden mit ihr endgültig aus dem Fossilbestand.

Die ökologischen Verhältnisse der sarmatischen Bryozoenfauna Österreichs sind vorläufig noch wenig übersichtlich; aus den verstreuten Funden lassen sich nur wenige bemerkenswerte Erkenntnisse gewinnen. Trotzdem wird am Beispiel der Fauna von Wolfpassing versucht, eine Vorstellung vom Lebens- und Sedimentationsraum in strandnahen, sandigen Gründen mit starkem Pflanzenbewuchs zu erhalten. Auch die Entstehung der Serpulite mit Bryozoen und der Bryozoenkalke mit Serpuliten wird einem Deutungsversuch unterzogen. Im wesentlichen werden diese beiden Tiergesellschaften als Tischgenossen in einer Umwelt voll überreichlicher Nahrung aufgefaßt, denen vermutlich auch Feinde und Konkurrenten in relativ geringer Anzahl gegenüberstehen.

### Literaturhinweise

Bassler, R. S.: Treatise on Invertebrate Paleontology. Part G, Bryozoa. Geol. Soc. Am. & Univ. Kansas Press, 1953.

(In dieser Zusammenfassung ist sämtliche verwendete Bryozoenliteratur verzeichnet, soweit sie nicht nachfolgend besonders angeführt wird.)

Andrusov, N.: Die südrussischen Neogenablagerungen. Teil I—III. Verh. russ. mineralog. Ges. 1896—1902.



- Andrusov, N.: Die fossilen Bryozoenriffe der Halbinseln Kertsch und Taman. Kiew, 1909—1912.
- Andrusov, N.: Vergleich der fossilen Bryozoenriffe der Halbinseln Kertsch und Taman mit anderen riffartigen zoogenen Bildungen. Prag, 1936.
- Bachmayer, F.: Die Dekapodenfauna des tortonischen Leithakalkes von Deutsch-Altenburg (Niederösterreich). Mittlg. Geol. Ges. Wien, B 44, 1951.
- Bobies, C. A.: Bryozoenführendes Obersarmat bei Kalch. Verh. Geol. B. A. 1924.
- Bobies, C. A.: Über Bryozoen führende Sedimente des inneralpinen Wiener Beckens. Mittlg. Geol. Ges. Wien, B 21, 1928.
- Bobies, C. A.: Die Bryozoenfauna von Kalksburg. Bryozoenstudien I. Jahrb. Geol. B. A. Wien, 1956.
- Eichwald, E.: *Lethaea rossica* ou Paleontologie de la Russie. Stuttgart, 1853.
- Grill, R.: Über mikropaläontologische Gliederungsmöglichkeiten im Miozän des Wiener Beckens. Mittlg. Reichsamt f. Bodenforsch., Zweigst. Wien, 1939.
- Hoernes, R.: Sarmatische Conchylien aus dem Ödenburger Komitat. Jahrb. Geol. R. A. Wien, 1898.
- Jekelius, E.: Das Pliozän und die sarmatische Stufe im mittleren Donaubecken. — Ann. Inst. Géol. Roumanie, B 22, Bucuresti, 1943.
- Kapounek, J.: Geologische Verhältnisse der Umgebung von Eisenstadt (Burgenland). Jahrb. Geol. B. A. Wien, 1938.
- Kolesnikov, V. P.: Sarmatische Mollusken. Die Paläogeographie des östlichen Teiles des sarmatischen Meeres. Paläontologie der USSR, B 10, Teil 2, Akad. Wiss., Leningrad, 1935.
- Kolesnikov, V. P.: Das Obermiozän. In A. D. Archangelsky: Neogene of USSR in Stratigraphy of USSR, B 12, Akad. Sci. Moskau-Leningrad, 1940.
- Kühn, O.: Die Bryozoen der Retzer Sande. Sitzb. Akad. Wiss. Wien, 1955.
- Küpper, H.: Exkursion im Wiener Becken südl. der Donau usw. Verh. Geol. B. A. Wien, 1955, Sonderheft D.
- Martin, G. P. R.: Zur Kenntnis der tertiären Bryozoenriffe (Sarmat) auf der Halbinsel Kertsch. Zeitschr. D. Geol. Ges. Berlin, 1943.
- Nicolaescu, V. N.: Contributions à l'étude des Bryozoaires sarmatiens de Bessarabie. Bul. Soc. Române de Géol., Vol. I, 1932.
- Papp, A.: Untersuchungen an der sarmatischen Fauna von Wiesen. Jahrb. Reichsamt f. Bodenf., Zweigst. Wien, 1939.
- Papp, A.: Das Pannon des Wiener Beckens. Mittlg. Geol. Ges. Wien, 1951.
- Papp, A.: Die Molluskenfauna im Sarmat des Wiener Beckens. Mittlg. Geol. Ges. Wien, B 45, 1954.
- Papp, A.: Fazies und Gliederung des Sarmats im Wiener Becken. Mittlg. Geol. Ges. Wien, 1955.
- Papp, A. & H. Häusler: Neue Beobachtungen über die Tertiärschichten der Hainburger Berge. Mittlg. Reichsstelle f. Bodenforsch. Zweigst. Wien, 1940.
- Papp, A. & E. Thenius: Über die Grundlagen der Gliederung des Jungtertiärs und Quartärs in Niederösterreich. Sitzb. Akad. Wiss. Wien, 1949.
- Pokorný, V.: *Nellia oculata* Busk, eine neue Bryozoenart für das inneralpine Wiener Becken. Vestník Kral. Ceske Spolecnosti Nauk (Mém. Soc. Roy. Lettres et Sci. Bohême) Praha, 1944.
- Reuss, A. E.: Über tertiäre Bryozoen von Kischinew in Bessarabien. Sitzb. Akad. Wiss. Wien, 1869.
- Saulea-Bocec, E.: Les Bryozoaires de la Zone récifale du Sarmatien moyen des Départements d'Orhei et de Lapusna (Bessarabie). Ann. Inst. Géol. Roumanie, B 22, Bucuresti, 1943.
- Sinzov, J.: Bemerkungen über einige Versteinerungen aus den bessarabischen Neogenablagerungen. Mem. Soc. Sci. Natur. d. l. Nouvelle Russie, Odessa, 1892.
- Teisseyre, L.: Der podolische Hügelzug der Miodoboren als ein sarmatisches Bryozoenriff. Jahrb. Geol. R. A. Wien, 1884.

## Index

	Seite
<i>ansata</i> tetragona — <i>Lepralia</i> .....	87
austriaca — Schizoporella montifera .....	88
bessarabica — <i>Dakaria</i> .....	85, 86
bessarabica — Schizoporella .....	85
<i>Bicrisia</i> .....	93
<i>Calpensia gracilis</i> .....	107
carnuntina — Crisiella .....	92
<i>catenularia</i> — Pyripora .....	84
<i>Cellepora</i> tetragona .....	87
congesta — Diastopora .....	94, 98
congesta — <i>Tubulipora</i> .....	94
corrugata — Diastopora .....	93
<i>Cribella</i> .....	86
Crisiella carnuntina .....	92, 96, 100, 102, 110
<i>Cryptosula terebrata</i> .....	90, 96, 97, 99, 100, 103, 110
<i>cumulus</i> — <i>Tubulipora</i> .....	98
<i>Dakaria</i> bessarabica .....	85, 86, 98
<i>Dakaria rhomboides</i> .....	86, 98
Diastopora congesta .....	94, 96, 102, 110
Diastopora corrugata .....	93, 96, 98, 100, 101, 110
<i>Enoplostomella wolffpassingensis</i> .....	84, 96, 101, 110
<i>Eschara lapidosa</i> .....	82
<i>gracilis</i> — <i>Calpensia</i> .....	107
lapidosa — <i>Eschara</i> .....	82
lapidosa — Membranipora .....	82
<i>Lepralia ansata</i> tetragona .....	87
<i>Lepralia</i> montifera .....	88, 98
Membranipora lapidosa .....	82, 96, 97, 98, 99, 102, 110
<i>Microporella terebrata</i> .....	90
montifera — <i>Lepralia</i> .....	88, 98
montifera — Schizoporella .....	88
<i>Nellia oculata</i> .....	81
<i>oculata</i> — <i>Nellia</i> .....	81
<i>parvicella</i> — Pyripora .....	84
Pyripora <i>catenularia</i> .....	84
Pyripora <i>parvicella</i> .....	84
Pyripora sarmatica .....	83, 96, 102, 110
Pyripora <i>tuberculum</i> .....	84
<i>rhomboides</i> — <i>Dakaria</i> .....	86, 98
sarmatica — Pyripora .....	83
<i>Schizomavella (Metroperiella) tenella</i> .....	107
Schizoporella bessarabica .....	85, 96, 101, 102, 110
Schizoporella montifera .....	88, 97, 99
Schizoporella montifera austriaca .....	88, 96, 100, 110
Schizoporella <i>semilunaris</i> .....	98
Schizoporella spongitiiformis .....	87, 98
Schizoporella <i>terres</i> .....	98
Schizoporella tetragona .....	87, 107
Schizoporella tetragona spongitiiformis .....	87, 96, 102, 103, 110
Schizoporella <i>tuberculata</i> .....	98
Schizoporella <i>unicornis</i> .....	97, 98
Schizoporella <i>variabilis</i> .....	87, 97, 98
<i>semilunaris</i> — Schizoporella .....	98
spongitiiformis — Schizoporella .....	87, 98
spongitiiformis — Schizoporella tetragona .....	87
<i>tenella</i> — <i>Schizomavella (Metroperiella)</i> .....	107
terebrata — <i>Cryptosula</i> .....	90
terebrata — <i>Microporella</i> .....	90
<i>terres</i> — Schizoporella .....	98
tetragona — <i>Cellepora</i> .....	87

	Seite
tetragona — <i>Lepralia ansata</i> .....	87
tetragona — <i>Schizoporella</i> .....	87
<i>tuberculata</i> — <i>Schizoporella</i> .....	98
<i>tuberculum</i> — <i>Pyripora</i> .....	84
<i>Tubulipora congesta</i> .....	94
<i>Tubulipora cumulus</i> .....	97, 98
<i>unicornis</i> — <i>Schizoporella</i> .....	97, 98
<i>variabilis</i> — <i>Schizoporella</i> .....	87, 98
wolfpassingensis — <i>Enoplostomella</i> .....	84

#### Tafel VII

Fig. 1: *Membranipora lapidosa* Pallas. Teil einer Kolonie aus Wiesen. Sammlg. Bobies. 20×.

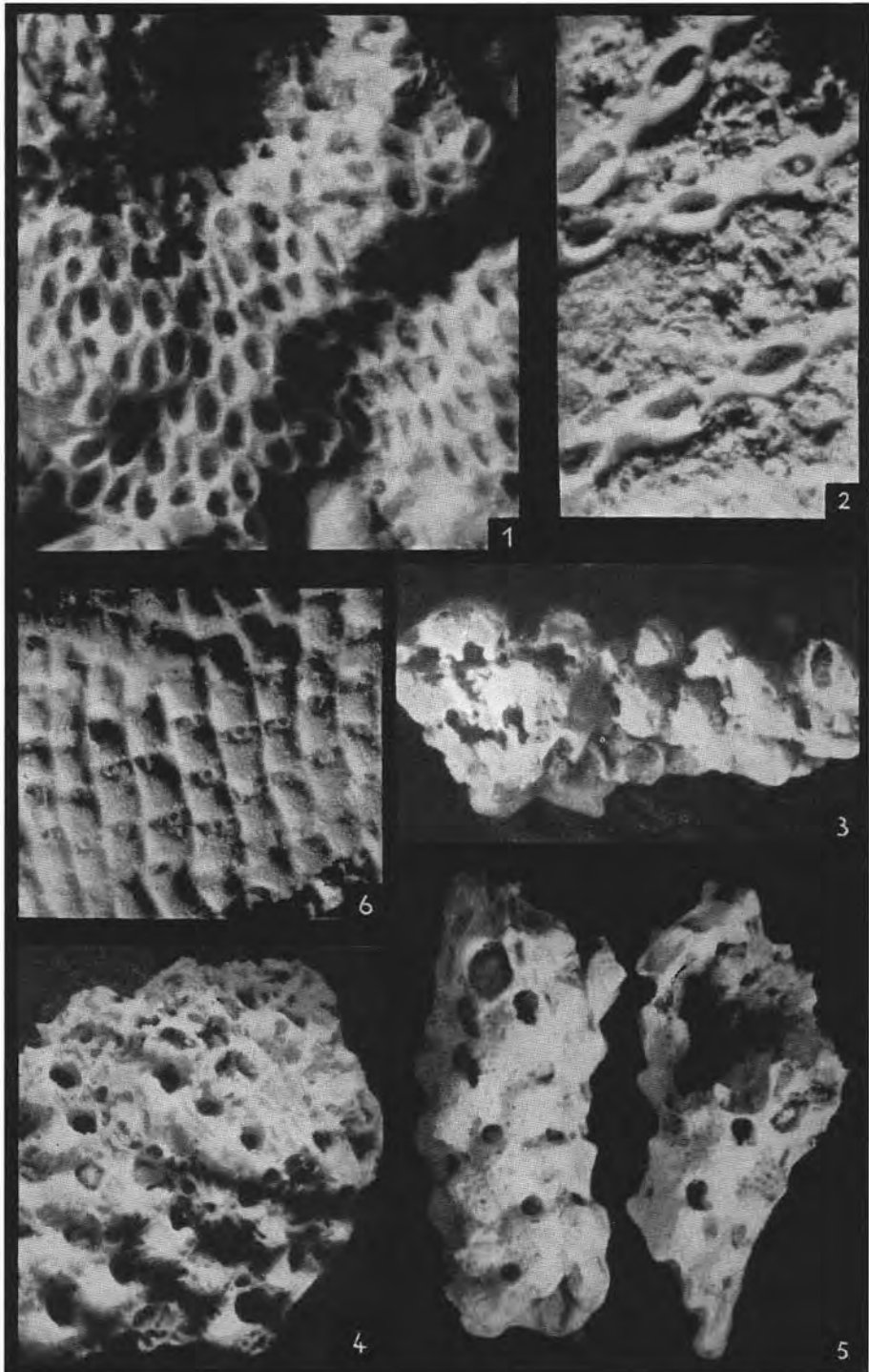
Fig. 2: *Pyripora sarmatica* nov. spec. Fragmente zweier Kolonien auf *Ostrea gingensis sarmatica* Fuchs. Holotype. Sammlg. Naturh. Mus. Wien, Inv. Nr. 158/1956. 20×.

Fig. 3: *Enoplostomella wolfpassingensis* nov. spec. Inkrustierende Kolonie in Röhrenform aus Wolfpassing. Zooecien mit Ovicell. Sammlg. Bobies. 20×.

Fig. 4: *Enoplostomella wolfpassingensis* nov. spec. Wahrscheinlich auf pflanzlichem Substrat inkrustierende einschichtige Kolonie aus Wolfpassing. Das netzwerkartige Tremocyst und die Avicularien gut sichtbar. Holotype. Sammlg. Naturh. Mus. Wien, Inv. Nr. 152/1956. 20×.

Fig. 5: *Schizoporella bessarabica* V. Nic. Zwei röhrenförmige Kolonien aus Wolfpassing. Sichtbar die charakteristische Form des Umbos und Avicularien. Sammlg. Bobies. 20×.

Fig. 6: *Schizoporella tetragona spongitiiformis* Saulea-Bocce. Regelmäßige Zooidreihen aus einer nahe dem Substrat gelegenen Schicht einer vielschichtigen Kolonie von innen. Zellböden sind abgehoben. Sammlg. Bobies. 20×.



### Tafel VIII

Fig. 7: *Schizoporella tetragona spongiformis* Saulea-Bocec. Großkolonie aus Schleimbach. Sammlg. Bobies. Verkleinert.

Fig. 8: Dieselbe. Querschnitt durch einen Teil einer Großkolonie. Sammlg. Bobies. Zirka 10×.

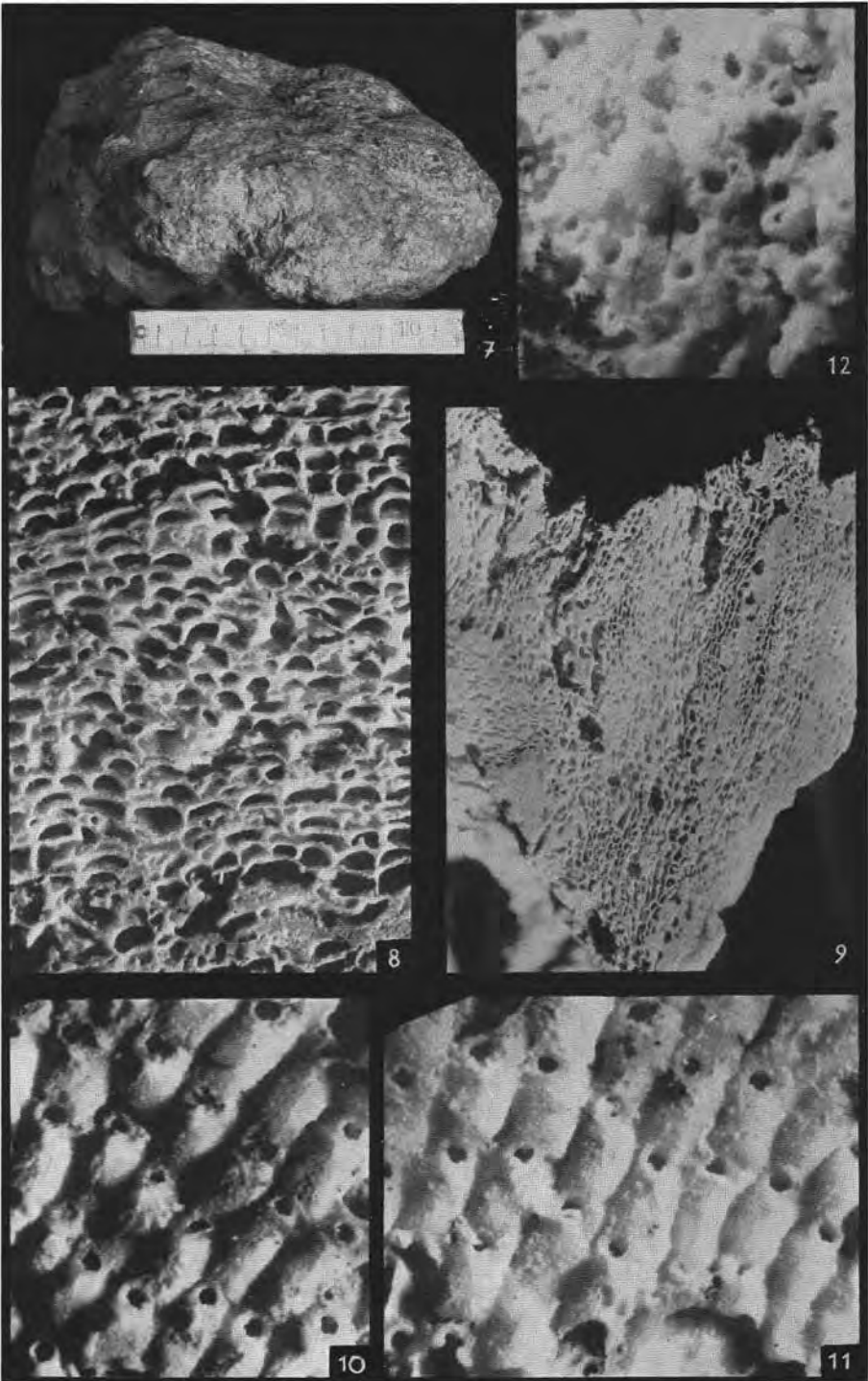
Fig. 9: Dieselbe. Querschnitt einer Großkolonie mit Zwischenlagen von Kalkalgen und Nubecularien. Sammlg. Bobies. Zirka 3×.

Fig. 10: Dieselbe. Teil der Oberschicht einer Großkolonie. Zooecien mit Umbo. Die Verkalkung ziemlich weit fortgeschritten. Sammlg. Naturh. Mus. Wien, Invent. Nr. 150/1956. 20×.

Fig. 11: Dieselbe. Teil der Oberschicht aus der Höhlung einer Großkolonie. Umbo nicht stark entwickelt, gut sichtbar die Form der Apertur. Sammlg. Naturh. Mus. Wien. 20×.

(Die Fig. 8—11 sind kleinen Bruchstücken der in Fig. 7 abgebildeten Großkolonie aus Schleimbach entnommen.)

Fig. 12: *Schizoporella montifera austriaca* nov. subspec. Anschnitt aus einer großen, knollenförmigen Kolonie aus Hornstein. Einzelne relativ gut erhaltene Zellen. Gut ausgebildete Avicularia. Verkalkung fortgeschritten. Holotype. Sammlg. Naturh. Mus. Wien, Inv. Nr. 155/1956. 20×.



### Tafel IX

Fig. 13—14: *Schizoporella montifera austriaca* nov. subspec. Einige besser erhaltene Zoocien aus den Randschichten einer Großkolonie in Kopfform. Hornstein. Sammlg. Bobies. 20×.

Fig. 15: *Cryptosula terebrata* (Sinz.). Fragment einer ausgezeichnet erhaltenen einschichtigen Kolonie aus Jasenice (Becken von Negotin, Ostserbien). Zeigt die Form der Zoocien, der Apertur, das Peristom, die Grubenporen auf der Zelldocke. Holotype. Sammlg. Naturh. Mus. Wien, Inv. Nr. 159/1956. 20×.

Fig. 16: Dieselbe. Teil einer Kolonie aus Hornstein. Frontalwände abgebrochen, nur Boden und Seitenwände der Zoocien sind stehen geblieben. Häufiger Erhaltungszustand. Sammlg. Bobies. Zirka 12,5×.

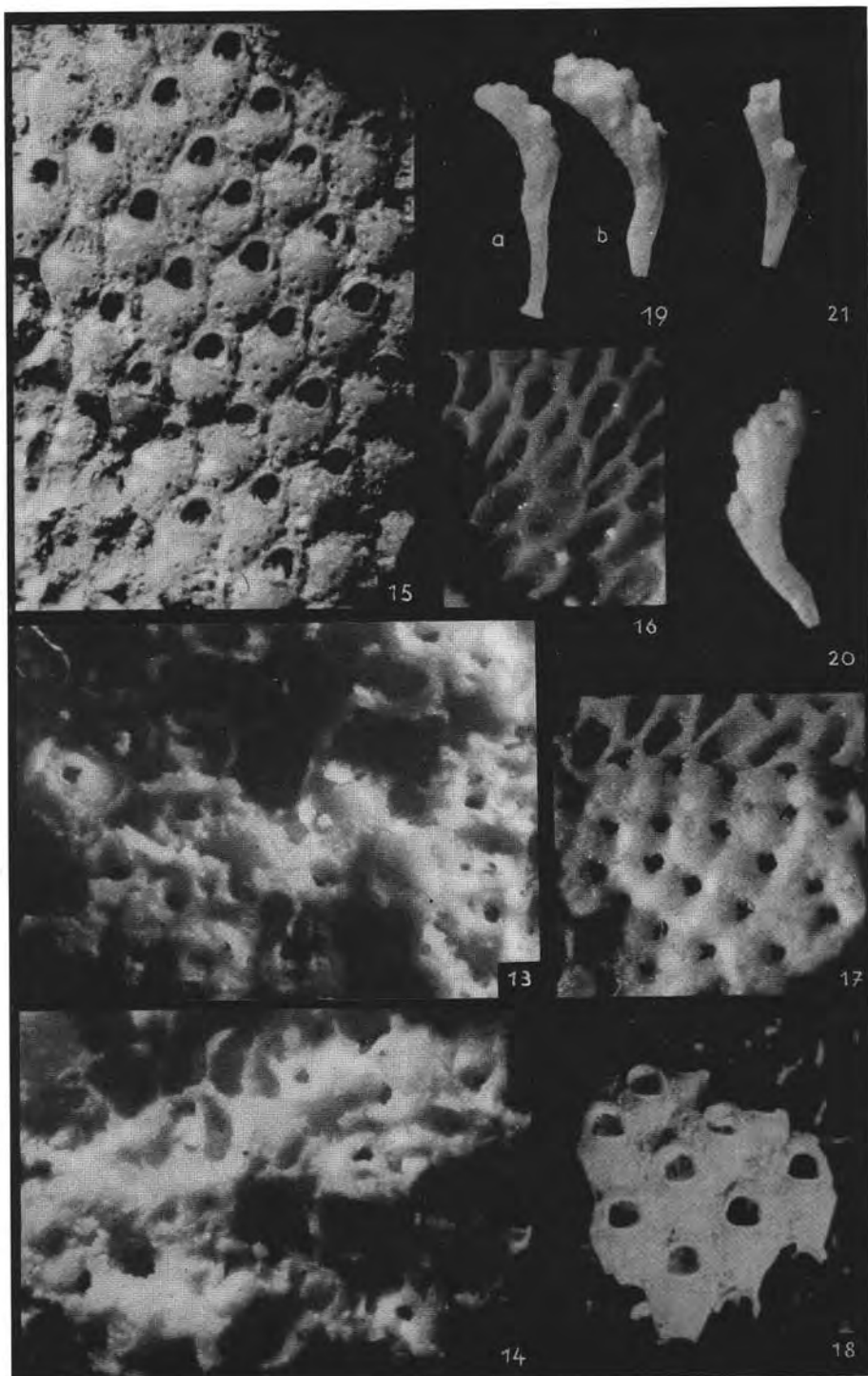
Fig. 17: Dieselbe. Gleiches Exemplar wie Fig. 16. Sehr stark verkalkte Frontalwand der Zoocien. Als Merkmal fast nur die charakteristische Form der Apertur erkennbar. Sammlg. Bobies. Zirka 12,5×.

Fig. 18: Dieselbe. Bruchstück eines sehr gut erhaltenen Zoariums aus Jasenice. Gut zu beobachten sind Form der Apertur, Peristom, Cardellen. Sammlg. Bobies. 20×.

Fig. 19: *Crisiella carnuntina* nov. spec. Kümmerformen aus Carnuntum. Das rechte Exemplar mit Ooecium. Holotype. Sammlg. Naturh. Mus. Wien, Inv. Nr. 154/1956. 20×.

Fig. 20: Dieselbe. Das rechte Exemplar der Fig. 19 mit Ooecium von der anderen Seite. 20×.

Fig. 21: Dieselbe. Segment aus Trautmannsdorf, Oststeiermark. Sammlg. Bobies. 20×.





### Tafel X

Fig. 22: *Cryptosula terebrata* (Sinz.). Fragment einer einschichtigen Kolonie aus Jasenice von hinten, um die Struktur zu zeigen, die in den österreichischen Vorkommen meist nur als Steinkern (siehe Fig. 24) erhalten ist. Alle 6 Wände des kastenförmigen Zoocieciums sind noch vorhanden. Sammlg. Bobies, 20×.

Fig. 23: Dieselbe. Teil einer Kolonie aus Hornstein von innen. Zellböden entfernt, ebenso der größte Teil der Seitenwände. Verkalkungsprozeß fortgeschritten. Sammlg. Bobies, 20×.

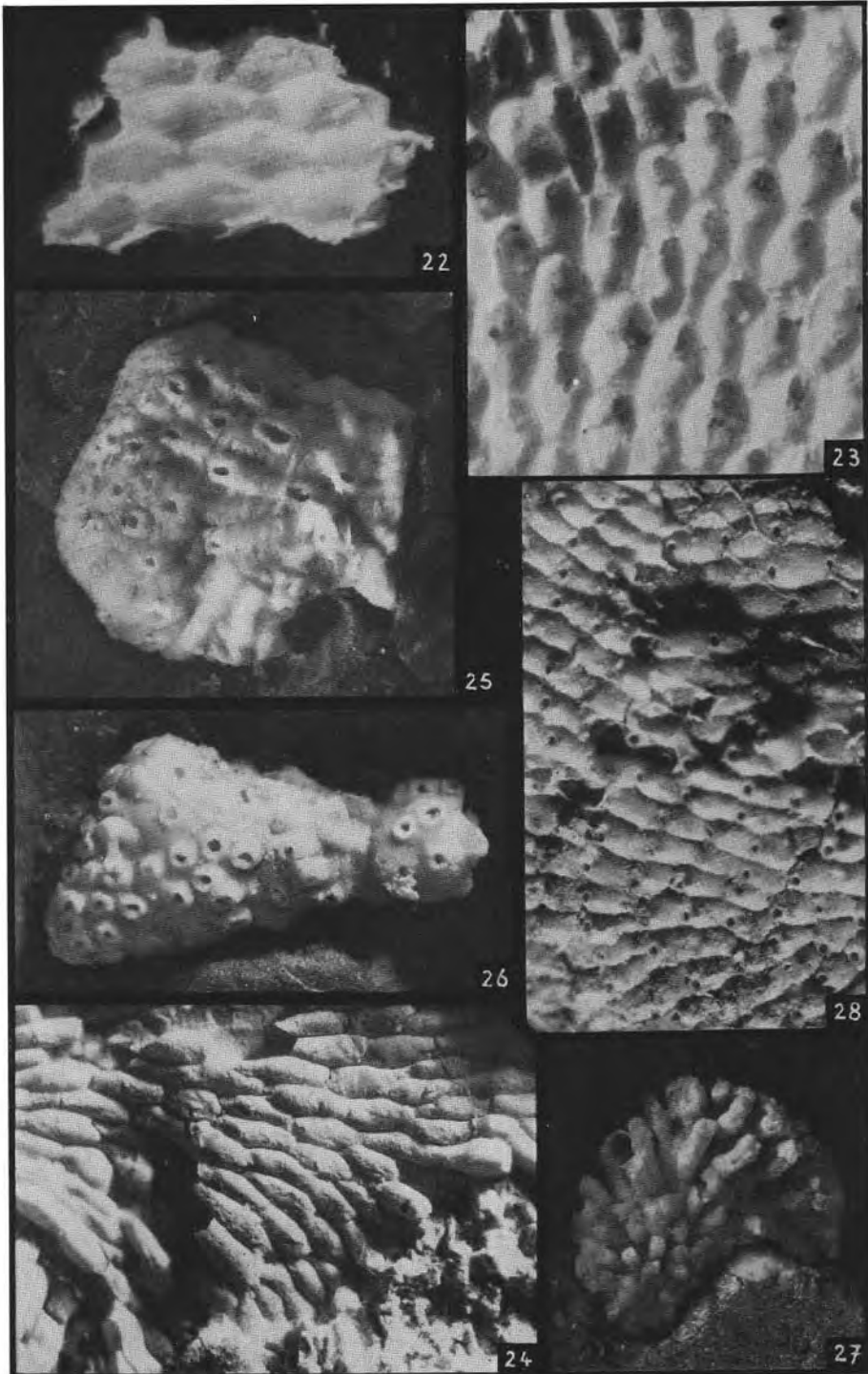
Fig. 24: Dieselbe. Stück eines einschichtigen, breitblättrigen Zoariums aus Hornstein. Zoocicien nur als Steinkerne bzw. Abdrücke erhalten. Üblieher Erhaltungszustand der Art in den sarmatischen Randbildungen Österreichs. Sammlg. Bobies, Zirka 12,5×.

Fig. 25: *Diastopora corrugata* Reuss. Kischinew (Chişinău). Arttypus. Sammlg. Naturh. Mus. Wien, Inv. Nr. 1870/III 114 I 6. 12,5×.

Fig. 26: Dieselbe. Kischinew (Chişinău). Links oben vielleicht ein Oociecium. Sammlg. Naturh. Mus. Wien, 12,5×.

Fig. 27: *Diastopora congesta* Reuss. Kischinew (Chişinău). Arttypus. Stark verkalkt. Sammlg. Naturh. Mus. Wien, Inv. Nr. 1870 XIII 115 II 7. 12,5×.

Fig. 28: *Schizoporella tetragona spongitiiformis* Sanlea-Boeck. Teil einer Kolonie aus Schleimbach. Zoocicien mit Avicularien. Rechts unten sichtbar, wie sich die Überlagerung einer ziemlich regelmäßigen Zellschicht über die andere auch mit Richtungsänderung vollziehen kann. Sammlg. Naturh. Mus. Wien, Zirka 10×.



# Sedimentationsformen tortoner Sande im mittleren Teil des inneralpinen Wiener Beckens

Von L. Kölbl, Wien

Mit 7 Textabbildungen

## Inhalt

	Seite
I. Einleitung.....	115
II. Allgemeine Züge der Schichtfolge .....	117
III. Die Form der sedimentierten Sandkörper .....	118
a) Sandkörper des 13. Tortonhorizontes .....	118
b) Sandkörper des 11. Tortonhorizontes .....	120
c) Sandkörper des 8. und 9. Tortonhorizontes .....	123
d) Sandkörper des 6. Torton- und 8. Sarmathorizontes.....	127
IV. Ergebnisse und Folgerungen.....	131
V. Literaturhinweise .....	135

## I. Einleitung

Die ausgedehnten ozeanographischen Untersuchungen, die vor und besonders auch während des Krieges von allen großen Staaten durchgeführt wurden, haben viele neue Erkenntnisse gebracht, über die erst nach und nach in verstreuten Veröffentlichungen berichtet wird. Regional ausgedehnte Arbeiten in Flachmeeren wurden durch experimentelle und theoretische Studien in den großen Wasserbaulaboratorien ergänzt und haben vereint dazu beigetragen, manche ältere Vorstellung über die Beschaffenheit des Meeresbodens und die Art und Weise der marinen Sedimentation zu wandeln. Viele ältere Vorstellungen stammen ja aus einer Zeit, in der die Auffüllung eines Meeresbeckens durch Sedimente im wesentlichen statisch betrachtet wurde; alle neueren Untersuchungen jedoch erhärten die Eigendynamik der marinen Sedimentbildung.

Sinkstoffe, die in den Bereich des Meeres gelangt sind, werden früher oder später von verschiedenartigen Strömungen erfaßt. Die Entstehungsweise dieser Strömungen kann hier zunächst außer acht gelassen werden; wichtig ist aber für die Problemstellung der folgenden Arbeit die Feststellung, daß diese Strömungen turbulent fließende Wassermassen sind, deren Verhalten, trotz aller mariner Besonderheiten, den Grundprinzipien der Strömungslehre entspricht.

Bei allen derartigen Strömungen kommt aber der Beschaffenheit der Fläche, über welche die Strömung hinzieht, große Bedeutung zu. Kleine, an sich ganz geringfügige Unebenheiten genügen, um die Entstehung der Wirbel zu bewirken; die Unebenheiten der Bodenfläche beeinflussen den Strömungsverlauf ebenso wie die weitere Verteilung der Turbulenzen. Die große geologische Bedeutung dieser Umstände ergibt sich daraus, daß durch das Zusammenspiel dieser Faktoren im wesentlichen bestimmt wird, wo

und in welcher Menge die Sinkstoffe abgelagert werden, wo bereits abgesetzte Sedimente neuerlich erfaßt und umgelagert werden und wo schließlich zeitweilig überhaupt keine Sedimentation stattfindet. Dementsprechend finden wir am Boden der heutigen Meere Bereiche, in denen, wenn auch vielleicht nur vorübergehend, viel Sedimentmaterial abgelagert wird unmittelbar neben solchen, in denen wenig oder nicht sedimentiert wird. Einen Meeresboden, auf dem gleichzeitig überall und womöglich noch in gleicher Mächtigkeit grobes und feines Material sedimentiert wird, dürfte es nach den heutigen Erfahrungen wohl kaum geben.

Wenn auch das Sedimentmaterial am Boden des Meeres häufig neuerlich bewegt, verfrachtet und wieder abgesetzt wird, so kann es doch auch wieder durch längere Zeit festgelegt werden. Die in diesem Falle entstehenden Sedimentkörper sind „Ruheformen“, die unter ganz bestimmten Strömungs- und Sedimentationsverhältnissen gebildet wurden und die ihre Form auch nur so lange bewahren können, solange keine wesentlichen Änderungen dieser Verhältnisse eintreten. Ändern sich jedoch diese Verhältnisse, dann wird auch die Ruheform wieder abgebaut, sie wird umgelagert, umgeformt und wird zu einer labilen Bewegungsform oder kurz zu einer „Arbeitsform“.

Geologisch bedeutungsvoll sind besonders jene Vorgänge, durch welche die jeweils bestehenden Ruhe- und Arbeitsformen so rasch von jüngeren Sedimenten bedeckt werden, daß sie der weiteren Einwirkung von Strömungen entzogen werden. Sie bleiben uns dann als „fossile“ Ruhe- bzw. Arbeitsformen erhalten. Im ebenen Schnitt der üblichen Profile aber treten uns diese fossil gewordenen Formen nur als körperlose „Schichten“ entgegen und verraten nichts von dem wechselvollen Spiel der Kräfte, durch welches sie geschaffen wurden.

Wenn man, von diesen Gesichtspunkten ausgehend, die vertikale Schichtfolge in einem fossilen Meeresbecken betrachtet, so besteht diese aus einer vertikalen Folge von Sedimentkörpern, die sich in verschiedenartiger Weise überlagern können, die aber im wesentlichen nichts anderes sind als die sukzessiv fossil gewordenen Ruhe- und Arbeitsformen.

Ob und bis zu welchem Grade diese Sedimentkörper bei der Analyse einer Beckenfüllung zu berücksichtigen sind, ist abhängig von der Art der Analyse und von dem Maßstabe, in dem sie durchgeführt wird. Begnügt man sich beispielsweise mit der Gliederung einer Schichtfolge nach chronologischen Kategorien, dann wird die Art der Sedimentkörper überhaupt nicht in Erscheinung treten. Führt man jedoch eine lithologische Analyse der Schichtfolge in einem Maßstabe durch, der es verlangt, Größenänderungen im Meterbereich zu berücksichtigen, dann erlangen die Sedimentkörper, aus denen die „Schichten“ in Wirklichkeit bestehen, nicht nur allgemein geologische, sondern in manchen Fällen auch praktische Bedeutung.

Allerdings verlangen diese Untersuchungen ein dichtes Netz von Beobachtungen, mit deren Hilfe es möglich ist, die Körperform der Ablagerungen zu erschließen. Es ist naheliegend, daß besonders Gebiete, in welchen die Ablagerungen von zahlreichen Bohrungen durchteuft wurden, diesen Anforderungen am besten entsprechen werden.

Die nachfolgenden Untersuchungen wurden, ursprünglich von praktischen Fragestellungen ausgehend, in dem großen österreichischen Erdölfeld Matzen—Bockfließ durchgeführt. Dieses Feld liegt in dem nördlich der Donau gelegenen Teil des inneralpinen Wiener Beckens, zirka 30 km nord-

östlich von Wien. Die große Zahl von Tiefbohrungen, die seit der Erschließung des Feldes im Jahre 1949 abgeteuft wurden, geben durch die elektrischen Bohrlochdiagramme in Verbindung mit den gezogenen Kernen die Möglichkeit, die Sedimentationsverhältnisse eingehend zu studieren.

Für die vorliegende Arbeit wurde ein Gebiet von etwa 25 km<sup>2</sup> Ausdehnung in den Bereich der Untersuchung einbezogen. Die Dichte der Bohrpunkte (Entfernung 250—270 m) und die Größe des Gebietes bieten eine Gewähr dafür, daß die Ergebnisse durch ein so dichtes Netz von Beobachtungspunkten belegt sind, daß die Form der Sedimentkörper auch tatsächlich in den wesentlichen Zügen richtig erkannt werden konnte.

Der Direktion der Österreichischen Mineralölverwaltung, im besonderen Herrn Direktor Dr. h. c. Dr. Karl Friedl danke ich für die Erlaubnis der Veröffentlichung dieser Arbeit; Herrn Direktor Friedl bin ich außerdem für den ständigen und anregenden Gedankenaustausch sehr zu Dank verpflichtet.

## II. Allgemeine Züge der Schichtfolge

In dem Gebiet von Matzen—Bockfließ folgen über dem Flysch des Beckenuntergrundes Schichten, die, nach bisherigem Übereinkommen, dem Helvet zugerechnet werden, obwohl ein paläontologischer Beweis für diese Altersstellung noch nicht erbracht werden konnte. Diese Schichten sind aber jünger als die dem Helvet zugeteilten Schichten des Alpenvorlandes. Die Beckenfüllung besteht weiters aus Ablagerungen des Torton, des Sarmats und des Pannons.

Lithologisch bestehen die Ablagerungen dieser Alter im wesentlichen aus einer wechselnden Folge von Tonmergeln und mehr oder weniger stark verfestigten Sanden von verschiedener Korngröße. In den gröber körnigen Schichtgliedern werden Einlagerungen von Kiesen und Schottern beobachtet. In der lokalen stratigraphischen Einteilung werden die sandigen Schichtglieder jeder Stufe vom Hangenden zum Liegenden mit fortlaufenden Nummern bezeichnet. So unterscheidet man beispielsweise im Torton dieses Gebietes 16 solche „Horizonte“, im Sarmat 10 usw. und spricht kurz vom 16. Tortonhorizont, vom 8. Sarmathorizont usw.

Vergleicht man in dem nur wenig gestörten Gebiet mit Hilfe der Schlumbergerdiagramme die vertikale Aufeinanderfolge von Mergel und Sand, so ist in dem Auftreten der Sandhorizonte ein gewisser Rhythmus unverkennbar.

Im unteren Teil dieser rhythmischen Sedimentfolge herrschen Mergel vor. Sandhorizonte treten nur untergeordnet und in größeren Abständen voneinander auf. Ihre horizontale Verbreitung ist in dem untersuchten Gebiete lokal begrenzt, im Schnitt der Profile erscheinen sie als „Sandlinsen“.

Gegen das Hangende wird die Zufuhr von sandigem Material stärker. Die einzelnen Horizonte werden mächtiger und gleichzeitig bedecken sie in zunehmendem Maße größere Gebiete. Sie sind aber immer noch gut individualisiert und durch breitere Mergellagen klar voneinander geschieden.

Der allgemeine Trend der sich rhythmisch verstärkenden Sandzufuhr hält jedoch auch weiterhin an. Dies hat zur Folge, daß die einzelnen Horizonte immer enger aneinanderrücken und schließlich miteinander zu Horizontgruppen verschmelzen. Den Höhepunkt der Sandzufuhr und gleich-

zeitig auch den Abschluß der rhythmischen Sedimentfolge bildet jeweils ein mächtiger Komplex sandiger Horizonte, der durch das starke Zurücktreten trennender Mergellagen besonders kompakt erscheint. Die stark gesteigerte Zufuhr sandigen Materiales prägt sich in diesem geschlossenen Komplex auch in der Vergrößerung des Kornes und in der Einschaltung von Kies- und Schotterlagen aus.

Dieser Rhythmus in der vertikalen Sedimentfolge wiederholt sich dreimal in dem Gebiet von Matzen. Die nachfolgenden Studien beschäftigen sich mit den Horizonten, die dem mittleren Rhythmus zugehören. Dieser Rhythmus beginnt mit den Mergeln im Hangenden des 16. Tortonhorizontes und wird durch einen Schlußkomplex abgeschlossen, der aus dem 8. bis 10. Sarmathorizont und dem 1.—3. Tortonhorizont besteht. Die chronologische Grenze Sarmat—Torton liegt in dem Schlußkomplex.

Wenn auch auf eine eingehende Erörterung dieser rhythmischen Sedimentfolge im Rahmen dieser Arbeit verzichtet werden muß, so ist es dennoch notwendig auf ihr Bestehen hinzuweisen. Dieser Rhythmus bildet in dem Gebiet von Matzen einen besonders charakteristischen Zug der lithologischen Sukzession, durch den auch die Form der gebildeten Sedimentkörper wesentlich beeinflußt wird.

### III. Die Form der sedimentierten Sandkörper

#### a) Sandkörper des 13. Tortonhorizontes

Als Beispiel für die Form der Sandkörper, die im unteren Abschnitt einer rhythmischen Sedimentfolge in diesem Gebiet gebildet wurden, soll nun der 13. Tortonhorizont dienen.

Im Einklang mit der relativ geringen Sandzufuhr während dieses Zeitraumes treffen wir diesen Horizont nur in örtlich begrenzten Teilen des untersuchten Gebietes an. Dort wo er fehlt, scheint die Mergelfazies ununterbrochen fortgedauert zu haben. Im Schnitt der üblichen Profile wird dieser Horizont daher meist als eine schmale Sandlinse gezeichnet; allerdings darf hiebei nicht übersehen werden, daß diese Linsen in den verschiedenen Profilen nicht strenge niveaubeständig sein müssen.

Um nun die Umweltsbedingungen, unter denen der 13. Tortonhorizont abgelagert wurde, genauer erfassen zu können, wurde eine Karte der Sandmächtigkeiten dieses Horizontes von dem ganzen Gebiete im Maßstab 1:10.000 gezeichnet. Fig. 1 zeigt einen charakteristischen Ausschnitt aus dieser Karte. Die Linien verbinden die Punkte gleicher Sandmächtigkeit, die Zahlen geben die Sandmächtigkeit in Metern an. Die schraffierten Flächen entsprechen jenen Gebieten, in welchen der Horizont nicht entwickelt ist.

Eine Betrachtung dieser Karte läßt zunächst erkennen, daß die Sandkörper zwischen benachbarten Mergelgebieten liegen und im allgemeinen längliche oder rundliche Gestalt besitzen. In der Längsrichtung ändern sich die Mächtigkeiten sehr langsam, in der Querrichtung bedeutend rascher; die größten Mächtigkeiten besitzen die zentral gelegenen Teile der Sandkörper.

Die Isopachenkarten zeigen wohl die Verteilung der Sandmächtigkeiten, sie geben aber, für sich allein betrachtet, keine Auskunft darüber, in welcher Beziehung diese Mächtigkeiten zur Auflagerungsfläche des Sandkörpers stehen.

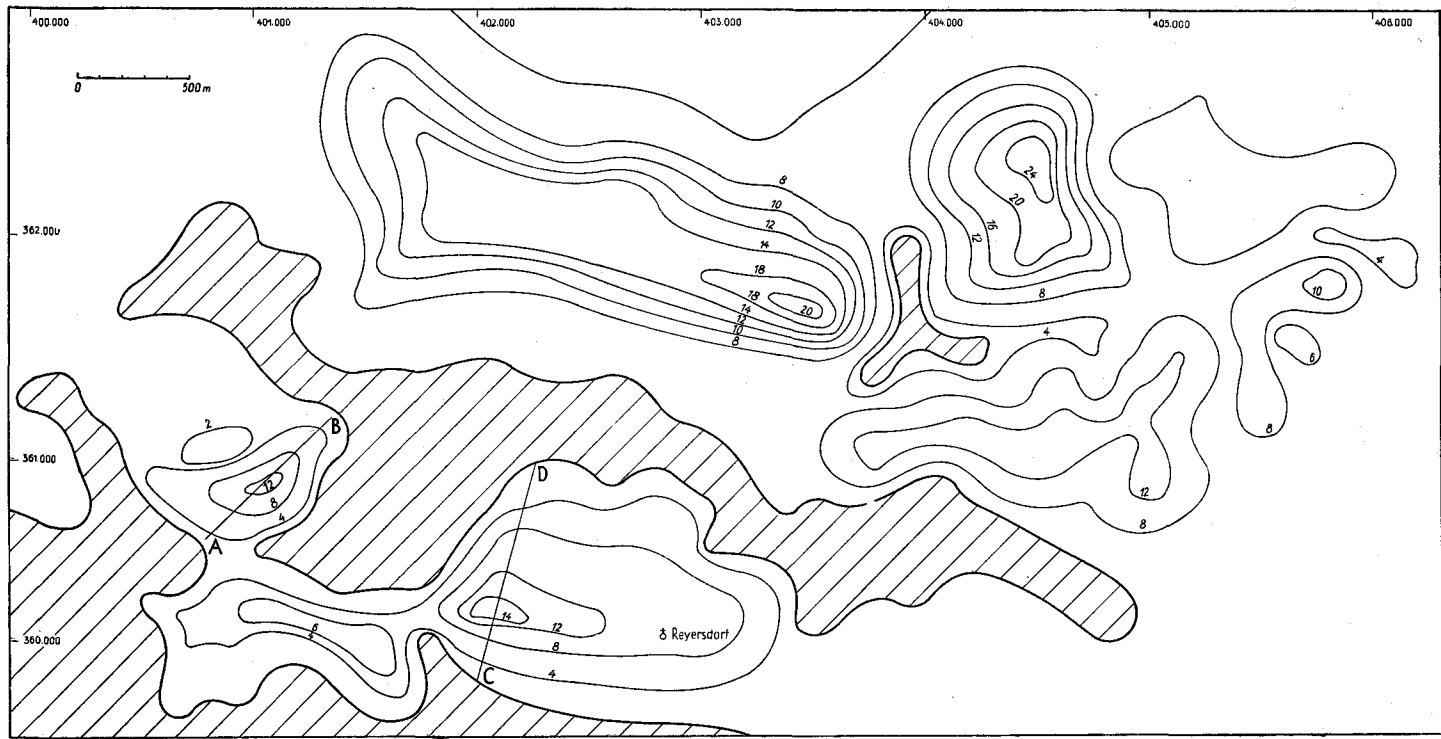


Abb. 1: Verteilung der Sandmächtigkeit im 13. Tortonhorizont.  
 Schraffiert: Mergel. Ausfüllung von Rinnen.  
 (Kartenausschnitt.)

Untersuchungen an rezenten Sandkörpern haben gezeigt, daß die Art der Auflagerungsfläche erkennen läßt, ob die Ablagerung als wallartige Aufschüttung oder als Ausfüllung einer Rinne oder einer Mulde entstanden ist. Eine wallartige Aufschüttung ist durch eine ebene Basisfläche und eine nach oben gewölbte Oberfläche charakterisiert, während die Ausfüllung einer Rinne sich durch eine nach unten gewölbte Basisfläche und eine ebene oder schwach gekrümmte Oberfläche zu erkennen gibt.

Querschnitte durch die Sandkörper des 13. Tortonhorizontes geben übereinstimmende Bilder. So zeigt beispielsweise der kleine, zwischen den größeren Mergelgebieten liegende Sandkörper am westlichen Rand der Skizze längs AB Seehöhenwerte für seine Auflagerungsfläche von —1310 m, —1322 m und —1311 m; seine Oberfläche ist sogar noch etwas nach unten gekrümmt mit den Werten —1306 m, —1309 m und —1305 m (Abb. 7 a). Der weiter östlich gelegene Sandkörper zeigt längs CD einen ähnlichen aber etwas asymmetrischen Querschnitt (Abb. 7 b). Im Prinzip das gleiche Bild liefern auch die anderen Sandkörper.

Die angeführten Beispiele, die sich noch erweitern ließen, zeigen, daß die Sandkörper eine relativ flache Oberfläche und eine wesentlich stärker nach unten gekrümmte Unterseite besitzen, wobei die tiefste Stelle in bezug auf den Querschnitt ziemlich zentral gelegen ist.

Diese charakteristischen Querschnittsformen lassen somit einwandfrei erkennen, daß die „Sandlinsen“ des 13. Tortonhorizontes Ausfüllungen von Rinnen oder sonstigen flachen Hohlformen des Untergrundes sind.

Versucht man aus den Querschnitten einerseits und der maximalen Breite der Rinnen andererseits die größte Tiefe derselben zu schätzen, so erhält man durchwegs Werte, die größer sind als die größten beobachteten Sandmächtigkeiten. Hieraus läßt sich schließen, daß die Menge des zugeführten und sedimentierten sandigen Materiales zu gering war, um die flachen Hohlformen des Untergrundes ganz auszufüllen. Daher bleiben auch die zwischen den Sandkörpern liegenden Mergelgebiete ohne Sandbedeckung und aus dem gleichen Grunde treffen wir Oberflächen der Sandkörper, die flach nach unten gewölbt sind.

Überblickt man all die angeführten Beobachtungen, dann besteht wohl kaum ein Zweifel darüber, daß die Rinnen bzw. flachen Mulden bereits vorhanden gewesen sein müssen, als die Zufuhr und der Absatz des Sandes begann. Die Mergelgebiete, die die einzelnen Sandkörper voneinander trennen, sind demnach folgerichtig als die flachen Rücken zu betrachten, durch welche die einzelnen Rinnen und Mulden, in die später Sand eingelagert wurde, voneinander geschieden wurden.

Da auf diesen trennenden Mergelrücken aber kein Sand abgelagert wurde, während in den Rinnen die Sandsedimentation im Gange war, sind diese Rücken durch eine zeitliche Unterbrechung der Sedimentation gekennzeichnet. Die Mergeloberfläche entspricht einer Omissionsfläche.

#### b) Sandkörper des 11. Tortonhorizontes

Wir wenden uns nun einem stratigraphisch etwas höher gelegenen Niveau der tortonen Sedimentfolge zu.

Dem allgemeinen Rhythmus der Sedimentation entsprechend hat die Zufuhr von sandigem Material beträchtlich zugenommen. In Überein-



Abb 7a

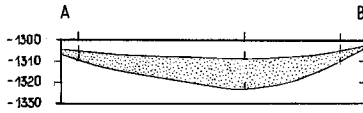


Abb 7b

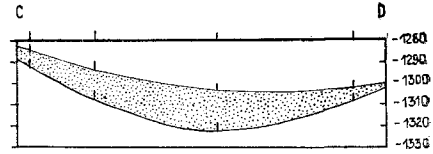


Abb. 7c

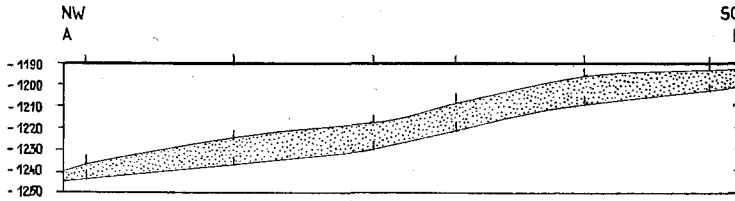


Abb. 7d.

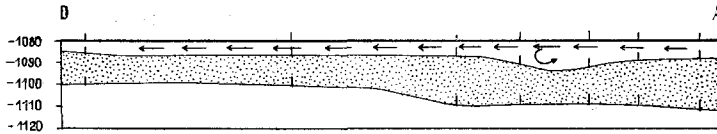
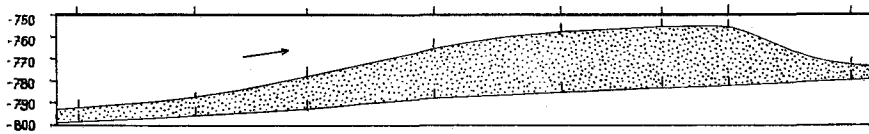


Abb. 7e



600 m  
(5 fach überhöht)

Abb. 7: Querschnitte durch Sandkörper.

Abb. 7 a und 7 b: Querschnitte durch die Rinnenfüllung des 13. Tortonhorizontes.

Abb. 7 c: Querschnitt durch die Hangverkleidung des 11. Tortonhorizontes.

Abb. 7 d: Querschnitt durch ein Stück des Sandstromes im 8. Tortonhorizont.

Abb. 7 e: Querschnitt durch eine Wanderform des Sandes im 8. Sarmathorizont.

(Alle Abbildungen fünffach überhöht.)

stimmung damit sind die Sandlagen des 11. Tortonhorizontes in dem Untersuchungsgebiet weiter verbreitet als jene des 13. Tortonhorizontes. Die Gesamtmenge des zugeführten Sandes war aber nicht ausreichend, um die vorher gebildete Mergelfläche vollkommen mit einer Sanddecke zu überziehen. Dementsprechend finden wir auch hier, wenn auch stark zurücktretend, Gebiete, in welchen die Sandlagen des 11. Tortonhorizontes fehlen.

Eine Vorstellung, in welcher Art die Sedimentation des Sandes erfolgt, wenn von dem Relief des Untergrundes nur mehr einzelne Mergelrücken übrig geblieben sind, soll Abb. 2 vermitteln. Auch diese Karte ist, ebenso wie alle folgenden, ein Ausschnitt aus der Isopachenkarte des ganzen Gebietes, die im Maßstab 1 : 10.000 gezeichnet wurde.

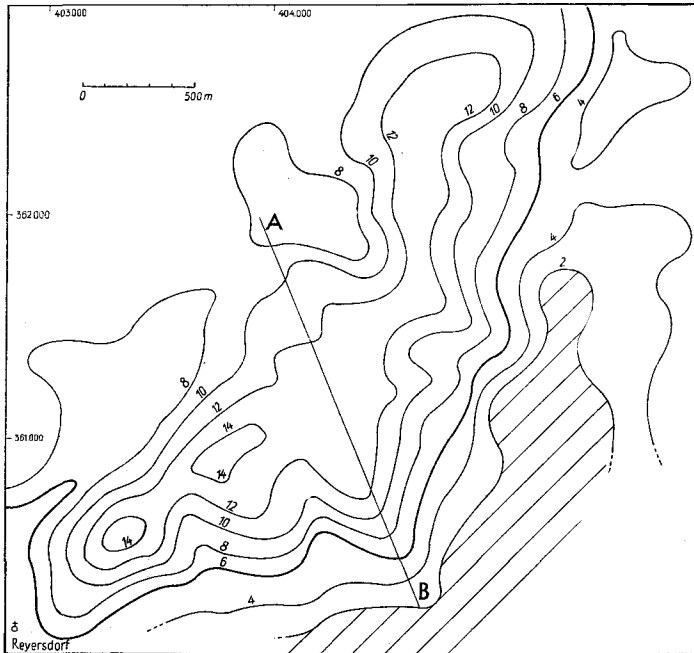


Abb. 2: Verteilung der Sandmächtigkeit im 11. Tortonhorizont.  
Schraffiert: Mergel. Hangverkleidung.  
(Kartenausschnitt.)

Im südöstlichen Teil der Abb. 2 sind die Reste eines Mergelrückens (schraffiert) zu sehen, die noch ohne Sandbedeckung geblieben sind. Der Mergelrücken taucht in dem uns hier interessierenden Teil nach Norden und Nordwesten unter die Sande. Im Norden kann trotz der Sandbedeckung seine noch geringe Tiefenlage an der dort vorhandenen geringen Sandmächtigkeit leicht erkannt werden.

Der Sandkörper, der im Kartenausschnitt der Abb. 2 durch seine Isopachen dargestellt ist, schmiegt sich an den nach Norden umbiegenden Mergelrücken in einer Länge von zirka  $3\frac{1}{2}$  km an. Die Art seiner Sedimentation wird aber erst ersichtlich, wenn man die Verteilung der Mächtigkeit zur Lage der Basisfläche berücksichtigt. Der Querschnitt in Abb. 7 c zeigt diese Verhältnisse.

Die Auflagerungsfläche, d. h. die Flanke des Mergelrückens, senkt sich zunächst nach Nordwesten (Seehöhen —1203 m, —1209 m), dann nimmt die Neigung zu (—1221 m, —1230 m) und schließlich tritt gegen den Hangfuß wieder eine Verflachung ein (—1236 m, 1243 m). An diesen Mergelhang ist der Sandkörper in charakteristischer Weise angelagert. Seine Mächtigkeit nimmt zunächst rasch zu, so daß trotz der Neigung der Auflagerungsfläche die Sandoberfläche fast eben verläuft, dann zeigt die Sandschüttung eine Neigung von 2—3°, die gegen den Fuß der Aufschüttung allmählich kleiner wird. Ein Böschungswinkel von 2—3° wurde wiederholt bei Sandschüttungen am Boden des Meeres gemessen.

Der Sandkörper läßt in seinen wesentlichen Eigenschaften das charakteristische Bild eines Sedimentes erkennen, welches im Strömungsschatten eines Hanges oder einer Bodenwelle zum Absatz gelangte und das Streben zeigt, die ursprünglich vorhandene Hangböschung zu verkleiden und dadurch eine neue Oberfläche zu formen, die den bestehenden Strömungsverhältnissen am besten angepaßt ist.

Aus diesen geschilderten Verhältnissen läßt sich abermals erkennen, daß der Reliefunterschied, d. h. der Mergelrücken und seine Böschung nach Nordwesten, bereits vor der beginnenden Sandsedimentation vorhanden gewesen sein muß, da sich sonst der Sandkörper in seiner charakteristischen Form nicht hätte bilden können. Ferner ergibt sich auch hier der Schluß, daß jener Teil des Mergelrückens, der von den Sanden des 11. Tortonhorizontes nicht bedeckt wurde, während der Sedimentation des Sandes ein Gebiet fehlender Sedimentation war.

#### c) Sandkörper des 8. und 9. Tortonhorizontes

Eine weitere Verstärkung der Zufuhr sandigen Materiales kennzeichnet jenen Zeitabschnitt, in dessen Verlaufe im Gebiet von Matzen die Ablagerungen des 8. und 9. Tortonhorizontes gebildet wurden. Trotzdem sind beide Horizonte noch gut individualisiert und auch deutlich voneinander getrennt.

Die stärkere Sandzufuhr, die während der Bildung beider Horizonte herrschend war, äußert sich einmal in einer allgemeinen Zunahme der durchschnittlichen Horizontmächtigkeit, dann aber auch dadurch, daß zur Zeit der Horizontbildung das ganze Gebiet geschlossen von sandigen Sedimenten bedeckt wurde.

Unter diesen Umständen ist es verständlich, daß auch in jenen Profilen, die in größeren Maßstäben entworfen werden, beide Horizonte als durchstreichende „Sandschichten“ gezeichnet werden, die bestenfalls nur in ihrer Mächtigkeit etwas schwanken. Es wäre aber verfehlt aus diesen Bildern zu schließen, daß diese „Sandschichten“ das Ergebnis eines gleichmäßig verlaufenden schichtförmigen Absatzes von Sand wären, der kontinuierlich oder mit kurzen Unterbrechungen in dem ganzen Gebiet vor sich ging. Der innere Aufbau und die Zusammensetzung dieser „Sandschichten“ und damit ein Einblick in ihre Entstehungsweise und ihre Eigenschaften läßt sich aus vereinzelt Profilschnitten eben nicht erkennen.

Untersucht man nun die Gestalt der einzelnen Sandkörper, aus denen beide Horizonte bestehen, so geben sich typische Sandströme von zum Teil beachtlicher Länge zu erkennen, die den Raum von Matzen—Bockfließ in diesem Zeitabschnitt beherrschen.

Die wesentlichen Eigenschaften derartiger Sandströme sollen an mehreren Beispielen aus dem 8. Tortonhorizont näher erläutert werden. Sie treten aber in ähnlicher Entwicklung auch im 9. Tortonhorizont auf.

Abb. 3 zeigt zunächst einen Ausschnitt aus dem großen Sandstrom, der als 8. Tortonhorizont den östlichen und mittleren Teil des Matzener Feldes bedeckt. Er kommt aus Nordosten und läßt sich zirka 9 km lang bis an das südwestliche Ende des Feldes verfolgen. An seinem zungenförmigen Ende und an seinen Flanken nimmt die Mächtigkeit rasch ab und gleichzeitig der Gehalt an feinen Korngrößen zu.

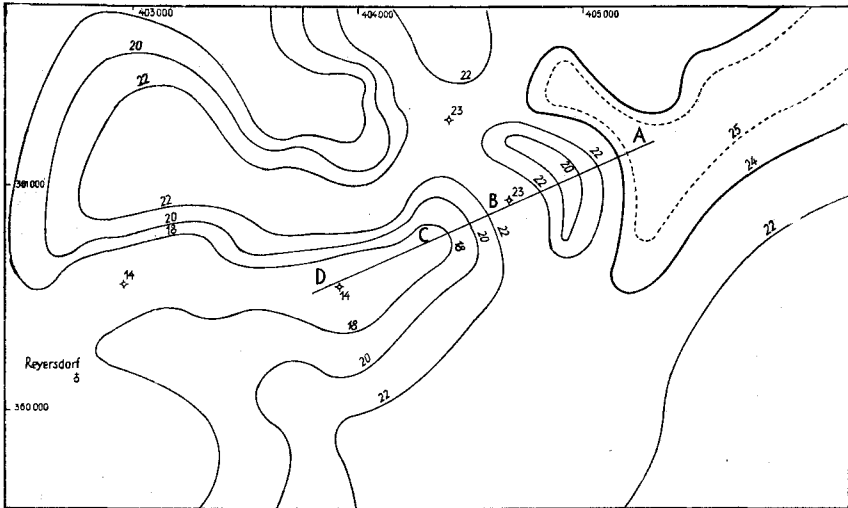


Abb. 3: Verteilung der Sandmächtigkeit im 8. Tortonhorizont.  
Sandstrom von Nordost nach Südwest; Teilung in Zungen.  
(Kartenausschnitt.)

Der in Abb. 3 dargestellte Ausschnitt soll die Verhältnisse zeigen, die sich bei allen zungenförmigen auseinanderfließenden Sandströmen immer wieder beobachten lassen. Der große Einfluß der Bodenfläche auf die Art der Sedimentation wird hierbei klar ersichtlich.

Die Auflagerungsfläche des Sandes zeigt kein besonderes Relief. Sie hat im allgemeinen eine nur schwach gekrümmte schildförmige Gestalt. Zwischen A und B der Abb. 3 verschwindet auch diese leichte Krümmung und die Basisfläche erscheint vollkommen eben. Südöstlich von B hebt sich nun aus dieser flachen schildförmigen Basisfläche ein relativ schmaler Rücken heraus. Der etwas steilere Anstieg zu C beträgt allerdings nur 7 m; an anderen Stellen kann die Neigung des Rückens etwas steiler sein, sie beträgt aber im Durchschnitt nur 1—2°. Der Rücken selbst verläuft dann nach Überwindung des Anstieges auf eine größere Erstreckung ganz flach nach Südwesten.

So gering auch das Herausheben dieses Rückens aus der Basisfläche zunächst erscheinen mag, so bedeutsam ist jedoch sein Vorhandensein für den Verlauf der Strömungen und damit auch für die Art der Sedimentation. Zur Ergänzung sei in diesem Zusammenhange auch darauf hingewiesen, daß Untersuchungen auf heutigen Meeresböden gezeigt haben,

daß noch unscheinbarere flache Erhebungen, die oft kaum 1 m Höhe erreichen, den Verlauf der Strömungen und damit auch den Transport und die Ablagerung der mitgeführten Sinkstoffe wesentlich beeinflussen.

Die Wirkung eines derartigen flachen Hindernisses, welches sich dem Verlauf einer Strömung entgegenstellt, läßt sich nun nach dem heutigen Stand unserer Kenntnisse in folgender Weise charakterisieren. Vor dem Hindernis wird die Strömung gezwungen, sich zu teilen. Während nur ein Teil der Strömung an dem flachen Hang emporstreicht und über den Rücken weiterzieht, teilt sich die Strömung vor dem Hindernis und fließt an den beiden Flanken weiter. Die speziellen Verhältnisse geben Anlaß zur Entstehung verschiedener Wirbel, die ihrerseits wieder für Transport und Absatz der mitgeführten Sinkstoffe wichtig sind. Als Ergebnis des komplizierten Wechselspieles ist schließlich festzustellen, daß die Hauptmasse des transportierten Sandes einerseits vor, andererseits an den beiden Flanken des Rückens abgesetzt wird. In dem Raume unmittelbar vor dem Anstieg zu dem Hindernis entstehen Leewirbel, die an dieser Stelle in ganz charakteristischer Weise den Absatz des Sedimentes vermindern. Auf dem Rücken selbst wird durch den darüber hinstreichenden Strom ebenfalls weniger Material zum Absatz gebracht.

Die Isopachenkarte Abb. 3 läßt aus der Art der Mächtigkeitsverteilung des Sandes die geschilderten Verhältnisse klar erkennen. Man sieht, wie der aus Nordosten kommende Strom sich in zwei Arme teilt, die den flachen Rücken des Untergrundes im Norden und Süden umfließen. Dort, wo die beiden Zungen sich trennen, (A), läßt sich die Wirkung der Leewirbel an der Verminderung der Sandmächtigkeit klar erkennen und schließlich verrät sich der unter der Sandbedeckung begrabene Rücken durch die nahezu gleichbleibende, aber stark reduzierte Mächtigkeit des abgelagerten Sandes (C—D u. w.).

Naturgemäß zeigen die verschiedenen Sandströme mannigfache Modifikationen. Die allgemeine Form des Hindernisses, seine Symmetrie oder Asymmetrie, seine relative Höhe, ferner der Winkel, unter welchem die Strömung auf die Form des Hindernisses auftrifft und manche andere schwer zu fassende Einzelheit beeinflussen die Gestalt der Sandablagerung im einzelnen. Besonders die oft asymmetrische Verteilung der abgelagerten Sande an den beiden Flanken der Rücken ist durch diese wechselnden Umstände zu erklären.

Ein zweiter, ähnlicher Sandstrom ist im Westteil des Feldes von Matzen—Bockfließ zu erkennen. Abb. 4 zeigt den entsprechenden Ausschnitt aus der Isopachenkarte. Beachtenswert ist es bei diesem Sandstrom, daß er durch eine Strömung geschaffen wurde, die einwandfrei aus Nordwesten kam.

Die fingerförmig auseinanderstrebenden Zungen dieses Sandstromes erstrecken sich bei gleichzeitiger Mächtigkeitsabnahme nach Südosten und Osten. Die Stellen, an denen auch hier Leewirbel, bedingt durch entsprechende Unregelmäßigkeiten des Untergrundes, eine Verminderung des Sandabsatzes bewirkten, sind in Abb. 4 klar ersichtlich.

Wie die angeführten Beispiele zeigen, läßt eine Analyse des 8. Tortonhorizontes von Matzen—Bockfließ erkennen, daß dieses sandige Schichtglied eine bedeutend kompliziertere innere Struktur besitzt, als einzelne Diagramme, Profile oder selbst die Strukturkarte seiner Oberkante vermuten lassen.

Dieser Horizont besteht aus Sandströmen, welche sich mehrfach zungenartig teilen und die im Raume des Erdölfeldes aus zwei verschiedenen Richtungen kommen. Der größere dieser beiden Ströme kommt aus Nordosten und erstreckt sich, besonders mit seiner südlichen Zunge, weit nach Südwesten. Der kleinere Sandstrom, gleichfalls mehrmals gelappt, kommt von Nordwesten und sendet seine Zungen nach Osten und Südosten. In einem Streifen,

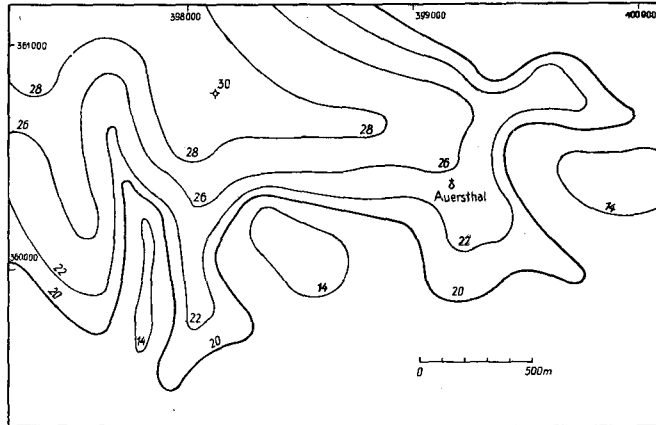


Abb. 4: Verteilung der Sandmächtigkeit im 8. Tortonhorizont.  
Sandstrom aus Nordwest. Teilung in Zungen.  
(Kartenausschnitt.)

der von Nordosten nach Südwesten zieht und der ungefähr 1 km östlich Auersthal vorbeistreicht, grenzen beide Systeme aneinander. In diesem Streifen ist der innere Aufbau dieses Schichtgliedes naturgemäß besonders komplex und örtlich wechselnd.

Wenn auch die räumliche Anordnung, die Form und die Mächtigkeit der einzelnen Sandkörper, aus denen der 8. Tortonhorizont letzten Endes zusammengesetzt wurde, so stark wechselnde Züge aufweisen, so wird durch das Gesamtergebnis der Sedimentation dieses Schichtgliedes dennoch ein Grundgesetz des Materialabsatzes aus einem strömenden Medium möglichst verwirklicht. Wir finden nämlich die einzelnen Sandkörper im Raume so nach Form und Mächtigkeit verteilt, daß sie in ihrer Gesamtheit der Hauptströmung den möglichst geringsten Widerstand entgegensetzen. Die im einzelnen recht verschieden gestalteten Oberflächen der Sandkörper fügen sich derart zu einer gemeinsamen Endfläche zusammen, daß diese einer Stromlinienform ziemlich nahe kommt.

Diese Verhältnisse werden besonders deutlich, wenn man eine Isohypsenkarte der Oberkante des 8. Tortonhorizontes entwirft. Obgleich dieser Horizont aus so verschiedenen Elementen zusammengesetzt ist, wurde letzten Endes eine gemeinsame Oberfläche geformt, welche die Gestalt eines ovalen, ganz flach gewölbten Schildes besitzt, dessen Längsachse mit der Längsachse der dominierenden Sandströmung, von Nordost nach Südwest, zusammen fällt. Die Neigungen dieser schildförmigen Fläche sind sehr gering; im Scheitel betragen sie höchstens  $\frac{1}{2}$ — $1^\circ$ , an den Flanken können sie etwas zunehmen.

Würde man den 8. Tortonhorizont nur nach der Form seiner Gesamtoberfläche beurteilen, so erhielte man den Eindruck einer einfachen, ganz schwach gewölbten Antiklinale; man würde aber keinen Einblick in die wesentlichen Züge seiner inneren Gestaltung erhalten. Und doch hat erst dieser Einblick die Möglichkeit geboten, gewisse Eigenheiten der Erdölführung, der Wasser- und Gaskontakte und der Förderung richtig zu verstehen.

#### d) Sandkörper des 6. Torton- und 8. Sarmathorizontes

Die rhythmisch sich verstärkende Zufuhr von sandigem Sedimentmaterial erreicht im Raume von Matzen—Bockfließ im höheren Torton und an der Wende Torton—Sarmat einen Höhepunkt und damit endet gleichzeitig der mittlere Rhythmus der Sedimentfolge.

Der Höhepunkt der Materialzufuhr äußert sich, wie bereits allgemein erwähnt wurde, auch hier in einer Vergrößerung des Kornes der sandigen Sedimente, im Auftreten von Kies- und Schotterlagen und im Verschmelzen einzelner Horizonte zu Horizontkomplexen. Der ganze Meeresboden war in dieser Zeit von gröberen sandigen Sedimenten bedeckt.

Die Form der Sedimentkörper, die sich unter solchen Umständen bilden müssen, soll an Beispielen aus dem 6. Torton- und 8. Sarmathorizont näher erläutert werden. Zunächst betrachten wir die Form der Sedimentkörper des 6. Tortonhorizontes, die uns ein Ausschnitt aus der Isopachenkarte in Abb. 5 zeigt.

Die allgemeinen und für den Verlauf der weiteren Sedimentation wichtigen Umweltsbedingungen, die vor Beginn der Ablagerung des 6. Tortonhorizontes bestanden, lassen sich aus der Beschaffenheit der Auflagerungsfläche dieses Schichtgliedes erkennen. Da alle etwa früher vorhanden gewesenen Unregelmäßigkeiten des Untergrundes bereits weitgehend ausgeglichen waren, besitzt die Auflagerungsfläche des 6. Tortonhorizontes eine ganz flache, wenig gewölbte, schildförmige Gestalt, die in ihrer Form bereits weitgehend einer Stromlinienform entspricht.

Wenn nun in einem solchen Falle immer wieder neues Sedimentmaterial zugeführt wird, so kann sich dieses wohl vorübergehend absetzen, es kann sich aber keine beständige Ruheform bilden. Dem pulsierenden Charakter der Strömung entsprechend erfolgt der vorübergehende Absatz zunächst in kleinen, unregelmäßigen Sandflecken. Diese Absätze wachsen rasch an, erreichen aber bald jene Grenze, bei der sie auf der vorhandenen Unterlage und bei den bestehenden Strömungsverhältnissen nicht mehr haltbar sind.

Wenn dieses Stadium einmal erreicht ist, dann beginnen zunächst Strömungswirbel im Lee, die zeitweilig festgelegten Sande wieder abzutragen. Diese Wirbel schaffen zunächst den „Innenhof“ des neu entstehenden Sandkörpers. Gleichzeitig wird neu herbeigeführtes Material an den beiden Flanken abgelagert und auf diese Weise schieben sich die beiden Seitenarme der sichelförmigen „Wanderformen“ immer weiter nach vorne. Der zwischen den beiden Armen gelegene zentrale Teil des halbmondförmigen Sandkörpers steigt zunächst flach an, erreicht einen Höhepunkt und erst ein Stück hinter dieser Kulmination erfolgt der steilere Abfall zum Innenhof. Da auf diesem Weg nur wenig Sedimentmaterial in den Innenhof gelangt, wird dieser nicht aufgefüllt und ist ein Gebiet verminderter Sedimentmächtigkeit. Der Neigungswinkel des Abfalles zum Innenhof entspricht im wesentlichen

dem Böschungswinkel des transportierten Materiales in dem strömenden Medium.

Im weiteren Verlaufe des Umlagerungsprozesses kommt es an der rückwärtigen Seite des Sandkörpers zu Abschnürungen, die schließlich zu einer vollkommenen Loslösung des Sedimentkörpers von seiner Wurzel führen. Die sichelförmige Wanderform löst sich als eigene Form los und wandert nunmehr selbständig in der Strömungsrichtung weiter.

Auch diese Wanderformen sind Stromlinienformen. Sie entsprechen den komplizierten Verhältnissen, die dann entstehen, wenn durch Strömungen immer neues Material herbeigeführt wird und dieses auf einer Auflagerungsfläche, die selbst einer Stromlinienfläche nahe kommt, vorübergehend abgesetzt wird. Hat nämlich eine Auflagerungsfläche einmal das Stadium einer Stromlinienfläche erreicht, so kann von ihr weder Material fortgeführt werden, noch kann neu herbeigeführtes Material auf ihr dauernd sedimentiert werden, vorausgesetzt, daß sich die Strömungsverhältnisse nicht geändert haben. Allerdings ist es wohl klar, daß diese idealen Verhältnisse in der Natur kaum einmal vollkommen verwirklicht werden.

Nun rufen aber die Vorgänge, die zur Ausbildung der Wanderformen führen, eine Unzahl von Wirbeln (Leewirbel, Reflexwirbel usw.) hervor, die ihrerseits wieder bestimmte Wirkungen verursachen. Es muß zwangsläufig zur Zerstörung älterer Wanderformen kommen. Das Weiterwandern der selbständig gewordenen Formen erfolgt mit unterschiedlicher Geschwindigkeit, einzelne Wanderformen können aufeinander aufgeschoben werden und miteinander verschmelzen und ähnliche Komplikationen mehr. Die ganze Sedimentdecke befindet sich während ihrer Entstehung in ständiger Bewegung und Umgestaltung, die aber immer in Abhängigkeit von den wechselnden Oberflächenformen, den Änderungen der Strömungsstärke und Strömungsrichtung erfolgt.

Das Zusammenwirken all der geschilderten Faktoren, besonders aber die pulsierenden Änderungen von Stärke und Richtung der turbulenten Strömungen, bedingen außerdem noch einen ganz speziellen inneren Aufbau derartiger Ablagerungen. Die besonderen Ablagerungsverhältnisse finden ihren strukturellen und textuellen Ausdruck in der Bildung von linsenförmigen Lagen unterschiedlicher Größe, in einem sprunghaften Wechsel der Korngrößen vom Größten bis zum Feinsten, in rasch wechselnden Neigungsrichtungen und Neigungswinkeln verschiedener Lagen, die von den entsprechenden Neigungen der Oberfläche wesentlich abweichen können usw. Da aber gerade diese Eigenschaften maßgebend sind für Porosität und Permeabilität des Horizontes, so wird die Beachtung dieser speziellen Ablagerungsverhältnisse von praktischer Bedeutung für manche erdölgeologische und besonders fördertechnische Fragen.

Abb. 5 zeigt nun die Formen der Sandkörper des 6. Tortonhorizontes, die in der oben beschriebenen Weise entstanden sind. Am Ostrand und im Nordwesten des Kartenausschnittes sieht man sehr schön ausgebildete sichelförmige Wanderformen. Zwischen ihnen, nördlich von Reyersdorf, liegen die Reste einer bereits teilweise zerstörten und in Umbildung befindlichen Form. Dieser Ausschnitt aus der Isopachenkarte zeigt sehr klar, wie kompliziert im einzelnen die inneren strukturellen Verhältnisse dieses Horizontes sind.



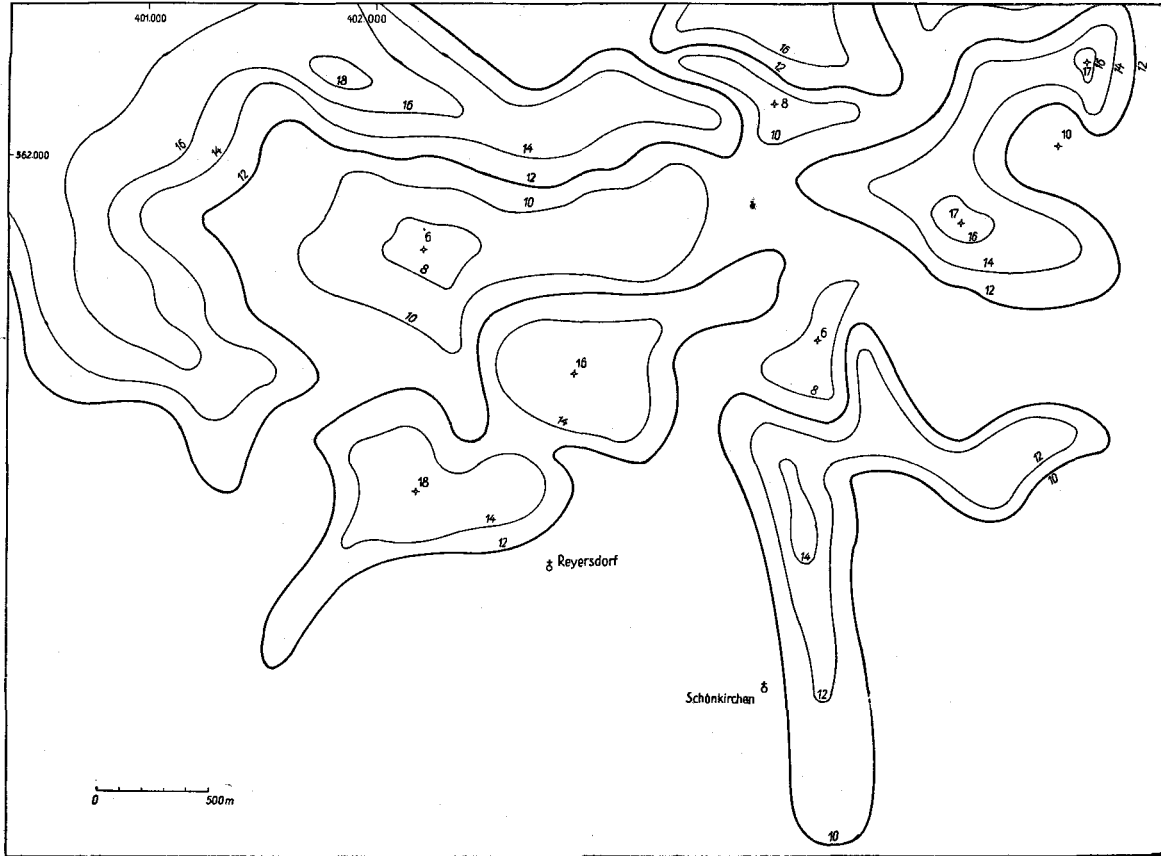


Abb. 5: Verteilung der Sandmächtigkeit im 6. Tortonhorizont. Wanderformen des Sandes. (Kartenausschnitt.)

Aus der allgemeinen Anordnung der sichelförmigen Wanderformen ist ersichtlich, daß die Strömungen, durch welche sie geschaffen wurden, im ganzen Gebiet von Nordwest nach Südost gerichtet waren. Irgendwelche Hinweise auf eine Strömung aus Nordosten, wie sie noch im 8. Tortonhorizont herrschend war, sind nicht mehr vorhanden.

Besonderes allgemein geologisches Interesse verdienen die Größenverhältnisse der einzelnen Wanderformen.

Die allgemeine Neigung der Auflagerungsfläche ist gering; sie beträgt im Durchschnitt 10—20'. Die Sandmächtigkeiten des zentralen Teiles der sichelförmigen Rücken erreichen Werte von 16—20 m. Im konkaven Innenhof sinkt die Sandmächtigkeit etwa auf ein Drittel, sie beträgt 6—7 m. Die Länge der vorgeschobenen Sichelarme wurde im Durchschnitt mit 1000—2000 m gemessen. Die Breite der Formen schwankt zwischen 800 m bis 1500 m. Der flache Anstieg zu dem Rücken kann bei ungestörter Entwicklung der Form mit etwa 20' angegeben werden, der Abfall in den Innenhof erfolgt steiler, mit Winkeln bis zu 2°. Die oberflächliche Neigung der vorgeschobenen Arme ist sehr gering; sie kann im Durchschnitt mit 10—15' angegeben werden.

Die im wesentlichen gleichen Ablagerungsbedingungen treffen wir bis in den 8. Sarmathorizont an, mit dem gleichzeitig die starke Sandzufuhr des mittleren Sedimentationsrhythmus beendet wird. Abb. 6 zeigt eine schön entwickelte Wanderform des Sandes aus diesem Horizont.

Man erkennt den gekrümmten Hauptkörper der Wanderform, der einen durch seine geringmächtige Sandablagerung gekennzeichneten konkaven Innenhof umfaßt. Die Form scheint den Höhepunkt ihrer Entwicklung noch nicht erreicht zu haben.

Auch hier sind wieder die Größenverhältnisse der Beachtung wert. Die Länge des Hauptkörpers beträgt zirka 2000 m. Die Arme sind 1500 m bzw. 1000 m weit vorgeschoben. Damit erreicht die Wanderform eine Gesamtlänge von 4500 m. Im Vergleich zu dieser Länge erscheint die Mächtigkeit verhältnismäßig gering. Sie bleibt zwar in der ganzen Länge des Hauptkörpers nahezu gleich, beträgt aber nur 15—17 m. Im konkaven Innenhof dieser Form ist die Mächtigkeit des Sandes auf 6 m reduziert. Die Neigungswinkel der Oberfläche sind relativ flach, entsprechen aber durchaus jenen, die bei allen übrigen Wanderformen beobachtet werden. Der Anstieg aus dem ebenen Innenhof erfolgt unvermittelt mit Winkeln von 1—2°. Der Rücken selbst verflacht dann deutlich und zeigt Neigungen von 10—15'; der Abfall der konvexen Seite ist wieder etwas steiler, die Winkel bleiben aber unter 1°. Die Hangneigung der Arme ist in der Längsrichtung ganz gering, sie erfolgt zuerst ganz allmählich, dann etwas steiler; im Mittel 10—15'.

Wie die angeführten Beispiele zeigen, sind die durch marine Bodenströmungen gebildeten Wanderformen durch zwei Merkmale besonders charakterisiert: einmal durch ihre beachtliche horizontale Ausdehnung und dann durch die geringen Neigungswinkel ihrer Oberflächen. In beiden Merkmalen spiegeln sich die besonderen Eigenschaften des strömenden Mediums wieder. Die große Breite einer marinen Bodenströmung führt naturgemäß auch zum Absatz von Sedimentkörpern, die in einheitlicher Gestaltung größere Flächen bedecken, während die sanften Neigungen

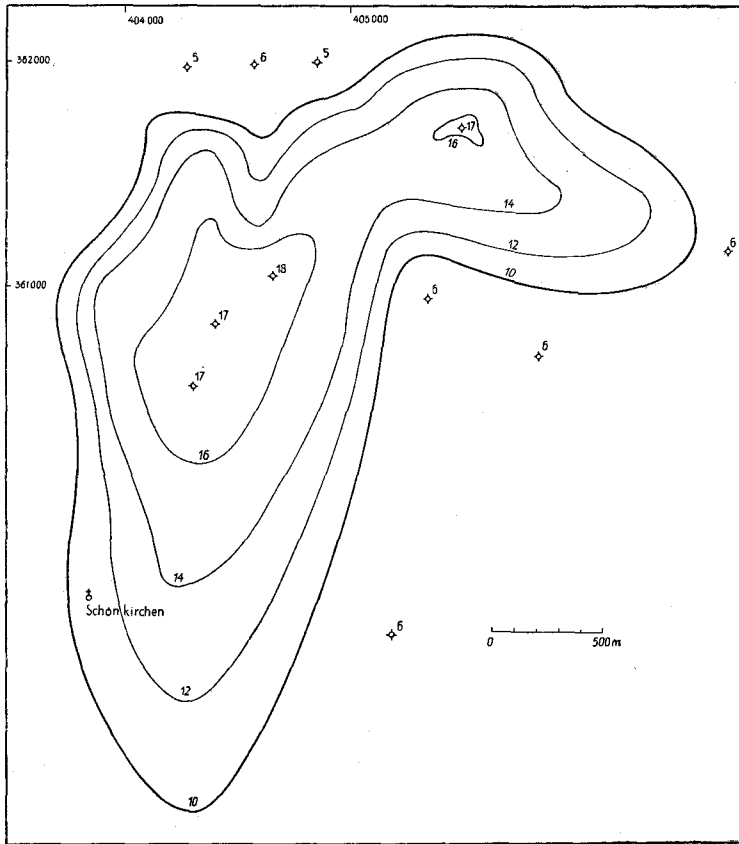


Abb. 6: Verteilung der Sandmächtigkeit im 8. Sarmathorizont.  
Große Wanderform des Sandes.  
(Kartenausschnitt.)

den Böschungsverhältnissen unter der gegebenen Meeresbedeckung entsprechen.

Ohne Schwierigkeit können die geschilderten Sedimentationsformen mit solchen verglichen werden, wie sie z. B. durch Windströmungen geschaffen wurden. Die Grundprinzipien der Bildung sind die gleichen; in den Unterschieden (Größe, Böschungswinkel) kommt die besondere Eigenart des strömenden Mediums zum Ausdruck.

#### IV. Ergebnisse und Folgerungen

Die Untersuchung verschiedener Horizonte im Torton und Sarmat des Erdölfeldes von Matzen—Bockfließ in bezug auf die Verteilung der Sandmächtigkeiten führte zu allgemeinen Ergebnissen, die nunmehr kurz zusammengefaßt werden sollen.

Zunächst zeigte sich, daß die einzelnen Horizonte keine mehr oder minder gleichmächtigen, schichtenförmigen Lagen sind, wie dies aus Einzel-

profilen geschlossen werden könnte. Jeder Horizont wurde vielmehr aus verschieden geformten Sandkörpern zusammengefügt, die das Resultat eines Absatzes aus turbulent fließenden Bodenströmungen darstellen. Vom Standpunkt der Dynamik des Sedimentationsprozesses aus betrachtet, sind diese Sandkörper dauernd oder zeitweilig festgelegte Ruheformen, die im Zeitpunkt ihrer Bedeckung durch jüngere Sedimente noch vollständig erhalten waren oder die sich in diesem Zeitpunkt bereits wieder im Zustand der Zerstörung und neuerlichen Umlagerung befanden. Große Teile der Sedimentdecke, die durch diese Sandkörper gebildet wird, befinden sich während ihrer Entstehung in ständiger Bewegung und Gebiete starker, schwacher oder auch ganz fehlender Sedimentation können unmittelbar benachbart sein.

Für die Form der Sedimentkörper, die im Einzelfall gebildet werden, ist im wesentlichen das Zusammenwirken von zwei Faktoren bestimmend. Diese sind einerseits die Beschaffenheit und das Relief der Auflagerungsfläche des Horizontes und andererseits die Stärke und Dauer der Materialzufuhr. Da im Raume von Matzen—Bockfließ die Sandzufuhr im unteren Torton gering war, sich dann rhythmisch steigerte und schließlich im oberen Torton und unterstem Sarmat einen Höhepunkt erreichte, konnte der Einfluß dieses Faktors besonders gut verfolgt werden.

Um nun den lithologischen Aufbau eines Horizontes und seine für die Lagerstättenbildung wichtigen Eigenschaften richtig beurteilen zu können, ist es notwendig, drei Elemente miteinander zu vergleichen:

1. Die Basis oder Auflagerungsfläche des Horizontes,
2. die Form und die räumliche Verteilung der Sedimentkörper, die auf dieser Fläche abgelagert wurden und schließlich
3. die daraus resultierende Gesamtoberfläche des Horizontes.

Ein vergleichendes Studium dieser drei Elemente in den einzelnen Horizonten offenbart die immer wiederkehrende Tendenz, ein Grundgesetz der Sedimentation möglichst weitgehend zu verwirklichen:

Jedes turbulent strömende Medium, welches mit Sinkstoffen beladen ist und diese sedimentiert, ist bestrebt, diese Sinkstoffe auf seiner Unterlage räumlich und körperlich so zu verteilen, daß die sich daraus ergebende neue Oberfläche der Strömung den geringsten Widerstand entgegengesetzt.

Es herrscht also ganz allgemein die Tendenz, auf einer gegebenen Fläche mit Hilfe der abgelagerten Sedimente einen Stromlinienkörper zu formen.

Die Verwirklichung dieses Prinzipes führte in den verschiedenen Horizonten zur Bildung von ganz verschiedenen Sandkörpern. Es konnten folgende Typen festgestellt werden:

- a) Ausfüllungen von Rinnen oder Mulden der Basisfläche.
- b) Verkleidungen von Hängen im Strömungsschatten vorhandener Rücken.
- c) Sandströme, die sich vor Hindernissen teilen und lappenförmige Zungen bilden.
- d) Sichelförmige Wanderformen des Sandes.

Die angeführte Reihenfolge der unterschiedenen Formen entspricht gleichzeitig der sich rhythmisch verstärkenden Sandzufuhr in dem Gebiete von Matzen.

Die geringe Sandzufuhr, die zur Bildung der untertortonen Horizonte im Hangenden des 16. Tortonhorizontes zur Verfügung stand, reichte nicht aus, die Reliefunterschiede der Basisfläche vollständig auszugleichen. Zwischen den linsen- oder spindelförmigen Sandkörpern, die in die Submarinen Rinnen oder Mulden eingelagert wurden, bleiben demnach noch weite Teile der Auflagerungsfläche erhalten, die keine Sandbedeckung besitzen. Diese Flächen sind während der Zeit des Sandabsatzes Gebiete, in denen keine Sedimentation stattfand.

Hier sei auf die, allerdings nur scheinbar, paradoxe Erscheinung hingewiesen, daß der feine Sand, welcher zur Auffüllung der Rinnen verwendet wurde, von den Strömungen über einen bedeutend feineren Schlammgrund transportiert werden mußte, ohne daß dieser selbst gestört worden wäre. Das tatsächliche Bestehen dieses Vorganges wurde aber sowohl durch ozeanographische Beobachtungen als auch durch experimentelle Untersuchungen bestätigt. Sandkörnchen verursachen als kleinste Hindernisse die Entstehung kleiner Wirbel und konzentrieren hiedurch Kräfte auf sich, die sonst über ein größeres Gebiet der Basisfläche gleichmäßig verteilt wären; bei Überschreiten eines kritischen Wertes werden sie dann in Bewegung versetzt. Um aber eine Bodenfläche, welche aus feinem Material besteht, in einen Bewegungszustand zu versetzen, sind in zunehmendem Maße starke Kräfte notwendig, weil einerseits die Konzentration der Kräfte an den Einzelkörnchen fehlt und weil andererseits die Kohäsion rasch zunimmt.

Bei weiterem Ansteigen der Sandzufuhr werden die Reliefunterschiede der Auflagerungsfläche immer mehr ausgeglichen und die nicht von Sand bedeckten Teile verschwinden immer mehr. Durch Ablagerungen im Strömungsschatten von Hängen und durch einzelne Sandströme wird das sedimentäre Endziel, einen Stromlinienkörper zu formen, immer besser erreicht. Hat schließlich die Auflagerungsfläche bereits Stromlinienform angenommen und wird weiterhin Sand zugeführt, dann müssen sich eigene Stromlinienkörper, die sichelförmigen Wanderformen, bilden, die gezwungen sind, über die Fläche weiter zu wandern und die den komplizierten Strömungsverhältnissen am besten entsprechen.

Aus diesen allgemeinen Erkenntnissen der lithogenetischen Analyse ergeben sich nun verschiedene Schlußfolgerungen und Hinweise.

Zunächst ist es wohl klar, daß das Relief der Auflagerungsfläche bereits vorhanden war, ehe der Sand auf ihr abgelagert wurde. Damit und mit der Bildung und Umbildung der einzelnen Sandkörper ist das Bestehen kürzerer oder auch längerer Sedimentationsunterbrechungen notwendigerweise verbunden. Sehr wahrscheinlich sind sie aber in dem Gebiet noch viel häufiger vorhanden. Allerdings ist der durch sie in der Schichtfolge eingetretene Verlust, sowohl zeitlich als auch materiell, nicht besonders groß; er bewegt sich in Bruchteilen eines Alters bzw. einer Stufe.

Für derartige Unterbrechungen einer kontinuierlichen Schichtfolge, die auch mit sedimentär bedingten Neigungsänderungen im Liegenden und Hangenden verknüpft sein können, sollte die Bezeichnung „Diskordanz“ nicht verwendet werden, da sich bei einer echten Diskordanz der zeitliche

und materielle Verlust (lost of records) in einer ganz anderen Größenordnung bewegt. Auch die von H. Cloos als „kurze“ Diskordanzen oder als „Diskordanzen ohne Spielraum“ bezeichneten Unterbrechungen charakterisieren durchwegs Fälle, die den echten Diskordanzen (in der Verwendung von H. Stille) zugerechnet werden müssen.

Besonders in Ländern, in denen man dem Studium der Sedimentation mehr Aufmerksamkeit widmet als bei uns, erkannte man schon frühzeitig die Notwendigkeit, die oben charakterisierten Unterbrechungen der Schichtfolgen besonders zu bezeichnen und von den tektonischen Diskordanzen zu trennen. Bereits im Jahre 1917 hat daher J. Barrell, in einer klassisch gewordenen Arbeit, den Namen „diastem“ für einen derartigen Hiatus eingeführt. (Der Name gehört der musikalischen Begriffswelt an und bezeichnet ein Intervall.)

Da in der deutschsprachigen Literatur das Hauptaugenmerk bisher den tektonischen Diskordanzen galt, bestand wenig Veranlassung, den Begriff Diastem zu verwenden. Wenn aber nunmehr, bedingt durch die zunehmende Bohrtätigkeit in Erdölgebieten, die Möglichkeit zunimmt, mächtige Schichtfolgen mit verfeinerten Methoden und auch in größeren Maßstäben zu studieren, dann wird es zweckmäßig werden, die beiden genetisch verschiedenen Begriffe „Diastem“ und „Diskordanz“ auseinanderzuhalten; ständige Irrtümer und Mißverständnisse wären sonst die unvermeidliche Folge.

Die lithogenetische Analyse liefert uns aber auch Hinweise in bezug auf das innere Gefüge der einzelnen Horizonte.

Die Entstehung der einzelnen Horizonte durch das Zusammenwachsen verschieden geformter Sandkörper zeigt, daß sie nicht so behandelt werden können, als wären sie einfache, lagenförmig abgesetzte Schichten. Ihre komplexe Entstehung hat ein kompliziertes inneres Gefüge zur Folge, welches von dem Gefüge regelmäßig abgelagerter Sandschichten wesentlich abweichen kann. Dieser Umstand ist besonders bei allen jenen Fragen zu beachten, die von den Gefügeeigenschaften der Gesteine bestimmt werden, also in erster Linie alle Fragen, die mit der Permeabilität des ganzen Gesteinskörpers und nicht nur des einzelnen Probestückes zusammenhängen. Die Wegsamkeit des Gesteinskörpers für Gase und Flüssigkeiten wird mannigfache Abweichungen zeigen von der Wegsamkeit eines Gesteinskörpers gleicher Mächtigkeit, der aus regelmäßigen, lagenförmigen Schichten besteht. Da diese Fragen für die Bildung und Gewinnbarkeit einer Erdöllagerstätte von Bedeutung sind, ergibt sich die Brücke zu verschiedenen Fragen der Erdölgeologie, die aber in dieser Arbeit nicht weiter erörtert werden sollen.

Zum Schlusse sei noch auf einige Folgerungen hingewiesen, die sich aus den Resultaten der lithogenetischen Analyse der Horizonte für die tektonische Deutung des Gebietes ergeben.

Vergleicht man die Schichtlinienkarten der Oberflächen einzelner Horizonte miteinander, so zeigen sie trotz mancher Unterschiede im Detail doch einen gemeinsamen Zug. Die Oberflächen der Horizonte haben im wesentlichen alle eine längliche, nur wenig gewölbte, schildförmige Gestalt. Die Ähnlichkeit wird umso auffallender, je höher die Horizonte in der Schichtfolge liegen.

Würden diese Horizonte aus gleich mächtigen, von ebenen Flächen begrenzten Schichten bestehen, dann wäre die Deutung nicht schwierig:

die schildförmigen Aufwölbungen wären als flache Antiklinalen zu betrachten, die ganze Schichtfolge wäre leicht gefaltet worden. Diese Meinung wird auch heute vielfach vertreten.

Demgegenüber läßt aber die Analyse der einzelnen Horizonte kaum daran zweifeln, daß ihre Oberflächen die mehr oder weniger gut ausgebildeten Oberflächen von Stromlinienkörpern sind, die durch das Zusammenwachsen verschieden geformter und räumlich entsprechend verteilter Sedimentkörper entstanden sind. Die flachen, schildförmigen Aufwölbungen sind nicht das Ergebnis einer jüngeren Faltung, die Strukturen sind in ihren wesentlichen Zügen stratigraphisch bzw. paläogeographisch-lithologisch bedingt.

Andererseits darf aber nicht übersehen werden, daß das Gebiet von Matzen—Bockfließ als Ganzes einer Hochzone angehört, die diesen Teil des Wiener Beckens in südwestlich-nordöstlicher Richtung durchzieht. Durch Tiefbohrungen konnte einwandfrei nachgewiesen werden, daß diese Hochzone durch keinen begrabenen Bergrücken bedingt wird. Da sich diese Hochlage während des ganzen Torton in der Lithologie immer wieder bemerkbar macht, so ist es naheliegend, in ihr das Ergebnis einer lang andauernden, weitspannigen Verbiegung zu erblicken, die als das Abbild von entsprechenden Verbiegungen des tieferen Untergrundes betrachtet werden kann.

Da es sich hiebei nicht um orogenetische, sondern um epirogenetische Vorgänge handelt, sollte nach der heute gebräuchlichen tektonischen Nomenklatur für derartige Verbiegungen die Bezeichnung „Faltung“ nicht verwendet werden.

#### V. Literaturhinweise

- Barrell, J.: Rhythmus and measurements of geologic time. Bull. Geol. Soc. Americ., 28, p. 745—904. 1917.  
 Krumbein, W. C. and Sloss, L. L.: Stratigraphy and Sedimentation. San Francisco, 1951.  
 Kuenen, P. H.: Marine Geology. New York, 1950.  
 Shepard, Francis P.: Submarine Geology. New York, 1948.  
 Shrock, Robert, R.: Sequence in Layered Rocks. New York. 1948.





# Der Melaphyr von Hallstatt

Von E. J. Zirkl, Wien\*)

(Mit Beiträgen von O. Schaubberger, Hallstatt)

(Mit Tafel XI—XIV und 5 Textabbildungen)

Inhalt	Seite
Vorwort .....	137
I. Historisches und ältere Arbeiten .....	138
II. Der Melaphyr .....	140
A. Die Melaphyr-Vorkommen in der Grube und am Tag (mit Beiträgen von O. Schaubberger) .....	140
B. Gesteinsbeschreibung .....	148
C. Chemismus des Hallstätter Melaphyrs .....	160
III. Der Melaphyrtuffit .....	167
A. Verbreitung und Art der Vorkommen in der Grube (O. Schaubberger) .....	167
B. Beschreibung des Tuffits .....	169
IV. Die geologische Stellung des Melaphyrs von Hallstatt .....	170
A. Deutung und Bedeutung des Auftretens in der Salzlagerstätte (O. Schaubberger) .....	170
B. Der Hallstätter Melaphyr in Beziehung zu anderen Vorkommen basischer Eruptiva im Salzkammergut .....	172
V. Zusammenfassung .....	174
VI. Literatur .....	175
Verzeichnis der Abbildungen und Karten .....	175

## Vorwort

Die vorliegende Studie entstand in der Hauptsache in den Jahren 1946 bis 1948 als Dissertation am Mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Wien. Sie wird an geeigneter Stelle durch die Beobachtungen ergänzt, welche der Leiter der Geologischen Forschungsstelle der Österreichischen Salinen Bergrat Dipl.-Ing. O. Schaubberger während der Lagerstättenkartierung im Hallstätter Salzbergbau gemacht hat. Mein verehrter Lehrer, Herr Univ.-Prof. Dr. H. Leitmeier, der Vorstand des Mineralogisch-petrographischen Institutes der Universität Wien, die Generaldirektion der Österreichischen Salinen und die Betriebsleitung des Hallstätter Salzbergbaues haben mich in der damaligen wirtschaftlich sehr schwierigen Nachkriegszeit tatkräftig unterstützt. Ihnen allen erlaube ich mir bestens zu danken.

Seit G. Tschermak (1869) und C. v. John (1884 und 1899) sind die meisten im Salzkammergut auftretenden basischen Eruptivgesteine bekannt

---

\*) Adresse: Mineralogisch-petrographisches Institut der Universität Wien.

und beschrieben, darunter auch der Melaphyr von Hallstatt. Aber eine monographische Beschreibung dieses höchst interessanten Gesteines war bis heute ausständig. Da gerade die durch den Salzbergbau erzeugten Aufschlüsse verschiedene Beobachtungen erwarten ließen, die auch für die übrigen basischen Eruptivgesteine der nördlichen Kalkalpen von Bedeutung sein könnten, erschien bereits aus diesen Gründen eine eingehende Studie gerechtfertigt.

### I. Historisches und ältere Arbeiten

Im Winter 1878 wurde der Melaphyr von Hallstatt in der Wallach- und Nadasdy-Kehr im Kaiserin Christina-Horizont (also im NW-Teil der Lagerstätte) zum erstenmal angefahren (Hauer, 1879) und von C. v. John petrologisch und chemisch (Analyse 2, S. 161) untersucht. C. v. John bezeichnet „das fragliche Gestein“ als stark zersetzten Melaphyr mit einer Grundmasse aus „ziemlich erkennbaren Plagioklasen, einem chloritischen Mineral und etwas Magnetit“ neben Plagioklas- und vollkommen zersetzten Augiteinsprenglingen. Auch Olivin wird als Bestandteil vermutet. „Das ganze Gestein ist durchtränkt von Steinsalz und Gips“ ... „Außerdem haben Infiltrationen von Kieselsäure stattgefunden, die theils in amorphem Zustand, theils als Quarz in die Hohlräume des Gesteines deponirt erscheinen.“ Sodann wird eine unbrauchbare Analyse angegeben. Nach seiner Ansicht bildet der Melaphyr einen „Stock im Salzgebirge“. Die Eruptionszeit wird in die Trias verlegt.

Daraufhin wurde der Untersuchungsbaue in der Nadasdy-Kehr aufgeschlagen, der 1884 den Melaphyr noch nicht ganz durchfahren hatte. In diese Zeit fällt sicherlich auch die Anlage des wahrscheinlich nur sehr kurzen Untersuchungsbaues auf Melaphyr beim Hildegard-Werk im Katharina Theresia-Stollen (Tafel XII, Fig. 6) und möglicherweise auch die Eröffnung des „Melaphyr-Stollens“ westlich des Erzherzog Wilhelm-Tageschachtes. Über Richtung, Länge und die Gesteine des jetzt am Mundloch verstürzten Stollens ließ sich bisher nichts ermitteln.

1884 bringt C. v. John zwei von E. Drasche durchgeführte und ebenfalls nur wenig brauchbare Analysen von einer frischen und einer zersetzten Probe. Chloritüberzogene, von Steinsalz und Gips ausgefüllte Mandeln, die manchmal auch Eisenglanz enthalten, werden zum erstenmal erwähnt.

1899 waren C. v. John bereits die als Gerölle im Hallstätter Mühlbach vorkommenden Stücke bekannt, von denen er annimmt, daß es sich um „ziemlich basische Gesteine der Diabasporyphyritgruppe“ handle.

Nach H. Commenda (1900, S. 50) bildet der Melaphyr einen Stock, der „im Niveau des Kaiserin Katherina-Stollens eine noch bedeutende Mächtigkeit hat, in der Tiefe ganz stockförmig ist und dem äußeren Mantel des Salzberges ziemlich parallel mit seiner Neigung von etwa 30 bis 40° aufsteigt, sich aber hiebei rasch auskeilt und schon im Kaiser Leopold-Stollen und im Niveau des Katharina Theresia-Stollens ziemlich rasch verschwindet“.

Von E. v. Mojsisovics (1905, S. 50) wird der Melaphyr als ein „in Gangform anstehendes Gestein“ bezeichnet.

Die erste ausführlichere mikroskopische Studie über den Melaphyr von Hallstatt bringt E. Gerhart (1907). Sie führt fast alle von mir aufgefundenen

denen Gesteinsbestandteile an und untersucht eingehend die Klüfte und Mandeln.

Die erste Erwähnung des Melaphyrvorkommens ober Tag finden wir bei A. Aigner (1911, S. 8 und 10). Hier heißt es: „Von Westen her dringt der Melaphyr als Apophyse in das Lager und durchbricht es bis zu Tage in der Nähe des Wilhelmschachtes.“

Seit 1911 besteht der bisher nirgends erwähnte Melaphyraufschluß im östlichen Teil der Salzlagerstätte, im Mojsisovics-Ablaß. 1913, als das Posanner-Werk, das den Untersuchungsbau auf Melaphyr von der Nadasdy-Kehr als Ankehrschurf hat, gebaut wurde, kam noch der Aufschluß im Posanner-Ablaß (Kaiserin Elisabeth-Horizont) hinzu.

Von F. Mayer (1912, S. 148) stammt die Nachricht über einen „Diabasporphyritaufschluß“ in der „Plener-Schächtricht“ (richtig: Plener-Kehr). Die von F. Mayer gesammelten Stücke wurden von M. Schuster untersucht und als „Diabasporphyrit mit glasiger Zwischensubstanz“ bezeichnet. Weiters untersuchte M. Schuster eine Probe aus der Kontaktzone zwischen diesem und dem Haselgebirge und nennt sie: „Andesitische Salband-Ausbildung des diabasporphyritischen Gesteins von Hallstatt.“

F. Mayer vertritt die bereits zwanzig Jahre früher von A. Aigner in seinen Arbeiten geäußerte Ansicht, daß empordringende Eruptivgesteine die Salzlager (nicht nur das Hallstätter) stockförmig aufwölben. Die Eruption des Melaphyrs müßte dann während oder nach der alpinen Faltung erfolgt sein. Dagegen spricht — wie später noch ausführlich berichtet werden wird — u. a., daß sich die Melaphyrvorkommen zwanglos in das Schichtstreichen der Salzstraten einfügen und besonders die Tuffe ein mit den Salzschichten syngenetisches Gestein darstellen.

Nach R. Görgey (1914) ist der Melaphyr „vollständig umgewandelt, offenbar durch die schon bei der Intrusion erfolgte vollständige Durchtränkung des Magmas mit Wasserdampf und Natriumchloriddämpfen, die wohl unmittelbar nach der Erstarrung ihr Zerstörungswerk begannen. Unter normalen Umständen hätte sich ein Gestein ergeben mit den Gemengteilen Pyroxen, Plagioklas, Magnetit, Olivin; gegenwärtig besteht es der Hauptmasse nach aus Chlorit, ferner aus Magnetit und Plagioklas, der vielfach Umwandlungshüllen zeigt, sonst aber auffallend frisch erscheint. Diese Hüllen erwiesen sich bei der optischen Prüfung als Skapolith, so daß wir hier ein einfaches Beispiel für die Reaktion Plagioklas + Natriumchlorid = Skapolith vor uns haben“.

Sonderbarerweise konnten diese Skapolithe in keinem meiner Dünnschliffe (über 100) gefunden werden. Sie wären zweifellos auch von H. Gerhart (1907) beobachtet worden, wenn sie in größerer Zahl aufträten. R. Görgey hat wahrscheinlich den manchmal recht grobblättrigen Muskowit in den Plagioklasen mit Skapolith verwechselt.

E. Spengler (1918) widmet dem Melaphyr ein kurzes Kapitel. Er glaubt nicht, „daß die Vorkommnisse in der Grube und auf der Erdoberfläche miteinander in Zusammenhang sind, weil der Melaphyr nirgends auf der dazwischen liegenden Hauptschächtricht angefahren wurde“, auch die „Hauptmasse des Melaphyres selbst an der Nadasdy- und Walach-Kehr“ ist „nur ein losgerissener, riesiger Block“ ... „Es ist also dieser Melaphyr kein das Haselgebirge durchsetzender Gang“, sondern es sind Melaphyrtrümmer, die „bei der Überschiebung aus der Wurzelregion mitgebracht

wurden.“ Über das Alter des Melaphyrs äußert sich E. Spengler nicht. Auch L. Kober (1929) gibt kein genaues Alter der Eruption an. Nach ihm kann sie „dem Werfener Schiefer angehören, vielleicht auch der mittleren Trias“.

Erst in neuerer Zeit fand die hauptsächlich von H. P. Cornelius (1936 und 1941) vertretene Ansicht von der Zugehörigkeit der Melaphyre und Diabase in den nördlichen Kalkalpen zu den Werfener Schichten allgemeine Anerkennung (siehe in dieser Beziehung auch Zirkl, 1949 und 1949 a).

Die in der älteren Literatur auftretende Verschiedenheit der Ansichten, Lagerung und Alter des Melaphyrs betreffend, gab Anregung genug, dieses interessante Gestein im Salz von Hallstatt genau zu studieren.

## II. Der Melaphyr

### A. Die Melaphyr-Vorkommen in der Grube und am Tag

Wider Erwarten fanden sich in der Grube weit mehr und bessere Aufschlüsse, als nach den bisherigen Literaturangaben anzunehmen waren.

Die Beschreibung erfolgt in der Reihenfolge des Auftretens von E nach W, gemäß der Numerierung in der Übersichtsskizze (Tafel XIII) und in der Karte des Kaiserin Maria Theresia-Horizontes (Tafel XIV).

#### 1. Erbstollen

Ein gut kopfgroßes Stück am linken und ein eigroßes Stück am rechten Ulm (beide im gleichen Streichen) beim 1142. Stollenmeter im „schwarz-roten Grenzgebirge“. Beide Stücke sind relativ frisch. Das Vorkommen wurde von L. Kober erstmalig beobachtet.

#### 2. Katharina von Edlersberg-Werk (Kaiserin Christina-Horizont)

Am südlichen Werksulm ist nachstehende Schichtfolge aufgeschlossen:

- a) „Buntes Haselgebirge“ mit Knauern von Melaphyr und Melaphyrtuffit, erstere mit dunkelgrünem Kern und violbraunem Hof (0·50 *m*),
- b) „Tuffithaselgebirge“ (Grellgrüne Tuffitbrocken in Salzgrundmasse) mit vereinzelt Melaphyreinschlüssen (0·50—5 *m*). Es setzt sich als schmales Band noch in W-Richtung fort.
- c) Salzarme Tonbrekzie aus „Grünlichschwarzem Salzton“ (1·50 *m*),
- d) Massiger, stark zerklüfteter Melaphyr, ziemlich frisch, am Ulm auf einer Breite von 10 *m* aufgeschlossen.

#### 3. Mojsisovicz-Werk (Kaiserin Maria Theresia-Horizont)

Über den ganzen östlichen Werkshimmel des Mojsisovicz-Werkes streicht in N—S-Richtung nur ein schmales Band von „Melaphyrbrekzie“ durch. Das im N etwas mächtigere Band biegt dort in die NW-Richtung um. Es fällt flach, schätzungsweise mit 15° nach W ein. Die Mächtigkeit ist im Durchschnitt 5 *cm*.

Das Liegende dieser Schicht ist eine schmale Lage Haselgebirge von wenigen Zentimetern Mächtigkeit, darunter liegt eine mehrere Dezimeter mächtige Schicht von hellrosa Kernsalz mit schwarzen Toneinschlüssen. Das Hangende ist graues und weißes Mürbsalz mit Tonklümpchen, das dann in Haselgebirge übergeht.

Unter „Melaphyrbrekzie“ wird eine noch wenig verfestigte, tektonische Brekzie aus Melaphyrstücken bis Faustgröße und polierten Oberflächen, gerundeten Kanten und Ecken in einem Gemenge von feinst zerriebenem Melaphyr und feinkörnigen Steinsalz verstanden. Das Gestein hat nur ganz geringen Zusammenhalt, die Melaphyrtrümmer fallen beim Anschlagen sofort aus ihrem Verbände heraus. Der Erhaltungszustand der grün bis dunkelgrünschwarz, aber auch hellgraugrün gefärbten Eruptivgesteinsstücke ist sehr verschieden. Hier wurde auch das erste Stück eines Mandelsteines gefunden. Es wird im petrographischen Teil näher beschrieben. Ähnliche Mandelsteine hat O. Schaubberger auf der Springerkehr aufgesammelt.

#### 4. Mojsisovics-Ablaß (Kaiserin Elisabeth-Horizont)

Dieser bisher unerwähnte Melaphyraufschluß existiert seit der Anlage des Mojsisovics-Werkes im Jahre 1911. Er ist am E-Ulm etwa 9 m, am W-Ulm nur 7 m lang. Die Grenze des Melaphyrs fällt etwa 40° nach WSW, seine Ausmaße sind im Grundriß mit 12 × 50 m anzunehmen. Das Gestein, das man auch hier als „Melaphyrbrekzie“ bezeichnen müßte, macht einen sehr gequälten Eindruck. Es besteht aus kleinen Stücken (bis Kopfgröße mit polierten Oberflächen). Die Füllung einer 5—10 cm breiten Kluft (beim 4. bis 6. Meter) besteht aus hellrosa Anhydritkristallen, zwischen denen bräunlichgelbes Steinsalz abgelagert ist. An den Außensäumen der Kluft ist eine schmale Quarzlage zu sehen. An den Melaphyr grenzt grauer bis braungrüner Glanzschiefer. Vereinzelt sind auch hier grobkristalline bis nußgroße Putzen von rosa bis violett gefärbtem Anhydrit zu finden. Mit scharfer Grenze folgt grauer salzarmer Blätterton und Haselgebirge mit einzelnen Melaphyrtrümmern. Daran schließt sich mit scharfer Grenze eine  $\frac{3}{4}$  m mächtige Schicht von „Buntem Haselgebirge“ (Tafel XII, Fig. 4).

Eine direkte Verbindung des Melaphyrs vom Mojsisovicz-Ablaß und der „Melaphyrbrekzie“ im Laugwerk ist nicht aufgeschlossen. Da aber die im allgemeinen N—S streichende Melaphyrbrekzie am Himmel des Mojsisovicz-Werkes im N nach NW umbiegt und ebenso der Melaphyr im Mojsisovicz-Ablaß SE—NW streicht und überhaupt alle Schichten in der Nähe des Johann Tusch-Ablasses (auch im darunterliegenden Elisabeth-Horizont) von der N—S. in die SE—NW-Richtung umbiegen, können wohl beide Vorkommen miteinander verbunden werden.

Die die Melaphyrbrekzie bildenden Eruptivgesteinsstücke im Mojsisovicz-Werk wären demnach die abgescherten und verfrachteten Reste des größeren Melaphyrblockes im Mojsisovicz-Ablaß. Daraus könnte man auf eine Bewegungsrichtung vom Mojsisovicz-Ablaß gegen SE und S, also gegen das südlichste Ende des Mojsisovicz-Werkes, schließen.

Die Vorkommen im Mojsisovicz-Werk und -Ablaß liegen genau in der streichenden Fortsetzung der Aufschlüsse Nr. 1 und 2. Wie diese, liegen sie ausnahmsweise nicht im „Bunten Salztongebirge“, sondern im Grenzbereich des „Rotsalz- und Grausalzgebirges“.

#### 5. Klinger-(Gattinger-)Werk (Kaiser Josef-Horizont)

Ein etwa faustgroßer Melaphyrbrocken liegt in einem Tuffitband in einem schmalen Zug von „Grünbuntem Haselgebirge“ innerhalb des „Nördlichen Grausalzgebirges“.

## 6. Flechner-Kehr (Kaiserin Elisabeth-Horizont)

Mehrere kleine Melaphyreinschlüsse im „Grünbunten Haselgebirge“.

## 7. Nördliche Plener-Kehr (Kaiserin Maria Theresia-Horizont)

Ein faustgroßes Melaphyrstück am W-Ulm 20 m vor dem Pickl-Werks-  
ablaß.

## 8. Harsch-Kehr (Kaiser Josef-Horizont)

Mehrere eigroße Knollen von relativ wenig zersetztem Melaphyr beim  
Lindemann-Ankehrschurf.

## 9. und 10. Brettschneider-Werk (Kaiserin Christina-Horizont)

Einige ei- bis faustgroße Knollen am Werkshimmel.

## 11. Hildegard-Einwässerungsgebäu und Untersuchungsbau (Katharina Theresia-Horizont)

Es konnte zwar in dieser bereits zum „Alten Mann“ gehörigen und teilweise stark verfallenen Strecke die Abzweigung des Werkzuganges von der Summatinger Kehr gefunden werden, aber es war unmöglich, den Versatz wegzuräumen. So sind wir hier auf die Angaben einer alten Grubenkarte (Tafel XII, Fig. 6) angewiesen. Ihr ist folgendes zu entnehmen:

Das Hildegard-Einwässerungsgebäu zweigt genau rechtwinkelig von der Summatinger Kehr ab. Etwa auf halber Strecke von der Summatinger Kehr zur Hildegard-Einwässerungsgrube steht Melaphyr auf einer Länge von 4 bis 5 m an. Der Untersuchungsbau wurde parallel zur Summatinger Kehr vorgetrieben, allerdings nur 4 m weit, da dann der Melaphyr — wie ein Querschnitt zeigt — wieder verschwindet. Er ist auf der Karte von zahlreichen Klüften zerissen dargestellt.

## 12. Summatinger-Kehr (Katharina Theresia-Horizont)

Etwa 13 m vor dem Hildegard-Einwässerungsgebäu treten auch in der Kehr einige Melaphyrknollen in Verbindung mit Tuffitbändern auf.

## 13. Kaiserin Christina-Hauptschachtricht

In der Christina-Hauptschachtricht konnten vom Verfasser am S-Ulm des Stollens, E vom Wallner-Werk ein nußgroßes und ein faustgroßes Melaphyrstück im salzreichen Haselgebirge aufgefunden werden.

## 14. Kaiserin Maria Theresia-Hauptschachtricht

Ein faustgroßes Melaphyrstück am südlichen Ulm, beim 5. Meter vor dem Zubau zum Werk Nr. 6.

## 15. Kaiserin Elisabeth-Hauptschachtricht

Mehrere kleine Melaphyrbrocken befinden sich beim Beczeczny-Schacht-zubau.

## 16. Dunajewsky-Schacht (Kaiser Josef-Horizont)

Am Kopf des Dunajewsky-Schachtes in der Springer-Kehr wurde am nördlichen Schachtstoß ein gut faustgroßer Melaphyrbrocken, begleitet

von Tuffitknauern, an der Grenze des „Grünbunten Haselgebirges“ gegen das nördliche „Grausalzgebirge“ gefunden. Das Stück ist auffällig durch eine ausgesprochene Mandelsteinstruktur, mit Mandeln von durchschnittlich Hanfsamengröße.

#### 17. Oberwerk II (Kaiser Josef-Horizont)

Ein gut faustgroßes Stück am Werkshimmel, das genau im Streichen des Vorkommens Nr. 16 liegt.

#### 18. Ott-Kehr (Kaiserin Maria Theresia-Horizont)

Mehrere bis faustgroße zersetzte Melaphyrstücke zwischen Hauptschachtricht und Posanner-Ablaß.

#### 19. Kaiserin Elisabeth-Hauptschachtricht

Ein faustgroßes Melaphyrstück 57 *m* nach der Abzweigung der Arbesser-Kehr.

Die nun folgenden Nr. 20—23 umfassen das größte und zugleich bekannteste Melaphyrvorkommen des Hallstätter Salzberges. Es ist ein riesiger Block von elliptischem (oder linsenförmigem?) Querschnitt (etwa  $30 \times 50$  *m*), der sich mit einer vermutlichen Länge von 80 *m* und mit  $30^\circ$  Neigung nach NW durch die beiden Horizonte Kaiserin Christina, Kaiserin Maria Theresia und noch ein Stück nach oben bzw. nach unten darüber hinaus erstreckt. Er wurde 1882 von der Nadasdy-Kehr aus durch einen eigenen tonlängigen Untersuchungsbau aufgeschlossen, der später (seit 1913) als Ankehrschurf (Wasserzuleitungsstollen) für das Posanner-Werk benützt wurde.

#### 20. Posanner-Ankehrschurf (Kaiserin Christina-Horizont) (Tafel XII, Fig. 5)

Der ehemalige Untersuchungsbau und jetzige Ankehrschurf des Posanner-Werkes, der fast senkrecht von der Nadasdy-Kehr abzweigt, hat den Melaphyr mit einem Gefälle von  $25$  bis  $35^\circ$  an seiner Obergrenze verfolgt und ist aus diesem Grunde besonders interessant. Aus den alten Karten in der Markscheiderei des Hallstätter Salzberges kann man folgendes entnehmen:

Nach ungefähr 50 *m* Vortrieb war man 20 *m* unter dem Horizont der Nadasdy-Kehr. In der Fortsetzung, nach zwei wendeltreppenartigen Krümmungen, die nochmals um 12 *m* tiefer gehen, wurde der Melaphyr wieder an seiner Oberseite berührt. Da diese Strecke der Ankehrschurf des seit 1913 in Betrieb befindlichen Posanner-Werkes ist, ist der Himmel bereits bis auf etwa 12 *m* unter den Horizont der Nadasdy-Kehr hinaufgestiegen, so daß heute nur mehr 25 *m* des damaligen Untersuchungsbaues zugänglich sind. Im untersten Teil ist „Haselgebirg mit Melaphyr imprägniert“ in einer der Karten eingetragen, was unserem Lapillituffit entspricht. Im jetzt noch befahrbaren Teil des Untersuchungsbaues ist der Melaphyr nur an der Sohle der Strecke aufgeschlossen. Er ist stark zerklüftet und von einem merkwürdigem Faseranhydritband und einer grünen Tonschichte (die die alten Karten ebenfalls verzeichnen) mit wechselnder Mächtigkeit

von 0·1 bis 1 *m* überlagert. Im obersten Teil der Strecke ist dem sonst „armen Grünbunten Haselgebirge“ (nach O. Schauburger) ein schmales Stück von rotem und schwarzem Salzton eingefaltet.

21. Nadasdy-Kehr (Kaiserin Christina-Horizont) (Tafel XII, Fig. 2)

Der Melaphyr vom Posanner-Ankehrschurf setzt sich in der Nadasdy-Kehr fort und ist hier fast in seiner größten Breite (43 *m*) aufgeschlossen. Er beginnt zirka 19 *m* W vom Untersuchungsbau (hier allerdings nur an der Sohle) und endet vor der Gabelung Wallach-Kehr—Nadasdy-Kehr. Soweit die N 15° E streichende und 25° W fallende Oberfläche des Eruptivgesteines zu sehen ist, wird sie vom bereits erwähnten Faseranhydrit- und Tonband begleitet. Der Melaphyr ist auch hier recht frisch, besonders aber in der Umgebung des Untersuchungsbaues, wo er schwarz und fast unzersetzt erscheint. Von hier stammen auch die chemisch analysierten Proben. Sonst ist er wie überall stark zerklüftet, wobei man nach der Mineralfüllung zwei verschiedenartige und verschieden alte Klüfte unterscheiden kann. (Auf diese wird später noch eingegangen.) Am E-Ende des Aufschlusses grenzt er mit einer steilstehenden (Fallen 70—80° SW) tektonischen Fläche an das Haselgebirge. Nach dieser Grenze sind bis zur Gabelung von Nadasdy- und Wallach-Kehr noch eine Reihe von basischen Gesteinstrümmern in das Haselgebirge eingestreut. Sie sind rundlich und haben blankpolierte Oberflächen.

22. Wallach-Kehr (Kaiserin Christina-Horizont) (Tafel XII, Fig. 3)

In direktem Zusammenhang mit dem Vorherigen steht der Melaphyr von der Wallach-Kehr. Während dort die Oberseite des Melaphyrs aufgeschlossen ist, befinden wir uns hier an der Unterseite des riesigen Blockes: Der W-Ulm der Strecke wird rund 11 *m* nach der Abzweigung von der Nadasdy-Kehr vollständig vom Melaphyr gebildet, während er am E-Ulm nur wenig unter den First der Strecke reicht. Er macht einen vollkommen zerrütteten Eindruck. An beiden Ulmen findet man Partien aus ganz zerriebenem Melaphyr („Melaphyrbrekzie“, wie im Mojsisovicz-Werk). Das unmittelbar Liegende, an der tatsächlichen Unterseite, ist wieder „Grünes Haselgebirge“. N und S schließt dagegen Lapillituffit von mehreren Metern Länge (15 *m* im N bzw. 4 *m* im S) an.

23. Posanner-Ablaß (Kaiserin Maria Theresia-Horizont) (Tafel XII, Abb. 1)

Hier ist der Melaphyr vom Damm des Posanner-Werkes aus auf 18 *m* aufgeschlossen. Er ist im allgemeinen massig und verhältnismäßig frisch, dunkelgrün-schwarz gefärbt und wie in der Nadasdy-Kehr von zahlreichen unregelmäßig verlaufenden Klüften durchzogen. Etwa 3·5 *m* vor dem Damm durchzieht, N 20° E streichend und 35° E fallend, eine 30—40 *cm* mächtige Störungszone aus Melaphyrbrekzie das Gestein. Relativ frische gerundete Melaphyrstücke mit Harnischflächen „schwimmen“ in einem feinen grünen Melaphyrzerreißel und rotem Salz. Beim 16. Meter befindet sich am nördlichen Ulm und am First eine interessante und wichtige Stelle: Rings vom Melaphyr umgeben ist eine rundliche Tonpartie, deren Ränder vom Melaphyr kontaktmetamorph verändert wurden. Der fast kugelige Einschluß (mit 50—60 *cm* Durchmesser) besteht aus graugrünem



feinblättrigem Ton mit dünnen, fast parallelen weißen Blättersalzlagen und unregelmäßigen, bis mehrere Zentimeter starken, roten körnigen Salzadern. Geringe Anhydritbeimengungen verraten sich im UV-Licht durch ihre dunkelrote Fluoreszenz. Die Härte des Tones ist gering (mit dem Fingernagel ritzbar). Überall dort, wo er an den Melaphyr angrenzt, ist er etwa 2 cm tief hart gefrittet. Diese Teile haben dunkelblaugrüne Farbe. Es ist dies eine vom Untergrund des Melaphyrs losgerissene Tonscholle. Auch der Melaphyr ändert sich in der Nähe des Einschlusses. Einige Dezimeter im Umkreis beginnt die Farbe des Eruptivgesteines immer lichter zu werden und die Zahl der Mandelräume nimmt stark zu. Die rundlichen Blasen sind nie größer als 3 mm im Durchmesser. Daneben kann man dunkelgrüne jaspisartig gefrittete Sedimenteinschlüsse beobachten. Wo der Melaphyr an das Sediment angrenzt, ist er violett gefärbt. Das letzte Stück des Melaphyrs bis zu seiner Grenze zeigt genau dieselben Erscheinungen wie die Ränder des Melaphyrs zum Toneinschluß. Während im übrigen Eruptivgestein des Posanner-Ablasses verhältnismäßig wenige, dafür aber große „Salzzapfen“ vorkommen (die — wie später noch gezeigt wird — nichts anderes als große Gasblasen sind, welche nachträglich von Salz ausgefüllt wurden), sind diese Hohlräume gegen den Rand nur erbsengroß, dafür aber in großer Zahl vertreten. Auch hier sind nicht resorbierte Sedimentreste in großer Zahl vorhanden. Gleichzeitig wird der Melaphyr fleckig. Im sonst hellgrünen Gestein werden die Blasen von violett verfärbtem Melaphyr gesäumt. Seine Grenze verläuft N 10° E und fällt mit 40—50° W. An den Melaphyr schließt ein schmales, durchschnittlich 0·5 m mächtiges Band von vollkommen zerriebenem Melaphyr an. Dann folgt schwarzer salzarmer Blättertton. Seine Mächtigkeit beträgt 2 m. Er enthält mehrere kleine violette, im UV-Licht schwach orangegelb leuchtende, grobspätige Anhydritputzen. Nun folgt eine ungefähr 3 m mächtige Schicht von Lapillituffit. In dieser Tuffitschicht wurde, beim 21. Meter vom Damm aus, am nördlichen Ulm ein sehr schön violettgefärbter grobkristalliner Anhydrit gefunden. (Auch dieser leuchtet im langwelligen UV-Licht der Philips-HPW-125-Lampe orangegelb.) Die Grenze zwischen Blättertton und Tuffit streicht N—S und fällt 40° W, jene zwischen Tuffit und dem anschließenden Haselgebirge N 10° W und fällt 25° W. Das Haselgebirge wird von O. Schauberberger als „Grünbuntes Haselgebirge“ bezeichnet. In diesem sind vereinzelt (auch noch in der Ott-Kehr) Melaphyrstücke zu finden (Nr. 16), aber auch ein ovaler Tuffitblock von 40×50 cm (am rechten Ulm beim 36. Meter).

Der Tuffitblock ist haarscharf begrenzt. Ähnliche Tuffittrümmer im Haselgebirge wurden im Schraml-Ablaß, in der Ott-Kehr im Beczeznyschacht usw. beobachtet (siehe auch Abschn. III).

#### 24. Schraml-Ablaß (Kaiserin Maria Theresia-Horizont)

Stark zersetzte Melaphyrstücke an mehreren Stellen.

#### 25. Arbesser-Kehr (Kaiserin Elisabeth-Horizont)

Ein eigroßer Melaphyrknauer 70 m vor der Anlage Nr. 10.

#### 26. Torggler-Ankehrschurf (Kaiserin Christina-Horizont)

Ein knapp faustgroßer Melaphyrbrocken.

## 27. und 28. Torggler-Werk (Kaiserin Christina-Horizont)

Zwei faustgroße Melaphyrstücke am Werkshimmel.

## 29. Zahler-Werk (= Anlage Nr. 9) (Kaiserin Maria Theresia-Horizont)

Ein doppelkopfgroßer Einschluß im „Bunten Haselgebirge“. Das Gestein ist reich an Mandeln mit Mineralausfüllung.

## 30. Kaiser Franz Josef-Hauptschachtricht

„Melaphyrbrekie“ 170 *m* nach dem Beczezny-Schacht.

## 31. Helden-Werk (Kaiserin Christina-Horizont)

Mehrere Einschlüsse im „Bunten Haselgebirge“ am Werkshimmel.

## 32. Helden-Ankehrschurf (Kaiserin Christina-Horizont)

Mehrere kleine Melaphyrbrocken von 48 bis 63 *m* vom Schurfkopf entfernt.

## 33. Nusko-Kehr (Kaiserin Christina-Horizont)

Ein faustgroßes Melaphyrstück 25 *m* nach dem Helden-Werk. Ob es mit dem von Spengler (1918) angegebenen Vorkommen identisch ist, erscheint fraglich, da die Strecke inzwischen nachgeschlagen wurde.

## 34. Schnabel-Kehr (Kaiserin Maria Theresia-Horizont)

Mehrere ei- bis faustgroße Melaphyrbrocken am W-Ulm 30 *m* ab Kelb-Kehr.

## 35. Loitzl-Werk (Kaiserin Christina-Horizont)

Ein gut faustgroßes Melaphyrstück, das hier ganz ausnahmsweise im „südlichen Grausalzgebirge“ gefunden wurde.

## 36. Kelb-Kehr (Kaiserin Maria Theresia-Horizont)

In der Sammlung des Geologischen Institutes der Wiener Universität befindet sich ein Melaphyrstück, das aus der Kelb-Kehr im Kaiserin Maria Theresia-Horizont stammt. Bei den eigenen Aufnahmen und im Zuge der Lagerstättenkartierung wurden zwar faustgroße Stücke — vor allem in der Nähe des Helden-Ablasses und 60 *m* nach der Schnabel-Kehr —, aber kein größeres Vorkommen gesehen. Sie sind alle graugrün und stark zer setzt. Dieses Vorkommen korrespondiert im Streichen mit Nr. 34.

## 37. Blaschke-Kehr (Kaiserin Maria Theresia-Horizont)

Mehrere eigroße Melaphyrfragmente in einem mehrere Meter breiten Zug von „Tuffithaselgebirge“. Es ist das westlichste der bisher im Hallstätter Salzbergbau bekanntgewordenen Melaphyrvorkommen. Sie erstrecken sich somit über eine Entfernung von 2340 *m*.

Alle beschriebenen Melaphyrvorkommen liegen mit wenigen Ausnahmen (Nr. 1—4 und Nr. 35) im „Bunten Haselgebirge“, das den Nordflügel der Salzagerstätte einnimmt und gegen W auch auf den Südflügel über-

greift. Die Lage der Vorkommen Nr. 1—4 im „Rotsalz- bzw. Grausalzgebirge“ dürfte tektonisch bedingt sein, da es infolge der erheblichen Verschmälerung des Salzlagers gegen E hier zu intensiven fließtektonischen Verfaltungen und Verzahnungen gekommen ist. Auch das isolierte Vorkommen im südlichen „Grausalzgebirge“ des Loitzl-Werkes kann als tektonisch getriftet angesehen werden, zumal es nicht weit von der Grenze des Bunten Salztongebirges angetroffen wurde.

Der Vollständigkeit halber sind noch einige, im Bereich des Hallstätter Salzlagers obertags gelegene Fundpunkte von Melaphyr, ebenfalls wieder in der Reihenfolge von E nach W, anzuführen:

### 38. Mühlbach

C. v. John (1899) erwähnte bereits Geschiebe im Delta des Mühlbaches von Hallstatt. Da der Melaphyr spätestens 1878 zum erstenmal angefahren wurde, ist es durchaus möglich, daß die von John gefundenen Geschiebe aus dem Abraum der Grube stammen. Sie könnten aber auch aus der Umgebung des Wilhelm-Tagschachtes in den Mühlbach gelangt sein.

Heute findet man vom Salzberg bis zur Mündung des Mühlbaches in den Hallstätter See unzählige schön gerollte Melaphyrstücke bis zu Faustgröße, die zweifellos alle aus dem Salzbergbau stammen, da die über die Schutthalden des Bergbaues geleiteten Gerinne durchwegs in den Mühlbach münden.

### 39. Melaphyrausbiß beim Wasserstöllerl (= Melaphyrstollen, 1167 m M. H.)

Auf einer in der Markscheiderei des Hallstätter Salzberges befindlichen, von Isidor Engl (im Jahre 1882) gezeichneten Karte („Karte über den Untersuchungsbau auf Melaphyr und das Melaphyr Vorkommen im Kath. Theresia Stollen und über Tags“) ist ungefähr 70 m WNW des Erzherzog Wilhelm-Tagschachtes, unterhalb vom sogenannten „Wasserstöllerl“, ein Melaphyr, „ausbiß“ eingetragen, der mit einem kurzen Untersuchungsstollen (Melaphyrstollen) unterfahren wurde. Die aufgeschlossene Mächtigkeit des Melaphyrs ist aus der Karte mit 8—10 m zu entnehmen.

### 40. Melaphyrfindlinge beim Steinfeld-Wasserschurf (1185 m M. H.)

Vor dem Mundloch des längst verfallenen Stollens liegen zahlreiche Melaphyrblöcke, die möglicherweise aus dem Stollen gefördert wurden. Aber auch E und SE des Mundloches, bis zum Tollinger-Stollen, liegen zahlreiche Eruptivgesteinsfindlinge herum, die den Ausbiß eines vielleicht größeren Vorkommens andeuten.

Isidor Engl deutet durch eine Linie eine Verbindung dieser Obertagsaufschlüsse mit den Hauptvorkommen in der Grube (Hildegard-Einwässerungsgebäude und Posanner-Ankehrschurf) an. Aus der genauen Fixierung der betreffenden Melaphyrvorkommen zum Hauptstreichen und Verflächen der Lagerstätte ergibt sich aber die Unmöglichkeit dieser Vorstellung. Auf Tafel XII („Schematische Übersicht der Melaphyrvorkommen im Hallstätter Salzberg“) können nur jene Vorkommen zueinander in Beziehung gebracht werden, die im gleichen, gegen N bis NNW gerichteten Einfallen untereinander liegen.

Das Schema zeigt aber, daß die vorbeschriebenen Obertagsvorkommen im Streichen weitab von den Hauptvorkommen in der Grube (Hildegard und Posanner) liegen, daher mit diesen nicht verbunden werden können. Allerdings ist mit ziemlicher Sicherheit anzunehmen, daß die obertags auftretenden Melaphyrböcke nicht mehr an ihrem ursprünglichen Platz im Salzgebirge liegen, sondern durch den glazialen Moränenschub schon ein gutes Stück hangabwärts (gegen E) transportiert worden sind.

#### 41. Roßalmgraben

Im Verlauf der geologischen Neukartierung des Plassengebietes fand J. Schädler im Roßalmgraben in 960 *m* M. H., also westlich des Plassen, ein kinderfaustgroßes Melaphyrgeröll. Es lag im ausgelaugten Salzgebirge, das als die westliche Fortsetzung des Hallstätter Salzlagers anzusehen ist.

#### B. Gesteinsbeschreibung

Die frischesten, für eine mikroskopische und chemische Untersuchung am besten geeigneten Proben stammen aus der Nadasy-Kehr von der Abzweigung des Possaner-Ankehrschurfes. Es ist daher selbstverständlich, daß zuerst das Gestein von dieser Stelle untersucht und beschrieben wird.

Im Handstück sind die Proben schwarz bis blauschwarz mit einem leichten Stich ins Grünliche. Der Bruch ist uneben bis großmuschelartig. Sie sind hart und zähe. Makroskopisch sind die bis zu 1 *cm* großen Feldspateinsprenglinge an ihren glasglänzenden Spaltflächen sofort zu erkennen. Die noch frischen Kristalle sind farblos, die anderen graugrün und trübe. Fast immer schließen sie glänzende, rote Schüppchen (Hämatit) ein. Auch Olivine sind erkennbar. Diese sind dunkelschwarzgrün bis schwarz und erreichen kaum 3 *mm* Durchmesser. Augite sind makroskopisch kaum sichtbar. Die Grundmasse ist dicht und von schwarzer Farbe.

Die durchschnittliche, aus mehreren Wägungen ermittelte Dichte ist:

$$D = 2.88,$$

Die aus dem Mineralbestand errechnete Dichte wäre 3.14. Die Differenz ist auf Umwandlungsprozesse zurückzuführen.

Die Struktur ist holokristallin-porphyrisch. Einsprenglinge sind Plagioklas, Olivin und Augit. Die Grundmasse besteht aus Plagioklas, Augit, Titanomagnetit, Titaneisenglimmer, Pyrit, Hämatit, Anatas und Apatit (Tafel XI, Fig. 1 und 2). Mengenmäßig beteiligen sie sich am Aufbau des Gesteines folgendermaßen:

Einsprenglinge:	Plagioklas	30	Vol.-%	} 43 Vol.-%
	Olivin:	10	,,	
	Augit:	3—4	,,	
Grundmasse:	Plagioklas:	26.5	,,	} 56.8 Vol.-%
	Olivin:	2	,,	
	Augit:	19	,,	
	Titanomagnetit:	8	,,	
	Apatit:	0.8	,,	
	Anatas:	0.5	,,	
<hr/>				
99.8 Vol.-%				

Das ergibt für die Hauptbestandteile:

Plagioklas	56.5 Vol.-%	(In dieser Zahl sind etwa 10 Vol.-% Muskovit enthalten)
Olivin:	12	„
Augit:	22	„
Titanomagnetit:	8	„
	<hr/>	
	98.5 Vol.-%	

Die Textur der Bestandteile ist normalerweise regellos.

Mikroskopischer Befund:

Plagioklas. Die Plagioklase sind neben Augit die häufigsten Bestandteile. Sie erreichen eine Größe bis 1 cm, am häufigsten sind sie aber nur 0.5—1.5 mm. Sie sind im allgemeinen kurzsäulig, kristallographisch schlecht begrenzt, oft zerbrochen oder mit sackförmigen Korrosionsbuchten. Trotzdem aber sind rechteckige oder quadratische Querschnitte häufig. Kein Einsprengling ist unverzwilligt. Karlsbader und Periklinzwillinge sind bedeutend seltener als feinlamellierte nach dem Albitgesetz. Bavenoer und Manebacher Zwillinge sind nur vereinzelt zu finden. Zonarbau ist immer deutlich, ebenso ein schmaler basischer Rekurrenzstreifen mit viel höherer Lichtbrechung. Unterschiede in der Auslöschungsschiefe  $\perp$  MP zwischen Hülle und Rekurrenzstreifen bis zu  $14^\circ$  wurden mehrmals gemessen, was in unserem Bereich einem Unterschied im Anorthitgehalt von etwa 25% entspricht. (Die Plagioklase der Grundmasse sind ebenfalls um etwa 15—20% basischer als die Einsprenglinge.) Der An-Gehalt zwischen Kern und Hülle der Einsprenglinge differiert nur um höchstens 10%. Die Plagioklase sind im Schliff stets farblos. Spaltrisse nach P (001) sind immer kurz und scharf.

Die Messung der Lichtbrechung ergab im Pulverpräparat:

$n_x$ : 1.554 (1.556; 1.554; 1.551),

$n_z$ : 1.564 (1.565; 1.563; 1.565).

In Spaltplättchen von verschiedenen Individuen ergaben die Messungen:

Spaltplättchen nach P (001):

$n_x$ : 1.557; 1.559; 1.553.

Spaltplättchen nach M (010):

$n_z$ : 1.563; 1.564; 1.564.

Nach den Tabellen von S. Tsuboi (1925) ergibt sich daraus ein An-Gehalt von:

54; 58; 48; 58.5%.

(Ohne Berücksichtigung des Fehlers, da mit weißem Licht gearbeitet wurde, während Tsubois Tabellen für Na-Licht gelten.)

Mit U-Tischmethoden nach den Tabellen von A. Köhler ergeben die Hochtemperaturkurven einen durchschnittlichen An-Gehalt von 52% im Kern der Individuen. In der Hülle fällt er dann gegen 47% ab, um — wie bereits erwähnt — im basischen Rekurrenzrand auf etwa 70% An anzuheben. Der Achsenwinkel  $2V$  schwankt zwischen  $74^\circ$  und  $78^\circ$ .

Die Plagioklase der Grundmasse sind im allgemeinen kurzsäulig oder leistenförmig und nach dem Albitgesetz verzwilligt. Die maximale Auslöschung, mit Winkelwerten von  $34^\circ$  bis  $40^\circ$ , ergibt nach den Hochtemperaturkurven A. Köhlers einen An-Gehalt von 55 bis 70%, durchschnittlich

(aus zahlreichen Messungen) 66% An. Sie entsprechen in ihrem An-Gehalt ziemlich genau den Rekurrenzrändern der Einsprenglinge.

Umwandlungsprodukte. Die großen Einsprenglinge werden am ehesten zersetzt, während die meisten der kleinen Einsprenglinge noch vollkommen frisch sind. Die Feldspate der Grundmasse sind frei von Umwandlungsprodukten. In allen Fällen handelt es sich um feine Muskovitplättchen, die am Innenrand des Rekurrenzstreifens, also im sauersten Plagioklasanteil, zu sprossen beginnen und nach dem Kern zu fortwuchern. Die optischen Eigenschaften der Umwandlungsprodukte sind eindeutig die des Muskovits. Es muß hervorgehoben werden, daß die divergent- oder radialstrahligen Aggregate so grob sein können, daß man ohne Schwierigkeit ein zweiachsig negatives Interferenzbild (mit einem  $2V$  von  $40^\circ$ ) erhält. Dadurch wird die Anwesenheit von Skapolith (Görgey, 1914) in unseren Schlifften vollkommen ausgeschlossen.

In kleinen Mengen kommt in den umgewandelten Teilen der Plagioklase Ferritsubstanz (als feinkörniges, gelbrotes Aggregat ohne Pleochroismus) vor.

Olivin ist als Einsprengling relativ häufig, aber höchstens 3 mm groß. Gute sechsseitig-spitzwinkelige, den Olivin charakterisierende Umrisse sind oft zu sehen. Vielfach ging aber die idiomorphe Form durch Resorption oder Serpentinisierung verloren. Die größeren Olivine sind im allgemeinen besser erhalten als die kleinen. Der Olivin ist farblos oder schwach hellgelb. Spaltrisse senkrecht zur Achsenebene nach (010) sind kurz und scharf. Eine zweite Spaltrichtung parallel zur Achsenebene ist undeutlich. Daneben finden sich zahlreiche unregelmäßig verlaufende Risse. Die Doppelbrechung ist stark, nimmt aber in den in Zersetzung begriffenen Kristallen rasch ab.

$$\begin{aligned} \text{Doppelbrechung: } Z-Y &= 0.0163, \\ Y-X &= 0.0187, \\ Z-X &= 0.0350 \pm 0.0005. \end{aligned}$$

Der Achsenwinkel ist groß, um  $90^\circ$ . Aus der Doppelbrechung läßt sich der Achsenwinkel nach der Mallardschen Näherungsformel berechnen mit:  $2V_x = 86^\circ 04'$ . Der optische Charakter ist negativ, Dispersion der Achsen:  $r > v$ .

Umwandlungserscheinungen. Es wurde nur Serpentinisierung am Olivin beobachtet, die manche Körner bereits völlig erfaßt hat, während andere erst am Beginn der Umwandlung stehen. Erzkörner liegen dann wie Perlenschnüre, sowohl in der Mitte der Serpentinbänder wie auch an deren Außenrändern.

Die Farbe des Serpentin ist hell- bis kräftig gelblichgrün. Kein Pleochroismus. Die Lichtbrechung ist wenig höher als die des Kanadabalsams.  $n_z$  liegt in der Längsrichtung, optischer Charakter positiv, Achsendispersion =  $r < v$ .

Augit tritt als Einsprengling mengenmäßig sehr zurück, er wird nur 1.5 mm groß. Kristallumrisse sind selten und werden dann aus den Flächen (100), (010), (110) und (111) geformt. Charakteristische Spaltrisse und Sprünge sind überall zu sehen. Die Farbe ist ein ganz helles Braun mit einem schwachen Stich ins Violette, was auf einen ziemlich hohen Ti-Gehalt schließen läßt. Pleochroismus fehlt, Zonarbau ist selten, die Lichtbrechung stark, Doppelbrechung mäßig. Die Dispersion der Auslöschung ist sehr deutlich, ebenso wie die Achsendispersion:  $r < v$  an beiden Achsen. Der

optische Charakter ist positiv. Der am U-Tisch gemessene Achsenwinkel ist in drei verschiedenen Individuen:  $52.4^\circ$ ;  $52.5^\circ$ ;  $52.8^\circ$ ;  $c \wedge Z = 47^\circ$  (Durchschnitt aus mehreren Messungen in verschiedenen Individuen).

Die Doppelbrechung ist:

$$Z-Y = 0.0197,$$

$$Y-X = 0.0047,$$

$$Z-X = 0.0244 \pm 0.0003.$$

Daraus ergibt sich nach der Mallardschen Formel der Achsenwinkel  $2V = 52^\circ 04'$ .

Die Augite der Grundmasse sind sehr klein, kurzsäulig und fast immer idiomorph. Sonst stimmen sie in ihren optischen Eigenschaften mit den Einsprenglingen überein.

Titanomagnetit. Sehr zahlreich sind die kleinen Titanomagnetitkörner, von denen aber nur die größeren idiomorph, oktaedrisch, ausgebildet sind. Sie werden oft von den Plagioklasen und Augiten umschlossen. Hieher gehören zweifellos auch die zahlreichen faden- und stäbchenförmigen in den Plagioklasen und Olivinen befindlichen Mikrolithe.

Leukoxenartige Zerfallsprodukte des Magnetits beweisen ebenfalls den hohen Ti-Gehalt.

Titaneisenglimmer findet sich in kleinen Fetzen in der Grundmasse und als Einschluß in den Plagioklasen. Meist sind es xenomorphe, unregelmäßig gelappte, seltener sechseitige Täfelchen. Die Farbe ist trotz der Kleinheit der Körner ein dunkles Nelkenbraun mit einem mehr oder weniger starken Stich ins Violette.

Pyrit ist im Schliß sehr selten. Er bildet kleine unregelmäßige Körner.

Eisenglanz ist im Gestein ebenfalls selten, stets in unregelmäßig begrenzten Aggregaten aus lebhaft blauschwarz glänzenden Tafeln. Es scheint sich um eine Neubildung zu handeln.

Anatas bildet ganz winzige Körnchen, deren Größe unter  $0.02 \text{ mm}$  liegt. Fast alle haben bipyramidale Umrißformen. An den größten Kristallen ist die Spaltbarkeit nach der Basis wahrzunehmen. Wegen ihrer Kleinheit und der hohen Lichtbrechung erscheinen sie meist undurchsichtig; erst bei stärkster Vergrößerung und eingeschaltetem Kondensator sieht man ihre blaßbraune Färbung. Kein Pleochroismus, Doppelbrechung sehr hoch. Auch die größten Kristalle zeigen nur Interferenzfarben höherer Ordnung (Titanit würde das Weiß der höheren Ordnung zeigen).

Apatit, immer nur in ganz winzig kleinen eiförmigen oder rundlichen Körnchen, ist relativ häufig. Sie sind in der Grundmasse gleichmäßig verteilt, aber auch die Feldspate enthalten sie als Einschlüsse.

Sillimanit? In der Grundmasse, aber noch häufiger in den Plagioklasen sind ganz feine Nadelchen, meistens parallel, seltener wirr angeordnet, anzutreffen. Oft sehen sie wie abgebrochen aus, immer sind sie farblos ohne Pleochroismus und haben starke Lichtbrechung. Andere Bestimmungsmerkmale sind wegen der Kleinheit und da sie immer vollkommen von anderen Mineralien verdeckt werden, nicht festzulegen. Am ehesten läßt sich noch beobachten, daß in der Längsrichtung  $n_z$  liegt. Es könnte sich um Sillimanit handeln, der genetisch allerdings nur sehr schwer erklärt werden kann.

Ausscheidungsfolge. Zu den ersten Ausscheidungen gehören offensichtlich der Apatit und der Olivin. Im frischen Olivin finden sich fast

keine Einschlüsse. Beide Minerale sind gegen fast alle anderen Gemengteile idiomorph. Dann folgten die Erze und der Augit. Titaneisenglimmer findet sich als Einschluß im Augit genau so häufig wie Titanomagnetit. Noch während der Bildung der Augite beginnen die Plagioklase zu kristallisieren. Sie umschließen Olivine, Augite und Erze. Damit war die intratellurische Phase zu Ende und die Schmelze drang nach oben. Nun wurde die 2. Generation der Augite in der Grundmasse gebildet, während die Plagioklase z. T. noch fortwuchsen. Nach dem Ende der Augitkristallisation war wohl das gesamte Fe und Mg der Schmelze verbraucht, aber ein Rest an Ca stand noch zur Verfügung, der nun in die Plagioklase der Grundmasse und in den Rekurrenzsaum ging und das plötzliche Ansteigen des Anorthitgehaltes bewirkte.

Es muß jedoch auch in Erwägung gezogen werden, daß die Schmelze beim Durchschlagen der überlagernden Schichten von diesen Bestandteile aufgenommen haben kann. Da das Hangende in erster Linie Kalke, Tone und möglicherweise auch Salzgesteine waren, denken wir besonders an die Aufnahme von Ca, Al und NaCl. Das NaCl könnte als Flußmittel gewirkt und die Viskosität der bereits nicht mehr allzu heißen Schmelze vermindert haben. Danach ist mit großer Wahrscheinlichkeit eine Wiederauflösung eines Teiles der bereits ausgeschiedenen Bestandteile anzunehmen. Die dunklen Gemengteile dürften stärker angegriffen worden sein als die lichten. Die Plagioklase wurden nur wenig resorbiert und bekamen schlauchförmige Einbuchtungen. Durch die Wiederaufschmelzung der Augite und Olivine wurde die Restschmelze wieder etwas basischer, besonders aber Ca-reicher. Während der weiteren Erstarrung der Restschmelze bilden sich wieder zuerst die Augite und anschließend der nun bedeutend An-reichere Plagioklas der Grundmasse sowie die Rekurrenzränder der Einsprenglinge.

Dem könnte man entgegenstellen, daß die durchbrochenen Sedimentschichten nur geringe Mächtigkeit hatten und daß die Schmelze schon zu stark abgekühlt war, um größere Mengen Kalk oder Steinsalz aufzunehmen. Darauf ist zu erwidern, daß vielfach ganz geringe Mengen an geeigneten Fluß- oder Zuschlagsmitteln genügen, um die Viskosität und den Schmelzpunkt einer Schmelze sehr stark zu ändern. Wären größere Mengen an NaCl aufgenommen worden, hätte sich zweifellos Skapolith gebildet.

Die Mandelräume und ihre Füllungen. An allen bisher bekannten Fundpunkten wurden im Melaphyr kleinere und größere Mandeln gefunden, deren Mineralfüllung ganz einheitlich ist. Bei den kleinsten meist runden oder ovalen Mandelräumen werden die Außenränder im allgemeinen von einem sehr feinen Chloritfilz gebildet. Manchmal erscheint ein Hohlraum unterteilt, dann zieht sich der Chloritfilz auch den Septen entlang. Auf diesen schmalen Bändern sitzen dann parallel- oder radialfaserige Aggregate einer 2. Chloritgeneration, welche den Rest des Hohlraumes ausfüllt. Der Chlorit ist hellgrün mit schwachem, aber immer noch deutlichem Pleochroismus: X = gelblich, Z = hellblaugrün. Die Auslöschung ist gerade, Z liegt in der Längsrichtung. Die Doppelbrechung ist verhältnismäßig stark und negativ. Anomale tintenblaue Interferenzfarben sind überall zu beobachten.  $2V$  ist etwa  $20^\circ$ . Nur selten sind in den Zentren der Hohlräume unregelmäßige Pyritkörnchen zu finden. Rund um die Mandeln ist in der Grundmasse des Melaphyrs auffällig viel Augit angereichert.



In den größeren Mandelräumen mit einem Durchmesser von mehr als 3 oder 4 mm ist einheitlich außer dem Chlorit noch Pyrit, Quarz und Anhydrit. Der Quarz ist farblos oder trübweiß und gegen die Innenseite der Mandelräume immer kristallographisch gut ausgebildet. Die Prismen- und Rhomboiderflächen sind ungefähr gleich groß, Trapezoederflächen fehlen. Die Quarzkristalle bilden normalerweise eine 2—3 mm dicke Schicht. Auf ihnen sitzen sehr schön kristallisierte Anhydritkristalle. Sie sind entweder blättrig oder prismatisch, vollkommen klar und hellrosa gefärbt. In den größten Mandeln erreichen sie 7 mm und mehr. Zwillingslamellen nach (101) konnten unter dem Mikroskop an einigen Kristallen gefunden werden. Im Dünnschliff zeigt sich, daß der Quarz zahlreiche Anhydritfetzchen einschließt. Quarz und Anhydrit haben sich daher eine kurze Zeit hindurch gleichzeitig gebildet. Außerdem wurde auch noch ein farbloses, grobkristallines Karbonat beobachtet. Der in den meisten Fällen nicht unbeträchtliche Rest in den Mandeln wird von farblosem oder bräunlichem Steinsalz ausgefüllt. Es bildet immer einen einzigen Kristall, dessen Spaltflächen einheitlich durch den ganzen Hohlraum gehen.

Die größten Mandeln haben einen Durchmesser von 3 cm und werden bis 6 cm lang. Sie sind leicht aus dem Gestein herauszulösen und haben Zapfenform, so daß die von H. Gerhart (1907) gewählte Bezeichnung „Salzzapfen“ recht zutreffend ist (Tafel XI, Fig. 3).

Die bereits von H. Gerhart (1907) aufgeworfene Frage, ob „die Salzmassen Einschlüsse seien, die der Melaphyr beim Durchbruch durch das Salzlager mitgerissen habe“, können wir wohl verneinen. Es ist sicher, daß die Füllung der Mandeln erst nach der Erstarrung des Melaphyrs zuerst durch postvulkanische und dann durch die normalen in einer Salzlagerstätte zirkulierenden Lösungen erfolgte.

Die Klüfte. Die zahlreichen Klüfte, die den Melaphyr regellos durchziehen, konnten am besten im „Westaufschluß“, also im Posanner-Ablauf, Posanner-Sinkwerk, in der Nadasdy- und in der Wallach-Kehr studiert werden.

Schon bei einer flüchtigen Betrachtung fällt auf, daß zwei ganz verschiedene Kluffarten vorhanden sind:

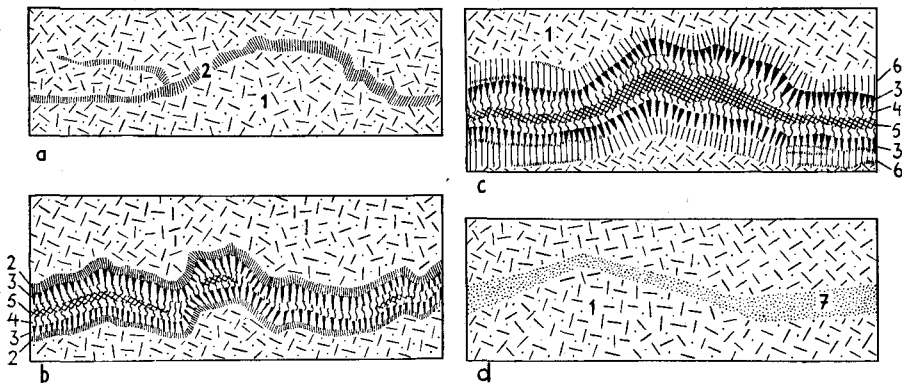


Abb. 1: Klufftypen im Melaphyr. 1 = Melaphyr, 2 = Chlorit, 3 = Quarz, 4 = Anhydritkristalle, 5 = Steinsalz, 6 = Faseranhydrit, 7 = körniges Steinsalz.  $\frac{1}{2}$  der natürlichen Größe.

Typ 1 (Abb. 1 a—c): Klüfte von ganz geringer (0.5 mm) bis zu mehreren Zentimetern Mächtigkeit. Ihr Verlauf ist nie geradlinig, sondern mehr oder weniger zickzackförmig. Die geringmächtigen bis zu 3 mm breiten sind nur von Chlorit erfüllt. Die breiten und breitesten Klüfte sind ganz symmetrisch aufgebaut und enthalten der Reihe nach von einer Kluftwand zur anderen: Chlorit, Quarz, Anhydrit, Steinsalz, Anhydrit, Quarz, Chlorit.

Der Chlorit ist vollkommen identisch mit dem in den Mandeln. Manchmal lassen sich zwei Schichten (zwei Generationen) unterscheiden: Die äußere ist lichter gefärbt, hat geringere Lichtbrechung und fast normale Interferenzfarben, während die innere etwas dunkler ist, höhere Lichtbrechung hat und anomale, tintenblaue Interferenzfarben zeigt. Beide Chloritarten haben fast gleich großen Achsenwinkel von etwa  $5^\circ$  und sind optisch negativ. Es ist in beiden Fällen Pennin, wobei die äußere Schicht nur Fe-ärmer als die innere ist.

Nun folgt Quarz in kristallographisch guter Ausbildung. In einer Kluft im Posanner-Sinkwerk wurden die größten Kristalle gefunden. Sie sind etwa 1.5 cm lang und bis 1 cm stark <sup>1)</sup>. Hier sind sogar zwei Quarzgenerationen zu beobachten, eine ältere, dunkelbraun gefärbte, auf der die jüngeren großen, etwas trüben Kristalle unmittelbar aufsitzen. Die nun folgenden Anhydritkristalle haben die gleiche Rosafarbe, wie die in den Mandeln. Auch hier sind sie sehr schön kristallisiert. Der Achsenwinkel ist ungefähr  $45^\circ$ ,  $r < v$ , der optische Charakter positiv. Den Rest der Kluft erfüllt rotes, grobkristallines Steinsalz. In einer Kluft wurde ein kleiner Kupferkieskristall mit tetraedrischem Habitus gefunden. Er sitzt dem Anhydrit auf. Bei einigen breiten Klüften ist eine Abweichung insofern festzustellen, als sich zwischen dem Melaphyr und der Chloritlage noch ein Anhydritband aus faserigem, weißem Anhydrit einschiebt. Die Fasern stehen senkrecht auf die Kluftwand.

Auffällig ist die völlige Übereinstimmung zwischen den Mandeln und den Klüften, was sowohl die Mineralien wie auch deren Reihenfolge betrifft. H. Gerharts (1907) Ansicht, „daß auch diese (die Klüfte) nichts anderes seien als langgestreckte Mandeln, welchen durch Infiltrationen ihre Füllsubstanz“ zugeführt wurde, kann nicht geteilt werden, denn die Klüfte sind als solche in der Grube eindeutig zu erkennen. Offensichtlich sind die Klüfte kurz nach der Erstarrung des Melaphyrs infolge thermischer Schrumpfung aufgerissen, eben zu der Zeit, als die Mandelräume noch nicht von Mineralien erfüllt waren. Dafür spricht auch, daß die Klüfte das ganze Gestein wie ein Netz vollkommen ohne Regel durchziehen. Sie sind keineswegs erst während der alpinen Bewegungen entstanden. So sind die Klüfte und Mandeln gleichzeitig offen gewesen und ebenso gleichzeitig von den nachvulkanischen Lösungen mit Mineralien beschickt worden. Daher ist ihre Füllung auch in allen Aufschlüssen des Hallstätter Salzberges einheitlich. Lediglich der faserige Anhydrit ist eine spätere Bildung, der sich in den Salzgesteinen sehr häufig an den Grenzflächen zweier verschiedener Substanzen bildet.

Typ 2 (Abb. 1 d): Diese Klüfte werden kaum mächtiger als 2 cm und unterscheiden sich ganz besonders stark von den Klüften des Typus 1.

<sup>1)</sup> Herr Bergmeister Kieninger hat mir ein besonders schönes Stück in liebenswürdiger Weise überlassen, wofür ich an dieser Stelle meinen herzlichsten Dank sagen möchte.



Abb. 2: Verteilung der älteren und jüngeren Klüfte im Melaphyr. 1 = Melaphyr, 2 = Chlorit, 3 = Steinsalz, 4 = körniges Steinsalz.  $\frac{2}{3}$  der natürlichen Größe.

Sie sind nur von grobkristallinem, dunkelrotem Steinsalz gefüllt. Ein fester Zusammenhalt zwischen dem Steinsalz und dem Melaphyr besteht nicht. Sie haben einen ruhigeren Verlauf und durchsetzen die Klüfte der 1. Art (Abb. 2). Sie sind also jünger als die anderen und offenbar erst durch die alpinen Bewegungen bzw. durch die Fließtektonik des Salzes entstanden.

#### Umwandlungserscheinungen

Die bereits am frischen Gestein erkennbaren Zersetzungs- und Umwandlungserscheinungen sind auch an den Proben der übrigen Fundpunkte zu beobachten und schreiten an diesen in der bereits eingeschlagenen Richtung unaufhörlich weiter.

Die Muskovitisierung der Plagioklase greift immer mehr um sich, bis nur mehr im Kern weniger Individuen ursprüngliche Plagioklassubstanz übrig bleibt. Die Serizitblättchen werden größer. Die Albitlamellierung der Feldspate ist in den meisten Fällen nicht mehr zu erkennen.

Eine Umwandlung der Plagioklase in Skapolith, wie sie R. Görgey (1914) beschreibt, ist auch in ganz stark zersetzten Gesteinen nirgends gefunden worden.

Die Serpentinisierung der Olivine ist bereits in den noch gar nicht stark zersetzten Gesteinen so vollkommen, daß nur mehr deren Umriss erhalten sind.

Bemerkenswert sind Pseudomorphosen nach Olivin, die sich in einem Handstück gefunden haben, das vom nördlichen Ulm in der Nadasdy-Kehr (bei Meter 16·6) stammt. Es dürfte sich um ein Serpentinmineral handeln, das im allgemeinen die gleichen Eigenschaften zeigt wie der Serpentin aus allen übrigen Handstücken. Ausgezeichnet ist es durch fleckige dunkelweinrote bis dunkelblauviolette Farbe. Es ist nur schwach pleochroitisch. An den Rändern und entlang den Rissen ist die Färbung intensiver, als im Innern der Pseudomorphosen. Licht- und Doppelbrechung sind gering.  $Z'$  liegt in der Längsrichtung. Der Achsenwinkel ist groß. Die Färbung kann möglicherweise durch Chrom verursacht werden.

In den Augitkristallen bilden sich zunächst feinste Körner, die sehr starke Lichtbrechung aufweisen. Ihre Farbe ist bräunlich. Andere Merkmale sind wegen der Kleinheit der Körner nicht festzulegen. Es handelt sich offenbar um Leukoxen. Beim weiteren Zerfall des Augits bildet sich ein feinstes Filz eines serpentiniähnlichen Chlorits, der sich wegen seiner Feinheit nicht näher bestimmen läßt. Durch seine grüne Färbung, seinen schwachen Pleochroismus und die geringe Doppelbrechung unterscheidet er sich aber genügend vom Serpentin.

In den meisten Schliffen ist von den Augiten nichts mehr zu sehen, auch die Umrisse gehen vollkommen verloren. Pyrit (sofern dieser überhaupt primär ist) und Eisenglanz, sind auch noch in den am stärksten zersetzten Gesteinen unversehrt erhalten. Titanomagnetit wandelt sich dagegen sehr rasch in Leukoxen um.

#### Kontakterscheinungen

Wie schon in einem früheren Abschnitt erwähnt, sind nur im Posanner-Ablaß primäre Kontakte in ihrem ursprünglichen Zustand erhalten, u. zw. an einigen Stellen am Rande des Melaphyrvorkommens und an einem Sedimenteinschluß. Sie äußern sich in einer Frittung des angrenzenden und eingeschlossenen Tones. Die Kontaktwirkungen reichen nur 2—3 *cm* ins Nebengestein. Sedimentreste, die von der Schmelze nicht mehr resorbiert werden konnten, sind bis etwa 0·5 *m* in den Melaphyr hinein zu verfolgen. Diese Erscheinung ähnelt in gewisser Hinsicht der von A. Köhler (1932) beschriebenen am Basalt von Neuhaus, der von kleinen „gefritteten Toneinschlüssen durchspickt“ ist. Allerdings sind in unserem Falle die Toneinschlüsse nicht so zahlreich, sie sind aber immerhin im Posanner-Ablaß am östlichen Ende des Melaphyrvorkommens in einer 0·5 *m* breiten Zone durchlaufend zu verfolgen. Rund um diese Einschlüsse erscheint der Melaphyr viel dunkler, fast schwarz. Die Ursache dafür ist eine starke Magnetitanreicherung.

Die Toneinschlüsse sind hart gefrittet. Sie haben dunkelgrüne Farbe. Unter dem Mikroskop ist ein feinstes Gemenge von Tonmineralien und winzigen Quarzkörnchen zu erkennen, welches stark von Eruptivmaterial durchtränkt wurde. Wir finden, vor allem entlang den Rissen und Klüften, Magnetitkörner und stäbchenförmige Magnetitmikrolithe angereichert. Kleinere und größere Chalzedonsphärolithe, aber auch unregelmäßig geformte Quarzkörner und Anhydritkristalle sind im Sediment verstreut.

Auch der Melaphyr ändert sich an den Kontakträndern. In der Grundmasse ist eine Zunahme der Erzkörnchen zu sehen, wobei die Korngröße der anderen Bestandteile der Grundmasse immer mehr und mehr abnimmt,

so daß diese schließlich überhaupt nicht mehr auflösbar ist. In ihr liegen dann mehr oder weniger fluidal geregelt die fast vollkommen serizitisierten Plagioklaseinsprenglinge und die durch Resorption stark angegriffenen Olivin- und Augitpseudomorphosen.

Das gefrittete Nebengestein ist unter dem Mikroskop nicht auflösbar. Es besteht aus einem kryptokristallinen Gemenge von Tonmaterial, Quarz



Abb. 3: Obere Melaphyrgrenze im Posanner-Ankehrschurf. 1 = Melaphyr, 2 = Chlorit, 3 = gefritteter Ton, 4 = grüner Ton, 5 = Faseranhydrit. Zirka 1:1.

und Chlorit. Dazwischen sind kleine Magnetitkörnerchen verstreut. Parallel zur Melaphyrgrenze schieben sich lagenweise immer wieder auskeilende Quarz- und Chalzedonschichten mit jüngeren Anhydrit- und Karbonatkörnern ein. Im Sediment selbst sind Chalzedonnester verstreut.

Mineralneubildungen wurden, wie erwartet, nirgends gefunden.

Im Ankehrschurf des Posanner-Sinkwerkes befindet sich die zweite Stelle mit Kontaktwirkungen am Nebengestein (Abb. 3). Das Hangende des Melaphyrs ist wieder der auffällig hellgrüne Ton, der in seinem makroskopischen Aussehen und seiner Zusammensetzung vollkommen mit dem Ton im Posanner-Ablaß identisch ist. Auch die durch Kontakt-

metamorphose erzeugte Frittung ist hier wie dort ganz die gleiche, ebenso die Farbänderungen am unmittelbar ans Sediment angrenzenden Melaphyr.

Zwischen das magmatische Gestein und das Sediment schiebt sich ein sehr junges Faseranhydritband, indem es die beiden Gesteine außerdem noch in mehr oder weniger tafelige Stücke von einigen Millimetern Dicke und mehreren Quadratcentimetern Größe aufblättert.

Auffällig sind an einigen Stellen im Ton feine Schmitzchen, die aus hellgrünem blättrigem Talk bestehen (Mg wurde mit Nitrobenzoazoresorzin nachgewiesen, Härte 1, die Blättchen sind biegsam, 2 V ist fast 0, der optische Charakter ist negativ). In letzter Zeit wurde Talk auch an anderen Stellen im Hallstätter Salzberg als junge Neubildung nach Steinsalz gefunden und von H. Mayrhofer und O. Schauburger (1953) beschrieben.

Der Faseranhydrit ist blaßrosa oder weiß. Die Fasern stehen fast senkrecht zur Melaphyrgrenze. Er fluoresziert unter der UV-Lampe (Philips HPW 125) nur an einigen Stellen dunkelrot. Die Mächtigkeit des Tones schwankt zwischen 30 cm und 1 m. Sein Streichen verläuft parallel zum Melaphyr. Darüber folgt salzarmes „Buntes Haselgebirge“.

Diese sonderbare Beziehung zwischen Melaphyr, Ton und Anhydrit ist leicht zu erklären, denn Faseranhydrit oder Fasergips sind dem Bergmann als Anzeichen für Gesteinsgrenzen allgemein bekannt. Gesteinsgrenzen sind bekanntlich gute Wege für Lösungen, die ihre Stoffe in den meisten Fällen gerade hier in faseriger Ausbildung absetzen: Fasergips, Faseranhydrit, Faserpolyhalit, Fasersalz. Eine derartige Ausbildung ist gleichzeitig ein Kennzeichen für relative Jugend dieser Mineralien. Man kann also sicher annehmen, daß unser Faseranhydritband erst viel später an der Kontaktfläche zwischen Melaphyr und Ton abgelagert wurde und diese aufgeweitet hat.

Es bleibt nun noch zu betonen, daß sich die thermischen Kontakte an der Oberseite des Melaphyrs befinden. Und da wir — wie später noch gezeigt wird — es unbedingt mit einem Ergußgestein zu tun haben, muß der Melaphyr jetzt mit seinem Nebengestein, dem hellgrünen Ton, unbedingt verkehrt liegen.

#### Der Melaphyr von den übrigen Fundpunkten

Der Melaphyr von den übrigen Fundpunkten weicht in seiner Mineralzusammensetzung nicht wesentlich vom oben beschriebenen, frischen Gestein aus der Nadasdy-Kehr ab. Lediglich der Zersetzungsgrad schwankt innerhalb weiter Grenzen. Um Wiederholungen zu vermeiden, beschreiben wir von anderen Fundpunkten im Salzlager nur diejenigen Melaphyrarten, welche sich stärker vom Gestein der Nadasdy-Kehr unterscheiden, oder aus einem sonstigen Grund interessant erscheinen.

#### Der Melaphyr aus dem Mojsisovics-Ablaß

ist sehr schlecht erhalten. Er erscheint hell- bis dunkelgrün. Die Reste der Plagioklase sind zwar immer noch als schmale, teilweise chloritisierte Leisten neben einigen serpentinierten Olivinpseudomorphosen zu erkennen. Daneben, aber bedeutend geringer an der Zahl, sind kleine (1—2 mm im Durchmesser) Hohlräume, die von radial angeordneten Chloritschüppchen

ausgefüllt sind. Die Grundmasse, die den größten Teil des Gesteines ausmacht, ist vollkommen dicht. Sie ist ein feinstes Gemenge aus Chlorit, Magnetit, Augitkörnchen, Leukoxen und Apatit.

#### Die Melaphyrbrekzie aus dem Mojsisovics-Werk

Man könnte dieses Gestein, wie dies früher auch von O. Schauburger und mir getan wurde, ebensogut als „Melaphyrisches Haselgebirge“ bezeichnen.

Eine kurze Charakteristik der Melaphyrbrekzie wurde bereits in Abschnitt II (S. 141) gegeben, so daß hier nur die Dünnschliffbeobachtungen angeführt zu werden brauchen.

Die Melaphyrtrümmer sind meistens hellgraugrün mit einem Stich ins Bläuliche. Viel seltener sind dunkelblaugrüne bis schwarzgrüne Stücke. Alle haben gerundete Ecken und Kanten und sehr schön polierte Oberflächen. Schmale von Chlorit ausgefüllte Klüfte (Typus 1) durchziehen die einzelnen Melaphyrstücke.

Im Schliff zeigen sie porphyrische Struktur und Fluidalgefüge. Einsprenglinge sind hauptsächlich Plagioklase. Sie werden bis 3 mm lang. Die meisten sind fast ganz, einige sogar vollkommen chloritisiert. Umrisse die auf Olivin oder Augit deuten, sind selten. Körner mit Olivinumrissen bestehen zum größten Teil aus Anhydrit und nur zum geringeren aus Chlorit. Serpentin ist nicht zu finden. Die Grundmasse ist ein dichtes Gemenge aus den Zersetzungsprodukten der Augite und Plagioklase, also Chlorit, Leukoxen, Anatas und sehr wenig Magnetit. Mandelräume sind nur in geringer Zahl vorhanden. Sie sind rund oder schlauchförmig und von Chlorit erfüllt. Dieser ist kräftig grün gefärbt und hat deutlichen Pleochroismus: X = blaugrün, Z = bläulichgrün. Seine Doppelbrechung ist gering. Nur die großen Hohlräume haben in ihrem Zentrum farblose Anhydritfüllung. Quarz wurde nur an einer Stelle in Form eines feinkörnigen Aggregates beobachtet.

#### Mandelstein aus der Melaphyrbrekzie

In der Melaphyrbrekzie wurde ein enteneigroßes Stück eines Melaphyrmandelsteines gefunden. Es ist ein stark zersetztes, hellgrünlichgraues Gestein, in dem zahlreiche hirsekorn- bis erbsengroße Mandelräume zu sehen sind. Es ist nur trüber, grauer Quarz und Anhydrit als Füllung wahrzunehmen. Auch die bei allen anderen Hohlräumen beobachteten äußeren Chlorithüllen sind nicht vorhanden.

Im Schliff bietet sich das gleiche Bild wie im vorhergehenden Fall, nur daß noch die Mandeln hinzukommen.

#### Der Melaphyr aus dem Posanner-Ablaß

weicht im wesentlichen nicht vom Haupttyp ab. Er ist dunkelgrünlich-schwarz mit serizitisierten Plagioklaseinsprenglingen und chloritisierten Augiten. Vom Olivin sind nur die Umrisse übriggeblieben. Oktaedrische, oft bereits in Leukoxen umgewandelte Körner von Titanomagnetit sind häufig, Apatit ist selten. Mandelräume und Klüfte zeigen die charakteristische Ausbildung und Füllung. Die Grundmasse ist fast dicht.

Die Struktur ist holokristallin-porphyrisch mit Andeutung von Intersertalgefüge.

### Der Melaphyr im Posanner-Ankehrschurf

ist stark zerklüftet. Im unteren Teil der Strecke waren in einer (bereits erwähnten) Kluft besonders große (bis 2 cm lange) Quarzkristalle. Im oberen Teil des Ankehrschurfes wurden einige Mandeln mit prachtvollen Anhydritkristallen entdeckt.

### C. Chemismus des Hallstätter Melaphyrs

Bevor noch die Arbeiten in der Grube begonnen wurden, habe ich bereits an Stücken, die sich in der Gesteinssammlung des Mineralogisch-petrographischen Institutes befanden, chemische Untersuchungen, besonders Bestimmungen des  $H_2O$ -Gehaltes und des Glühverlustes durchgeführt. Die damals erhaltenen sehr hohen Werte (6—7% Glühverlust) und die Durchsicht ebenfalls vorhandener alter Dünnschliffe zeigten den starken Zersetzungsgrad an und stellten den Wert einer chemischen Analyse sehr in Frage. Als aber dann 1946 in der Nadasdy-Kehr (Kaiserin Christina-Horizont) Proben entnommen werden konnten, in denen überraschenderweise sogar noch ein Teil des Olivinbestandes unverändert war und die einen Glühverlust von nur 3.0 bis 3.5% aufwiesen, stand es fest, daß auch chemische Analysen gemacht werden sollten.

Alle im Salzberg gesammelten Gesteinsproben waren von Steinsalz- und Gipslösung so durchtränkt, daß es zweckmäßig erschien, zunächst diese durch Auslaugung mit Wasser vom Eruptivgestein zu trennen und gesondert zu analysieren, um keine Verfälschung des  $Na_2O$ -Wertes zu bekommen. Von zwei verschiedenen bei 110° getrockneten Proben aus der Nadasdy-Kehr erhielten wir folgende Zusammensetzung des Wasserlöslichen:

Tabelle I

	Probe I	Probe II
Mg .....	0.07	0.08
Ca .....	0.02	0.03
Na .....	0.23	0.27
Cl .....	0.43	0.51
SO <sub>4</sub> .....	0.04	0.09
Summe des Wasserlöslichen...	0.79	0.98 Gew.-%

Es wurde der von A. Marchet modifizierte Analysengang nach Mauze- lius und Washington verwendet.  $H_2O$ -Bestimmung nach Brush- Penfield, Gesamteisen gravimetrisch.

Wir stellen neben unsere eigene Analyse die unvollkommenen und vollständig veralteten, daher unbrauchbaren Angaben von C. v. John (1878 und 1884) und E. Drasche (1884). Lediglich der letzte von C. v. John (1884) angegebene Kieselsäurewert stimmt gut mit dem neuen überein. In Anbetracht des hohen Glühverlustes der von E. Drasche analysierten Proben scheinen auch seine  $SiO_2$ -Werte nicht sehr falsch zu sein.



Tabelle II

	1. Nadasdy-Kehr Analytiker: E. J. Zirkl			2. Hallstatt Analytiker: C. v. John (1879)		3. Frisches Gestein aus Analytiker: E. Drasche (1884)	4. Zersetztes Hallstatt Analytiker: E. Drasche (1884)	5. Melaphyr aus dem Delta des Mühlbaches Analytiker: C. v. John (1884)
	I.	II.	Durchschnitt					
Wasserlösliches .....	s. Tab. I	s. Tab. I	—	10·90 <sup>1)</sup>	—	—	—	—
SiO <sub>2</sub> .....	46·58	46·52	46·55	} 47·10 <sup>2)</sup>	44·25	43·38	43·87	46·20
TiO <sub>2</sub> .....	3·55	3·56	3·56		—	—	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	16·30	16·31	16·30	}	—	} 34·75	32·02	—
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	4·33	4·30	4·31		—		—	13·20
FeO .....	7·51	7·56	7·53	—	—	—	—	—
MnO .....	0·14	0·14	0·14	—	—	—	—	—
MgO .....	7·39	7·40	7·39	—	—	10·36	2·14	—
CaO .....	8·16	8·18	8·17	—	—	1·47	1·83	—
BaO .....	0·04	0·03	0·03	—	—	—	—	—
Na <sub>2</sub> O .....	2·06	2·04	2·05	}	—	—	—	—
K <sub>2</sub> O .....	1·34	1·33	1·33		9·45 <sup>3)</sup>	—	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> .....	1·60	1·62	1·61	—	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> .....	1·53	1·52	1·53	—	1·26	—	—	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> .....	0·35	0·36	0·35	—	—	—	—	—
S .....	0·13	0·13	0·13	—	—	—	—	—
Glühverlust .....	—	—	—	—	7·45	7·41	7·41	6·06
Summe ...	101·01	101·00	100·98	100·00	—	97·37	100·47	—
Dichte ...	—	—	2·889	—	—	—	—	—

<sup>1)</sup> „In einem anderen Stücke betrug die Menge des Chlornatriums mit Spuren von Gips nur 2·54%“.

<sup>2)</sup> Unlöslich in Salzsäure (SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> und etwas CaO, MgO).

<sup>3)</sup> Aus der Differenz errechnet (Wasser und Alkalien) (Anmerkungen von C. v. John, 1879).

Tabelle III

	Gew.-%	Mol.-Quot.	Atom-zahlen
SiO <sub>2</sub> .....	46.55	7751	7751
TiO <sub>2</sub> .....	3.56	446	446
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	16.30	1599	3198
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	4.31	270	540
FeO.....	7.53	1048	1048
MnO.....	0.14	20	20
MgO.....	7.39	1833	1833
CaO.....	8.17	1457	1457
BaO.....	0.03	2	2
Na <sub>2</sub> O.....	2.05	331	662
K <sub>2</sub> O.....	1.33	141	282
H <sub>2</sub> O+.....	1.61	894	1788
H <sub>2</sub> O-.....	1.53	—	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> .....	0.35	25	50
S.....	0.13	41	41

Projektionswerte nach  
A. Köhler-F. Raaz (1951)

$$qz = -19.2$$

$$F = 26.9$$

$$fm = 53.9$$

$$F-fm = -27$$

Si-U-L-Werte nach F. Becke:

$$Si = 47.6,$$

$$U = 38.5,$$

$$L = 13.4.$$

Projektionswerte nach P. Niggli-F. Becke:

$$al = 22.9, \quad ti = 6.4, \quad c/fm = 0.44, \quad \xi = 29.6,$$

$$fm = 49.3, \quad p = 0.72, \quad si' = 126.8, \quad \eta = 44.0,$$

$$c = 21.1, \quad h = 25.6, \quad qz = -15.6, \quad \zeta = 27.8,$$

$$alk = 6.7, \quad k = 0.29, \quad o = 0.19,$$

$$si = 111.2, \quad mg = 0.63,$$

Um die Ergebnisse der chemischen und der optischen Analyse zu kontrollieren, wurden die Oxyde auf die einzelnen Mineralbestandteile unter Berücksichtigung ihres Chemismus nach den optischen Befunden, wie die Tabelle II zeigt, aufgeteilt. Es wurde dabei folgendermaßen vorgegangen: Zuerst wurde das ganze K<sub>2</sub>O als Muskovit, dann das gesamte P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> mit der entsprechenden CaO-Menge und H<sub>2</sub>O als Apatit verrechnet. Genauso wurde das Na<sub>2</sub>O vollkommen zur Verrechnung als Albit verwendet, aus den mittleren An-Gehalten der Einsprenglings- und Grundmasseplagioklase und ihren volumsprozentischen Anteilen am Aufbau des Gesteines ergibt sich die Menge des Anorthits und damit die erforderliche Menge an CaO. Der übrigbleibende CaO-Rest wurde dem Augit zugeteilt. Vorher aber wurden, um 13.3 Gew.-% Olivin zu erhalten, die entsprechenden Mengen SiO<sub>2</sub>, FeO und MgO verwendet. Die übrigbleibenden Mengen an SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> und MgO wurden wieder zum Augit zugeschlagen. Nun blieb nur noch die Verteilung von TiO<sub>2</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> und FeO auf die Minerale Augit und Titano-

Tabelle IV

	Gew.- %	Mol.- Quot.	Muskovit		Apatit		Albit		Anorthit		Augit		Olivin		Titano- magnetit		Rest	
			Mol.- Quot.	Gew.- %	Mol.- Quot.	Gew.- %	Mol.- Quot.	Gew.- %	Mol.- Quot.	Gew.- %	Mol.- Quot.	Gew.- %	Mol.- Quot.	Gew.- %	Mol.- Quot.	Gew.- %	Mol.- Quot.	Gew.- %
SiO <sub>2</sub>	46.55	7751	846	5.08	—	—	1986	11.93	1650	9.91	2388	14.34	880	5.29	—	—	1	0.01
TiO <sub>2</sub>	3.56	446	—	—	—	—	—	—	—	—	93	0.74	—	—	347	2.77	6	0.05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.30	1599	423	4.31	—	—	331	3.37	825	8.41	20	0.20	—	—	—	—	—	—
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.31	270	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	270	4.31	—	—
FeO	7.53	1048	—	—	—	—	—	—	—	—	154	1.10	277	1.99	617	4.43	—	—
MnO	0.14	20	—	—	—	—	—	—	—	—	20	0.14	—	—	—	—	—	—
MgO	7.39	1833	—	—	—	—	—	—	—	—	350	1.41	1483	5.98	—	—	—	—
CaO	8.17	1457	—	—	75	0.42	—	—	825	4.63	557	3.12	—	—	—	—	—	—
BaO	0.03	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	0.03
Na <sub>2</sub> O	2.05	331	—	—	—	—	331	2.05	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
K <sub>2</sub> O	1.33	141	141	1.33	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O+	1.61	894	282	0.51	16	0.03	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	596	1.07
H <sub>2</sub> O-	1.53	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1.53
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.35	25	—	—	25	0.35	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
S	0.13	41	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.13
Sum- me	100.98	—	—	11.23	—	0.80	—	17.35	—	22.95	—	21.05	—	13.26	—	11.51	—	2.82

magnetit, die allerdings mehr oder weniger willkürlich erfolgte. Wie die Tabelle V — die Gegenüberstellung der beobachteten und errechneten Mineralmengen — zeigt, stimmen diese aber gut überein, wenn man besonders berücksichtigt, daß die Muskovit- und Serpentinmengen (Serpentin konnte bei der optischen Analyse überhaupt nicht in Betracht gezogen werden) wegen ihrer Feinheit kaum richtig in ihren Mengen erfaßt werden können.

Tabelle V

	Vol.-% gemess.	Vol.- Prod.	Gew.-% berechn. aus den gemess. Vol.-%	Gew.-% berechn. aus den Analysenwerten
Plagioklas { Einsprenglinge ...	20.0	54.0	17.2	} 40.30 } 51.53
Plagioklas { Grundmasse .....	21.5	58.5	18.6	
Muskovit .....	15.0	42.0	13.4	11.23
Augit .....	22.0	72.6	23.2	21.05
Olivin .....	12.0	40.8	13.3	13.26
Titanomagnetit .....	8.0	41.6	13.3	11.51
Apatit .....	0.8	2.6	0.8	0.80
Anatas .....	0.5	2.2	0.7	Rest: 2.82
Summe ...	99.8	314.3	100.5	100.97

gemessen:                      berechnet:  
Dichte ... 2.889                      3.14

Der Unterschied in der gemessenen und berechneten Dichte ist zweifellos auf die Umwandlung der Olivine in Serpentin zurückzuführen, die in der Berechnung außer acht gelassen werden mußte.

Um den Chemismus des Melaphyrs von Hallstatt mit anderen basischen Gesteinen aus den nördlichen Kalkalpen vergleichen zu können, wurde in der Literatur — leider vergeblich — nach brauchbaren Analysen gesucht (was bei dem normalerweise fürchterlichen Zersetzungsgrad dieser Eruptiva ohne weiteres verständlich erscheint). Lediglich eine einzige — allerdings bereits aus dem Jahre 1869 (!) stammende — kann man der neuen an die Seite stellen, wobei auffälligerweise zum größten Teil eine ganz verblüffende Übereinstimmung der Oxyde besteht. Wir stellen beide Analysen nebeneinander (Tabelle VI).

Bei der Betrachtung der Analysenergebnisse fällt zunächst der sehr hohe  $\text{TiO}_2$ -Gehalt (3.56%) auf, der aber dadurch erklärt werden kann, daß 1. der Augit Ti enthält und 2. titanreicher Magnetit als einziges Erz auftritt. So erklärt sich auch der relativ niedrige  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ -Gehalt. Die Werte für MnO, MgO, CaO und BaO liegen durchaus im Bereich der Durchschnittszahlen für Melaphyre, auch die Summe der Alkalien ist vollkommen normal. Dagegen scheint der Wert für  $\text{K}_2\text{O}$  relativ hoch, nachdem kein Kalifeldspat durch die Dünnschliffuntersuchung nachgewiesen wurde. Es muß daher das Kalium in dem als Umwandlungsprodukt den Plagioklasen eingelagerten

Tabelle VI

I. Melaphyr aus der Nadasdy-Kehr, Hallstatt.  
 II. Gabbro vom „Fitz am Berg“ am Wolfgangsee. Analytiker: F. Paul,  
 aus G. Tschermak (1869, S. 170).

	I	II	
SiO <sub>2</sub> .....	46·55	49·73	Niggli-Becke-Werte:
TiO <sub>2</sub> .....	3·56	n. b.	si = 120·6
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	16·30	17·37	al = 24·9
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	4·31	5·60	fm = 45·5
FeO .....	7·53	3·53	c = 21·3
MnO .....	0·14	n. b.	alk = 8·3
MgO .....	7·39	7·75	k = 0·15
CaO .....	8·17	8·14	mg = 0·8
BaO .....	0·03	n. b.	ξ = 33·2
Na <sub>2</sub> O .....	2·05	3·00	η = 46·2
K <sub>2</sub> O .....	1·33	0·84	ζ = 29·6
H <sub>2</sub> O+ .....	1·61	} 2·20	
H <sub>2</sub> O- .....	1·53		
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> .....	0·35	n. b.	Köhler-Raaz-Werte:
S .....	0·13	n. b.	qz = -13·0
CO <sub>2</sub> .....	n. b.	n. b.	F = 34·7
Glühverlust .....	n. b.	n. b.	fm = 52·3
Summe ...	100·98	98·16	F—fm = -17·6
Dichte ...	2·889	2·89	

Glimmer stecken. Nach einer einfachen Überschlagsrechnung müßten die Plagioklase einen ursprünglichen K<sub>2</sub>O-Gehalt von rund 2·4 Gew.-% gehabt haben, um daraus den gesamten Glimmer entstehen zu lassen. Es ist dies ein Wert, der durchaus im Bereich des Möglichen liegt. Es muß daher keine Kalizufuhr angenommen werden, um die große Glimmermenge (zirka 15 Vol.-%) zu erklären. Der Wassergehalt zeigt wohl — in Übereinstimmung mit den Dünnschliffbildern —, daß das Gestein nicht mehr ganz frisch ist, aber auch noch nicht so stark umgewandelt, daß man aus den Analysenzahlen keine Schlüsse ziehen dürfte.

In der Projektion nach A. Köhler (1951) liegt der Punkt für den Melaphyr ganz in der Nähe von anderen ähnlichen Ergußgesteinen, allerdings bereits etwas über der Linie der Durchschnittswerte, d. h. etwas gegen die Alkaligesteine verschoben, ohne daß man aber von einer ausgeprägten Alkalidendez sprechen könnte. Hier zeigt sich außerdem die hervorragende Brauchbarkeit und der Vorteil der neuen Köhlerschen Projektionsmethode gegenüber anderen, da bei ihr die Felder für die Alkali- und Alkalikalkgesteine gerade im basischen Bereich weit auseinanderfallen und ausgezeichnete Unterscheidungsmöglichkeiten gestatten.

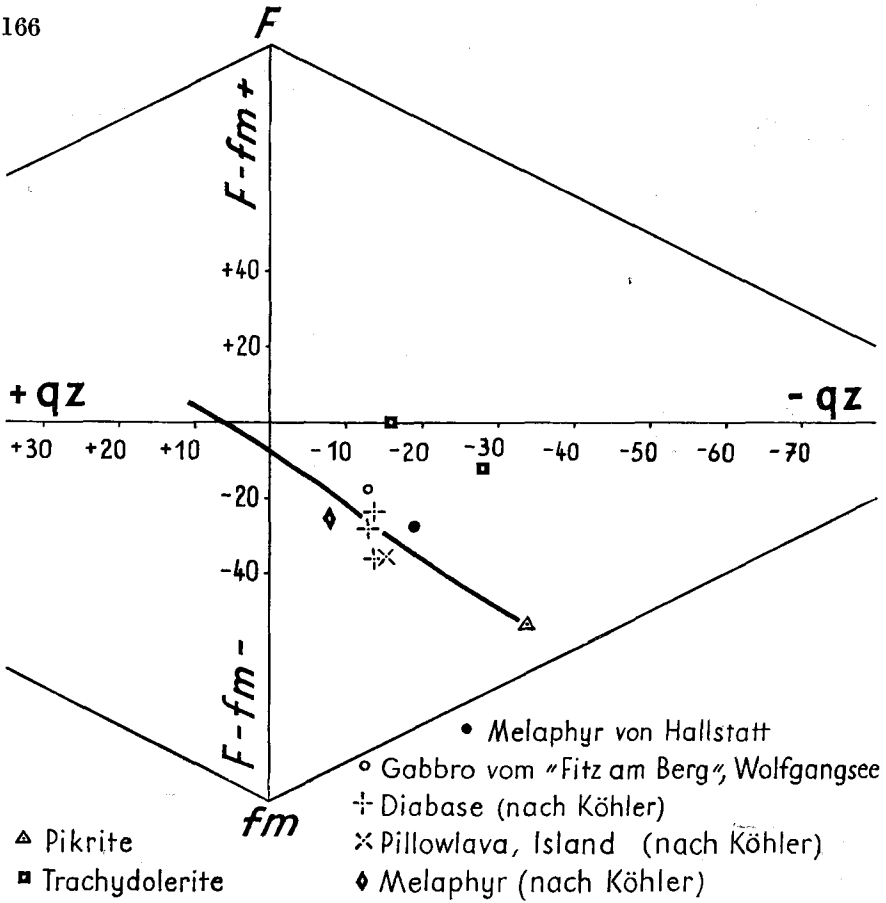


Abb. 4: Projektion nach Köhler-Raaz.

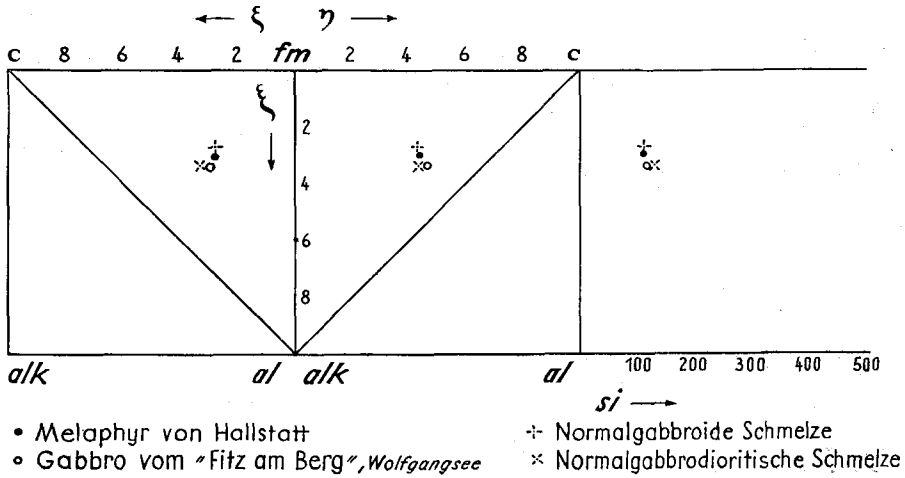


Abb. 5: Konzentrationstetraederprojektion nach Niggli-Becke.

Auf Grund der Niggli-Werte wurde der Melaphyr von Hallstatt von einer normalgabbroiden Schmelze — im Gegensatz zum Gabbro vom „Fitz am Berg“, dem man eine normalgabbrodioritische Schmelze zuordnen muß — erzeugt. Seine Zahlen entsprechen sehr genau den Mittelwerten von Olivindiabasen und Olivinnoriten nach R. A. Daly (C. Burri-P. Niggli, 1945, S. 119 und 120):

Tabelle VII

	Melaphyr von Hallstatt	Mittel von		Gabbro vom „Fitz am Berg“
		Olivindiabasen	Olivinnoriten	
si .....	111	109	111	120·6
al .....	22·9	20	24	24·9
fm .....	49·3	50	47	45·5
c .....	21·1	23	22	21·3
alk .....	6·7	7	7	8·3
k .....	0·29	0·19	0·20	0·15
mg .....	0·63	0·55	0·59	0·8
ξ .....	29·6	27	31	33·2
η .....	44	43	46	46·2
ζ .....	27·8	30	29	29·6

### III. Der Melaphyrtuffit (Lapillituffit)

Als man im Jahre 1878 zum ersten Male den Melaphyr in der Nadasdy- und Wallach-Kehr angefahren hatte, traf man in der Wallach-Kehr auch auf ein Gestein, dessen eruptive Natur man wohl erkannte, aber nicht ganz richtig deuten konnte. Es wurde später auch im untersten Stück des Untersuchungsbaues in der Nadasdy-Kehr aufgefunden. Auf der schon zitierten Karte über das „Gebirgsvorkommen auf der Walach und Nadasdy-Kehr“ ist es als „Melaphyrartiges Gestein mit Salz und Thon“ und auf der „Karte über den Untersuchungsbaue auf Melaphyr und das Melaphyr Vorkommen im Kath. Theresia Stollen und über Tags“ als „Haslgebirg mit Melaphyr imprägniert“ bezeichnet. O. Schaubberger hat es dann im Zuge seiner Kartierungsarbeit an vielen Stellen in der Salzlagerstätte aufgefunden. Aber erst während meiner Untersuchungen wurde dieses Gestein eindeutig als Lapillituffit oder Melaphyrtuffit erkannt. Im folgenden soll bewiesen werden, daß es sich tatsächlich um einen Tuffit handelt.

#### A. Verbreitung und Art der Tuffitvorkommen im Hallstätter Salzberg (O. Schaubberger)

Dazu: Karte der Melaphyr- und Tuffitvorkommen im Kaiserin Maria Theresia-Horizont (Tafel XIV).

Im Laufe der Lagerstättenkartierung wurden im Hallstätter Salzberg rund 260 Tuffit-Fundpunkte festgestellt, so daß es im Rahmen dieser Arbeit nicht möglich ist, so wie beim Melaphyr, jedes Vorkommen einzeln anzuführen und zu beschreiben.

Die Fundpunkte verteilen sich auf alle Grubenhorizonte (soweit sie zur Zeit der Aufnahme noch zugänglich waren) und massieren sich (mit mehr als der Hälfte der Gesamtzahl) auf die beiden derzeitigen Hauptbetriebs-horizonte Kaiserin Christina und Maria Theresia, weil hier die Gruben-aufschlüsse im Salzgebirge am umfangreichsten sind.

Nach der Art des Auftretens kann man unterscheiden:

1. Einzelne Tuffitbrocken oder -blöcke, zumeist gut kantengerundet, mit Durchmessern bis zu 1 m<sup>1)</sup>. Sie schwimmen ebenso wie die Salztombrocken, mit scharf ausgebildeten, nicht selten leicht polierten Begrenzungsflächen im Haselgebirge. In den Strecken läßt es sich wegen der kleinen Aufschlußfläche nicht immer entscheiden, ob es sich um einen vereinzelt Block oder um einen Teil eines Tuffit-„Bandes“ handelt.

2. Tuffit-Bänder oder -Lagen, richtiger: Tuffit-Brockenzüge, die durch verschieden dichte Aneinanderreihung von Tuffitbrocken verschiedenster Größenordnung mehr oder minder den Eindruck eines geschlossenen „Bandes“ machen. Die Breite der Tuffitbänder schwankt in der Regel zwischen 1 und 20 cm, was auf fließtektonisch bedingte Stauchungen bzw. Zerrungen zurückzuführen ist. Aus dem gleichen Grunde reißen die Tuffitbänder öfters ab, setzen aber bald wieder im gleichen Streichen an. Nicht selten folgen mehrere Bänder (bis zu 4) in kurzen Abständen aufeinander und bilden Bandgruppen, die bei günstigen Aufschlußverhältnissen mehrere 100 m weit durch die Grube verfolgbar sind. Manchmal werden die Tuffitbänder von Sandstein begleitet, zuweilen auch von rötlichem Stein-salz.

3. Tuffit-Haselgebirge. Das Haselgebirge erscheint mit tuffitischem Material geradezu imprägniert und enthält auch zahlreiche kleine Melaphyrknollen (Lapilli). Das Tuffit-Haselgebirge ummantelt die größeren Melaphyrvorkommen, ohne direkt an sie zu grenzen, tritt aber auch selbständig in Schichten bis zu 3 m Mächtigkeit auf. Je nach der Stärke des tuffitischen Einschlages gibt es alle möglichen Übergänge vom „normalen“ zum Tuffit-Haselgebirge. Auch mächtigere Partien des „Grünbunten Haselgebirges“ verraten durch ihr lebhaftes Grün, daß sie tuffitisch „infiziert“ sind.

In der Nachbarschaft mancher Tuffithaselgebirgsschichten führt das Blattersalzgebirge auffallend viel Eisenglanzkrällchen, was auf eine gewisse Beeinflussung schließen läßt.

Alle Tuffite sind — mit Ausnahme jener, die die Melaphyrvorkommen Nr. 3 und 4 begleiten — streng an den Schichtkomplex des „Bunten Salztongebirges“ gebunden und stellen somit für diese Salzgebirgsstrate ein ideales Leitgestein dar.

Sie treten darin aber nur im Haselgebirge, nie im geschichteten Stein-salz oder im Kerngebirge auf. Das bedeutet, daß die Tuffite nur zur Zeit der Haselgebirgsbildung sedimentiert wurden.

Die große Anzahl von Tuffit-Fundpunkten in sieben aufeinanderfolgenden Grubenhorizonten erlaubt es ohne besondere Schwierigkeit, die Tuffitbänder in ein und demselben Horizont zu Tuffitzügen und diese durch alle Grubenetagen hindurch zu Tuffithorizonten zusammenzufassen.

<sup>1)</sup> Einer der größten Tuffitbrocken (0.5 × 1.0 m), die je beobachtet wurden, ist in der Elisabeth-Hauptschachtricht, 11.25 m nach der Abzweigung der Arbesser-Kehr, ein anderer in der Ott-Kehr.



Es lassen sich in dem durchschnittlich 100 m mächtigen Komplex des „Bunten Salztongebirges“ 10 solcher Tuffithorizonte nachweisen und zu drei Gruppen zusammenfassen<sup>1)</sup>. Die erste Gruppe, aus drei Horizonten bestehend, verläuft in 5–30 m Entfernung von der südlichen Grenze des Bunten Salztongebirges, die zweite Gruppe (4 Horizonte) etwa in der Mitte des Schichtkomplexes und die dritte (3 Horizonte) wiederum knapp an der Grenze des Bunten Salztongebirges gegen das nördlich anschließende „stinkdolomitische Grausalzgebirge“, wobei die Grenze selbst durch einen Tuffithorizont markiert wird (Tafel XIV).

Mehr als die Hälfte aller Melaphyrvorkommen sind der mittleren Tuffithorizontgruppe zuzuweisen, die große Melaphyreinlagerung im Posanner-Werk jedoch der nördlichen Gruppe.

### B. Beschreibung des Tuffits

Der Tuffit unterscheidet sich äußerlich nicht sehr von einem Salton, hebt sich aber durch seine intensivfahlgrüne Färbung, die zuweilen auch ins Violette spielt, von den übrigen Komponenten des Haselgebirges deutlich ab. Im frischen Zustand erweist sich der von Salz feinst durchwachsene Tuffit als sehr hart und zäh, wird aber an der feuchten Luft bald weich und bröckelig. Auf den Bruchflächen fallen die rundlichen Querschnitte der einzelnen Lapillistückchen auf, die entweder von grauem Ton oder braunem, manchmal auch weißem Salz verkittet werden. Laugt man ein Tuffitstück aus und entfernt durch Schlämmen die feinen tonigen Bestandteile, so zerfällt es in einen Grus von rundlichen Melaphyrkugeln, deren Größe ziemlich einheitlich ist und nie 1 cm übersteigt. Die Oberfläche der Körner ist nicht glatt wie bei den durch tektonische Bewegungen polierten Trümmern der Melaphyrbrekzie im Mojsisovics-Werk, sondern rau und meistens etwas dunkler grün als ihr Inneres. In den meisten Fällen kann man schon mit freiem Auge oder mit der Lupe die eruptive Herkunft dieser oft porösen Körner erkennen.

U. d. M. erhält man die Bestätigung, einen Tuffit vor sich zu haben. In einem Kitt aus Steinsalz, Anhydrit, Quarz und einem feinen Staub aus kleinen Feldspatkriställchen, Chloritschüppchen, Erzkörnchen und unbestimmbaren kleinsten Teilchen sind die Lapilli eingebettet. Sie haben meist eine dunklere, feinkörnigere Rinde. Plagioklaseinsprenglinge sind erkennbar. Die kleinen Kriställchen sind viel besser als die größeren, meist fast ganz in Serizit umgewandelten erhalten. Die Plagioklase haben etwa 45% Anorthit-Gehalt, sind also Andesine. Nur wenige und — noch dazu — unsichere Umrisse deuten auf Olivin und Augit. Die Grundmasse besteht neben Plagioklas aus winzigen durchscheinenden, bräunlichen Körnchen, mit starker Licht- und Doppelbrechung, spärlichen Erzkörnern und Anatas.

Apatit ist häufiger. In fast allen Lapilli sind die großen Bestandteile parallel zur äußeren Begrenzung angeordnet (Tafel XI, Fig. 4).

Manche Lapilli sind voll von rundlichen, Anhydrit oder Steinsalz enthaltenden Hohlräumen.

<sup>1)</sup> Eine tektonische Wiederholung der Tuffithorizonte ist — von lokalen Unregelmäßigkeiten abgesehen — nicht wahrscheinlich, da auch die Grenze des „Bunten Salztongebirges“ eine solche nicht zeigt.

Aus allen diesen Einzelbeobachtungen, Lagerung, Struktur, Textur und Zusammensetzung betreffend, geht wohl eindeutig hervor, daß unser Gestein ein vulkanischer Tuff ist (siehe auch Zirkel, 1949).

#### IV. Die geologische Stellung des Melaphyrs von Hallstatt

##### A. Deutung und Bedeutung des Auftretens in der Salzlagerstätte

(O. Schaubberger)

Schon im Anschluß an die Beschreibung der einzelnen Melaphyrvorkommen wurde darauf hingewiesen, daß die frühere Annahme eines Zusammenhanges zwischen dem Melaphyr des Posanner-Werkes (Nr. 20—23) und dem Aufschluß im Hildegard-Einwässerungsgebäu (Nr. 11) bzw. mit den Vorkommen obertags sofort hinfällig wird, wenn man die einzelnen Aufschlüsse in die richtige Beziehung zum Hauptstreichen und Verfläichen des Salzgebirges setzt. Da die „Übersicht der Melaphyrvorkommen“ (Tafel XIII) als streichender Schnitt durch das Salzlager gezeichnet ist, können nur die  $\pm$  senkrecht untereinanderliegenden Aufschlüsse miteinander in Verbindung gebracht werden.

Die größte, halbwegs geschlossene Melaphyrmasse mit einer vertikalen Ausdehnung über nahezu drei Horizonte stellt das Posanner-Vorkommen (Nr. 20—23) dar. Eine Anhäufung vieler kleiner Blöcke in seiner Umgebung ist unverkennbar. Als Ausläufer des Posanner-Vorkommens nach oben können vielleicht noch die Aufschlüsse im Dunajewsky-Schacht und im Oberwerk II gelten. Kein Zusammenhang besteht dagegen mit dem Hildegard-Vorkommen (Nr. 11 und 12). Dieses liegt im Streichen schon viel weiter östlich und außerdem in einem anderen Tuffithorizont.

Die (unzusammenhängende) Fortsetzung des Posanner-Aufschlusses nach unten bilden die kleinen Vorkommen in der Kaiserin Elisabeth- (Nr. 19) und in der Kaiser Franz Josef-Hauptschachtricht (Nr. 30).

Als tiefere Fortsetzung des Hildegard-Vorkommens kann der Melaphyreinschluß in der Kaiserin Christina-Hauptschachtricht (Nr. 13) gelten. Der beim Wasserstölllerl und beim Steinfeld-Wasserschurf zu Tage tretende Melaphyr (Nr. 39—40) könnte, sofern er sich noch in autochthoner Lagerung befindet, seine untertägige Fortsetzung in den Aufschlüssen im Klinger-Gattinger-Werk (Nr. 5), Plener-Kehr (Nr. 7) und Flechner-Kehr (Nr. 6) haben.

Mit großem streichendem Abstand folgen ganz im Osten die Melaphyrvorkommen im Mojsisovics-Werk und -Ablaß (Nr. 3 und 4). Sie gehören ein und demselben Gesteinskörper an, dieser steht aber in keinem unmittelbaren Zusammenhang mit dem Vorkommen im Katharina v. Edlersberg-Werk (Nr. 2).

Dagegen ordnen sich die Vorkommen am Ostende des Salzstockes (Nr. 1—4) haargenau in das gleiche Streichen ein. Dasselbe gilt vom Posanner-Melaphyr und den meisten seiner „Trabanten“.

Genau so wie die übrigen „Härtlinge“ des Salzgebirges (Salztonschiefer, Anhydrit, Polyhalit, Sandstein usw.) bilden die Melaphyreinschlüsse mehrere „Blockströme“, die den Salzstock in seiner ganzen Länge durchsetzen. Sie sind das Ergebnis einer fließtektonischen Zerreißung eines oder mehrerer

größerer Melaphyrkörper, die ehemals als relativ schwache Decken-ergüsse in die Salzwanne einfließen. Die nach den Rändern hin rasch abnehmende Dicke einer solchen Decke mag dabei die Auflösung in viele kleine Bruchstücke begünstigt haben.

Demnach würde das Posanner-Vorkommen den Rest einer solchen Decke darstellen und der Mojsisovicz + Edlersberg-Melaphyr den einer zweiten, die möglicherweise unabhängig von der ersten — dafür könnte auch ihre Lage in einer anderen Salzgebirgsstrate sprechen — gebildet wurde. Daß es sich um einen Oberflächen- oder eventuell auch um einen submarinen Erguß handelt, beweisen verschiedene Beobachtungen: 1. Die Hochtemperaturoptik der Plagioklase, die bisher nur an echten Ergußgesteinen und nicht an hypabyssischen oder Tiefengesteinen gefunden wurde und 2. das Vorhandensein der Tuffitbänder. Auffallend ist in diesem Zusammenhang, daß — wie bereits früher hervorgehoben — nur an der Oberfläche des Melaphyrs im Posanner-Sinkwerk, in der Nadasdy-Kehr und im Posanner-Abfall primäre Kontakte erhalten, während an der Unterseite des Vorkommens nur tektonische Kontakte oder sedimentärer Verband mit dem Haselgebirge vorhanden sind. Da es sich um einen Erguß handelt, wäre gerade das Gegenteil zu erwarten. Demnach läge jetzt also der Melaphyr im Posanner-Werk verkehrt, mit seiner Unterseite nach oben. Das läßt sich ohneweiters dadurch erklären, daß der Melaphyrblock während des Salzaufstieges rotierte. Beispiele solcher Rotationen von Einschlüssen, hervorgerufen durch ungleiche Mobilität des links und rechts vorbeiströmenden Salzes oder durch einseitige Stauwirkung, sind nahezu an jedem Werkshimmel zu beobachten.

Eine für die geologische Deutung des Hallstätter Melaphyrvorkommens sehr wichtige Ergänzung bilden die zugleich auftretenden Tuffite. Auch sie wurden ursprünglich als kompakte, mit Lapilli und Bomben mehr oder minder stark durchsetzte Aschenlagen auf dem in Bildung begriffenen Salzgebirge sedimentiert, dann aber, im Verlauf der alpinen Überschiebung und der Bewegungen während des Salzaufstieges, ebenfalls fließtektonisch zerrissen und zu Brockenfeldern aufgelöst. Heute erscheinen sie im Querschnitt der Aufschlüsse als Tuffit-„Bänder“ oder -„Streifen“ und bilden in dem sonst schichtungslosen Haselgebirge das einzige stratigraphische Element. Als solches zwingen sie uns, die bisherige Auffassung (E. Spengler, W. Medwenitsch u. a.) einer rein tektonischen Entstehung des alpinen Haselgebirges zu verlassen. Denn in einem Haselgebirge, das durch eine vollständige Zerstörung und Verknetung aller primären Schichtglieder entstanden sein soll, hätten diese an sich geringmächtigen Tuffitlagen in erster Linie verschwinden müssen.

Das alpine Haselgebirge im allgemeinen und das „Bunte Haselgebirge“ des Hallstätter Salzberges im besonderen ist somit kein Tektonit, sondern eine sedimentäre Brekzie, die während des Salzaufstieges zwar eine fließtektonische Durchbewegung erfuhr, aber nur laminar und  $\pm$  parallel zum Streichen, so daß normal-sedimentäre Einschaltungen (Tuffit- und Sandsteinlagen) relativ ungestört erhalten bleiben konnten (O. Schaubberger, 1956).

Es wurde schon einige Male darauf hingewiesen, daß alle Melaphyr- und Tuffitvorkommen (mit nur wenigen Ausnahmen) an einem ganz bestimmten Gesteinskomplex des Hallstätter Salzlagers gebunden sind, dem

sogenannten „Bunten Salztongebirge“, das nur im Nordflügel des Salzstockes auftritt und im Durchschnitt 30% der Lagerstätte ausmacht. Die Melaphyr- und Tuffiteruptionen können also nur während der Bildung des „Bunten Salztongebirges“, das zu 90% aus Haselgebirge besteht, stattgefunden haben. Da sich ferner im Komplex des „Bunten Salztongebirges“ drei Gruppen von Tuffithorizonten unterscheiden lassen, dürfte sich die Eruptionstätigkeit in drei Perioden abgespielt haben, wobei in jenen beiden Perioden, die der mittleren und nördlichen Tuffitgruppe entsprechen, der meiste Melaphyr gefördert wurde. Sicher ist auch, daß ganz am Anfang und ebenso am Ende der Bildungszeit des „Bunten Salztongebirges“ je eine Tuffiteruption erfolgte, weil sowohl nahe der Südgrenze des „Bunten Salztongebirges“ (gegen das „Grüne Haselgebirge“) wie auch unmittelbar an seiner Nordgrenze (gegen das „stinkdolomitische Kerngebirge“) je ein markantes Tuffitband auftritt. Ob der zeitliche Abstand zwischen den einzelnen Eruptionsperioden (der aber nicht sehr groß gewesen sein dürfte) auch durch einen Unterschied im Chemismus des jeweils geförderten Aschen- und Magmamaterials zum Ausdruck kommt, müßten erst vergleichende Untersuchungen ergeben.

Mit der Feststellung, daß die Melaphyr- und Tuffiteruptionen während der ganzen Bildungszeit des „Bunten Salztongebirges“ stattgefunden haben, ist das Alter des Melaphyrs insoweit fixiert, als es jenem des „Bunten Salztongebirges“ gleichzusetzen ist.

Bezüglich des Alters des „Bunten Salztongebirges“ kann aber gesagt werden, daß es jünger sein muß als die übrigen, südlich anschließenden Salzgebirgsarten, weil es alle ihre Komponenten, vor allem die Salztone, in bunter Mischung enthält. Durch die Sporenuntersuchung wurde der petrographische Befund in der Weise bestätigt, daß der Salzanteil des „Bunten Haselgebirges“ ein jüngerer Sporenspektrum lieferte als die Toneinschlüsse (W. Klaus, 1955).

Sporendiagnostisch begann die alpine Salzbildung bereits im Zechstein III (Vorzyklus) und erreichte ihren Höhepunkt und Abschluß im Zechstein IV. Demnach wären die Melaphyreruptionen von Hallstatt in das oberste Perm zu verlegen.

## **B. Der Hallstätter Melaphyr in Beziehung zu anderen Vorkommen basischer Eruptiva im Salzkammergut**

Auf jeden Fall ist die Ansicht, daß die basischen Eruptiva in den Werfener Schichten „exotisch“ seien, falsch und wird geradezu durch das gehäufte Vorkommen von Diabasen und Melaphyren im Salzkammergut, die fast ausschließlich in den Werfener Schichten in Verbindung mit Haselgebirge (im geologischen Sinne) auftreten, widerlegt.

Im folgenden sollen einige dieser ganz ähnlichen Gesteinsvorkommen (die ich zum größten Teil aus eigener Anschauung kenne) zum Vergleich herangezogen werden. Da ist zunächst das basische Gestein vom Arikogel bei St. Agatha am Nordende des Hallstätter Sees, das E. v. Mojsisovics entdeckt hat. Nach G. Tschermak (1869) ist es ein Gabbro und bildet „eine rissige Bank im rothen Werfener Schiefer 12 Fuß unter dessen oberer Grenze“ und ist stark zersetzt. Gümbel bezeichnet dieses Gestein als „Sillit“. Ihm wurden auch die Vererzungen im Dolomit des Arikogels

zugeschrieben. Bei einer Begehung des Gebietes konnten zwar die bereits im Verfall begriffenen alten Stollen aufgefunden und teilweise befahren werden. Der auch von Kittl (1903) zitierte „Gabbro“ blieb aber unauffindbar.

Weiters werden von G. Tschermak (1869) und C. v. John (1899) in der Umgebung von Ischl mehrere Fundpunkte von basischen Eruptivgesteinen angeführt. Die Gabbros vom Calvarienberg und vom Steinberg (Ischler Salzberg), der Diabas vom Pfennigbach (nördlich von Ischl am Fuße des Jainzen), der Melaphyr vom „Gassnergut“ (ebenfalls am Fuße des Jainzen) und schließlich der Diabas vom Kroissengraben bei Ischl. Nur der Melaphyr vom „Gassnergut“ und der vom Pfennigbach wurden wiedergefunden. Sie sind ganz eindeutig mit Gips und Ton vergesellschaftet.

Ebenso eindeutig wie in Ischl ist das Zusammenvorkommen von Diabas mit „Haselgebirge“ am Auermahdsattel südlich vom Grundlsee, wo früher unmittelbar neben dem angeblich glaukophanführenden Diabas ein Stollen zum Abbau von Gips angelegt wurde und wo sich zur Zeit einer der größten Gipsabbau Österreichs befindet, in dem Funde von basischen Gesteinen fast täglich gemacht werden.

Im Lammertal bei Rigausag, bei Abtenau (Lebling, 1877, 1911, E. Fugger und C. Kastner, 1885) wurden ebenfalls an mehreren Stellen, allerdings nicht anstehend, Diabase gefunden, die sicherlich zu den Werfener Schichten zu rechnen sind. Das Vorkommen von Schöffau bei Golling, von Sillberg und von der Grundbrücke bei Berchtesgaden sind allgemein bekannt (F. Mayer, 1912, C. Lebling, 1877, J. C. Fuchs, 1806, E. Kohler, 1903).

Erst in jüngerer Zeit ist der Diabas auf der Südseite des Dachsteins durch H. Zapfe (1934) entdeckt worden; weniger bekannt ist das bereits von C. v. John (1884) erwähnte Gestein vom Sulzenhals (gleichfalls auf der Südseite des Dachsteins). Beide liegen, wie ich mich selbst überzeugen konnte, in den Werfener Schichten. Von H. Zapfe werden sogar thermische Kontakte angegeben, die ich jedoch nicht wiederfand.

Weiter im Osten, in der Steiermark ist eine ganze Reihe von kleineren Gängen (?) in den Werfener Schichten bekannt. Da ist das von H. P. Cornelius (1936) als Gabbro bezeichnete Gestein in den Ennstaler Alpen, in der Nähe des Jagdhauses Gjatälpen in der Oberlaussa, welches zuerst O. Ampferer (1931) gefunden hat. Dann beschreibt H. P. Cornelius (1936) „Eruptivgesteine in den Werfener Schichten der steirisch-niederösterreichischen Kalkalpen“. Er vertritt die Ansicht, daß alle diese Gabbros, Diabase und Melaphyre „Gänge und normal eingeschaltete Decken in den Werfener Schichten“ sind. Sie stehen also in „primären Beziehungen zu den Werfener Schichten“.

Die Aufzählung dieser Vorkommen kann nach Osten hin fortschreitend noch weiter fortgesetzt werden. Die letzten Ausläufer sind in der Umgebung von Wiener Neustadt und Neunkirchen zu finden (G. Tschermak, 1869).

In den Kleinen Karpaten erreichen die Melaphyre ihre größte Ausdehnung (G. Tschermak, 1869). Hier zweifelt wohl niemand mehr daran, daß sie vollkommen normale Decken in den Werfener Schichten bilden.

Alle diese Eruptiva sind die ersten Ergüsse des bereits im Perm beginnenden „Geosynkinalvulkanismus“ (= Initialvulkanismus), dessen Tätigkeit bis in die untere Kreide fort dauert und eine ganz große Anzahl

kleinerer oder größerer Vorkommen von mehr oder weniger einheitlicher Zusammensetzung in Perm- bis Kreidensedimenten lieferte. Sie sind nicht nur im alpinen Raum, sondern weltweit von den Pyrenäen bis zum Kaukasus, aber auch im Atlas vertreten. Es würde den Rahmen dieser Arbeit weit überschreiten, wollten wir alle diese Vorkommen diskutieren.

Betont mag aber noch werden, daß die Vorkommen des Salzkammergutes und die an der Südseite des Dachsteines alle in der Hallstätter Decke liegen und diese zu charakterisieren scheinen.

Über die „magmatische Tätigkeit der alpinen Geosynklinale“ finden wir bei H. P. Cornelius (1941 und 1949) eine eingehende Darstellung des Initialvulkanismus.

Auf der Suche nach vergleichbaren magmatischen Erscheinungen stoßen wir noch auf den Basalt im Salzlager bei Leimbach unweit Salzungen (Naumann, 1910): Im Schacht der Gewerkschaft Heldburg wurde im Jahre 1910 im Steinsalz ein nur 0.52 m mächtiger Basaltgang angefahren. Das obere Ende des Ganges ist von Bruchstücken „zerspratzten, schlackigen Basaltes“ umgeben. Es ist ein Feldspatbasalt mit Augit- und Olivineinsprenglingen. Die Grundmasse wird von Plagioklas, Augit, Magnetit und Glasbasis gebildet. Steinsalz füllt „mandelartig kleinste Hohlräume“ aus. Am Kontakt fällt nur eine starke Anreicherung von Kohlensäure und Kohlenwasserstoffen im Steinsalz auf.

Ungefähr in derselben Zeit wurde von Beyschlag im Kalischacht Unterbreizbach ein ganz ähnliches Basaltvorkommen entdeckt. Auffällig ist nun, daß in Hallstatt im Gegensatz zu den eben erwähnten Lagerstätten verhältnismäßig wenig Kohlensäure im Steinsalz enthalten ist (während es im Werra-Fulda-Gebiet manchmal zu Explosionen infolge des plötzlichen Ausströmens der Kohlensäure kommt). Bei der starken Durchbewegung und „Metamorphose“ der alpinen Salzlagerstätten ist es aber eigentlich eine Selbstverständlichkeit, daß Gase — wenn solche überhaupt vorhanden waren — ausgepreßt worden sind.

Eine Parallele ergibt sich allerdings, durch das Vorhandensein von Salzeinschlüssen, die so wie in Hallstatt nichts anderes sind als später durch zirkulierende Lösungen ausgefüllte Mandelräume. Interessant ist, daß auch im Basalt von Leimbach keine Skapolithe gefunden wurden.

## V. Zusammenfassung

Zum Abschluß lassen sich die Ergebnisse der vorliegenden Arbeit in folgende Hauptpunkte kurz zusammenfassen:

1. In der Salzlagerstätte von Hallstatt wurden bis heute zahlreiche weitere Aufschlüsse des seit 1878 bekannten Melaphyrs entdeckt. Im Osten des Lagers kennen wir den Aufschluß im Mojsisovicz-Ablaß, Mojsisovicz-Werk und Katharina von Edlersberg-Werk. Im Westen befindet sich das zusammenhängende Vorkommen von Posanner-Ablaß, Posanner-Werk, Nadasdy- und Wallach-Kehr, weiters der Aufschluß vom Hildegard-Werkzugang, daneben viele kleinere Blöcke und Trümmer in verschiedenen Grubenhorizonten.

2. Der Melaphyr kommt in der Nähe des Erzherzog Wilhelm-Tagschachtes an die Oberfläche (diese Tatsache ist seit 1911 bekannt).

3. Ein direkter Zusammenhang zwischen den einzelnen Melaphyrvorkommen besteht nicht. Sie durchziehen in Form mehrerer streng nach dem Hauptstreichen ausgerichteter Blockströme das Salzlager in seiner ganzen Länge.

4. Primäre thermische Kontakte, allerdings nur in geringsten Ausmaßen (bis 3 cm), sind an einigen Stellen (z. B. im Posanner-Ablaß) erhalten. Sie äußern sich in einer Frittung des angrenzenden Tones. Aus der Anordnung der Kontakte ergibt sich eine verkehrte, durch fließtektonische Rotation erklärable Lagerung des Melaphyrs im Bereiche Posanner-Ablaß—Nadasdy-Kehr—Wallach-Kehr.

5. Die sonderbaren „Salzzapfen“ im Melaphyr sind nachträglich von Lösungen gefüllte Mandel- und Hohlräume.

6. Der Mineralbestand des Eruptivgesteines ist: Olivin, Augit, Plagioklas, Titanomagnetit, Apatit. Die Struktur ist holokristallin-porphyrisch.

7. Durch die Hochtemperaturoptik der Plagioklase wird die echte Ergußgesteinsnatur des Melaphyrs bewiesen.

8. Auf Grund des Mineralbestandes und der Analysenwerte ist der Melaphyr von Hallstatt zu den Alkalikalkgesteinen zu stellen.

9. Zahlreiche Tuffitzüge begleiten die Melaphyrvorkommen und sind weithin (bis 500 m) in der Grube zu verfolgen. Aus ihrem gruppenweisen und ausschließlichen Auftreten im „Bunten Salztongebirge“ kann auf drei aufeinanderfolgende Eruptionen geschlossen werden, die während der Bildung des „Bunten Haselgebirges“ stattgefunden haben.

Das Vorhandensein relativ gut erhaltener Tuffithorizonte in dem sonst schichtungslosen Haselgebirge widerlegt nach Ansicht O. Schaubergers seine tektonische Entstehung und kennzeichnet es als eine sedimentär gebildete Brekzie<sup>1)</sup>.

10. Die Eruptionen des Hallstätter Melaphyrs und der Tuffe sind auf Grund der sporendiagnostischen Einstufung des „Bunten Haselgebirges“ durch W. Klaus in das oberste Perm zu verlegen.

---

Alle optischen Untersuchungen wurden mit einem Polarisationsmikroskop, Typ III M, der Firma C. Reichert, Wien, das mit den Objektiven Nr. 1, 3, 5, 7 a ausgestattet ist, durchgeführt.

## VI. Literatur

- Aigner, A., 1911: Hallstatt, ein Kulturbild aus prähistorischer Zeit. München 1911.
- Aniwandter, E. und Zirkl, E. J., 1955: Ein neues Diabasvorkommen in der Warscheneckgruppe (Oberösterreich). Anz. d. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Jg. 1955, Nr. 10, S. 153—157.
- Ampferer, O., 1931: Beiträge zur Geologie des obersten Lechtales und des großen Walsertales. Jb. Geol. B. A., 81, 1931, S. 177.
- Burri, C. und Niggli, P., 1945: Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens, I. Teil, Zürich 1945.

---

<sup>1)</sup> Der Verfasser schließt sich dieser Auffassung O. Schaubergers, wonach das Haselgebirge eine sedimentäre Brekzie sei, nicht bedingungslos an. Aber eine Darstellung seiner eigenen Meinung über die Haselgebirgsentstehung fällt nicht in den Rahmen dieser Arbeit.

- Commenda, H., 1900: Materialien zur Geognosie Oberösterreichs. Landeskunde in einzelnen Darstellungen, Heft 2. Linz 1900.
- Cornelius, H. P., 1936: Eruptivgesteine in den Werfener Schichten der steirisch-niederösterreichischen Kalkalpen. Verh. Geol. B. A., Nr. 10, 1936.
- Cornelius, H. P., 1941: Zur magmatischen Tätigkeit in der alpidischen Geosynklinale. Ber. d. Reichsstelle f. Bodenforschung. 1941, S. 89—94.
- Cornelius, H. P., 1949: Die Herkunft der Magmen nach Stille vom Standpunkt der Alpengeologie. Sitzb. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., Abt. I, 158. Bd., 7. und 8. Heft, S. 543—570, 1949.
- Fuchs, J. C., 1806: Physikal. Abhandlungen der Kgl. Bayer. Akademie d. Wissenschaften. 1802—1805, München 1806.
- Fugger, E. und Kastner, C., 1885: Naturwissenschaftliche Beobachtungen aus und über Salzburg. 1885, S. 96.
- Gerhart, H., 1907: Über den Melaphyr von Hallstatt. Tschermaks Mitt., XXVI. Bd., S. 253—254, 1907.
- Görgey, R., 1914: Über die alpinen Salzgesteine. Sitzb. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Abt. I. Oktober 1914, S. 10.
- Gümbel, C. W. v., 1861: Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges.
- Hauer, F. v., 1879: Melaphyr vom Hallstätter Salzberge. Verh. Geol. R. A., 1879, S. 252—254.
- John, C. v., 1884: Über Melaphyr von Hallstatt und einige Analysen von Mitterberger Schiefer. Verh. Geol. R. A., 1884, S. 76—78.
- John, C. v., 1899: Über Eruptivgesteine aus dem Salzkammergut. Jb. Geol. R. A., 1899, S. 247—248.
- Kittl, E., 1903: Salzkammergut. Führer für die Exkursion des IX. Internationalen Geologenkongresses in Wien 1903, Heft IV. Geologische Exkursion ins Salzkammergut.
- Klaus, W., 1953: Mikrosporen-Stratigraphie der ostalpinen Salzberge. Verh. Geol. B. A., Heft 3, 1953, S. 162—175.
- Köhler, A., 1932: Einige Beobachtungen am Basalt von Neuhaus (Burgenland). Verh. Geol. B. A., 1932, S. 141.
- Köhler, A. und Raaz, F., 1951: Über eine neue Berechnung und graphische Darstellung von Gesteinsanalysen. Neues Jb. Mineral., Mh. 1951, S. 247—263.
- Köhler, E., 1903: Über die Steinsalzzüge des Salzstockes Berchtesgaden. Geognost. Jahreshefte, 1903.
- Kober, L., 1929: Der Hallstätter Salzberg. Sitzb. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Abt. I, 133. Bd., 1. und 2. Heft, 1929, S. 36—45.
- Lebling, C., 1877: Geologische Beschreibung des Lattengebirges im Berchtesgadener Land. Geognost. Jahreshefte. 1877, S. 69—78.
- Lebling, C., 1911: Beobachtungen an der Querstörung Abtenau—Strobl. Neues Jb., Beil., Bd. XXXI, 1911, S. 539.
- Mayer, F., 1912: Geologisch-mineralogische Studien aus dem Berchtesgadener Land. Geognost. Jahreshefte, 25. Jg., 1912, S. 148.
- Mayrhofer, H. und Schauburger, O., 1953: Pseudomorphosen von Talk nach Steinsalz als stratigraphisches Leitmineral im Hallstätter Salzberg. Berg- u. hüttenmänn. Monatshefte, Jg. 98, Heft 6, 1953, S. 111—115.
- Mojsisovics, E. v., 1869: Notizen über den Hallstätter Salzberg. Verh. Geol. R. A., 1869, S. 298.
- Mojsisovics, E. v., 1905: Erläuterungen zur geologischen Karte Ischl und Hallstatt, Wien 1905, S. 50.
- Mojsisovics, E. v., 1906: Das Gebiet um Hallstatt. Abh. Geol. R. A., VI/I.
- Naumann, E., 1910: Mitteilung über ein Basaltvorkommen im Salzlager des Schachtes der Gewerkschaft Heldburg bei Laimbach unweit Salzgungen. Monatsber. d. deutschen Geol. Ges., 1910, S. 343.
- Schauburger, O., 1949: Die stratigraphische Aufgliederung des alpinen Salzgebirges. Berg- u. hüttenmänn. Monatshefte, Jg. 94, Heft 3, 1949, S. 1—11.



Schauberger, O., 1956: Zur Genese des alpinen Haselgebirges. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., 1956, Bd. 105, S. 736—751.

Spengler, E., 1918: Die Gebirgsgruppe des Plassen und Hallstätter Salzberges im Salzkammergut. Jb. Geol. R. A., 1918, S. 286—474.

Tschermak, G., 1869: Die Porphyrgesteine Österreichs aus der mittleren geologischen Epoche. Wien 1869.

Tsuboi, S., 1925: A dispersion method of determining plagioclases in cleavage-flakes. Min. Mag., XX., 1925, S. 108.

Zapfe, H., 1934: Ein Diabas in den Werfener Schichten am Südhang der Bischofsmützensgruppe im Dachsteingebiet. Verh. Geol. B. A., 1934, S. 106.

Zirkl, E. J., 1949: Die Melaphyreruption im Hallstätter Salzberg. Berg- u. hüttenmänn. Monatshefte, Jg. 94, Heft 3, 1949.

Zirkl, E. J., 1949 a: Über den Melaphyr von Hallstatt. Mitt. Österr. Min. Ges., Nr. 111; in Tschermaks Mitt., 3. F., Bd. 2; Heft 1, S. 122—124.

### Erläuterung zur Tafel XI

Fig. 1: Melaphyr von der Nadasdy-Kehr, Kaiserin Christina-Horizont. Rechts oben Olivineinsprengling, z. T. serpentiniert. Plagioklaseinsprenglinge, Grundmasse. Vergrößerung: 20× (Reichert-Photo-Service).

Fig. 2: Melaphyr aus der Nadasdy-Kehr, Kaiserin Christina-Horizont. Links und in der Mitte unten große Plagioklaseinsprenglinge mit Zwillingslamellen nach Albit- und Periklingesetz. Deutlicher (heller) Rekurrenzstreifen. Der kleinere Einsprengling umschließt Augitkristalle (weiß bzw. dunkelgrau), Grundmasse aus Plagioklas, Augit usw. Vergrößerung: 20× (Reichert-Photo-Service).

Fig. 3: Langezogener Mandelraum, „Salzzapfen“, im Melaphyr aus der Nadasdy-Kehr, Kaiserin Christina-Horizont. Maßstab: 1:1 (Aufnahme Geol. Bundesanstalt).

Fig. 4: Melaphyr(Lapilli)tuffit aus der Blaschke-Kehr, Kaiserin Maria Theresia-Horizont. In dem großen, links unten sichtbaren Korn ist die grobkörnigere Grundmasse im Zentrum von der feinkörnigeren an der Peripherie deutlich zu unterscheiden. Die Feldspat- und Augiteinsprenglinge sind fast konzentrisch angeordnet. Das Lapillikorn darüber besteht nur aus einer großen Augitpseudomorphose und einer dünnen Grundmassehülle. In Korn in der Mitte rechts sind einige Blasenräume zu erkennen. Vergrößerung: 30× (Reichert-Photo-Service).

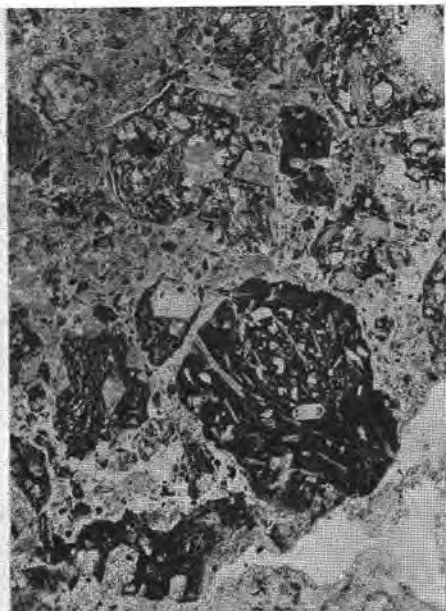


Fig.3

Fig.2

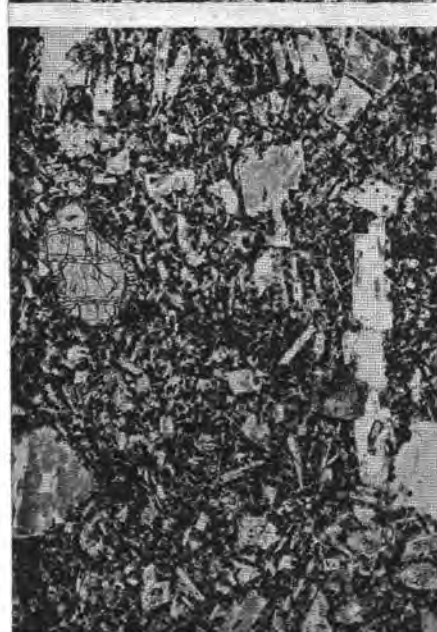


Fig.1

Fig. 1 Bergrat R.v.Posanner-Abläss (1913) im Kaiserin Maria Theresia-Horizont.

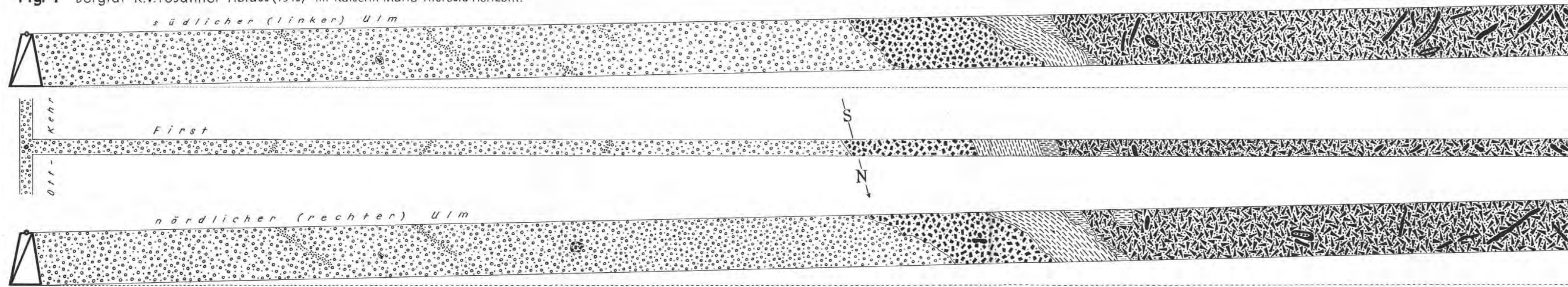


Fig. 2 Graf v. Nadasdy-Kehr im Kaiserin Christina-Horizont.

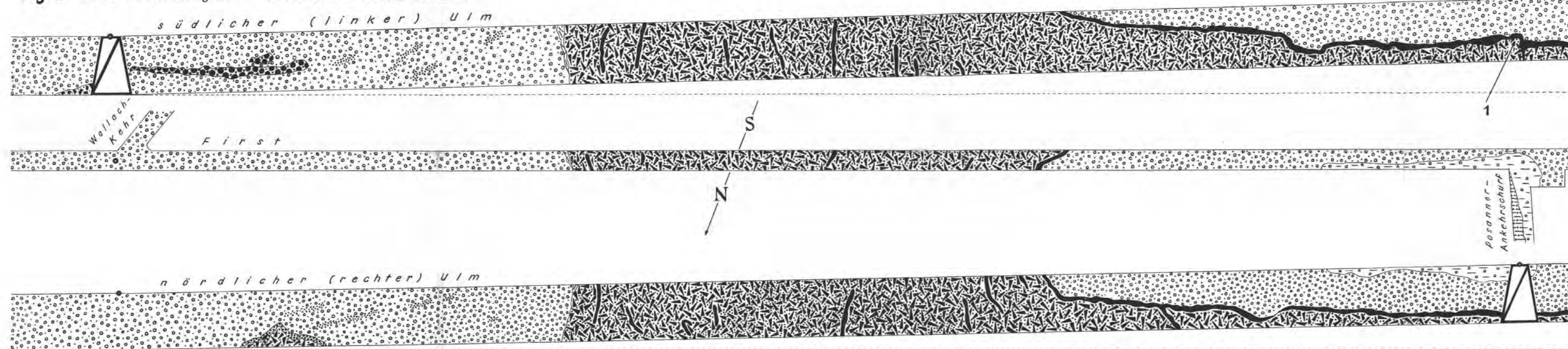
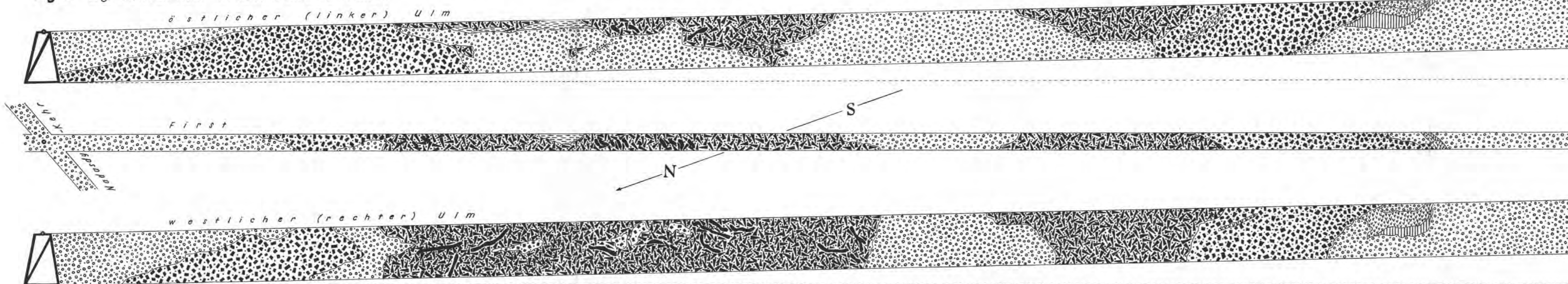


Fig. 3 Gg. Wallach-Kehr im Kaiserin Christina-Horizont.



# Umbilder der Melaphyr Vorkommen im Hallstätter Salzberg von E. J. ZIRKL, 1957

Maßstab 1:100  
0 1 2 3 4 5m

LEGENDE:

- Melaphyr
- Melaphyrbrekzie
- Melaphyrtuffit
- grüner Ton
- graugrüner Ton
- roter Salzton
- grauer Blätterton
- salzarmes, schwarzes Haselgebirge
- grünes Haselgebirge (= buntes Salztongebirge nach O.Schaubergler)
- körniges Steinsalz
- Faseranhydrit
- Anhydrit
- Polyhalit
- Versatz

Fig. 4 E.v. Mojsisovics-Abläss (1911) im Kaiserin Elisabeth-Horizont.

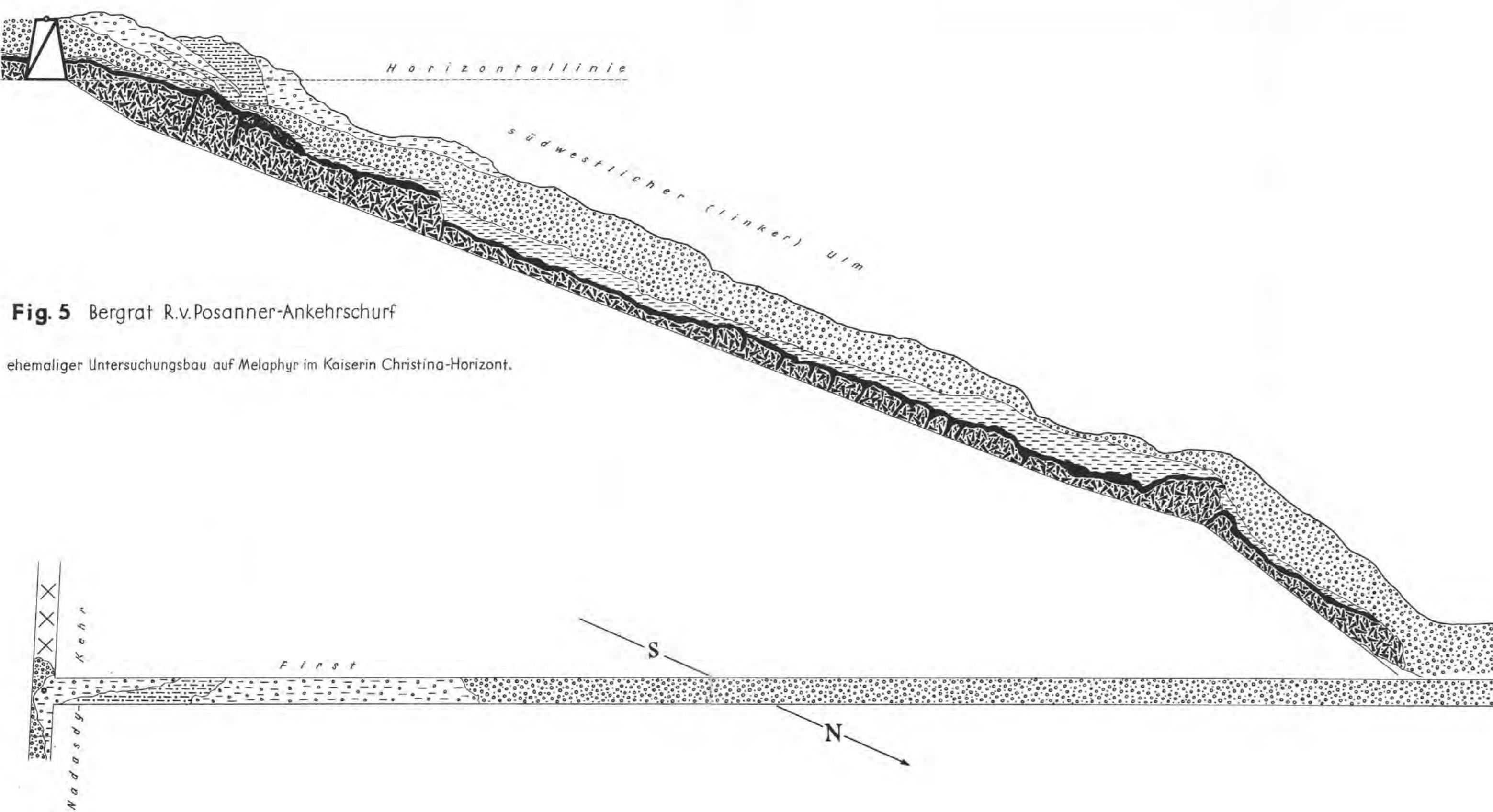
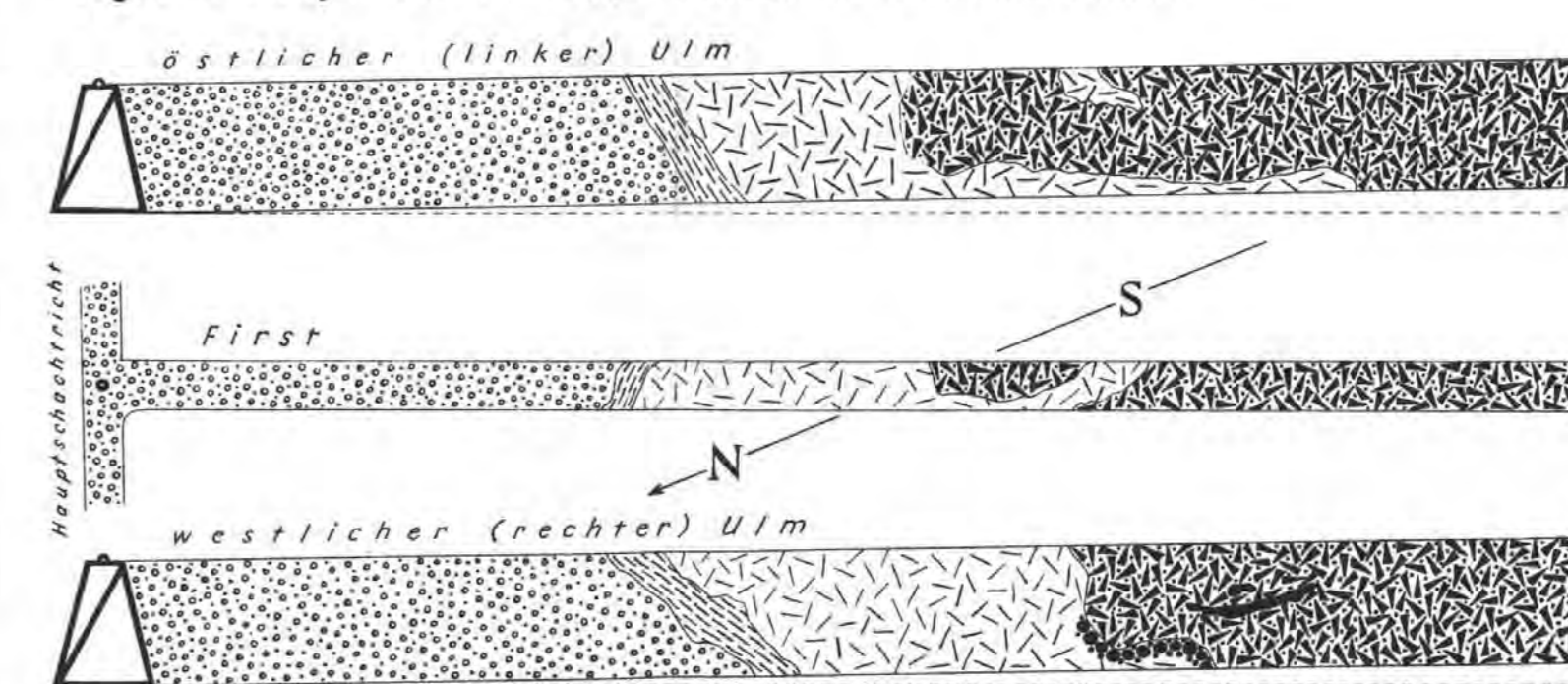
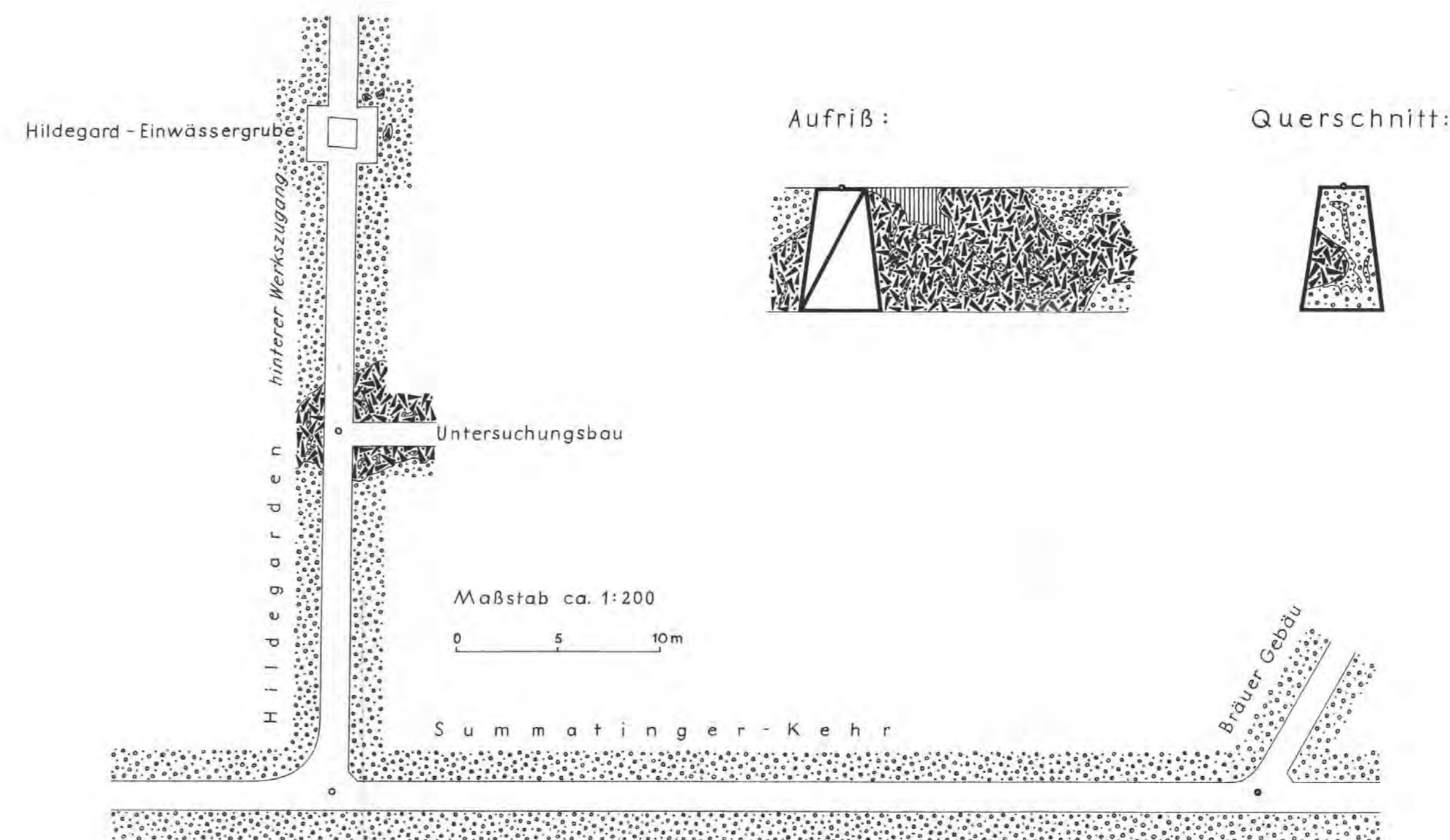


Fig. 5 Bergrat R.v.Posanner-Ankehrschurf

ehemaliger Untersuchungsbau auf Melaphyr im Kaiserin Christina-Horizont.

Fig. 6 Nach einer alten Karte von Isidor Engl (etwa 1890): "Karte über den Untersuchungsbau auf Melaphyr im Hildegard Werk"

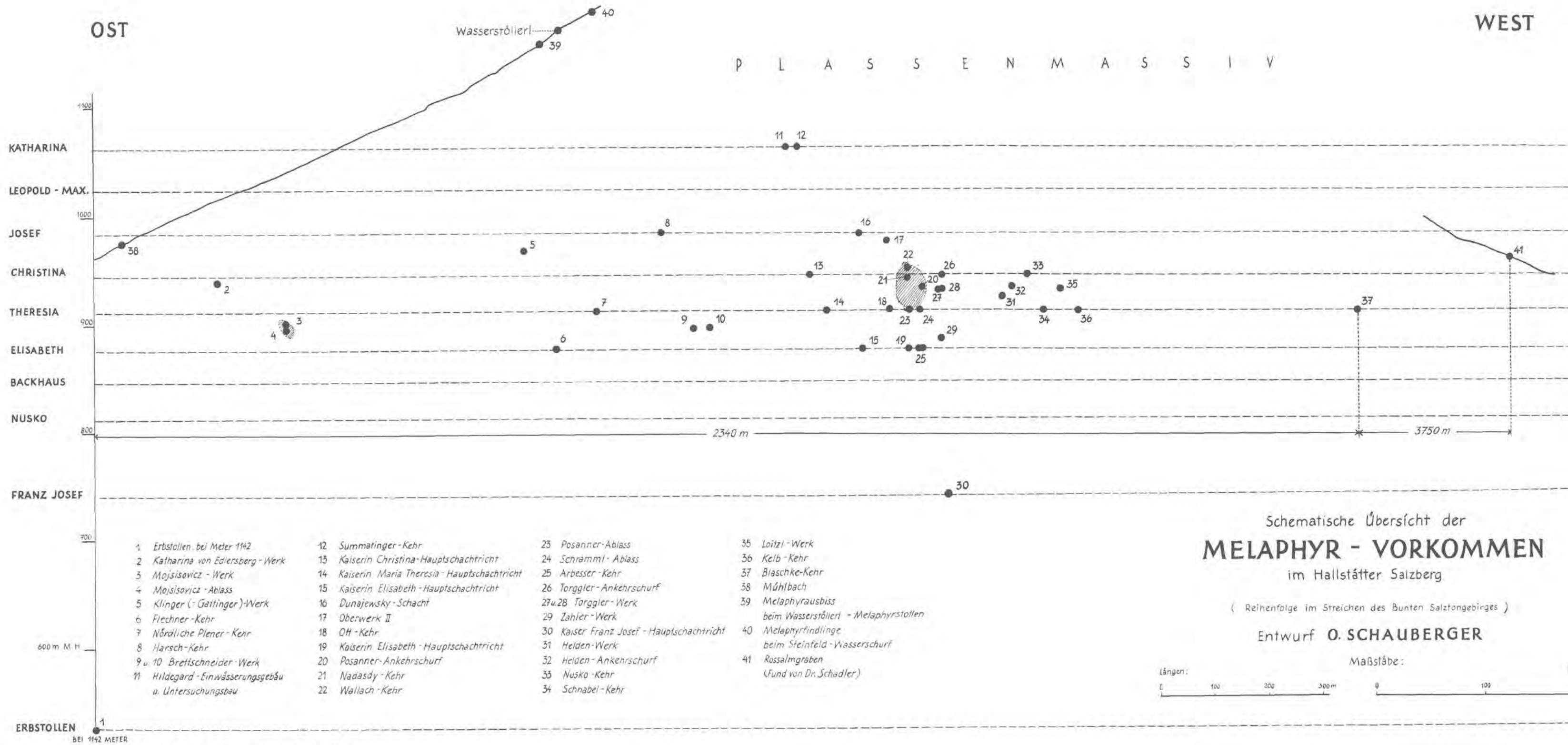


OST

WEST

Tafel XIII

P L A S S E N M A S S I V

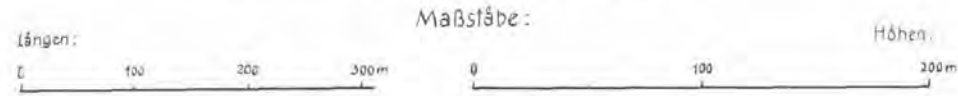


- |  |  |   |   |
|--|--|---|---|
| 1 Erbstollen bei Meter 1142                            | 12 Summatinger-Kehr                          | 23 Posanner-Abläss                      | 35 Loitzl-Werk  |
| 2 Katharina von Ediersberg-Werk                        | 13 Kaiserin Christina-Hauptschächtricht      | 24 Schramml-Abläss                      | 36 Kelb-Kehr  |
| 3 Mojsisovicz-Werk                                     | 14 Kaiserin Maria Theresia-Hauptschächtricht | 25 Arbesser-Kehr                        | 37 Blaschke-Kehr  |
| 4 Mojsisovicz-Abläss                                   | 15 Kaiserin Elisabeth-Hauptschächtricht      | 26 Torggler-Ankehrschurf                | 38 Mühlbach   |
| 5 Klinger (= Göttinger)-Werk                           | 16 Dunajewsky-Schacht                        | 27 u. 28 Torggler-Werk                  | 39 Melaphyrausbiss<br>beim Wasserstöllert - Melaphyrstollen |
| 6 Flechner-Kehr  | 17 Oberwerk II                               | 29 Zahler-Werk                          | 40 Melaphyrfindlinge<br>beim Steinfeld-Wasserschurf         |
| 7 Nördliche Plener-Kehr                                | 18 OH-Kehr                                   | 30 Kaiser Franz Josef-Hauptschächtricht | 41 Rossalmgraben<br>(Fund von Dr. Schadler)                 |
| 8 Harsch-Kehr  | 19 Kaiserin Elisabeth-Hauptschächtricht      | 31 Heiden-Werk                          |   |
| 9 u. 10 Brettschneider-Werk                            | 20 Posanner-Ankehrschurf                     | 32 Heiden-Ankehrschurf                  |   |
| 11 Hildegard-Einwässerungsgebäu<br>u. Untersuchungsbau | 21 Nadassy-Kehr                              | 33 Nusko-Kehr                           |   |
|  | 22 Wallach-Kehr                              | 34 Schnabel-Kehr                        |   |

Schematische Übersicht der  
**MELAPHYR - VORKOMMEN**  
 im Hallstätter Salzberg

( Reihenfolge im Streichen des Bunten Salztongebirges )

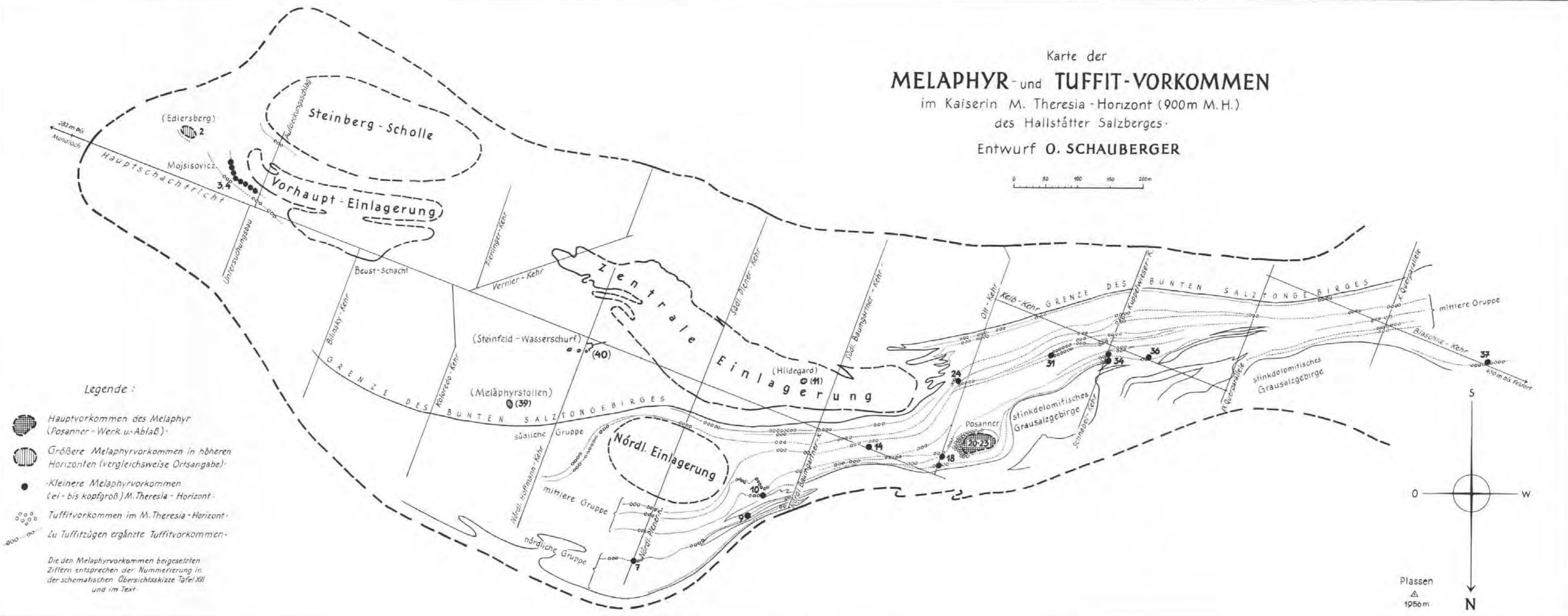
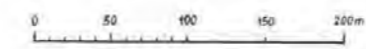
Entwurf **O. SCHAUBERGER**



# Karte der MELAPHYR- und TUFFIT-VORKOMMEN

im Kaiserin M. Theresia - Horizont (900m M.H.)  
des Hallstätter Salzberges.

Entwurf O. SCHAUBERGER



Legende:

- Hauptvorkommen des Melaphyr (Posanner-Werk u. Ablab).
- Größere Melaphyrvorkommen in höheren Horizonten (vergleichsweise Ortsangabe).
- Kleinere Melaphyrvorkommen (ei- bis kopfgroß) M. Theresia - Horizont.
- Tuffitvorkommen im M. Theresia - Horizont.
- Zu Tuffitzügen ergänzte Tuffitvorkommen.

Die den Melaphyrvorkommen beigezeichneten Ziffern entsprechen der Nummerierung in der schematischen Übersichtsskizze Tafel XIII und im Text.

Plassen  
1956 m

# Beitrag zur Geologie der westlichen Gailtaler Alpen (Kärnten, Österreich)

(Erster Teil)

Von **R. W. van Bemmelen**

(Mineralog.-Geolog. Institut der Reichsuniversität Utrecht, Holland)\*

## Inhalt

Summary .....	179
I. Einleitung .....	180
II. Stratigraphie .....	181
III. Tektonik .....	194
IV. Geologische Geschichte .....	209
V. Schrifttum .....	211
Tafel  XV: Schematische Strukturkarte, 1: 500.000	
Tafel  XVI: Übersichtsprofile A—E, 1: 200.000	
Tafel  XVII: Geologische Karte der westlichen Gailtaler Alpen, 1: 50.000	
Tafel  XVIII: Sonderprofile I—X, 1: 50.000, XVIII a Nagglgraben, 1: 2500	
Tafel  XIX: Fazieschema	

## Summary

### Contribution to the Geology of the western part of the Gailtal Alps (Carinthia, Austria)

The Gailtal Alps are a section of the Drau Zone of the Eastern Alps in Austria. This Drau Zone is an E—W trending belt of intensely folded and faulted Permo-triassic rocks, which forms the boundary between the central part of the Alpine Geanticline (with the Tauern Window) and its southern flank (see schematic structural map, pl. XV).

In former syntheses of the orogenic structure of the Alps this Drau Zone has been considered as the suture line („Narbe“, „Naht“) between the northern or Alpine branch *sensu stricto* and the southern or Dinaric branch of the Alpine Mountain System (*sensu largo*). The belt of highly compressed permo-triassic sedimentary series of the Drau Zone was interpreted as the tectonic root of the nappes in the Northern Limestone Alps.

This concept should be revised, however, on account of the data collected during four summers of fieldwork in the Gailtal Alps, done by the author with groups of geology students of the University of Utrecht.

Stratigraphically the Permo-triassic sediments of the Gailtal Alps belong to a facies which might be considered as a transition between that of the Permo-triassic in the Southern Alps and that of the Northern Limestone Alps. There is no abrupt contrast of facies between the Permo-triassic

\*) Adresse: Miner Geol. Instituut, Oude Gracht 320, Utrecht.

sediments of the Alpine branch and those of the Dinaric zone (see scheme of the facies, pl. XIX).

The primary tectonic character of the Drau Zone appears to be that of a graben- or rift-zone, which originated in the southern flank of the Alpine Geanticline in younger Tertiary time. It was formed during the doming up of the present Tauern Arch. Both processes, the rise of the Tauern and the subsidence of the Drau Zone, are probably mechanically related.

A narrow wedge of crystalline rocks with a cover of Permo-triassic sediments subsided some 6—8 km between the rivers Gail and Drau. Partly during this subsidence, and partly after it, this Draugraben was closed by gravitational reactions. These gravitational or secondary tectonic processes caused southward imbrications and thrusts in the northern flank of the graben, and northward deformations of its southern escarpment.

The secondary tectonic deformations of the graben zone did not only affect the sedimentary epiderm ("decollements", i. e. gliding of sedimentary complexes). Also the underlying crystalline rocks were cut by saucer-shaped fault planes. The latter caused both normal subsidences and dilations of the crystalline series in the ranges adjacent to the graben. The nether end of the faults, emerged at lower topographic levels as upthrusts in the sides of the depression (see sections, pl. XVI).

## I. Einleitung

Gailtaler Alpen und Lienzer Dolomiten bilden zusammen den westlichen Teil des sogenannten „Drauzuges“, der in der südlichen Flanke der Ostalpen in Ost—West-Richtung verläuft (Heritsch und Kühn, in Schaffer, 1951, Abb. 4 auf S. 236).

Der Gailtaler Sektor ist eine etwa 65 km lange Bergkette, welche an der Nordseite vom Drautal und an der Südseite vom Gailtal begrenzt wird. Diese Kette endigt im Osten bei Villach, wo Drau und Gail zusammenfließen. Im Westen schließt sie an die Lienzer Dolomiten an, die ihre westliche Fortsetzung bilden. Die Grenze zwischen Gailtaler Alpen und Lienzer Dolomiten wird vom Gailbergsattel gebildet, über den die Straße von Oberdrauburg nach Kötschach-Mauthen führt.

Die Straße von Greifenburg über den Kreuzbergsattel nach Weißbriach und ferner durch das Gitschtal nach Hermagor teilt die Gailtaler Alpen in eine westliche und eine östliche Hälfte, die beide mehr als 30 km lang sind. Über den östlichen Teil sind kürzlich einige Arbeiten erschienen (Anderle, 1951; Holler, 1953).

Über die westlich anschließenden Lienzer Dolomiten veröffentlichte vor kurzem M. Cornelius-Furlani die Ergebnisse ihrer Untersuchungen (1953, 1955).

Über den westlichen Teil der Gailtaler Alpen sind aber seit der zu ihrer Zeit vortrefflichen Karte mit Erläuterung von Geyer (1901) keine neueren Untersuchungen veröffentlicht worden.

Um diese lange Ruheperiode in der geologischen Erforschung des westlichen Teils der Gailtaler Alpen zu überbrücken, machte H. Küpper den Vorschlag, daß Verfasser mit Studenten des geologisch-mineralogischen Instituts der Reichsuniversität von Utrecht Kartierungsübungen in der



Permo-Trias-Formation machen sollte, aus der der Hauptgrad dieser Gebirgskette besteht. Das Kristallin der Gailtaler Alpen zwischen der Permo-Trias und dem Gailfluß wurde von Prof. Heritsch in Graz studiert, während das Kristallin der Kreuzeck-Gruppe auf Grund der Aufnahmen von Bergrat H. Beck photogeologisch durch H. Holzer bearbeitet wird.

Nach einem ersten Besuch mit Dr. Küpper in den Gailtaler Alpen im Frühjahr 1953 wurden von 1953 bis 1956 jedes Jahr mit einer neuen Gruppe von etwa einem Dutzend Studenten während eines Sommermonats Kartierungsübungen gemacht. Außerdem fanden einige Exkursionen statt mit Dr. Küpper, Dr. Kahler und Frau Dr. Cornelius-Furlani. Ihnen allen dankt Verfasser für Interesse und Hilfe bei dieser Arbeit. Prof. Dr. Zapfe vom Naturhistorischen Museum zu Wien danken wir außerdem für die Bestimmung von Fossilien, die wir in den westlichen Gailtaler Alpen fanden.

Durch die intensive Begehung des Gebiets, wobei viele Tausende von Wahrnehmungen bezüglich der Lithologie und der Struktur gemacht wurden, entstanden Einsichten in Stratigraphie und Tektonik, die eine Weiterentwicklung und Ausbau der vorhandenen Kenntnisse bedeuten. Darüber wird in dieser Veröffentlichung näher berichtet.

## II. Stratigraphie (Übersicht, siehe Tafel XIX)

Eine gute Stratigraphie ist der unentbehrliche Schlüssel zu einer richtigen Deutung der Tektonik. Bisher ist die damals vorzügliche stratigraphische Arbeit von Geyer und seinen Vorgängern betreffs dieser Kette nahezu unverändert übernommen worden. Auch jetzt noch ist sie ein ausgezeichneter Ausgangspunkt, wenn auch verschiedene Abweichungen gefunden wurden. Tektonische Komplikationen, stellenweise auch recht beträchtliche Faziesänderungen und die Monotonie der kalkig-dolomitischen Serie, in der Fossilien oder Leithorizonte selten sind, erschweren die Aufstellung eines stratigraphischen Schemas. Grenzen sind in der kalkig-dolomitischen Triasserie nur selten scharf zu ziehen. Mächtigkeiten der Ablagerungen sind meistens schwer zu bestimmen, und es ist oft nicht klar, ob Abweichungen in der Dicke der Schichtpakete die Folge der Tektonik (Auswalzen oder Zusammenstauung) sind oder ob es sich um primäre Ablagerungserscheinungen handelt. Trotz dieser Schwierigkeiten entstand eine ziemlich gute Einsicht in die stratigraphischen Verhältnisse.

Auf der Karte sind folgende Formationen unterschieden worden:

Quartär: Nicht näher gegliederte Flußablagerungen, Schuttkegel und Moränen.  
Diskordanz

(?) Lias Riffkalke.

Oberes Rhät.

Unteres Rhät.

Hauptdolomit.

Jaukenkalke und Dolomite mit eingelagerten Raiblerhorizonten (= Carditaschichten).

Oberer Muschelkalk („Plattenkalk“).

Unterer Muschelkalk („Knollenkalk“).

Werfener Schichten.

Grödener Sandsteine und Konglomerate (mit Linsen von Quarzporphyr).

Diskordanz

Kristalline Schiefer.

Diese Formationen sollen im folgenden kurz besprochen werden; mit den ältesten Formationen wird angefangen.

### Kristalline Schiefer

Da diese von Prof. Dr. Heritsch bearbeitet werden, sind sie nicht näher studiert worden. Es sei bemerkt, daß nach der Meinung verschiedener Verfasser ein Teil der Phyllite an der Basis der Grödener Sandsteine an der Nordseite noch zum Paläozoikum gehören könnten. Nur an einer Stelle wurde in diesem nördlichen Kristallin ein marmorisierter Kalkstein angetroffen, u. zw. gleich an der Basis von ganz dolomitisierendem Muschelkalk, südlich von Steinfeld. Hangschutt verhinderte jedoch, die Beziehung zum Kristallin, das in der Nähe von Petersbrünnl aufgeschlossen ist, festzustellen.

### Die Grödener Sandsteine und Konglomerate

Diese bilden ein gut erkennbares Niveau, das aus roten Sandsteinen, polymikten Konglomeraten und groben Brekzien, deren Bestandteile maximal 10—20 *cm* Durchmesser haben, besteht. Die Bestandteile bestehen hauptsächlich aus Quarz, ferner aus Bröckchen kristalliner Schiefer, und in der Umgebung von Laas auch aus Quarzporphyrgeröllen. Die Sandsteine sind mehr oder weniger verkittet durch Quarz und zeigen bisweilen Quarzadern, welche ausnahmsweise auch etwas Epidot und Pyrit führen.

Die Mächtigkeit wechselt stark. An der Nordseite, entlang der Drau, fehlt das Grödener Niveau stellenweise völlig, oder es kommt nur in der Form von Linsen vor (im Dollgraben bei Glatschach); ferner als 40—60 *m* dicke Bank, die vom Brettergraben ostwärts bis über den Latschurgrat zu verfolgen ist.

An der Südseite wurden örtlich viel größere Mächtigkeiten beobachtet, besonders in der Umgebung von Laas (Laaser Wald, Trutschwald). Die Mächtigkeit beträgt hier 500—1000 *m*. Aber es gibt auch Andeutungen, daß diese großen Mächtigkeiten, wenigstens teilweise, infolge von Faltungen und/oder Überschiebungen entstanden sind.

### Quarzporphyrllinsen

Außerdem kommen in dieser südlichen Zone, etwa 200 *m* oberhalb der Basis der Grödener Sandsteine, eine Anzahl Linsen von biotitführenden Quarzporphyren vor. In der Umgebung dieser Quarzporphyrllinsen tritt oft sekundärer Jaspis in den Grödener Sandsteinen auf. Durch diese Quarzporphyrllinsen ergibt sich eine Analogie mit dem Grödener Sandstein von Südtirol.

De Sitter (1956, p. 70—71) weist daraufhin, daß der Name Verrucano von den Geologen in den Dolomiten für Konglomerate, die unter den Quarzporphyren vorkommen, gebraucht wird, aber daß die Verrucanokonglomerate in den klassischen Fundorten der Westalpen über dem vulkanischen Perm liegen. Die Grödener Sandsteine der Gailtaler Alpen mit Einschaltungen von Quarzporphyren können deswegen mit dem Verrucano der Südtiroler Dolomiten korreliert werden, soweit die Sandsteine und Konglomerate unter den Linsen gelegen sind, und mit dem Verrucano der lombardischen Alpen und der helvetischen Decken, soweit sie darüber liegen.

Der Name Verrucano würde also in einer umfassenderen Bedeutung auf das ganze Niveau der Grödener Sandsteine und Konglomerate der Gailtaler Alpen angewandt werden können. Eine solche Erweiterung des Begriffes würde aber die Verwirrung in der Namengebung vielleicht noch

mehr vergrößern. Die polymikten Konglomerate, die nahe der Basis der Grödener Sandsteine vorkommen und die neben Quarz auch viele Komponenten von kristallinen Schiefen enthalten, können eventuell mit dem neutralen Namen „Grundkonglomerate“ angedeutet werden.

### Werfener Schichten

Auf diesen Sandsteinen und Konglomeraten folgt ein Niveau von glimmerreichen Sandsteinen und buntgefärbten glimmerreichen Ton-schiefern. Dieses Niveau ist oft nur einige Meter dick und fehlt stellenweise ganz. Auch ist es örtlich stark zusammengestaut und dort in einer Mächtigkeit von mehr als 200 *m* aufgeschlossen (Südseite von Jauken). Dieses Werfener Niveau enthält auch oft braune, zellig ausgelaugte Rauchwacken und Anhäufungen von Gips (östlich von Laas; Monsell bei St. Daniel; oberhalb Würzen an der Südseite vom Reißkofel).

Auch enthält dieses Werfener Niveau an seiner Basis stellenweise Bänke von dolomitischen Kalken, die den darauffolgenden Muschelkalken ähneln. Ein solches Kalkniveau liegt z. B. auf der Grenze des Grödener und des Werfener Niveaus oberhalb Siegelberg, südlich von Ranzkofel, und oberhalb Lenzhof, südlich vom Jaukelsattel. Auch die Gipsgrube von Monsell bei St. Daniel enthält gutgeschichtete, dunkelgraue dolomitische Kalke.

Wir können in diesen Kalken und Gipsvorkommen der Südflanke der Gailtaler Alpen einen Faziesübergang in das Perm der Karnischen Alpen sehen, wo zwischen den Grödener Sandsteinen und den Werfener Schichten eine dicke Ablagerung von Gips und dolomitischen Kalken (den sogenannten „Bellerophonkalken“) eingeschaltet ist. Die Bemerkung von Geyer (1901, S. 55), daß dieses Zwischenniveau an der Nordseite der Gail gar nicht vorkomme, wird durch diese Wahrnehmungen widerlegt. Wenn die Entwicklung auch bedeutend geringer ist als an der Südseite der Gail, so fehlt sie nicht ganz.

An der Basis der Werfener Schichten, nahe der Grenze der Grödener Sandsteine, kommt in der Nähe der elektrischen Zentrale zwischen Laas und Blahaus (NO von R. Pettersberg) ein etwa 8 *m* langer und etwa 50 *cm* dicker fossiler Baumstamm<sup>1)</sup> in den Werfener Schichten vor.

### Unterer Muschelkalk (Knollenkalk)

Auf den Werfener Schichten liegen gutgebankte dunkle Kalke des untersten Muschelkalks. Als Übergangsschichten wurden oft gelbgrüne und rote kalkige Schiefer und Mergel angetroffen, die bisweilen reich sind an Glimmerschüppchen. Im Fellbach nördlich vom Weißensee erreichen diese Übergangsschichten eine Dicke von etwa 25 *m*. Die untersten Muschelkalken sind bisweilen gutgebankte, weißdurchaderte dunkle Kalke, bisweilen wulstig knollige, gelblich verwitterte dunkle Kalke. In diesen letzten entwickelte sich durch wechselnden Gehalt an tonig-sandigen Bestandteilen quer auf der Schichtfläche bisweilen eine netzförmige Zeichnung. Schließlich tritt eine knollige Verwitterung auf, welche charakteristisch ist für diese Kalke und die Ursache des Namens „Knollenkalke“ ist. Auf

<sup>1)</sup> Dr. F. P. Jonker vom Institut der Systematischen Botanik der Reichsuniversität zu Utrecht untersuchte dieses Holz. Durch die starke Verkieselung konnte er nur die Vermutung aussprechen, daß es sich um eine Konifere handelt.

den Schichtflächen kommen bisweilen wurmförmliche, problematische Fossilien vor <sup>1)</sup>. Auch Querschnitte von Crinoidenresten kommen oft vor. Übrigens ist der Komplex fossilarm.

Der Gehalt an detritären Beimischungen (Glimmer, Quarz) bedeutet einen Übergang zum darunterliegenden Werfener Niveau. Diese detritären Bestandteile fehlen nahezu völlig in dem hiernach zu nennenden obern Muschelkalk. Örtlich ist der Gehalt an detritären Bestandteilen so groß, daß gesprochen werden muß von kalkigen Quarzsandsteinen. Diese kommen in den tieferen Muschelkalkschichten vor, die im Sattelkern nördlich vom Jauken und Reißkofel aufgeschlossen sind.

Oberhalb Jadersdorf und St. Lorenzen im Gitschtal kommt sogar eine 35 m dicke polymikte Sandsteinbank vor, die Pflanzenhäcksel enthält. Unter den Bestandteilen herrschen, außer eckigen Quarz- und Glimmerschüppchen, namentlich Körner von Alkalifeldspat und saurem Plagioklas, Myrmekit, Mikroklin, ferner Bröckchen Trachyt, Quarzporphyr, Granit und Gneis vor. Das Bindemittel ist Dolomit und Kalk. Wir haben es hier mit einem Arkosesandstein zu tun, der auch Quarzporphyrbestandteile enthält, die möglicherweise von den permischen Quarzporphyren herrühren.

Der untere Muschelkalk ist oft dolomitisch. Es war jedoch schwer oder bisweilen unmöglich, bestimmte dolomitische Zonen im Felde zu verfolgen, sodaß für das Gebiet westlich vom Kreuzsattel davon abgesehen worden ist, die dolomitischen Partien in die Karte einzutragen. Östlich vom Kreuzsattel, sowohl nördlich wie südlich vom Weißensee, kommt oberhalb des untern Muschelkalkes eine dolomitische Zone vor, die die Grenze mit dem obern Muschelkalk bildet.

Bisweilen werden Silexkonkretionen (Hornstein) im untern Muschelkalkniveau angetroffen, aber Linsen und Schichtchen von dunklem Silex kommen reichhaltiger im obern Muschelkalk vor.

Die Dicke des untern Muschelkalkes wechselt stark in den verschiedenen Profilen infolge stratigraphischer wie auch tektonischer Ursachen. Während die Mächtigkeit an der Südseite der Jauken- und Reißkofelgrate von Null bis über 300 m schwankt, beträgt sie im Kern der Gailtaler Antikline mindestens 500 m. Im Fellbach zeigen die untern Muschelkalke sogar eine Mächtigkeit von beinahe 800 m. In diesem Profil jedoch sind Andeutungen von tektonischen Komplikationen vorhanden, welche diese Verdickung der Serie verursacht haben mögen.

#### Dolomitisches Zwischenniveau des Muschelkalkes

Im Muschelkalk kommen oft dolomitische Zonen vor, vor allem in der Mitte als Zwischenniveau zwischen Knollen und Plattenkalk. So kann man im Fellbachgraben nördlich vom Weißensee folgende Aufeinanderfolge unterscheiden: Auf normalen, gutgebankten dunklen Kalken, mit oder ohne detritärem Glimmer auf der Schichtfläche, folgt erst ein 2 m dicker grauer bis weißer Dolomit, darauf 62 m schlecht gebankter Knollenkalk,

<sup>1)</sup> Dr. A. Seilacher vom Geol.-Paläont. Institut der Universität zu Tübingen schrieb, nach Betrachtung von Photographien, daß es sich um Füllungen von Grabgängen handelt, u. zw. von zwei Typen. Die kleineren, geraden und unverzweigten „Stengel“ entsprechen denen aus dem deutschen Muschelkalk. Die größeren und gebogenen hält er für *Rhizocorallum jenense*. Einen stratigraphischen Wert besitzen diese Formen nicht.

30 m mergelige Kalke mit viel detritärem Glimmer, 60 m dunkelgraue dolomitische Kalke von 5 bis 40 cm dicken Bänken, die knollig verwittern. Hierauf folgt 90 m hellgrauer, grobzuckerkörniger, nahezu ungeschichteter Dolomit. Schließlich endet diese dolomitische Zwischenzone mit 30 m dolomitischen Bänken, abgewechselt mit dichtem, grauen, hornsteinführenden Plattenkalk, in dem *Daonella cf. taramellii* Mojs gefunden wurde (Determination von Zapfe). Daraus geht hervor, daß diese Ablagerungen ladinischen Alters sind.

Diese dolomitische Zwischenzone ist an der Nordseite des Latschurs westwärts bis an die Drau bei Steinfeld zu verfolgen. Im Westen, bei Petersbrünnl, nimmt die Dicke bedeutend zu und verdrängt dabei den ganzen untern Muschelkalk. Es ist auch möglich, daß das Fehlen des untern Muschelkalks, zusammen mit Grödener und Werfener Schichten, durch einen normalen Abschiebungsbruch verursacht wird.

Auch in der Gailtaler Antikline kommen dolomitische Zonen im Knollenkalk vor, besonders in dem obern Teil, nahe dem Übergang zur Plattenkalkfazies (z. B. an beiden Seiten des Freistritzgrabens). Wegen ihrer unregelmäßigen Dicke und Verbreitung wurde davon abgesehen, sie in der Karte anzugeben. Daß wir es mit der synsedimentären Bildung von Dolomit während der Ablagerung zu tun haben und nicht mit späterer Dolomitierung, folgt aus der Beobachtung, daß Schichtchen von einigen Millimetern bis Zentimetern Dicke wechsellagern mit dunkelfarbigem normalen Muschelkalkschichten.

Stratigraphisch stimmt die dolomitische Zwischenzone der Muschelkalke ungefähr mit dem Mendel- (Sarl-) Dolomit der Trias in den Südtiroler Dolomiten überein.

### Oberer Muschelkalk

Der obere Teil des Muschelkalkes besteht aus dunkelgrauen bis schwarzen, gutgebankten Kalken mit ebener, flacher Schichtung, von der sie den Namen „Plattenkalke“ herleiten. Einige Bänke sind 1—2 m dick, aber im allgemeinen ist die Dicke der Bänke nur 5—20 cm. In diesen Schichten kommen stellenweise kieselige Kalke mit Hornsteinkonkretionen vor.

Bisweilen spalten die Kalke papierdünn, und sie wechsellagern dann mit mergeligen und tonigen Schichtchen. Diese Fazies wird von Geyer (1901, p. 63/64) mit dem Namen „Partnachschichten“ angedeutet. Der Plattenkalk ist stellenweise dolomitisch, jedoch in geringerem Maße als der untere Muschelkalk. An der Südseite des Hauptkammes hat bisweilen ein tektonisches Auswalzen stattgefunden, das von Dolomitierung begleitet war.

Die Mächtigkeit des obern Muschelkalkes wechselt stark. An der Südseite des Jauken-Reißkofelgrates fehlt er fast ganz oder er ist stark ausgewalzt, und dann vor allem an den vielen Silexkonkretionen zu erkennen. An der Nordseite des Grates ist er im Kern der großen Antikline der Gailtaler Alpen gut entwickelt in einer Dicke von 500 bis 1000 m. Aber diese große Mächtigkeit ist z. T. durch Fältelung dieser dünnplattigen Kalke entstanden. Im Fellbachprofil nördlich vom Weißensee erreicht der Plattenkalk eine Dicke von 885 m.

Ganz oben ist die Partnachfazies stellenweise einige Dutzend Meter dick, an anderen Stellen jedoch wurde sie gar nicht angetroffen.

### Jaukenkalke und -dolomite

In Geyers Stratigraphie folgt auf den Partnachsichten der Wettersteinkalk oder „erzführende Kalk“. Es sind hellgraue bis weiße, oft dolomitische Kalke, die z. T. deutlich gebankt sind, teils aber massig vorkommen. Beim Anschlagen haben sie eine etwas schuppenartige und rauhe Bruchfläche, welche abweicht von den glatten muscheligen Bruchflächen im Plattenkalk. Ferner ist die Farbe meistens fleckig, und die frische Bruchfläche erinnert an frischen Fensterkitt. Der Name Wettersteinkalke wird angewendet für karbonatische Sedimente unterhalb der Raiblerschichten und Hauptdolomite für jene oberhalb dieses Niveaus.

Die Fazies des Wettersteinkalkes setzt sich jedoch noch ein paar hundert Meter über das Raiblerniveau fort, bevor der typische strukturlose Hauptdolomit anfängt. Außerdem ist das Raiblerniveau nicht überall als Leitschicht in dieser Kalk- und Dolomitserie vorhanden, sodaß es nicht möglich war, dieses Niveau als Grenzschicht bei der Kartierung zu benützen. Deshalb wurde auf Grund von lithologischen Kennzeichen der ganze Komplex von Kalken und Dolomiten zwischen dem Muschelkalk und dem strukturlosen Hauptdolomit bei der Kartierung als eine Einheit zusammengefaßt. Diese Einheit haben wir Jaukenkalke und -dolomite genannt.

Diese Serie zeigt auffallende Mächtigkeits- und Faziesunterschiede. Die Ober- und Unterseite besteht aus dickbankigen Kalken, welche bei näherer Betrachtung oft eine feine Streifung von Kalkschlammschichtchen zeigen, an denen jedoch keine Spaltung auftritt.

Dolomitische Kalke und riffartige Massive von Zellendolomit kommen besonders an der Ober- und Unterseite des Raiblerniveaus vor. An mehreren Stellen wurden ferner sedimentäre Kalkbrekzien in den Jaukenkalcken und -dolomiten angetroffen, wie z. B. in der Grube, an der entlang die Straße über den Gailbergsattel führt, wo eckige Komponenten eines grauen Kalkes in einer roten Kalkgrundmasse eingebettet liegen. Die rote Farbe kann hier eine sekundäre Verfärbung sein, von den Grödener Sandsteinen herrührend. Diese Sandsteine sind hier überschoben, wodurch eine tektonische Brekzienbildung stattgefunden hat. Dieselben Brekzien, aber dann in einer grauen Grundmasse, kommen weiter östlich an der Nordseite dieses Triasrückens, in der Schlucht oberhalb Mandorf (W von Buchach) vor.

An der Ostseite der Gailtaler Antikline ist die Mächtigkeit des untern Teiles der Jaukenkalke und -dolomite (zwischen Plattenkalk und Raiblerschichten) 50—200 *m*. Diese Mächtigkeit schwillt an der Nordseite des Jaukengrates an bis 1000 *m*, ohne daß tektonische Verdickungen hier mit Sicherheit wahrgenommen wurden.

Auch in dem Auerschwandprofil nördlich vom Weißensee erreicht diese untere Serie, die also mit den klassischen Wettersteinkalken übereinkommen würde, eine Mächtigkeit von etwa 700 *m*.

Der obere Teil der Jaukenkalke und -dolomite, der zwischen den Raiblerschichten und dem Hauptdolomit vorkommt, ist 200—400 *m* dick, und in dem Jaukengrat erreicht dieses Niveau sogar eine Dicke von beinahe 800 *m*, es sei denn, daß wir Teile dieser Kalke zum Hauptdolomit rechnen müssen, wie Geyer es tat.

Fossilien kommen in diesen Jaukensichten nur selten vor. An der Nordseite des Golz wurden darin Bivalvensteinkerne gefunden, die nach

Zapfe zum *Megalodus* sp. aus der Gruppe des *Megalodus triquetus* Wulf gehören. *M. triquetus* gilt als Leitfossil der Karnischen Stufe und reicht mit Unterarten (*M. triquetus dolomiticus*) bis in das untere Nor. Zapfe würde es jedoch für möglich halten, daß auch im obersten Ladin solche kleine Megalodonten schon auftreten.

Der Reißkofel formt eine abweichende Fazies der Jaukenkalke und -dolomite. Der Grat wird von nahezu ungeschichtetem Riffkalk gebildet, welcher charakterisiert wird von grobolithischen Strukturen, schlecht erhaltenen Korallen, Kalkalgen, Schnecken (Chemnitzien) und Diploporenquerschnitten. Diese Fazies ist der der Wettersteinkalke des nördlichen Rosengartens (Molignon-Kesselkogel) in den Südtiroler Dolomiten ähnlich. Eine den Wettersteinkalken ähnliche Fazies meldet Stiny vom Ostende der Gailtaler Alpen bei Villach (Stiny, 1953, S. 58). Im Reißkofelriff fehlt das Raiblerniveau. Die gesamte Mächtigkeit der Jaukenkalke und -dolomite beträgt im Reißkofelmassiv 1250 m und im Auerschwand nördlich vom Weißensee sogar 1350 m. Woanders ist die Dicke dieses Niveaus nur 600—800 m.

Die Raibler- oder Carditaschichten bilden Einlagerungen in den Jaukenkalken und -dolomiten, aber sie fehlen in der Reißkofelfazies. Diese Einlagerungen können eine Dicke von einigen Dutzenden von Metern erreichen. Bisweilen kommen zwei Niveaus übereinander vor (Holler, 1953, unterscheidet drei Niveaus in Bleiberg am östlichen Ende der Gailtaler Alpen). Der stratigraphische Abstand zwischen den beiden Raiblerniveaus wechselt von 50 bis 120 m. Beide Niveaus sind gekennzeichnet durch schwarze Tonschiefer, die griffel- bis schuppenförmig verbröckeln, und wohl oder nicht Sand- oder Glimmerschüppchen enthalten. Ferner kommen in beiden Niveaus vor: dolomitische Kalkbänkchen, Kalkbrekzien, Kalkoolithe, Lumachellen von schlecht erhaltenen Bivalven und Sandsteinbänkchen, bisweilen mit kohligen Pflanzenresten.

Im Reißgraben zwischen Ebenberg und Amlach ist das Raiblerniveau gut aufgeschlossen. Es ist hier etwa 17 m dick, und es besteht aus folgenden Ablagerungen:

Hangendes:

- 5 m dolomitischer Sandstein, der sich von den darüber liegenden Kalken durch eine schlechte Schichtung unterscheidet.
- 0—1 m sehr feine, dunkeltonige Schiefer mit Griffelstruktur und isolierten Pyritkristallen.
- 1—6 m schlecht geschichteter dolomitischer Kalk.
- 6—13 m sandige Tonschiefer mit Pyritschnürchen und Kalkbänkchen von 5 bis 10 cm Dicke. Die Schiefer enthalten Glimmerschüppchen.
- 13—14 m gut geschichteter dolomitischer Kalk.
- 14—17 m sandige Tonschiefer mit Kalkbänkchen.

Liegendes: Dickbankige dolomitische Kalke (Bänke von 10 bis 50 cm).

Östlich von der Ochsenschlucht Alm wurden zwei Raiblerniveaus angetroffen, voneinander etwa 100 m stratigraphisch entfernt (Neigung 75° Nord).

Das 35 m dicke untere Raiblerniveau wird an der Unter- und Oberseite von Dolomiten begrenzt. Es zeigt von unten nach oben folgende Schichten:

Liegendes: Gutgeschichteter bis brekziöser Dolomit mit Kalzitadern. Schichtdicke 1—10 cm.

- 0 — 3,50 m bröckelige Tonschiefer, etwas mergelig, nach oben sandiger werdend.
- 3,50—3,80 m Sandsteinbänkchen, dunkelbraun verwittert, mit blaugrauem unverwittertem Kern. Enthält Glimmerschüppchen.

- 3,80—7,50 *m* dunkelgraue, sandige Tonschiefer mit einigen Sandsteinbänkchen von 1 *cm* Dicke.  
 7,50—7,60 *m* Sandsteinbänkchen.  
 7,60—16 *m* nicht aufgeschlossen.  
 16 —25 *m* plattig spaltende Tonschiefer, nicht sandig, kein Glimmer.  
 25 —25,50 *m* Sandsteinbänkchen, sporadisch Glimmer enthaltend.  
 25,50—30 *m* plattig spaltende Tonschiefer.  
 30 —30,40 *m* Sandsteinbank.  
 30,40—34,30 *m* bröckelige Mergelschiefer.  
 34,30—34,80 *m* Sandsteinbank, wenig Glimmer.  
 34,80—35 *m* bröckelige Mergelschiefer.

Hangendes: brekziöser bis zelliger Dolomit mit Kalzitadern.

Das obere Raiblerniveau wird von Kalken begrenzt und es ist 20 *m* dick. Es zeigt von unten nach oben folgende Schichtenfolge:

Liegendes: 80 *m* Kalke, die nach unten in Dolomite übergehen, die das Dach des untern Niveaus bilden.

- 0 — 4 *m* gut geschichtete graue mergelige Schiefer mit etwas detritärem Glimmer.  
 4 — 4,50 *m* massige graue Kalkbank mit Kalzitadern.  
 4,50—8,00 *m* mergelige Schiefer, dunkelgrau, plattig spaltend.  
 8,00—8,01 *m* Sandsteinschicht.  
 8,01—9,00 *m* mergelige Schiefer, dunkelgrau, plattige Spaltung.  
 9,00—9,10 *m* graue Sandsteinbank.  
 9,10—16,00 *m* gutgeschichtete mergelige Schiefer.  
 16,00—16,04 *m* graue kalkige Sandsteinbank.  
 16,04—16,30 *m* graue, papierdünn geschichtete mergelige Schiefer.  
 16,30—17,80 *m* massive, gutgeschichtete graue Kalkbank. Schichtdicken 4—10 *cm*.  
 17,80—18,40 *m* mergelige Schiefer mit Sulfiden.  
 18,40—18,42 *m* Kalkbank reich an Sulfiden ( $\text{FeS}_2$ ,  $\text{PbS}_2$ ,  $\text{ZnS}$ ).  
 18,42—18,90 *m* mergelige Schiefer mit sulfidischen Kristallen.  
 18,90—19,30 *m* gutgeschichteter Kalk (1—10 *cm* Schichtdicken) mit schichtparallelen Pyritschnürchen.  
 19,30—20,00 *m* mergelige Schiefer, bröckelig verwitternd, kein Glimmer.

Hangendes: Massige Kalkbank.

Im Carditaniveau, nördlich von Techendorf (Weißensee), kommen rote und grüne tonige und sandige Schichten vor. Unter dem Mikroskop zeigt es sich, daß der Farbunterschied durch den Oxydationsgrad der Eisenoxyde bestimmt wird. Die sandigen Bänke haben den Charakter einer Arkose, denn sie enthalten neben Quarzkörnern und Muskovit- und Biotit-schuppen auch saure Plagioklaskörner. Es wurden keine Bestandteile gefunden, die auf einen tuffigen Charakter dieser Sedimente hinweisen könnten.

Die Verbindung von sulfidischen Mineralen mit bestimmten Schichten in diesem Carditaniveau läßt vermuten, daß man es hier nicht mit einer telethermalen Vererzung, sondern mit einer sedimentären Ablagerung zu tun hat. Die Fazies dieses Raiblerniveaus deutet auf lagunäre Verhältnisse hin, wo die Erzminerale zusammen mit den mergeligen, tonigen und kalkigen Bestandteilen niedergeschlagen sind. Das Vorkommen der Erzminerale im Raiblerniveau ähnelt dem der Blei-Zink-Erze in der Triasumrandung des Zentralmassivs von Frankreich. Diese letztere wird von Bernard (1955) als syngenetisch angedeutet, wobei also die Erze durch die Flüsse in Ionenform aus dem Hinterland herbeigeschafft und in dem anaeroben und alkalisches Milieu der Lagunen niedergeschlagen worden sind.

Auch können die Kalke des Wettersteinniveaus, d. h. der sogenannte „Erzführende Kalk“, selbst einen primären Gehalt an Blei und Zink besessen



haben. Es ist auffallend, daß die Blei-Zink-Erze der Alpen überall an dieses stratigraphische Niveau gebunden sind (Schneider, 1956).

In Bleiberg-Kreuth sind nur die oberen 120 m der Wettersteinkalke, gleich unter den Raiblerschichten, oder die Raiblerschichten selbst erzführend. Das Erz ist dort nicht metasomatisch, sondern es tritt in Dehnungsspalten auf, die nach unten auskeilen oder in den Brekzien der Verwerfungen verschwinden. Dieses spricht eher für einen deszendenten Ursprung der erzbringenden Lösungen als für spätektonische, ascendente Zufuhr mit hydro- und telethermalen Lösungen.

Während der Dia- und Tektogenese haben dann Anreicherungen von Erzen durch zirkulierendes Grundwasser und an den Bruchflächen entlang stattgefunden. Die primäre Herkunft der Erze ist jedoch in den Raiblerschichten selbst zu suchen.

Die Blei-Zink-Erze der Wettersteinkalke (das sind die unter dem Raibler-niveau vorhandenen geschichteten Kalke und Dolomite, die den untern Teil der Jaukenkalke und -dolomite bilden), würden nach dieser Auffassung also das Produkt von diagenetischer Sammelkristallisation und hydatogener Umlagerung sein, wobei der primäre (synsedimentäre) Metallgehalt durch zirkulierende Lösungen metasomatisch oder in tektonischen Lockerungszonen und Höhlen angereichert wurde.

Zu ähnlichen Auffassungen kommt Schneider (1953, 1954) mit Bezug auf die Blei- und Zinklagerstätten und den begleitenden Flußspat in den nördlichen Kalkalpen. Mit dieser Annahme stimmt außerdem die Tatsache überein, daß keine Vererzung im Reißkofelriff bekannt ist, das keine Einlagerungen des Carditaniveaus enthält.

### Hauptdolomit

Die Grenze zwischen den Jaukenkalken und -dolomiten und dem Hauptdolomit wurde beim Übergang der noch deutlich gebankten Kalke zu den nahezu strukturlosen Dolomiten und Dolomitbrekzien gelegt. Der Hauptdolomit ist grau, zuckerkörnig, enthält bisweilen Kalkspatadern und ist auch stellenweise bituminös. An der Nordflanke der großen Gailbergantikline tritt in höheren Niveaus oft eine deutliche Schichtung auf, wobei auch der Gehalt an Bitumen zunimmt. Im Mittagsgraben südlich vom Weißensee kommen auch in der oberen Partie bituminöse dolomitische Schiefer und gut geschichtete, bisweilen silexführende Dolomite vor, welche den Seefelder Schiefen in Nordtirol ähnlich sind (Geyer, 1897, S. 355). In diesen wurden die Reste eines fossilen Fisches gefunden, die von Prof. Zapfe in Wien untersucht und als *Colobodus* cf. *ornatus* Ag. bestimmt wurde. Die Gattung *Colobodus* ist in den norischen Fischechiefern der Nordalpen das relativ häufigste Fossil.

Diese Seefelder Fazies findet man ferner in einem schmalen Streifen im Silbergraben an der NO-Seite des Weißensees. Sie besteht hier aus dünnplattigen, stark bituminösen Kalkschiefern und aus Brekzien, in denen die kalkdurchaderten bituminösen Kalke in einer asphaltartigen Grundmasse eingebettet liegen. Nach oben zu geht das Seefelder Niveau des Silbergrabens in massige, weniger bituminöse dolomitische Kalke und Kalkbrekzien über, die einige Dutzend Meter dick sind und die noch Linsen bitumenreichen Kalkes enthalten. Wir rechnen dieses Niveau noch zum Hauptdolomit.

Im Silbergraben geht er dann weiter konkordant in dünngebankte dunkle Kalke des untern Rhäts über. Die Mächtigkeit des Hauptdolomites, wie wir ihn im Gelände angenommen haben, wechselt stark als Folge tektonischer Auswalgung, was aber z. T. auch stratigraphisch bedingt ist.

Im Gebiet des Gailbergsattels ist die Dicke des Hauptdolomits maximal 450 m. Im Reißkofelprofil (Profil IV) findet eine schnelle Änderung der Mächtigkeit der Hauptdolomite in der Compton-Syncline statt. Zugleich kann man eine inverse Veränderung der Mächtigkeit der Jaukenkalke beobachten, welche im Reißkofelriff stark anschwellen. Die Gesamtmächtigkeit von beiden Niveaus bleibt deshalb die gleiche (ungefähr 1500 m) in beiden Flanken der Compton-Syncline. Man möchte annehmen, daß die Dolomite der Umgebung der Comptonhütte gleich alt sind und an der lagunären Seite des großen Reißkofelriffs gebildet wurden. In diesem Fall würde die Faziesgrenze keine Zeitgrenze bilden, wie auch moderne Ansichten der Stratigraphie annehmen. Trotzdem darf in diesem Fall die Möglichkeit nicht ausgeschlossen werden, daß das Reißkofelriff hoch über dem umgebenden Meeresboden hinausragte und daß die dolomitischen Riffkalke des Hauptdolomits später gegen seine Flanken gebildet wurden. Weiter östlich, in der Weißenseesynecline, wechselt die Dicke des Hauptdolomits auch stark. Die massigen Dolomite und Dolomitbrekzien erreichen hier zusammen mit der besser geschichteten Oberpartie Dicken von 300 bis 400 m.

#### Unterrhät

Im Gailbergsattelgebiet ist festzustellen, daß die gutgeschichteten Dolomite der Nordflanke der Gailbergantikline in Kalke übergehen, die übrigens dasselbe Ansehen zeigen, sodaß die Grenze hier ausschließlich mittels Salzsäurereaktion festzustellen ist.

Das untere Rhät wird von einer Serie gutgebankter dunkler Kalke gebildet, die spärliche tonigmergelige Zwischenlagen enthält. Die maximale Mächtigkeit im Gailbergsattelgebiet ist 450 m; südlich vom Weißensee etwa 150 m; im Silbergraben NO vom Weißensee etwa 60—70 m. Im Westen (Gailberggebiet) enthält das untere Rhät praktisch keine Tonschiefer, und die Kalke sind stellenweise massig und bilden dann mehr als 1 m dicke Bänke. Im Osten (Weißenseegebiet) dagegen bilden Tonschiefer und Mergel bis 50% des Schichtpakets, und die Kalke gehen oft über in sedimentäre Brekzien mit erbsen- bis mehr als faustgroßen Bestandteilen.

In dem Naglergraben wurden in dunklen Kalkmergeln des untern Rhäts große dickschalige Bivalven gefunden, welche von Zapfe als *Gervillea inflata* Schafh. bestimmt wurden. Sie ähneln nach Zapfe am meisten den von Frech abgebildeten Exemplaren aus dem Rhät der Kothalp am Wendenstein, Oberbayern<sup>1)</sup>.

Eine Einstufung dieses dunklen Kalkes in das untere Rhät würde mit den klassischen Profilen der Osterhorngruppe übereinstimmen, wo *Gervillea inflata* massenhaft im Liegenden der Korallenkalke (Lithodendronkalke) vorkommt, während der Korallenkalk seinerseits im obern Rhät seine Hauptverbreitung hat.

<sup>1)</sup> Neue Zweischaler und Brachyopoden aus der bakonyer Trias. Resultate der wiss. Erf. d. Balatonsees. Bd. I, Teil 1, Pal. Anh., Wien 1912, S. 44, Fig. 62.

### Oberrhät

Hier überwiegen dunkle Tonschiefer, während Mergel und Kalkbänke untergeordnet sind. In der Gegend des Gailbergsattels ist die Dicke maximal 200—250 m, beim Weißensee beträchtlich weniger.

### Lias (?)

Bis jetzt war in den Gailtaler Alpen noch kein Lias bekannt. In den Lienzer Dolomiten dagegen kommt unterer Lias vor als graue, unreine Kalke und Mergel mit einer Ammonitenfauna.

Zwischen diesem fossilführenden untern Lias und den mergeligen Schiefeln des obern Rhäts kommt beim Weißenstein, südlich von Lienz, eine massige, etwa 10 m dicke Riffbank vor. Dieser biostrome Kalk wird von Cornelius-Furlani noch zum obern Rhät gerechnet. Sie spricht von „oberrhätischem Riffkalk“ (1953, S. 286). Da keine Leitfossilien in diesem Niveau gefunden worden sind, ist es jedoch fraglich, ob es noch zum Rhät oder schon zum untern Lias gehört. Nach Verfasser sind zwei Gründe anzuführen, weshalb diese Riffkalke schon zum untern Lias zu rechnen sind.

Erstens wird das obere Rhät in den Gailtaler Alpen und Lienzer Dolomiten gekennzeichnet durch große Zufuhr von terrigenem Schlamm, so daß Tonschiefer und Mergel vorherrschen und nur wenige mergelige Kalkbänke vorkommen. Der Riffkalk des Weißensteins dagegen ist ein biogenes Sediment und tonfrei. Er konnte entstehen, weil die Zufuhr von terrigenem Schlamm aufhörte und die Korallen in klarem Wasser wachsen konnten.

Der große fazielle Gegensatz liegt deshalb an der Basis dieser Riffkalke, während er aufwärts allmählich in die fossilführenden Kalke und Mergel des untern Lias übergeht.

Zweitens nahmen wir während einer Exkursion mit Frau Dr. Cornelius-Furlani wahr, daß bei Lavant, in der östlichen Fortsetzung des Weißensteiner Riffkalkes, die massigen Riffkalke, die hier etwa 40 m dick sind, zwischen 40 und 50° NNO neigenden grauen Kalken und Mergeln des untern Lias eingeschaltet sind, die im Haßlerbach abwärts in Tonschiefer und Mergel des obern Rhäts übergehen.

Im Naglergraben, südlich von Weißensee, fanden wir im Kerne einer obern Rhätsyncline ebenfalls eine Linse massigen Riffkalks (Tafel XVIII a). Dieser reine Korallenkalk bildet einen starken faziellen Gegensatz zum obern Rhät, das hier zu etwa 90% aus Tonschiefeln besteht.

Dieser Korallenkalk ist mit dem von Cornelius-Furlani zum obersten Rhät gerechneten Biostrom zu korrelieren. Wir ziehen es jedoch vor, die obere Grenze des permo-triadischen Megasedimentationszyklus an der Basis dieses Korallenkalkes zu legen. Die Korallen, aus denen diese Riffkalke im obersten Teil des obern Rhäts bestehen, gehören nach Zapfe zu *Thecosmilia* sp., ohne daß er auf eine nähere Bestimmung eingehen konnte. Es ist zwar möglich, daß dieses Riffkalkniveau aus paläontologischen Gründen noch zum obern Rhät zu rechnen wäre, faziell möchten wir es jedoch nicht mehr zum Permo-Trias-Zyklus, sondern eher zu den Ablagerungen des jüngeren Mesozoikum rechnen<sup>1)</sup>.

<sup>1)</sup> Nach Abschluß des Manuskriptes schrieb mir Kollege Zapfe: „Eine Trennung der Korallen- (Thecosmilien-)Riffkalke vom Rhät würde ich nur vornehmen, wenn dafür

## Pleistozän

Flußablagerungen, Schuttkegel und Moränen wurden auf der Karte nicht näher aufgegliedert.

### Zusammenfassung der Stratigraphie

Die permo-triadische Sedimentserie der Gailtaler Alpen erreicht eine Gesamtmächtigkeit von einigen Tausenden von Metern. Die genaue Dicke kann nicht angegeben werden, weil tektonische Bewegungen die ursprüngliche Ablagerungsmächtigkeit verändert haben. Eine transgressive Lagerung des Verrucanos auf einem Untergrund von kristallinen Schiefern und Quarzphylliten kann sowohl an der Süd- wie an der Nordseite festgestellt werden. Dies ist an der Südseite vor allem von Laas bis Weißbriach deutlich. An der Nordseite ist die Transgressionsebene vom Brettergraben an ostwärts bis zum Nordhang des Latschurgrates zu beobachten.

In dieser permo-triadischen Sedimentserie läßt sich ein Megazyklus von Ablagerungen unterscheiden, die mit Zufuhr von terrigenen Erosionsprodukten anfängt und endet; diese Zufuhr von klastischem Material fehlt in der Mitte des Megazyklus nahezu, wo dann Kalkablagerungen überwiegen.

Die Faziesentwicklung im permo-triadischen Sedimentzyklus ist schematisch in Tafel XIX dargestellt worden. Hiezu soll bemerkt werden, daß das kartierte Gebiet zu klein ist, um eine deutliche Aussage machen zu können über die räumliche Richtungsbedingtheit der Faziesverteilung; m. a. W. es ist noch nicht gut möglich, festzustellen, wo die Land- und wo die Seeseite der Riffe, Lagunen und Schelfablagerungen gelegen war.

Die Sedimentserie beginnt mit grobklastischen Brekzien, Konglomeraten und Sandsteinen des Verrucanos oder des Grödener Niveaus, die noch keinen marinen Einfluß andeuten. Dann kommt das Werfener Niveau mit paralischer Fazies, in der Sande und sandige Tone vorherrschen (Koniferenstamm bei Laas) und untergeordnet auch mergelige Grauwacken und sogar dolomitische Kalke auftreten, örtlich sogar Evaporite (Gips).

In den Karnischen Alpen, südlich von den Gailtaler Alpen, bilden die Bellerophonkalke ein ziemlich dickes Niveau, während sie entlang der Nordseite der Gailtaler Alpen und ferner nördlich fehlen. Gleiches gilt für die Evaporite (Gips). Wie Fr. Heritsch und O. Kühn (1951, S. 263) bemerken, ist der fazielle Gegensatz in der Permo-Trias nördlich und südlich der Gailstörung nicht größer als anderswo im Bereich der Südalpen.

Die Werfener Stufe geht über ein dünnes Niveau von mergeligen und sandigen Kalken in den untern Muschelkalk über, der schon den Sedimentationscharakter eines Schelfs hat, wo die Zufuhr von klastischem Material untergeordnet war und der Niederschlag von Kalken überwiegt. Im untern Muschelkalk sind die Kalke noch oft mergelig und sandig

---

ganz zwingende Gründe vorhanden sind. In den Nordalpen endet das Rhät in vielen Profilen mit Riffkalcken, über denen der Lias kommt, oder wir finden zumindest im oberen Rhät eine stärkere Entwicklung der Korallen (manche Autoren sagen ab „Mittelrhät“). Es würde daher auch für die Gailtaler Alpen durchaus plausibel sein, wenn das oberste Rhät durch Korallenriffe repräsentiert würde. Liasische Korallen-Riffkalke werden aus den Nordalpen vor allem aus dem Sonnwendgebirge beschrieben, doch sind die detailstratigraphischen Verhältnisse dort noch etwas unsicher, und gerade diese Frage bedürfte noch einer modernen Revision.“

(„Knollenkalke“). Es kommen dann sogar noch Ingressionen von kalkigen Sandlinsen mit Pflanzenhäcksel vor, in denen die terrigenen Komponenten überwiegen. Das Vorkommen von Glimmer auf den Schichtflächen ist ein allgemeines Kennzeichen des untern Muschelkalkes.

Auch dolomitische Schichten kommen hier vor. Es ist möglich, daß die Sedimentationsbedingungen während der Bildung der dolomitischen Schichten im untern Muschelkalk zu vergleichen waren mit denen einer Flachsee („tidal-flat“), die unter Einfluß von Ebbe und Flut zeitweise trocken war und, wenn abgeschlossen, zur Eindampfung neigende Wasserflächen zeigte. Im allgemeinen sind die Dolomite wenig niveaubeständig, aber in den höheren Teilen scheint der dolomitische Charakter vorzuherrschen, sodaß eine dolomitische Übergangszone an der Grenze mit dem obern Muschelkalk auftritt. Das kann darauf hinweisen, daß der karbonatische Schelf des offenen Meeres eine untiefere Plattform bildete und somit der Austausch von Wasser mit dem offenen Meere erschwert wurde.

Im obern Muschelkalk hat die Zufuhr von terrigenem Material ganz aufgehört. Es sind dunkle, schwach bituminöse Kalke, stellenweise sogar kieselig mit Silexkonkretionen (Hornsteinen).

Die sehr regelmäßigen dünnen Bänke und monotone Reihenfolge der Plattenkalke, das Fehlen von terrigenem Trümmergestein (Quarz, Glimmer) und das Fehlen von Dolomiten deutet darauf hin, daß man es mit etwas tieferem Wasser zu tun hat, weiter entfernt von der damaligen Küste.

Die Plattenkalkfazies des obern Muschelkalkes wird stellenweise an ihrer Oberseite abgeschlossen von papierdünn spaltenden Kalkschiefern der Partnachfazies. Diese letztern machen den Eindruck einer stark reduzierten Sedimentationsgeschwindigkeit der Karbonate. Diese weit vom Lande entfernten, vielleicht mehr bathyalen Faziesbildungen werden dann wieder überwachsen von dickbankigen bis massigen Riffen der Jaukenkalke und -dolomite (Reißkofelriff!).

An der lagunären Seite dieser Riffe bildete der Kalkschlamm die gutgeschichteten, dickbankigen, hellgrauen Jaukenkalke, die quer zur Schichtfläche eine Streifung von millimeterdünnen Kalkschlammsehichtchen aufzeigen. Ferner kommen darin ein oder zwei Niveaus vor von Ton- und Sandingressionen mit oolithischen Kalken und Lumachellen. Diese Niveaus von Raiblerschichten halten nicht über große Entfernungen an. Vermutlich standen sie mit bestimmten Zufuhrkanälen aus dem Hinterland in Verbindung, welche den Detritus anführten, von dort, wo stellenweise Strandbedingungen entstanden, die unter Einfluß von den Gezeiten standen. Sedimentäre Brekzien findet man unter und über den Raiblerschichten.

Die Zeitspanne des Absatzes der Jaukenkalke und -dolomite wird gekennzeichnet durch ziemlich schnellen Fazieswechsel. Danach oder teilweise zur gleichen Zeit mit der Bildung von Riffen des Reißkofeltypus fing die Entstehung der Hauptdolomite an, in denen klastisches Material nahezu fehlt. Diese Dolomite sind örtlich bitumenreich. Nach oben gehen sie stellenweise in die bituminösen Stinkschiefer des Seefelder Typus über, die eine anaerobe Ablagerung in lagunärem Milieu vertritt.

Zum Schlusse wurde die Verbindung mit dem offenen Meere wieder besser, und die dunklen, gutgeschichteten Kalke des Rhäts wurden auf einem Schelf abgelagert. Zufuhr von terrigenem Schlamm liefert tonige Zwischenschaltungen. Außerdem kommen südlich vom Weißensee viele

sedimentäre Kalkbrekzien im Rhät vor. Diese erneute Zufuhr von terrigenem Material und das Auftreten von sedimentären Brekzien deutet auf Zunahme der Reliefunterschiede und auf eine Regression des Meeresniveaus.

Mit dieser regressiven Phase endete der Megasedimentationszyklus der Gailtaler Alpen. Eine erneute Transgression wurde eingeleitet durch das biostrome Niveau von Riffkalken im Hangenden des oberen Rhät.

Obwohl das permo-triadische Sedimentpaket der Gailtaler Alpen eine Dicke von 3000 bis 4000 *m* erreicht, ist es unwahrscheinlich, daß während dieser Sedimentation große Meerestiefen erreicht wurden.

Die langsame, epirogene Senkung wurde vom Niederschlag von karbonatischen Sedimenten mehr oder weniger ausgeglichen. Ein Vergleich mit dem Kalkkeil der Bahamaplattform und den angrenzenden Gebieten des amerikanischen Festlandes (Florida) ist hier vermutlich gerechtfertigt (Cloud & Barnes, 1948).

Die dolomitischen Schichten im untern Muschelkalk und in den Massiven machen den Eindruck, penecontemporäne Dolomite aus untiefem Wasser zu sein.

### III. Tektonik

#### a) Allgemeine Lage (siehe Tafel XV, XVI)

Die Gailtaler Alpen und Lienzer Dolomite gehören zum sogenannten Drauzug. Dieser ist eine Ost—West verlaufende Zone von stark zusammengepreßten und steil aufgerichteten alpinen Sedimenten, die die Grenze zwischen der zentralen Zone der ostalpinen Geantikline und ihrer Südflanke bilden. Die komplizierte Tektonik des Drauzugs steht im schroffen Gegensatz zur flacheren, meist südwärts geneigten Lagerung der alpinen Sedimente der Karnischen Alpen im Süden.

Westwärts setzt der Drauzug sich fort in die Pusterlinie, die nur noch einige eingeklemmte, steil nordwärts fallende Linsen des alpinen Sedimentmantels enthält.

Ostwärts geht der Drauzug über den enggepreßten Graben von Bleiberg in die jungtertiären Senkungsfelder von Villach und Klagenfurt über. In diesem östlichen Teil des Drauzugs beschränkt sich die alpinotype Tektonik auf die nördliche Karawankenkette, die dieses Senkungsgebiet an der Südseite begrenzt.

Der westliche Teil des Drauzugs wird an seiner Südseite begrenzt durch die sogenannte Nordrandstörung der Karnischen Alpen, auch wohl Gailbruch genannt (Frech). Sie ist eine Flexur- oder Bruchzone, an der entlang die alpinen Sedimente des westlichen Teiles des Drauzugs abgesunken sind in bezug auf die Karnischen Alpen südlich davon. Die Transgressionsbasis der alpinen Sedimente erreicht in den Karnischen Alpen (Zoufplan und Dimon) Höhen von etwa 2000 *m* ü. d. M. (Profil A und B von Tafel XVI). Wenn man die Transgressionsebene nordwärts projiziert, würde sie etwa 3—3½ *km* ü. d. M. im Bereich des Gailtals gelegen haben. In Wirklichkeit aber ist sie nach unseren Profilen zwischen Gail und Drau mehrere Kilometer unter dem Meeresspiegel gelegen. Die Erosion hat im Gailtal und im Lesachtal kristalline Schiefer aufgeschlossen, die am Nordhang mehr als 1500 *m* ü. d. M. reichen (Hochwartherhöhe, 1682 *m*). Nach dem Kontakt mit der Permo-Triasserie des Drauzugs tauchen diese kristallinen Schiefer nord-

wärts, und sie sind stark mylonitisiert. Dieses nordwärts fallende, mylonitisierte Kristallin trägt noch eine steil nordwärts tauchende autochthone Bedeckung von Permo-Trias, welche jedoch stark in Dicke reduziert ist und stellenweise völlig fehlt. Dieser Abbruch ist jedoch nicht überall eine einfache Flexur, wie in den Übersichtsprofilen A und B angegeben wird. Im Profil D zeigt der Gartnerkofel ein normales Perm-Triasprofil, das an der Südseite von einer Schleppungsflexur im obern Karbon begrenzt wird. Diese letztere geht südwärts in das südwärts neigende Oberkarbon von Garnitzen über, was darauf hinweist, daß der Gartnerkofel eine Senkungsscholle in bezug auf den Garnitzen ist, der wieder eine zweite Stufe in der großen Gailtaler Verwerfungszone bildet.

Eine zweite, höher gelegene Stufe wird von der Trogkofel-Osternigkette gebildet, die an der Südseite begrenzt wird von einem Bruch oder einer Flexur, die ostwärts durch den Pontebbanabach (Frattengraben) an Leopoldskirchen und Saifnitz entlang bis Tarvisio zu verfolgen ist. Diese stufenförmigen Senkungen im östlichen Teil der Karnischen Alpen sind wahrscheinlich die Folgen von gravitativen, d. h. sekundär-tektonischen Änderungen der ursprünglichen (für dieses Gebiet als primär-tektonisch zu betrachtenden) Gailflexur.

Im Drauzug selbst liegt die Basis der alpinen Sedimentserie viel tiefer als in den Karnischen Alpen. Die Profilkonstruktionen A—B (Tafel XVI) zeigen, daß die Basis von der Permo-Trias sich dort einige Kilometer unter Meeresniveau befindet. Der gesamte vertikale Senkungsbetrag an der Nordrandstörung der Karnischen Alpen muß ungefähr 6—8 km betragen haben.

An der Nordseite, dem Drautal entlang, hat der Kontakt zwischen dem permo-triadischen Gestein des Drauzugs und den kristallinen Schiefern der zentralen alpinen Zone nördlich davon ebenfalls den Charakter einer Störungszone. So werden die Ost—West verlaufenden Schuppen der Lienzer Dolomiten zwischen Silian und Lienz unter einem scharfen Winkel durch die kristallinen Schiefer abgeschnitten. Diese Schiefer sind in SSO-Richtung steil gegen den Drauzug überschoben. Südlich von Lienz findet man die Schuppen am Tristacher See, in denen das Kristallin der Schobergruppe gegen den Rauchkofel aufgeschoben ist. Zwischen Lienz und Oberdrauburg ist das Kristallin der Kreuzeckgruppe SSW-wärts gegen die Ost—West verlaufenden Strukturen der Lienzer Dolomite überschoben. Diese letztere Überschiebung ist nördlich vom Tiroler Tor in der Antimongrube von Rabantberg festgestellt worden als eine steile, nordwärts fallende Grenzfläche zwischen mylonitisierten kristallinen Schiefern, die nördlich, und Triasdolomiten, die südlich davon erscheinen. Diese „Rabantberg“-Überschiebung ist NW-wärts bis zum Grießgraben nördlich von Nörsach zu verfolgen, wo sie unter das Alluvium des Drautales hinwegtaucht. Deshalb ist nicht mit Bestimmtheit zu entscheiden, ob sie mit den Überschiebungen von den kristallinen Schiefern beim Tristacher See zusammenhängt oder ob sie sich NW-wärts in der Iseltalstörung fortsetzt.

Östlich von Oberdrauburg ist der Kontakt zwischen dem Kristallin der Kreuzeckgruppe und den Gailtaler Alpen gleichfalls größtenteils vom Draualluvium maskiert worden. An einigen Stellen kommen alpine Sedimente auch an der Nordseite des Drautales vor, nämlich bei Pötschling und Dellach an der Drau, wo Hauptdolomit und Grödener Sandstein mit dem Kristallin in Berührung kommt.

Obleich die Aufschlüsse nicht schön sind, so bekommt man trotzdem den Eindruck, daß bei Simmerlach NO von Pötschling das Kristallin südwärts über Hauptdolomit geschoben ist. Bei Dellach an der Drau liegt der Grödener Sandstein jedoch normal südwärts geneigt auf dem Kristallin. Hierüber liegt eine merkwürdig nordwärts gerichtete Überkipfung der Gailtaler Antikline, die bei der Besprechung vom Sonderprofil II näher erörtert wird.

Östlich von Greifenburg, bei Petersbrünnl, auf der Südflanke des Drautales, bekommt man den Eindruck, als ob das Mesozoikum der Gailtaler Alpen entlang einem normalen, ungefähr Ost—West verlaufenden Bruch gegen das Kristallin abgesunken ist. Hier kommt das dolomitische Zwischen-niveau des Muschelkalkes in direkte Berührung mit dem Kristallin.

Noch weiter ostwärts verändert sich dieses Bild insofern, als vom Brettergraben ostwärts wieder die Lagerung von Permo-Trias der Gailtaler Alpen auf dem Kristallin zu sehen ist. Die transgressive Basis der permotriadischen Serie taucht hier unter einem Winkel von etwa  $45^\circ$  nach Süden. Das ist sehr deutlich im Fellbach und im Latschurgrat festzustellen. Die Verwerfungsfläche, die östlich von Oberdrauburg dem Drautale folgt, geht also ostwärts vom Brettergraben in eine Flexur über. Entlang der Nordseite des Weißensees wird sie von einer andern Verwerfungsfläche abgelöst. Diese fängt im westlichen Teil des Sees flexurartig an und wird im östlichen Teil der Nordwand des Weißensees eine ausgesprochene Verwerfungsfläche.

Am Ostende der Gailtaler Alpen wird das Bild einer Senkungszone noch deutlicher betont durch den Graben von Bleiberg, der einen Ost—West-Streifen in der Mitte des Drauzugs bildet.

Der Nordrand des Bleiberggrabens ist durch nach Süden gerichtete Überschiebungen deformiert worden (Holler, 1953). Der südliche Bruch dagegen neigt steil südwärts, wodurch man den Eindruck bekommt, daß die Dobratschmasse steil gegen diesen Graben aufgeschoben ist (Anderle, 1950). Der Bleiberggraben ist folglich an seiner Nordseite durch südwärts gerichtete und an seiner Südseite durch nordwärts gerichtete Bewegungen verengt worden.

Noch weiter östlich folgt dann das Senkungsfeld von Villach, das nach Stiny (1937) von einem System von Ost—West und Nord—Süd streichenden normalen Brüchen begrenzt und durchquert wird.

Die Ost—West streichenden Brüche des Villacher Beckens schließen weiter östlich an ein System von ebenfalls Ost—West streichenden Brüchen an, entlang welchen das Klagenfurter Becken abgesunken ist. Dieses letztere wird von den Brüchen von Pörschach, Keutschach-Wörthersee und Rosental in Horste und Gräben verteilt.

Die große Gailabbruchzone läßt sich ostwärts, via einen Tonalitaufschluß SO vom Faakersee, verfolgen als die Grenzzone zwischen der nördlichen und der südlichen Karawankenkette, in welche die jungtertiären Tonalite von Eisenkappel emporgestiegen sind.

Die nördliche Karawankenkette, nördlich von dieser großen alpinen Bruchzone, besteht aus einer Serie von Triasklippen (Singerberg, Ferlach, Setisch, Obir, Topitza, Petzen), welche nordwärts über das Tertiär des Klagenfurter Beckens geschoben sind. Ihre Basis besteht an der Südseite aus verschmiertem, paläozoischem Gestein und jungen (posttektonischen)



Tonalitintrusionen. Was die strukturelle Lage anbelangt, ergibt sich eine Analogie zwischen dem steil aufgerichteten Reißkofelgrat in den Gailtaler Alpen und dem Hochobirgrat der nördlichen Karawanken.

Die Überschiebung der nördlichen Karawanken gehört zu den jüngsten Bewegungen in den Ostalpen (Kahler, 1955). Das marine Tertiär des Klagenfurter Beckens reicht bis in das untere Sarmat, und das Alter der Braunkohlen reicht bis in das untere Pannon (mündliche Mitteilung von Kahler).

Die Struktur der nördlichen Karawankenkette steht in einem ausgesprochenen Gegensatz zu der der südlichen Koschuttakette, in der der alpine Sedimentmantel mit südwärts fallender Neigung die Südflanke der östlichen Alpen bedeckt. Das ist ein ähnlicher Gegensatz, wie er zwischen den Gailtaler Alpen und den Karnischen Alpen im westlichen Teil des Drauzugs besteht.

Die nördliche Karawankenkette kann auf Grund dieser Analogie als die Fortsetzung der Gailtaler Alpen betrachtet werden. Der Drauzug als Ganzes bildet einen Keil von alpinen Sedimenten, der im Westen als ein schmaler Streifen beginnt (Pusterlinie), nach Osten breiter wird und in die eingeklemmten, tief gesunkenen alpinen Sedimente der Lienzer Dolomiten und Gailtaler Alpen übergeht. Schließlich setzt er sich in die weniger stark bzw. gar nicht mehr verengte Grabenzone von Bleiberg—Villach—Klagenfurt fort.

Dieses Senkungsfeld ist eine jungtertiäre Dehnungsstruktur in den Ostalpen, an dem die „peri-adriatischen“ Tonalitintrusionen von Brixen und Eisenkappel emporgestiegen sind und das dann durch Gravitationstektonik wieder eingeeengt wurde.

Südlich von der jungtertiären Aufwölbung der Hohen Tauern hatte die Zusammenpressung hauptsächlich einen südwärts vergierenden Charakter. Vom Gitschtal bei Hermagor ostwärts beginnen auch nordwärts gerichtete Überschiebungen aufzutreten. Das Karbon von Nötsch und die transgressiv darauf ruhende Permo-Trias von Dobratsch sind nordwärts gegen den Bleiberggraben aufgeschoben worden.

In den nördlichen Karawanken überwiegen die nordwärts gerichteten Bewegungen, weil dort ja die höchsten Alpenketten südlich vom Klagenfurter Becken gelegen sind (Koschuttakette, Steiner Alpen).

Das Auftreten von Abgleitungen des alpinen Sedimentmantels infolge der primären tektonischen Höhenunterschiede ist ein Grundsatz, der heute auch für die Alpen allgemein anerkannt wird. Für die Südflanke der Ostalpen hat er kürzlich noch Stütze gefunden in der Arbeit von Accordi (1955) über die Gipfelfaltungen in den Dolomiten. In der hier behandelten Deutung der Struktur der Gailtaler Alpen wird die Gravitationstektonik im weiteren Sinne angewandt (van Bemmelen, 1955). Das heißt, daß Gleitbewegungen nicht nur in den obersten Sedimentschichten stattgefunden haben, sondern daß die Spannungen, die durch die primären tektonischen Höhendifferenzen hervorgerufen wurden, auch Bewegungsbahnen in den tiefern Niveaus des alpinen Sedimentmantels und sogar im darunterliegenden Kristallin bewirken können.

Wenn weiterhin von einer autochthonen oder parautochthonen Lage der permo-triadischen Sedimente gesprochen wird, dann bezieht sich das aus-

schließlich auf ihre Lage in Hinsicht auf die darunterliegenden kristallinen Schiefer. Die große Verlegung dieser letzteren in nördlicher Richtung als oberalpine Deckfalten war schon vor der Gosau und sicher vor der Aufwölbung der Hohen Tauern zustande gekommen.

**b) Die westlichen Gailtaler Alpen** (zwischen Gailbergsattel und Weißensee)  
(Tafel XVII, XVII a, XVIII)

Wie im vorigen Kapitel über die allgemeine Lage schon angedeutet wurde, kann der Drauzug als ein Ost—West streichendes, durch Dehnung entstandenes Senkungsfeld betrachtet werden, welches danach durch Gravitationstektonik wieder eingengt wurde. Es ist jedoch nicht so, daß erst nach vollständigem Einsinken die Gravitationstektonik einsetzt.

Durch die differentiellen vertikalen Bewegungen im Drauzug und in den angrenzenden Gebieten der Alpen entstanden Maxima und Minima in der Energie der Lage der betreffenden Gesteinsmassen. Die Spannungsfelder, die dadurch entstanden, verursachten elastische Deformationen, welche beim Überschreiten von bestimmten Schwellenwerten dann hier und dann dort sekundärtektonische Deformationen verursachten. Diese letztern hatten als Ergebnis eine Wiederverteilung von Massen in dem Sinne, daß die Intensität der gravitativen Spannungsfelder abnahm oder ganz aufgehoben wurde.

So entstand eine komplizierte tektonische Struktur mit Sprüngen, Überschiebungen, Dehnungen und Stauungen, die abwechselnd und ausgleichend auftraten. Die ausgeführte detaillierte Kartierung gibt ein deutliches Bild von dem Mechanismus und der Strukturentwicklung in dem westlichen Teil der Gailtaler Alpen zwischen Gailbergsattel und dem Weißensee, wie sie in den folgenden Profilen festgehalten ist.

Profil IA und IB: Gailbergsattel

Das Profil vom Gailbergsattel beginnt bei Oberdrauburg an der Nordseite der Drau mit der Rabantbergaufschiebung gegen die Trias vom Rabantberg (1303 m). Diese Trias zeigt (nördlich der Kartengrenze) eine muldenförmige Struktur mit westlichem Eintauchen der Faltenachse, wodurch am Ostende, im Saubach, an seiner Basis Grödener Sandstein vorkommt (mit auf dem Westufer auch noch ein kleiner Aufschluß von Werfener Schiefer). Die Muschelkalke, die auf diesem Perm folgen, zeigen mehrere Detailfalten. Durch dieses Muschelkalkniveau führt der Autoweg von Oberdrauburg nach Zwickenberg. Der Wurlitzgraben befindet sich an der Grenze von Jaukenkalken und -dolomiten und dem Hauptdolomit. Der Kern der Rabantbergsyncline besteht aus Hauptdolomit, der u. a. die Trägerwand des Tiroler Tors bildet.

Der Durchbruch der Drau an dieser Stelle ist vermutlich durch dieses nach Westen gerichtete Eintauchen der Achse der Rabantbergsyncline begünstigt worden.

Die Drau-Schotter maskieren den Zusammenhang dieser Triasstruktur an der Nordseite des Drautaales mit den Triasstrukturen südlich davon. Die Überschiebungsebene vom Kristallin über die Rabantbergsyncline führt ostwärts in die Richtung von Irschen (nördlich der Kartengrenze), während die Überschiebungsebene vom Kristallin über die Dolomite von

Potschling bei Simmerlach, mehr als einen Kilometer südlich der Rabantberg-Überschiebung, das Drautal erreicht. Die Simmerlach-Überschiebung muß deswegen eine zweite Schuppe sein, die unter dem Draualluvium bei Oberdrauburg vermutet wird. Ferner findet man am Südufer der Drau, dort wo der Autoweg von Oberdrauburg zum Gailbergsattel in Serpentinien hinaufführt, eine nach Süden überkippte Synkline in Rhätkalken und Schiefen, die zusammen mit einer dünnen, nach Westen auskeilenden Basis von stark brekziösem Hauptdolomit südwärts aufgeschoben sind gegen die ebenfalls aus Rhätkalken und Schiefen bestehende Nordflanke der Gailbergantikline.

Die Gailbergantikline hat eine überkippte Nordflanke, und die Achse taucht steil nach Westen, wie aus dem Umbiegen der Streichrichtungen im Hauptdolomit in der Bergwand östlich von der Gailbergbaracke hervorgeht.

Diese Gailbergantikline ist an einer Ost—West streichenden Verwerfung gegen einen schmalen Streifen von Jaukenkalken und -dolomiten abgesunken. Diesen Streifen findet man von der Mannhardalm ostwärts bis zur spitzen Synkline von Jukbühel. Die Carditaniveaus, die diese Synkline markieren, werden im Westen der Mannhardalm unter scharfem Winkel durch oben genannte Verwerfungsfläche abgeschnitten.

Südlich vom Jukbühel folgt eine zweite Ost—West-Verwerfung, die die Jaukenkalke und -dolomite stellenweise mit dem untern Muschelkalk in Berührung bringt. Der obere Muschelkalk ist im Pfandbachgraben noch vorhanden in der Form eines stark in Mächtigkeit reduzierten Streifens von dolomitisiertem Plattenkalk mit vielen Hornsteinkonkretionen. Auch der untere Muschelkalk ist stark reduziert und dolomitisiert. Abgesehen von dieser tektonischen Verschmälerung und dem örtlich völligen Fehlen von stratigraphischen Niveaus, ist die Aufeinanderfolge vom Jukbühel nach Süden normal. Unter dem Muschelkalk folgt ein dünner Streifen von Werfener Schichten und dann von Grödener Sandsteinen und Konglomeraten des Laaserwaldes.

Diese letztern sind mit steiler Aufschiebungsebene gegen ein Band von roten und grauen Brekzien von Jaukenkalken (Steinbruch am Autoweg) und Hauptdolomitrekzien (Pittersberg und Röthenkopf) geschoben worden. Westlich vom Röthenkopf sind die Muschelkalke an der Basis der Jaukenkalke und -dolomite aufgeschlossen, wie das auch östlich von Pittersberg im Lammerbach bei der Gippsgrube östlich von Laas der Fall ist.

Diese WNW—OSO streichende synklinale Zone von Kalken ist ihrerseits wieder durch eine steil nordwärts neigende Verwerfung von den Werfener Schichten und Grödener Sandsteinen geschieden worden, welche letztere schon zur autochthonen Permo-Triasdecke des Gailtaler Kristallins gehören. Entlang dieser Verwerfungszone ist die Dicke der Permo-Triasserie stark reduziert oder nur noch unvollständig vorhanden.

Im östlichen Gailbergsattelprofil (I B) findet man deswegen nördlich der Paßhöhe südwärts überschobene Einheiten, während südlich davon abwechselnd steil nach Norden neigende Abschiebungen mit ebenfalls steil nordfallenden Aufschiebungen (d. h. mit südwärts gerichteten Bewegungen) vorkommen. Dieser scheinbare Widerspruch im mechanischen Bilde wird erklärlich, wenn man sich vor Augen hält, daß die Grenze zwischen dem Gailtaler Kristallin und der Permo-Trias der Gailtaler Alpen durch eine große Flexur- und Bruchzone beherrscht wird, an welcher der Streifen

zwischen Drau und Gail abgesunken ist. Die autochthone Permo-Triasserie wurde durch diesen Abbruch auseinandergezerrt und stark in ihrer Mächtigkeit reduziert. Die Einsenkung in der Alpenflanke, die hiedurch zwischen Gail und Drau entstand, wurde dann durch mehrere Schuppen zgedrückt, welche vom höher gelegenen Kreuzeckkristallin nach Süden gerichtet waren.

Durch die südlichste und tiefstgelegene Schuppe stauten die Grödener Sandsteine und Konglomerate des Laaserwaldes gegen die autochthone und parautochthone Permo-Triasserie. Daraufhin wurde diese südwärts gerichtete Stauung durch die Nachphasen des Senkungsprozesses in Mitteleidenschaft gezogen. Die hiemit verbundenen Verwerfungen traten etwas nördlich von dem ursprünglichen Gailabbruch auf, also mehr nach der Drauseite zu. Es sind dies die Verwerfungen an beiden Seiten der Jukbühel-synkline, welche die Schuppe nördlich des Laaserwaldes zerschneiden. Auch die Überkipfung des Scheitels der Gailbergantikline in nördlicher Richtung kann mit diesen Nachphasen der Senkungen im Drautal zusammenhängen.

Die Frage, ob diese Abschiebungen an beiden Seiten der Jukbühel-synkline jünger oder älter sind als die drei nördlichen Schuppen (Rabantberg, Simmerlach und Rewischkopf) findet ihre Antwort in den Lagerungsverhältnissen westlich vom Gailbergsattel (Profil I A). Es zeigt sich, daß die Achse der Gailbergantikline und der Kontakt des Hauptdolomites mit dem untern Rhät entlang einer rechtsdrehenden (dextralen) Querverschiebung um 650 m nach Norden verschoben sind. An ihrer Südseite biegt die Querverschiebung bogenförmig nach Westen um, und sie vereinigt sich eben außerhalb des Kartenblattes, in der Nordwand der Kuku, unter scharfem Winkel mit der Ost—West streichenden Verwerfung, die „Auf der Mussen“ angetroffen wird (außerhalb der Karte).

Wir haben es hier sichtlich mit einem schüsselförmigen Abschiebungsbruch zu tun, wie wir weiter östlich in den Gailtaler Alpen mehrere kennenlernen werden. Entlang diesem Bruch ist die in westlicher Richtung tauchende Gailbergantikline, die aus einem Kern von Hauptdolomit und einem Mantel von Rhät besteht, nach Norden abgeschoben.

Der Querbruch, der diese nach Norden bewegte Abschiebungsscholle an ihrer Ostseite begrenzt, wird am Gailberg fast mit rechtem Winkel abgeschnitten durch die Aufschiebungsebene von Rewischkopfschuppen. Dadurch wird der Beweis gebracht, daß die nach Süden gerichtete Bewegung der Rewischkopfschuppen jünger ist als die Abscherungen nach Norden, welche die Gailbergantikline durchschnitten haben. Die nach Norden gerichtete Abgleitung vom Scheitel der Gailbergantikline und die nach Süden gerichtete Aufschuppung des Rewischkopfes sind aufeinanderfolgende gravitative Reaktionen auf die Nachphasen der Senkungen in der Drauzone.

#### Profil II: Jaukengrat

Der südliche Streifen der autochthonen Grödener und Werfener Schichten keilt ostwärts (bei Dobra, östlich von Laas) zwischen dem Gailkristallin und der Triasscholle aus. Erst zwischen St. Daniel und Dellach an der Gail kommt wieder eine Linse von autochthonen Grödener Sandsteinen vor. Bei Dobra und bei Buchach konnte festgestellt werden, daß die Berührungsfläche zwischen Kristallin und Triaskalkscholle örtlich steil nach Süden

geneigt ist, sodaß hier die steil nach Norden geneigte Verwerfungsfläche in eine steil nach Süden geneigte Aufschiebungsfläche übergeht. Man hat es hier jedoch mit einer nur scheinbaren Aufschiebung zu tun. Diese Lagerung ist durch Gravitation entstanden, wobei der Steilhang des Gailabbruches nach Norden umgebogen wurde, da dieser nicht genügend von den aus dem Norden kommenden Anschüppungen gestützt wurde. Dieses Bestreben, den Gailabbruch umzudrücken zu nordwärts gerichteten Anschüppungen, kommt auch entlang der Südseite der Lienzer Dolomiten vor.

Ferner bemerkten wir in der Übersicht der allgemeinen tektonischen Lage, daß von Hermagor bis Nötsch-Bleiberg gleichfalls eine steile Bruchfläche mit steilem Südfallen angetroffen wird. In den nördlichen Karawanken geht sie schließlich in wirkliche nach Norden gerichtete Überschiebungen über.

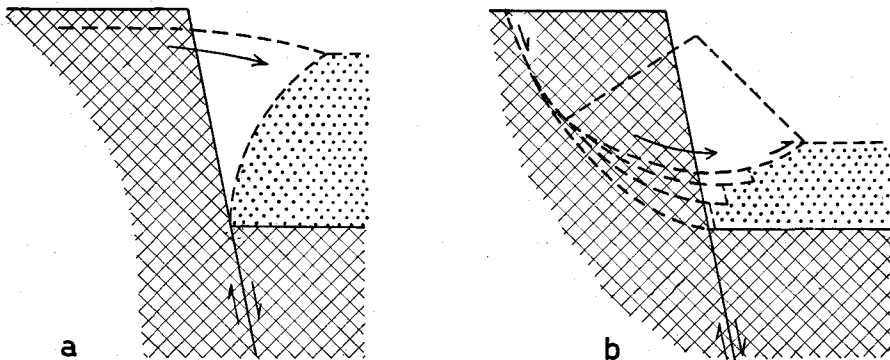


Abb. 1

Diese durch Gravitation bedingte Umkehrung des Bewegungssinnes von steilen Verwerfungen, sodaß ihr Ausgehendes das Bild eines steilen Aufschiebungsbruches zeigt, ist an vielen Stellen entlang der Ränder von großen Graben- und Abbruchzonen wahrgenommen worden. Man hat anfänglich nicht eingesehen, daß dieses nur eine sekundäre Erscheinung ist, die durch gravitative Reaktionen verursacht wird. Nach der Beschaffenheit der betreffenden Gesteine, dem Unterschied in Belastungsdruck an beiden Seiten der Bruchfläche, dem Hergang der Gradienten von Haupt- und Schubspannungen und dem Tempo mit dem die Abschiebung stattfindet, wodurch die damit zusammenhängenden Spannungsunterschiede auflaufen, kann eine Abschiebungsebene durch Gravitationstektonik deformiert werden. Die zwei bedeutendsten Verwandlungstypen, die dabei vorkommen, sind a) eine mehr oder weniger regelmäßige Umbiegung einer steilen Abschiebungsebene in einen überkippten Stand, wodurch eine scheinbare Überschiebung entsteht, b) sekundär gebildete Abschiebungsebenen von schüsselförmiger Form, die primäre Abschiebungsebenen durchschneiden können, wodurch wirkliche Auf- und Überschiebungen entstehen, die nach der gesunkenen Scholle hin gerichtet sind (siehe Textabb. 1).

Beide Typen kommen vermutlich in der Nordwand des Bleiberger Grabens vor (siehe Holler, 1953, Profile 1—4 auf Beilage 3). Die Klippen der nördlichen Karawanken gehören zu Typus b.

Man meinte früher, daß die abgesunkenen Schollen, die von ähnlichen Überschiebungen begrenzt werden, durch spätern Druck in die Erdkruste hineingepreßt waren. Im Grunde hat man es in solchen Fällen jedoch mit primären differentiellen vertikalen Schollenbewegungen zu tun, wobei die normale Bruchtektonik eher eine Dehnungs- und keine Kompressionserscheinung ist. Diese Primärtektogenese widerspiegelt Massenverlegungen im Untergrund, und sie braucht gar nicht mit einem allgemeinen tangentiellen Druck in der Kruste zusammenzuhängen.

Der Streifen parautochthoner Triaskalke und -dolomite, der sich vom Röthenkopf nach Dellach an der Gail ausdehnt, bildet den Übergang zwischen (südlich davon) dem Gailtaler Kristallin mit authochtonen Grödener Sandsteinen und Werfener Schichten und (nördlich davon) den nordfallenden Schuppen von kristallinen Schiefen mit einer Bedeckung von Grödener Sandsteinen und Werfener Schichten. Dieser Streifen zeigt eine Anzahl Synklinen und Antiklinen, die zwischen Dobra und Buchach schief abgeschnitten werden vom großen Gailtalabbruch.

Von Buchach südostwärts hat dieser Streifen eine sattelförmige Struktur, deren Sattelachse nach Westen taucht. Dadurch sind bei Buchach die obere Muschelkalke im Kern, und die Jaukenkalke in der Flanke aufgeschlossen, während bei Dellach an der Gail die Werfener Schichten im Kern und der untere Muschelkalk in der Flanke vorkommt. Die weniger kompetenten dünnplattigen Muschelkalke zeigen eine intensivere Faltung und Zusammenpressung der Schichten als die massigeren dickbankigen Jaukenkalke und -dolomite in der Flanke der Antikline.

Das Band der Grödener Sandsteine, das gegen diesen Streifen von parautochthonen Triaskalken südwärts aufgeschoben ist, besteht südlich vom Jaukengrat aus mehreren Schuppen, deren Basis von kristallinen Schiefen gebildet wird.

Die Gailbergantikline und die Jukbühelsyncline werden ostwärts breiter, und sie erreichen im Jaukenprofil ihre größte Breite. Diese Verbreiterung ist mit einer merkwürdigen Veränderung im Charakter der Abschiebungsbrüche verbunden, welche die Jukbühelsyncline begrenzen (siehe Profil I B).

Vom Jukbühel ostwärts gehen diese steil nach Norden neigenden Abschiebungen allmählich in steil südfallende (scheinbare) Überschiebungsbrüche über. Dann werden sie zwischen Kaserlankopf und Mittagkogel quer von einem Nord—Süd verlaufenden und nach Osten konkaven, links drehenden (sinistralen) Querbruch abgeschnitten.

Der südliche der zwei Jukbühelbrüche wird von dem großen nach Norden konkaven Abschiebungsbruch ersetzt, der den Jaukengrat an seiner Südseite umfaßt. Der nördliche dieser zwei Brüche wird schon nördlich vom Jukbühel nordwärts abgedrängt, wodurch er den Charakter einer steilen (scheinbaren) Aufschiebung bekommt, an der entlang der Kern der Gailbergantikline an drei linksdrehenden (sinistralen) Querbrüchen nordwärts verspringt, bis der untere Muschelkalk den antiklinalen Kern im Drautale erreicht, u. zw. in dem großen Steinbruch von Raßnig, südwestlich von Dellach an der Drau. Die überkippte und stark reduzierte Nordflanke der Gailbergantikline befindet sich an der Nordseite des Drautales diesem Sektor gegenüber. Wir finden nämlich bei Dellach an der Drau, nördlich von der Autostraße, nacheinander einen Streifen von senkrechten Plattenkalken, ein schmales Band von Jaukenkalken und -dolomiten, während der Kolm selbst aus Hauptdolomit besteht. Dieser Hauptdolomit von Kolm (996 m) liegt unmittelbar auf den kristallinen Schiefen der Kreuzeckgruppe.

Diese nach Norden gerichtete Ausbuchtung der Gailbergantikline wird dann beim Gießgraben durch zwei nach rechts drehende Querverschiebungen begrenzt, die bis zur Jaukenhöhe am Westende des Jaukengrates zu verfolgen sind. Hier zeigen einige verlassene Bleizinkerzgruben, daß sie zu Mineralisation Anlaß gegeben haben. Zwei davon liegen auch nahe am Raiblerniveau.

Die Entstehung dieser Lage läßt sich mechanisch wie folgt erklären:

Der Gailabbruch hat in dem Jaukensektor eine starke Anschuppung in südliche Richtung verursacht, wobei das Schuppensystem bei Dellach an der Gail entstanden ist. An diesen Schuppen schloß nordwärts bzw. die hoch aufgestaute Jaukensyncline (d. h. die östliche Fortsetzung der Jukbühelsyncline) und die Gailbergantikline an.

Den danach sich bildenden Jukbühelabschiebungen zufolge kam diese Zone der tiefsten Versenkungen in den Bereich des gegenwärtigen Drautaales zu liegen, das ist also an der Nordseite dieser Jaukenstauung. Dadurch sank die Jaukengipfelpartie zurück, wodurch eine Umkehrung der südgerichteten Bewegung in eine nach Norden (siehe auch Übersichtsprofil B) stattfand.

Die Jaukenscholle, die in dieser Nachphase nach Norden zurücksank, hat einen Ost—West-Durchmesser von etwa  $7\frac{1}{2}$  km. Sie wird an ihrer Südseite von einer Abschiebungsfläche begrenzt, die nach Norden konkav ist und die an beiden Seiten, nordwärts umbiegend, im Westen in die Querverschiebung vom Kaserlankopf und im Osten in die von der Ochsen-schlucht-Feistritz übergeht.

Diese Absenkung wird an der Nordseite der Scholle durch die nordwärts gerichtete Aufschiebung im Kern der Gailbergantikline kompensiert. Der westliche Teil der Jaukengipfelpartie zwischen dem Kaserlankopf (1811 m) und der Jaukenhöhe (2229 m) hat außerdem eine besondere nach Norden gerichtete Absenkung erlitten, die an beiden Seiten von Querbrüchen begrenzt wird. Dadurch tritt in jenem Sektor die Nordflanke der Gailbergantikline im Kolm ganz an die Nordseite der Drau.

Nur durch das abwechselnde Vorwalten und Ineinandergreifen von primärtektonischen Höhenunterschieden und sekundärtektonischen gravitativen Reaktionen läßt sich dieses komplizierte Bild von nord- und südwärts gerichteten Anschuppungen erklären, welche teilweise älter und teilweise jünger sind als die vielen hier vorkommenden Abschiebungsbrüche.

### Profil III: Feistritz

Dieses Profil führt noch durch den östlichen Teil der großen schüssel-förmigen, nordwärts gerichteten Abschiebung der Jaukenkette. Die Ostgrenze dieser Schüssel wird von einem bedeutenden, nach NW konkaven Querbruch gebildet, welcher der Ochsen-schlucht und dem Feistritzgraben entlang läuft. Dieser Bruch ist die Fortsetzung der Verwerfung, welche die Jaukenscholle an der Südseite begrenzt. An diesem Feistritzbruch ist die westliche Scholle im Vergleich zur östlichen abgesunken, mit Ausnahme des Sektors, wo der „In der Tränk“ in den Feistritzgraben fließt. Dort ist gerade die östliche Scholle in bezug auf die westliche abgesunken. Vermutlich hängt dies mit einem Absinken des Reißkofel-Dristalkofelgrates in südlicher Richtung zusammen, welche Erscheinung bei der Erklärung des Profils IV besprochen werden wird.

Bei den Pintaer Öden schiebt der Kern der Gailbergantikline nach Norden gegen die Nordflanke, wobei stellenweise der untere Muschelkalk des Kerns mit den Jaukenkalken und -dolomiten der Nordflanke in Berührung kommt (im Untern Globois).

Diese Anschuppung des Sattelkerns vom Gailberg in nördlicher Richtung findet man östlich von Feistritz nicht wieder. Sie beschränkt sich auf die

Nordseite der Jaukensholle. Dies ist eine deutliche Bekräftigung für die Auffassung, daß die Abschiebungen und Anschuppungen, welche die Jaukensholle umfassen, bzw. an seiner südlichen und nördlichen Seite lokale Erscheinungen sind, einander ausgleichen und Äußerungen einer hier sich auswirkenden Gravitationstektonik sind.

Der südliche Teil von Profil III führt durch die Mulde der Ochsen-schluchtalm, die in südlicher Richtung aufgeschoben ist. Auch die darunter gelegenen Schuppen des Siegelbergs und des Lenzhofes vergieren nach Süden. Die Siegelbergschuppe schließt westwärts an die Goldbergschuppe von Profil II, die bei Dellach an der Gail über den parautochthonen Streifen von Triaskalken hinweg schiebt.

#### Profil IV: Reißkofel

Dieses Profil führt von Nord nach Süd durch die steile Gailbergantikline und die darauffolgende Comptonsyncline. Die Achse dieser Syncline ist entlang von Querverschiebungen, in bezug auf die Ochsen-schluchtsyncline im Westen und die Siebenbrünnsyncline im Osten, nach Süden verschoben worden. Die Südflanke der Comptonsyncline, welche von dem steil aufgerichteten massiven Riff des Reißkofels gebildet wird, ist ein Lappen, der nach Süden konvex ist, außerdem nach Süden aufgeschoben wurde und der an beiden Seiten von den obengenannten Querverwerfungen begrenzt wird. Mit dieser Bewegung der Comptonsyncline in südlicher Richtung hängt wahrscheinlich die Absenkung ihrer Nordflanke im „In der Tränk“-Sektor zusammen.

Diese Versenkung geht aus der dort auftretenden örtlichen Umkehrung der Abschiebungsrichtung entlang der Feistritz-Ochsen-schluchtquerverwerfung hervor, welche schon bei der Besprechung des Profils II erwähnt wurde.

In der Südflanke des Reißkofels trifft man noch zwei andere, nach Süden gerichtete Schuppen an, welche die östliche Fortsetzung der Siegelberg- und Lenzhofschuppen bilden. Die Siegelbergschuppe läßt sich vom Trutschwald im Westen über eine Länge von 11 km verfolgen. Die Auf-schiebungsebene biegt an ihrem östlichen Ende nach Norden und geht dann in eine linksdrehende Querverschiebung über, welche zwischen dem Dristalkofel und dem Sattelnock verläuft.

Östlich dieser Querverschiebung tritt dann nach einer Unterbrechung von  $7\frac{1}{2}$  km das parautochthone Band von Permo-Trias wieder an den Tag, das zwischen Dellach an der Gail und diesem Querbruch durch den Siegelbergschub überschoben wurde.

#### Profil V: Sattelnock

Südlich von Greifenburg tritt ein deutlich neues tektonisches Element auf, die Syncline von Gasser. Diese Syncline läßt sich ostwärts verfolgen über Kreuzberg bis zum Mittagsgraben, südlich vom Weißensee. An diese Syncline schließt im S die Gailbergantikline an, deren Kern südwärts gegen die Siebenbrünnsyncline angeschuppt ist. Diese Anschuppung verursacht das Auskeilen des obern Muschelkalkes nach Osten und das Abschneiden des Carditaniveaus.

Die Syncline von Siebenbrunn wird an der Südseite vom Sattelnock begrenzt von einer normalen Verwerfung, wodurch die Jaukenkalke und



-dolomite an ihrer Südflanke in Berührung kommen mit dem untern Muschelkalk und im Möcnikgraben sogar mit den Grödener Sandsteinen.

Die parautochthone Lage der Siebenbrünnsynkline ist mit jener der Röthenkopf-Pittersbergsynkline bei Laas im Westen zu vergleichen. Nur ist die Verwerfung „en échelon“ über die Breite einer tektonischen Einheit nach Norden verlegt worden, von der Südflanke des Triasstreifens bei Laas nach der Südflanke der Synkline von der Jaukenwiese—Ochsen Schluchtalm—Comptonhütte—Siebenbrunn. Ebenso sind die nach Süden gerichteten Anschuppungen über die Breite einer tektonischen Einheit nach Norden verlegt worden, von der Süd- nach der Nordflanke der letztgenannten Synkline.

#### Profil VI: Kreuzberg

An der Nordseite kommt das dolomitische Zwischenniveau im Muschelkalk in Berührung mit dem Kristallin von Petersbrunnl. Da das Kristallin weiter nach Osten normal transgressiv von steil nach Süden geneigter Permo-Trias bedeckt wird, ist es wahrscheinlich, daß wir es in diesem Profil mit einer Flexur zu tun haben, welche nach Westen in eine Verwerfung übergeht.

Nach Süden folgt darauf die ruhig geformte Synkline von Gasser-Kreuzberg mit Hauptdolomit im Kern. Sodann liegt die Südflanke dieser Synkline aufgeschoben gegen die Nordflanke der Gailbergantikline.

Der Scheitel dieser Antikline war durch Erosion schon bis zum untern Muschelkalk im Kern freigelegt worden; erst danach schoben Elemente ihrer Nordflanke als ziemlich dünne Lamellen gegen diesen Kern. Die Bewegungen sind hier in zwei Unterphasen zu verteilen. Erst fand eine einfache Faltung statt; darauf folgte eine kurze, aber schnelle Erosion dieser Aufwölbung, und erst dann folgte ein weiterer Zusammenschub dieser antiklinalen Struktur.

Auffallend ist weiter, daß die nach Norden gerichtete Verlegung des Aufschubs, den wir schon im Profil V feststellten, hier weiteren Fortgang fand, weil nicht nur die Südflanke der Gailbergantikline, sondern auch ihre Nordflanke von nach Süden gerichteten Schuppen durchschnitten wird.

Die Gailbergantikline taucht im Profil VI nach Osten, sodaß im Kern nacheinander unterer und oberer Muschelkalk, Jaukenkalke und -dolomite aufgeschlossen sind. Die große Verwerfung südlich der Kumitschsynkline bringt im Möcnikgraben, ein wenig östlich von der Profillinie, das Kristallin in unmittelbare Berührung mit dem Hauptdolomit. Die Sprunghöhe dieser Verwerfung beträgt hier also mindestens ein paar tausend Meter.

#### Profil VII: Techendorf

Nördlich vom Weißensee liegt die Permo-Trias normal transgressiv auf kristallinen Schiefer der Goldeckgruppe. Der westliche Teil des Weißensees befindet sich auf der Grenze von steil nach Süden fallenden Jaukenkalken und -dolomiten (Nockberg—Trattengrat) und Hauptdolomiten. Die stratigraphische Abfolge ist hier normal. Der Kontakt von Jaukenkalken und -dolomiten mit Hauptdolomit kann höchstens eine steile flexurartige Verwerfung sein, die die normale stratigraphische Reihenfolge noch nicht zerstört hat.

Weiter nach Süden dagegen, zwischen Weißensee und Gitschtal, ist die tektonische Lage viel verwickelter. Im Mittagsgraben südlich von Techendorf trifft man die Seefelder Fazies des Hauptdolomits an, der hier in großen Zügen eine flache Mulde bildet. Diese ist die östliche Fortsetzung der Gasser-Kreuzbergsynkline. Im Detail betrachtet, sind diese gutgeschichteten Hauptdolomite der Seefelder Fazies infolge der mehr oder weniger schichtparallelen Verschiebungen südwärts gegliedert. Der darunter liegende, strukturlose Hauptdolomit ist als eine relativ dünne (stellenweise nur etwa 100 m dicke) Bank südwärts über ein isoklinal gefaltetes und schuppenförmiges Synklinorium von Rhätkalken und Schiefnern hinweggeschoben.

Die Hauptdolomite, die die Südflanke dieser Synkline bilden, sind im Mittagsnock ihrerseits gegen die Jaukenkalke und -dolomite des nach OSO neigenden Endes der Gailbergantikline aufgeschoben worden. Das geht u. a. aus dem Übergreifen des nördlichen (obersten) Carditaniveaus hervor. Auch hier bekommt man den Eindruck (wie im Profil VI), daß diese nach Süden gerichtete Anschuppung in geringer Tiefe stattgefunden hat, nachdem die Erosion schon den Scheitel der Gailbergantikline angegriffen hatte.

An der Südseite des Profils bei Stoffelbauer beginnt eine merkwürdige Umkehrung in der Richtung der Anschuppungen, welche weiter nach Osten schnell an Bedeutung gewinnen.

Bei Stoffelbauer befindet sich der abnormale Kontakt noch innerhalb des Niveaus der Jaukenkalke und -dolomite. Seine Lage kann nur durch das Abschneiden des Carditaniveaus rekonstruiert werden. Aber am Wege von St. Lorenzen nach Lorenzeralm kommt der untere Muschelkalk an den Tag, der in nördlicher Richtung gegen den antiklinalen Scheitel von Jaukenkalken und -dolomiten angeschuppt worden ist und ein Südfallen von 75 bis 80° hat.

Die Knollenkalke mit einer auffallenden Kalksandsteinbank, das dolomitische Zwischenniveau und die Jaukenkalke mit dem Carditaniveau werden alle von dieser nach Norden gerichteten Aufschiebungsfläche des Stoffelbauers abgeschnitten.

Am Wege von St. Lorenzen nach der Lorenzeralm ist noch eine andere Merkwürdigkeit vorhanden. Die untern Muschelkalke und das dolomitische Zwischenniveau sind auch südwärts über die Jaukenkalke und -dolomite geschoben worden. Letztere werden stellenweise von den etwa 40° nordfallenden Muschelkalken überschoben. Diese nach Süden gerichtete Anschuppung wird von der steil stehenden, nach Norden gerichteten Aufschuppung des Stoffelbauers abgeschnitten. Letztere ist wohl die jüngere der beiden.

Auch bei St. Lorenzen findet man an der Ostseite des Bistritzgrabens noch die Andeutung einer Bewegung nach Süden, weil dort das Carditaniveau entlang einer nahezu horizontalen Verwerfungsebene etwa 20 m hinsichtlich des Carditaniveaus der Liegendscholle nach Süden verspringt. Dem eben genannten Falle entsprechend wäre auch hier die flache Südbewegung älter als der steile Nordaufschub.

#### • Profil VIII: Fellbach—Jadersdorf

Wie im vorherigen Profil findet man im Profil VIII zwischen dem Kristallin der Goldeckgruppe und dem Weißensee eine normale stratigraphische Abfolge mit im allgemeinen steilem Südfallen. Die Serie beginnt im Norden

mit Grödener Sandsteinen und Werfener Schiefern, auf die Muschelkalke und Jaukenkalke und -dolomite folgen. Letztere bilden die mehr als 1600 *m* hohe Kammlinie an beiden Seiten der Neusacheralm (Plentelitz, Auer-schwand).

Im Fellbachgraben wurden im untern Muschelkalk Andeutungen einer Verwerfung gefunden, die den Charakter einer Dehnungsspalte hat. Das Carditaniveau in der Nordwand des Weißensees zeigt Schleppungserscheinungen, die vermutlich mit Bewegungen zusammenhängen, welche parallel mit den Schichten verliefen. Übrigens hat man es jedoch mit einer ruhigen Schichtenfolge zu tun, und die Ablagerungen erreichten große Mächtigkeiten.

Tektonische Komplikationen findet man vor allem im südlichen Teile des Profils zwischen Weißensee und Jadersdorf. Zuerst zeigt es sich, daß die muldenförmige Lamelle von Hauptdolomit, die sich zwischen Naggl am Weißensee und Brenner vorfindet, südwärts über ein Synklinorium von Rhätkalken und Schiefern überschoben ist, wie das auch im Profil VII der Fall war. Tafel XVIII a zeigt ein Detailprofil dieses Synklinoriums, wie es im Nagglgraben aufgeschlossen ist. Vermutlich findet man im Kern der nördlichen Syncline von oberm Rhät <sup>1)</sup> noch Riffkalk (Basis Lias?). Seine Ausdehnung ist in der Übersichtskarte der Deutlichkeit wegen übertrieben angegeben worden. In Wirklichkeit ist dieser Riffkalk nur in der Ostwand des Nagglgrabens, südlich der Holzsägemühlen, beobachtet worden.

Der Hauptdolomit, der an der Südseite die Basis dieser Rhätsyncline bildet, hat wahrscheinlich in sich selbst Schuppenstruktur. Er schiebt bei der Jadersdorfer Alm südwärts gegen die spitze Antikline von Jaukenkalken und -dolomiten. Dieses Ostende der Gailbergantikline bildet die Grenze zwischen den nach Süden gerichteten Bewegungen nördlich davon und den nach Norden gerichteten Bewegungen südlich davon.

Die schon im Profil VII erwähnte und bei Stoffelbauer beginnende, nach Norden gerichtete Anschuppung, nimmt ostwärts schnell an Bedeutung ab, u. a. durch zwei damit verknüpfte linksdrehende Querverschiebungen.

Die erste dieser Querverschiebungen erreicht bei St. Lorenzen das Gitschtal. Sie hat nur eine geringe Sprungweite. Die zweite jedoch, die oberhalb Jadersdorf zu beobachten ist, hat eine horizontale Sprungweite von mehr als 300 *m*.

Diese Nordanschuppung ist etwas jünger als die Bewegungen nach Süden. Das erkennt man an der Tatsache, daß bei Großboden (1506 *m*) die Ebene des Südaufschubs und die Jaukenkalkantikline der Jadersdorfer Alm unter dem Aufschub nach Norden verschwinden.

Mit diesen letzten Bewegungen nach Norden hängt vermutlich die Erscheinung zusammen, daß im Rhätsynklinorium und im Hauptdolomit, südlich davon, vorwiegend steile südliche Neigungen gemessen werden. Das deutet auf eine nachträgliche Überkipfung der Serie nach Norden. Da dieses Synklinorium zuerst in südlicher Richtung vom Hauptdolomit der Naggl Lamelle überschoben wurde, ist es wahrscheinlich, daß diese Überkipfung nach Norden keine primäre Erscheinung der Faltung ist, sondern mit den spätern Anschuppungen nach Norden zusammenhängt.

<sup>1)</sup> Vermutlich die östliche Fortsetzung der Gasser-Kreuzbergssyncline.

### Profil IX: Latschur—Golz und Profil X: Kempen

In diesen Profilen bleiben die Südbewegungen beschränkt auf das Latschurgebiet, nördlich vom Weißensee, während die Bewegungen nach Norden das ganze Gebiet zwischen Weißensee und Gitschtal beherrschen und selbst das NO-Ufer des Weißensees erreichen.

Der Triasrücken erreicht in den Profilen VII und VIII, nördlich vom Weißensee, Höhen von mehr als 1600 *m*, die aus Jauenkalken und -dolomiten bestehen. Dieser Auerschwandrücken nimmt ostwärts an Höhe ab und erreicht im Würden, oberhalb der NO-Ecke des Weißensees, eine Höhe von etwa 1300 *m*. Dagegen steigt die Basis der Permo-Triasserie, aus welcher der Bergrücken nördlich vom Grundgraben besteht, über Fellkofel, Tonkofel und Fellberg nach Osten schnell an zu einem mehr als 2200 *m* hohen Grat, der aus unterm Muschelkalk besteht (Latschur, 2238 *m*; Eckwand, 2221 *m*; Staff, 2218 *m*).

Die normalen, südfallenden permo-triadischen Schichten, zwischen Goldeckkristallin und Weißensee, werden südlich dieses hohen Grates unterbrochen durch die muldenförmige Abschiebung von Stosia. Diese entstand durch eine Art Schaukelbewegung entlang einer schüsselförmigen Gleitbahn (van Bemmelen, 1955). Sie zeigt an der relativ höher gelegenen Seite Abschiebungen im dolomitischen Zwischenniveau des Muschelkalkes, die bei Kempen den Schichtflächen parallel und der Südseite des Latschur-Eckwandgrates entlang verlaufen. Diese Verwerfungen hängen über eine Querverschiebung in der NW-Wand des Grundgrabens mit nach Süden gerichteten Aufschüben zusammen, welche von Peloschen OSO-wärts nach dem Silbergraben zu verfolgen sind. Der Silbergrabenaufschub ist in Wirklichkeit eine Schar von mehr oder weniger parallelen Aufschiebungsebenen, die in einer Zone von etwa 100 *m* Dicke auftreten und die zum Teil den Schichtflächen parallel verlaufen. Im Detail tritt dabei Feinfältelung in bestimmten, dünnplattigen Niveaus des Muschelkalkes auf. Diese Erscheinungen sind sehr schön in der Ostwand des Silbergrabens zu beobachten. An der Basis der schüsselartigen Gleitscholle sind Lamellen vom dolomitischen Zwischenniveau des Muschelkalkes mitgeschleppt worden, während an der Oberseite, d. h. im Kern der Schüssel, flachliegende Jauenkalken vorkommen (Aufschluß am Ostrande des Kartenblattes und bei Goldschupfen, gerade außerhalb dieses Ostrand). Der Muschelkalk dieser Schüsselmasse ist südwärts über die Jauenkalken des Würdenrückens geschoben worden.

Die Nord—Süd-Erstreckung der abgeglittenen Stosiascholle beträgt etwa  $1\frac{3}{4}$  *km*, in der Streichrichtung läßt sie sich etwa 8 *km* nachweisen bis zu Wegscheider im Weißenbachtal, östlich von der Kartengrenze. Der senkrechte Höhenunterschied zwischen dem abgeschobenen Nordrand der Schüssel (Kempenwand) und dem aufgeschobenen Südrand beträgt jetzt minimal 2180—1820 = 360 *m* (Stosiaprofil) und maximal 2087—1080 = etwa 1000 *m* (Goldschupfenprofil).

Vor dem Abgleiten der Stosiascholle muß das Relief zwischen dem Weißensee und der Latschur-Eckwand bedeutend steiler gewesen sein, mit noch größern absoluten Höhenunterschieden. Diese große Reliefenergie war die Folge primär-tektonischer Bewegungen, wobei das Goldeckgebiet zusammen mit den Tauern hochkam und eine umkippende Bewegung erlitt, während das Weißenseegebiet als Teil des Drauzuges grabenförmig

versank. Die normale Erosion konnte diese Reliefenergie nicht schnell genug ausgleichen. Auch Bergstürze waren dazu nicht imstande. Eine sekundärtektonische Reaktion trat auf, wobei eine große Scholle des Sedimentmantels an einer schüsselförmigen Bruchfläche sich ablöste und an ihrem Fuße einen Aufschub verursachte. Der gegenwärtige Höhenunterschied von vielen Hunderten von Metern über eine Entfernung von weniger als 2 km bedeutet, daß auch im heutigen Zustande nach der Abschiebung noch eine große Reliefenergie für weitere Deformationen vorhanden ist. Aber anscheinend ist der jetzige Bau im Rahmen dieses Spannungsfeldes irgendwie zum Gleichgewicht gekommen.

Diese Stosiaabschiebung ist südwärts gerichtet, nach der großen Flexur oder Verwerfung hin, die in der Grenzzone der Jaukenkalke und des Hauptdolomites vorkommt (Profil IX).

Diese Abgleitungsstruktur befindet sich in der nördlichsten Triaszone. Es ist in Übereinstimmung mit dem allgemeinen Bilde der westlichen Gailtaler Alpen, daß vom Westen nach Osten die nach Süden gerichteten Anschuppungen in immer nördlicher gelegenen Zonen stattfanden. Parallel damit kommen immer mehr nach Norden gerichtete Anschuppungen vor. Anfangend bei Stoffelbauer im Gitschtal, erreichen sie schließlich in der NO-Ecke des Weißensees auch das nördlichste Permo-Triasgebiet.

Es zeigt sich nämlich, daß die Hauptverwerfung, welche die Grenze Jaukenkalke-Hauptdolomite an der Nordseite des Weißensees bildet, an ihrer Ostseite von einem NNO—SSW streichenden, links drehenden Querbruch abgeschnitten wird. Östlich dieses Bruches kommt in der Laka eine Faltenkaskade im Hauptdolomit vor. Der Hauptdolomit schiebt über diesen Querbruch hinweg. Zwischen dieser nach Norden gerichteten Hauptdolomitscholle und den Jaukenkalken des Würdengrates befindet sich sogar noch ein schmales Band von Rhätkalcken und Schiefen, die vor allem im Silbergraben gut aufgeschlossen sind.

Diese nach Norden bewegte Scholle aus Rhät und Hauptdolomit greift bei der Möblacheralm, ein wenig außerhalb der Karte, sogar über den Südrand der Stosiascholle. Hieraus geht hervor, daß die Bewegung der Stosiascholle nach Süden älter ist als die Nordbewegungen, was in Übereinstimmung ist mit den Wahrnehmungen in den Profilen VII und VIII.

#### IV. Geologische Geschichte

Wenn wir auf Grund der vorher erwähnten stratigraphisch-tektonischen Analyse und im Rahmen der alpinen Orogenese, die geologische Geschichte dieses Teiles des Drauzuges zusammenfassen, kommen wir zum folgenden Bilde.

Während der Permo-Trias fand eine geosynklinale Senkung statt, begleitet von einem Sedimentationszyklus, wodurch eine etwa 3500 m dicke Ablagerung entstand. Ob danach im jüngern Mesozoikum noch mehr Sedimente abgelagert wurden, ist in diesem Sektor des Drauzuges nicht mehr festzustellen. Riffkalke, die zum obern Rhät oder zur Basis des Lias gehören, sind die jüngsten Sedimente der Gailtaler Alpen, die noch an dieser alpinen Gebirgsbildung teilgenommen haben. In Analogie mit den Lienzer Dolomiten kann angenommen werden, daß auch noch im Jura und in der untern Kreide marine Sedimente abgelagert worden sind.

Im Spätmesozoikum wurden diese Sedimente nach Norden verlegt, zusammen mit dem kristallinen Grundgebirge und dem variszischen Paläo-

zoikum, auf dem sie abgelagert waren. Während dieser sogenannten Gosau phase der ostalpinen Orogenese entstanden in der ersten Anlage die ostalpinen Decken. Durch diesen Transport in nördlicher Richtung wurden auch die postvariszischen Sedimente im Tauerngebiet überschoben, und es entstanden penninische Deckfalten. Während dieser passiven Verlagerung auf dem Rücken des Kristallins erlitt der permo-triadische Sedimentmantel der südlichen Alpen eine relativ geringe tektonische Deformation, und es fand auch kaum eine regionale oder eine Dynamometamorphose statt. Dieses im Gegensatz zu den Sedimenten im tiefer gelegenen Stockwerk des Tauerngebietes, wo die penninischen Strukturen entstanden.

Im jüngeren Tertiär fand eine Umkehrung des tektonischen Reliefs statt. Das Tauerngebiet wurde zu einem (ge)antiklinalen Rücken hochgestaut, und das Gebiet südlich davon sank in die Tiefe. Dadurch bekam der Sedimentmantel auf der Südflanke der Tauernantikline eine allgemeine Südneigung, in Folge derer die Tendenz zu südwärts gerichteten Abgleitungen entstand.

Diese „décollements“ waren in den höhern Teilen der alpinen Südflanke von Dehnung begleitet; die Sedimentpakete wurden dort dünner. Zusammenstauungen (Faltungen und Anschuppungen) fanden in der Nähe des Fußes statt, wo die Flanke in das angrenzende Molassenbecken übergeht (siehe schematische Strukturkarte, Tafel XV). Im Drauzuggebiet wurden diese Bewegungen jedoch von der lokalen, viel kräftigeren Sekundärtektogenese überschattet, infolge der dort viel größeren Reliefunterschiede auf kurzer Entfernung, die bei der Grabeneinsenkung entstanden. Das bedeutendste Geschehnis in dieser Zone war das Absinken eines Streifens des kristallinen Grundgebirges mit den darauf ruhenden permo-triadischen Sedimenten über Tausenden von Metern. Dadurch entstand ein Ost—West streichender Halbgraben mit einer steilen Bruch- oder Flexurwand an der Südseite und eine Verstärkung des Einfallshanges (dipslope) an der Nordseite.

Da die steile Südbegrenzung des Halbgrabens im allgemeinen die Schieferung und die Schichtung der Gesteinskomplexe in den Karnischen Alpen quer schneidet, konnte sie länger standhalten als die Nordflanke. Im letzteren waren die Trajektorien der Schubspannungen, die durch das gravitative Spannungsfeld hervorgerufen wurden, mehr oder weniger parallel mit der Schieferung des kristallinen Grundgebirges und mit der Schichtung des Sedimentmantels. Die Folge davon ist, daß in dieser Nordflanke nach Süden stauende Bewegungen auftraten, u. zw. nicht nur im Sedimentmantel selbst, sondern auch im kristallinen Schiefer an der Basis.

Diese nach Süden gerichteten Gleitbewegungen stauten gegen den Gailabbruch und verursachten im Halbgraben intensive Zusammenpressungen (Faltungen und nach Süden gerichtete Anschuppungen).

Es ist auffallend, daß diese Bewegungen mit ausgesprochenen Südrichtungen beschränkt sind auf den Drauzugsektor, südlich der Tauernwölbung, also dort, wo die Schubspannungen dieser Aufwölbung zufolge am größten waren.

Weiter nach Osten verändert sich die allgemeine Lage, weil die Tauernwölbung nach Osten wegtaucht, während die Südflanke der Alpen in den Julischen Alpen und Karawanken zu größeren Höhen emporstieg. Parallel hiermit sehen wir die nach Süden gerichteten Schuppen von West nach Osten zurücktreten (von Laas an der Südseite bis zur Stosiastruktur an der Nord-

seite der Gailtaler Alpen). Dagegen nehmen die nach Norden gerichteten Schuppen vom Gitschtal ostwärts an Bedeutung zu. Diese nach Norden gerichteten Bewegungen stehen wahrscheinlich mit den stufenförmigen Absenkungen des Gailsüdhanges in Zusammenhang, mit welchen sie in einer Art Kippbewegung korrespondieren und in denen sie als eine Art volumetrischer Ausgleich fungieren (Gartnerkofel- und Pontebbaabsenkungen; siehe die Übersichtsprofile C und D auf Tafel XVI).

Auf diese Weise wird die intensive tektonische Deformation der Gailtaler Alpen aufgefaßt als eine gravitative Reaktion auf die Entstehung eines Grabens in der Südflanke der ostalpinen Geantikline. Die intensiven Faltungen und Anschüppungen, die wir in dieser Zone wahrnehmen, haben nach dieser Auffassung nichts zu tun mit einer Verkürzung der Erdkruste. Der Bau der Gailtaler Alpen, so wie wir ihn heute sehen, läßt sich im wesentlichen aus Deformationen herleiten, in denen Dehnungen das vorherrschende Element waren.

## V. Schrifttum

Accordi, Br. (1955): Le dislocazioni delle cime (Gipffaltungen) delle Dolomiti. *Annali dell'Università di Ferrara (Nuova Serie)*. Sez. IX, Vol. II, No. 2.

Anderle, N. (1951): Zur Schichtfolge und Tektonik des Dobratsch und seine Beziehung zur alpin-dinarischen Grenze. *Jahrb. der Geol. Bundesanstalt, XCIV*. Bd., Teil 1, S. 195—236, Wien 1951.

Bemmelen, R. W. van (1953): Gedanken zur Alpinen Gebirgsbildung. *Erdölzeitung*, 69. Jg., H. 6, S. 75—77, Wien 1953.

Bemmelen, R. W. van (1955): Tectogenèse par gravité. *Bull. Soc. Belge de Géologie*, 64, 1, pp. 95—123, Bruxelles 1955.

Bernard, A. (1955): Sur l'origine du mineral de zinc d'Alby-Fontbonne (Gard). *Comptes Rendus des séances de l'Ac. d. Sciences*. 14 Mars 1955, T. 240, p. 1250—1252.

Cloud, P. E. and Barnes, V. E. (1948): Paleocology of the early ordovician sea in Central Texas. *Rep. comm. on a treatise on marine ecology and paleocology 1947 bis 1948*, No. 8, Nat. Research Council, Wash., U. S. A., S. 30—83.

Cornelius-Furlani, M. (1953 und 1955): Beiträge zur Kenntnis der Schichtfolge und Tektonik der Lienzer Dolomiten (I und II). *Sitzungsber. Österr. Akad. der Wiss., math.naturw. Kl., Abt. I*, 162. Bd., 4. Heft, S. 279—294, und 164. Bd., 3. Heft, S. 131—144.

Frech, Fr. (1894): Die Karnischen Alpen. *Abh. Naturf. Ges. zu Halle, XVIII*. Bd., S. 134—161.

Geyer, G. (1897): Zur Stratigraphie der Gailtaler Alpen in Kärnten. *Verh. d. k. k. Geol. R. A.*, 1897, S. 114—127, Wien 1897.

Geyer, G. (1898): Ein Beitrag zur Stratigraphie und Tektonik der Gailtaler Alpen. *Jb. d. k. k. geol. R. A.*, XLVII, 1897, S. 295—364, Wien 1898.

Geyer, G. (1901): Erläuterungen zur Geol. Karte 1: 75.000, SW-Gruppe, No. 71, Oberdrauburg-Mauthen.

Heritsch, Fr. (†) und Kühn, O. (1951): „Die Südalpen“. S. 233—301 in *Geologie von Österreich*, herausgegeben von F. X. Schaffer, 2. Aufl., Deuticke, Wien 1951.

Holler, H. (1953): Der Blei- und Zinkerzbergbau Bleiberg, seine Entwicklung, Geologie und Tektonik. *Carinthia II*, 143. Jahrg. (63. Jahrg. der *Carinthia II*, 1. Heft, S. 35—46, Klagenfurt 1953).

Kahler, F. (1955): Spuren auffallend junger Gebirgsbewegungen in den Karawanken. *Geol. Rdsch.*, 43, 1, S. 169—174, 1955.

Schaffer, F. X.: *Geologie von Österreich*. Franz Deuticke, Wien 1951, S. 233—301.

Schneider, H. J. (1953): Neue Ergebnisse zur Stoffkonzentration und Stoffwanderung in Blei-Zink-Lagerstätten der nördlichen Kalkalpen. *Fortschr. Min.*, 32, S. 26—30, 1953.

Schneider, H. J. (1954): Die sedimentäre Bildung von Flußspat im Oberen Wettersteinkalk der nördlichen Kalkalpen.

Schriegl, W. (1951): Der tektonische Rahmen der Bleiberger Erzlagerstätte in Kärnten. *Neues Jahrb. f. Geol. u. Pal.*, Bd. 93, Heft 2, S. 145—176, Stuttgart 1951.

Sitter, L. U. de (1956): A comparison between the Lombardy Alps and the Dolomites. „*Geol. en Mijnb.*“, Nwe Serie, Bd. 18, Heft 3, S. 70—77.

- Staub, R. (1951): Über die Beziehungen zwischen Alpen und Apennin und die Gestaltung der Alpenen Leitlinien Europas. *Ecl. Geol. Helv.*, Vol. 44, No. 1, S. 29—130.
- Stiny, J. (1937): Zur Geologie der Umgebung von Warmbad Villach. *Jahrb. Geol. Bundesanstalt*, 87, 1/2, S. 57—110, Wien 1937.

### Begleitwort zu van Bemmelen: Beitrag zur Geologie der westlichen Gailtaler Alpen

Die Grundanlage des textlichen Aufbaues geologischer Arbeiten — die Gliederung in Stratigraphie und Tektonik — hat sich aus jenen Zeiten bis auf den heutigen Tag vererbt, wo sich die Stratigraphie aus relativ einfachen Feststellungen über die Natur der Sedimente und der Makrofossilien ableiten ließ und wo unter Tektonik die Summe all dessen verstanden wurde, was einen ursprünglich horizontalen Schichtverband gestört und zerstört hat. Mit zunehmender Verfeinerung der Betrachtung der Sedimente und auch der Fossilien hat wohl zuerst der stratigraphische Anteil der Bearbeitungen an Umfang zugenommen; beim tektonischen Anteil setzt diese Entwicklung langsamer und später ein — gesehen im Gesamtverlauf der Entwicklung unserer Wissenschaft. Neue Aspekte für tektonische Betrachtungen stellen sich von dem Zeitpunkt an ein, wo der meist große Zeitraum in der Zeitdimension größenordnungsmäßig überblickbar wird, der zwischen der ersten Störung der Lagerung und dem heutigen „Schluß“bild der Summe der Störungsakte gelegen ist. Von dieser Art der Betrachtungsweise leiten sich jene Arbeiten ab, die in baugeschichtlicher Betrachtungsweise Teile oder den Gesamtverlauf des tektonischen Geschehens zu klären trachten.

Es ist wünschenswert, auf diesen größeren Rahmen in Zusammenhang mit der Arbeit van Bemmelen hinzuweisen, vor allem weil wir gewohnt sind, bei alpinen tektonischen Bearbeitungen den Schwerpunkt verlegt zu sehen auf jene Faktoren, die zum Bauplan, Anlage und Ausbau des Deckenbaues geführt haben. In der Arbeit van Bemmelen (1956) stehen jedoch nicht diese Fragen im Mittelpunkt der Betrachtung, sondern jener jüngere Teil der Baugeschichte, in dem das fertige und von der Erosion wahrscheinlich im ersten Gang überarbeitete alpine Deckengebäude derart gehoben, verbogen und in Teilen in ein labiles Gleichgewicht gebracht wurde, daß nach dem Gedankenkonzept van Bemmelen Schollenteile in gleitende Bewegung gerieten. Es entstand so ein Bild von tektonischen Erscheinungen, das im Detail des tektonischen Kontaktes oder Verbandes jenem sehr ähnelt, das mit dem Deckenbau entstanden ist, zeitlich diesem jedoch nachfolgt und durch das Überwiegen, wenn auch großräumiger, so doch relativ oberflächengebundener Vorgänge und Erscheinungen gekennzeichnet ist.

In der sehr ausgesprochenen Schwerpunktverlegung der Betrachtung auf die Tektonik dieser jüngeren, ausgestaltenden Geschehnisse nimmt die Arbeit van Bemmelen im Rahmen der alpinen geologischen Arbeiten eine Sonderstellung ein. Es steht ja nicht die Deckentektonik an sich zur Diskussion, sondern erstens: die schwerwiegende Frage „stellt die Drauzuglinie tatsächlich eine Zone ausgequetschter Deckenwurzel dar?“ und zweitens: die jüngere Ausbau-Tektonik, wobei neben dem Zeitablauf dieses Geschehens besonders ihre Mechanik in ihren Auswirkungen auf das heutige Endbild untersucht wird.

Es ist klar, daß dieser Art von Betrachtung ihre Berechtigung zukommt. Ob dieser Weg in vollem Ausmaß zu jenen Deutungen führt, die van Bemmelen ableitet, wird in einem räumlich größeren Bereich überprüft werden müssen, da ja die momentan in einem Ausschnitt des Alpenkörpers erzielten Resultate erst dann ihre Gültigkeit erweisen werden, wenn sie in ihren allgemeinen Fassungen auf streichende Fortsetzungen sich als anwendbar erweisen.

Es wird weiterhin zur Bewertung des Gedankenganges van Bemmelen beitragen, wenn man einmal darangehen wird, nicht nur die Linienführung der Tektonik der deckentektonischen Altanlage von jener einer gleittektonischen Ausbauphase zeitlich zu unterscheiden, sondern sich ebenfalls für vergegenwärtigen, inwieweit der Deckenbau selber von Gravitationstektonik *sensu largo* bedingt sein kann. Schließlich wird vielleicht auch in Betracht zu ziehen sein, ob und in welchem Ausmaß „strike-slip faults“ eine Rolle spielen könnten, was bei einem tektonisch schmalen Element, wie der Drauzug es ist, zumindest vorsichtig zu prüfen sein wird.

Auf alle Fälle verdanken wir der Bearbeitung der Gruppe van Bemmelen eine wertvolle erweiterte Einsicht in die Grundbeobachtungen der Aufschlußverhältnisse sowie die Eröffnung neuer Perspektiven, die einen weiteren Schritt am Wege zur Auflösung des Baues unserer Alpen bedeuten.

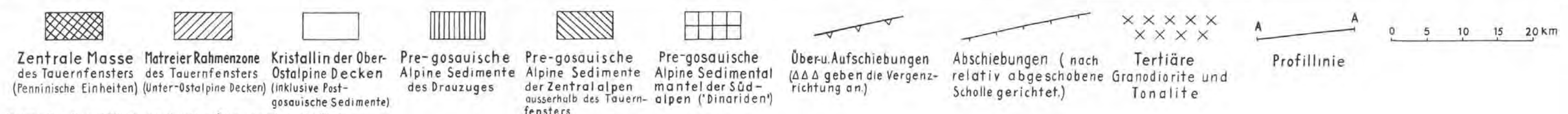
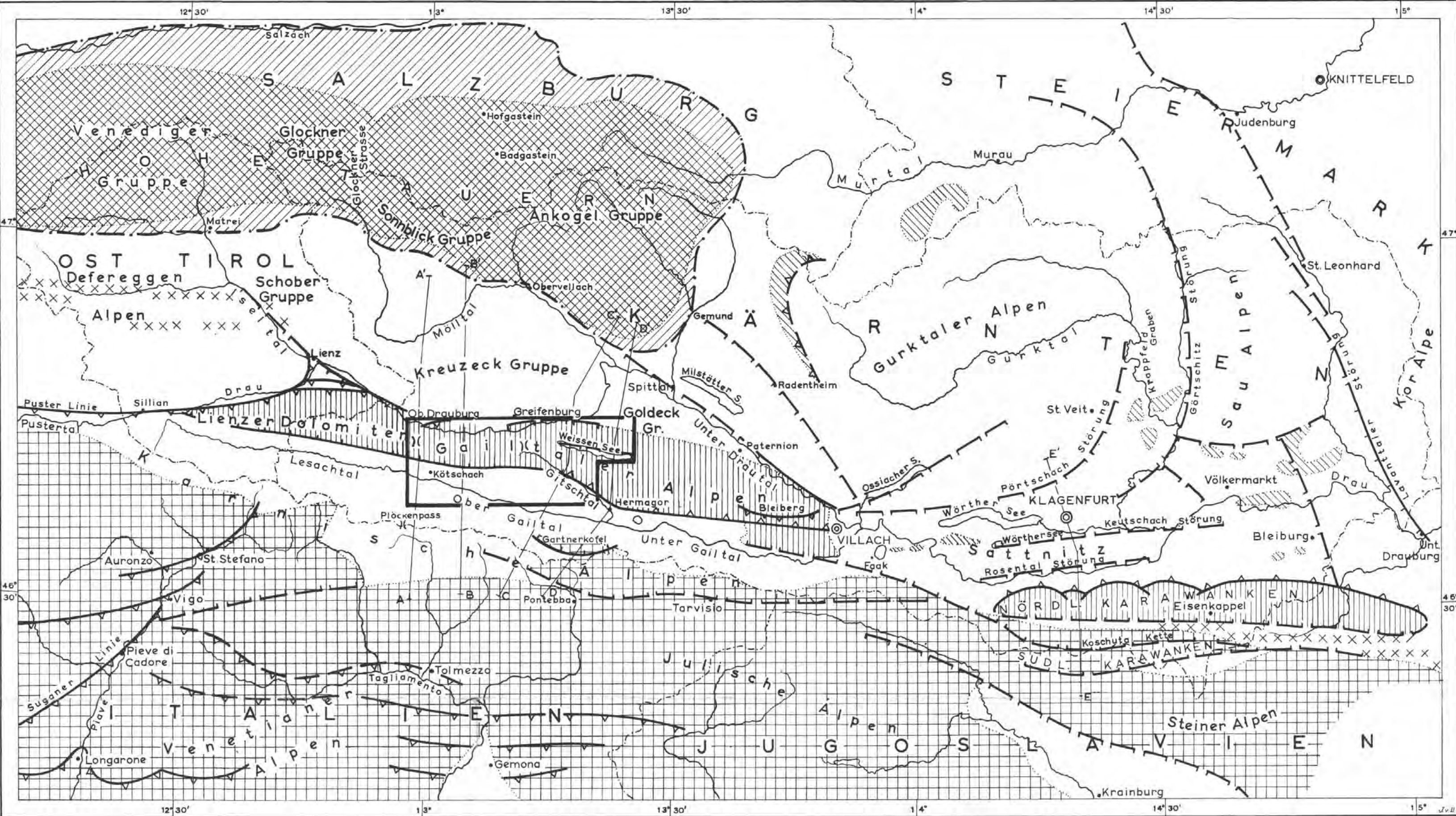
März 1957.

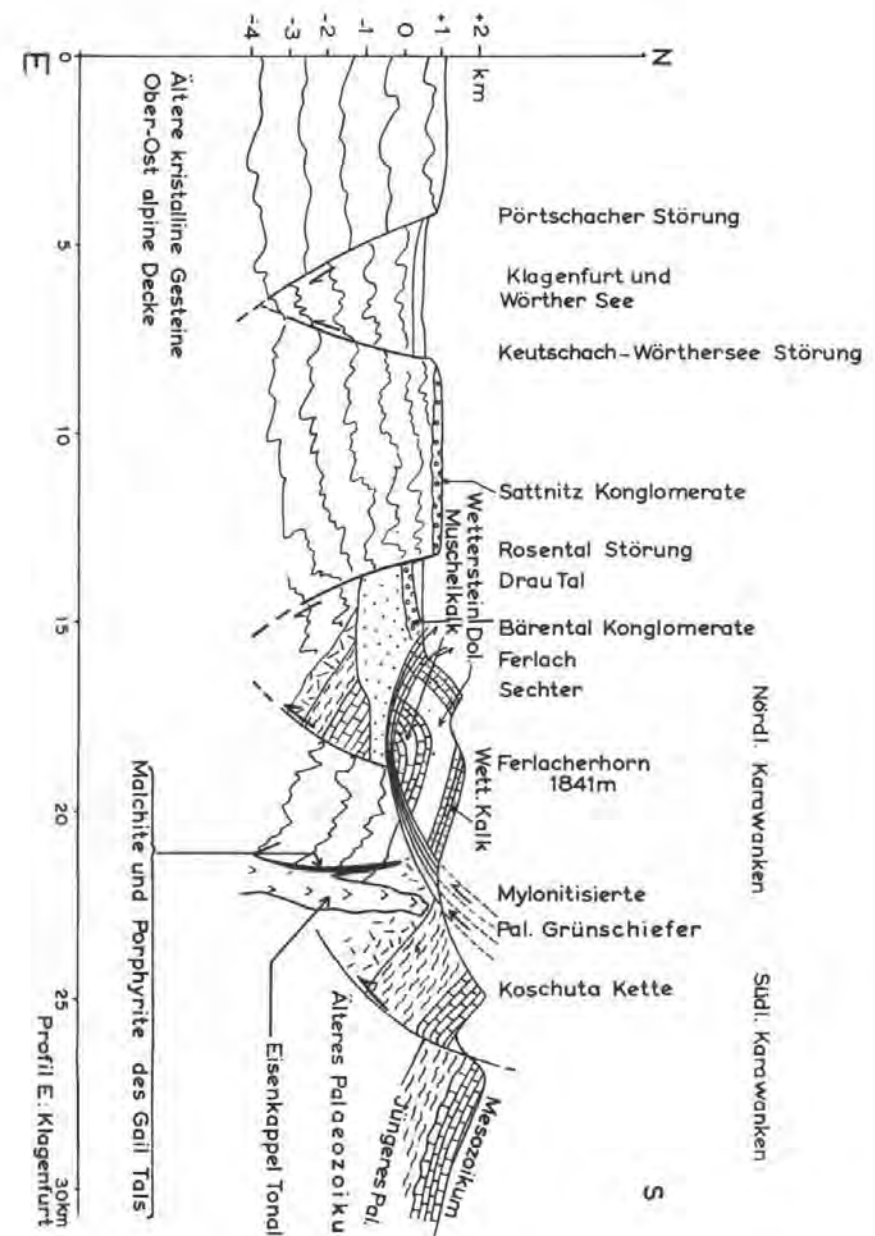
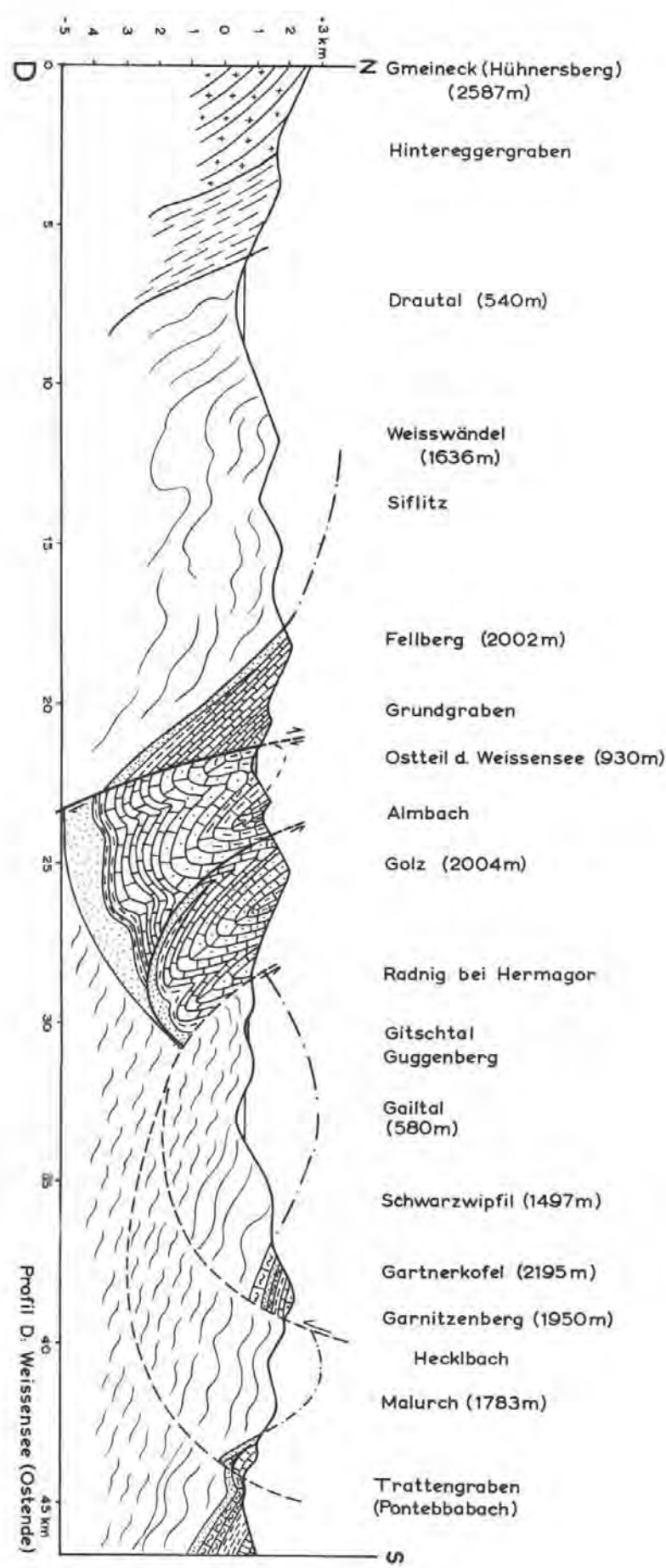
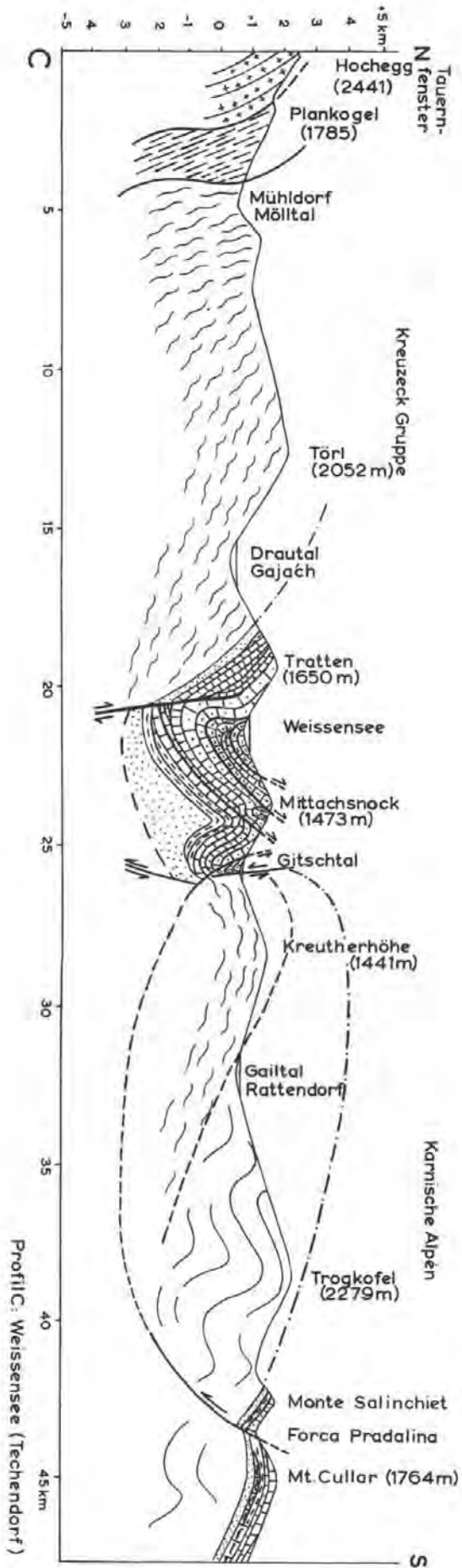
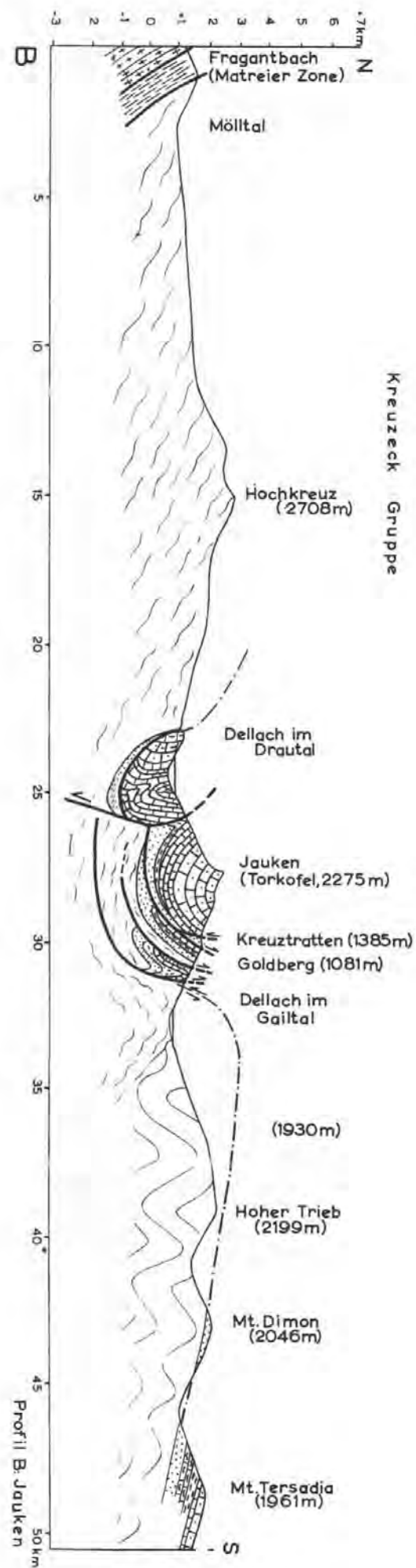
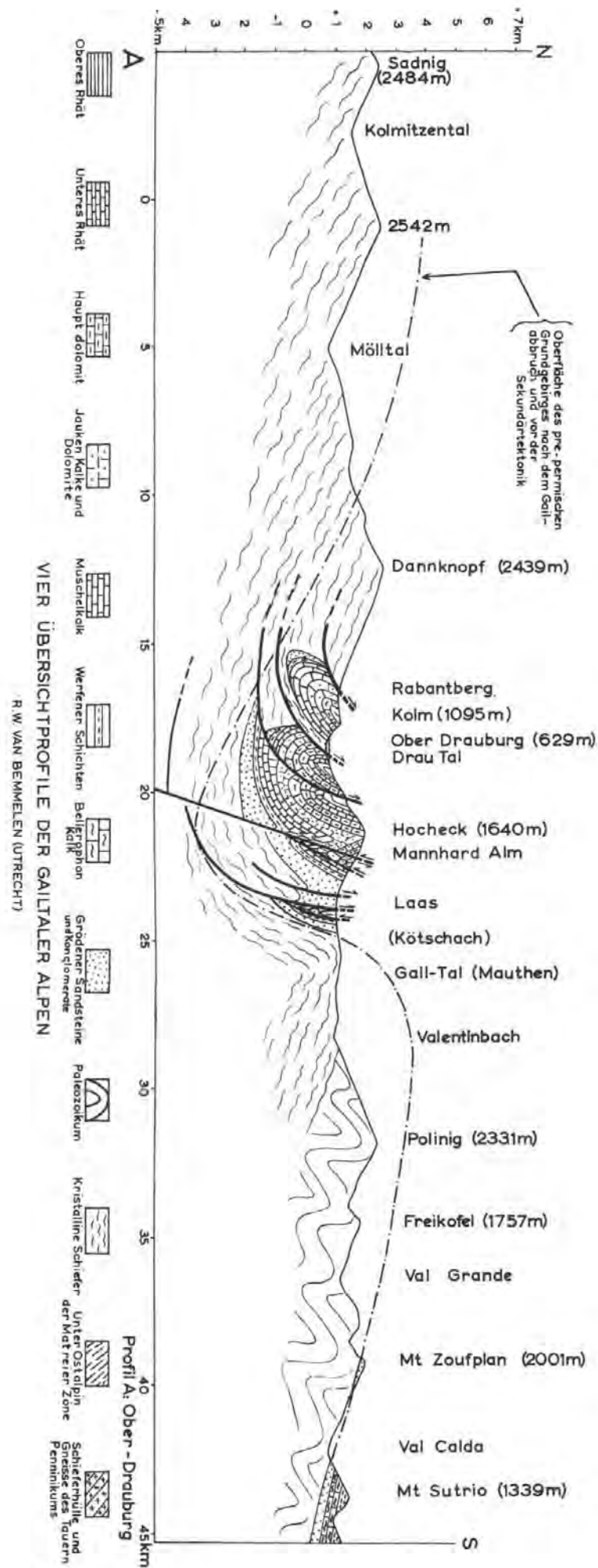
H. Küpper

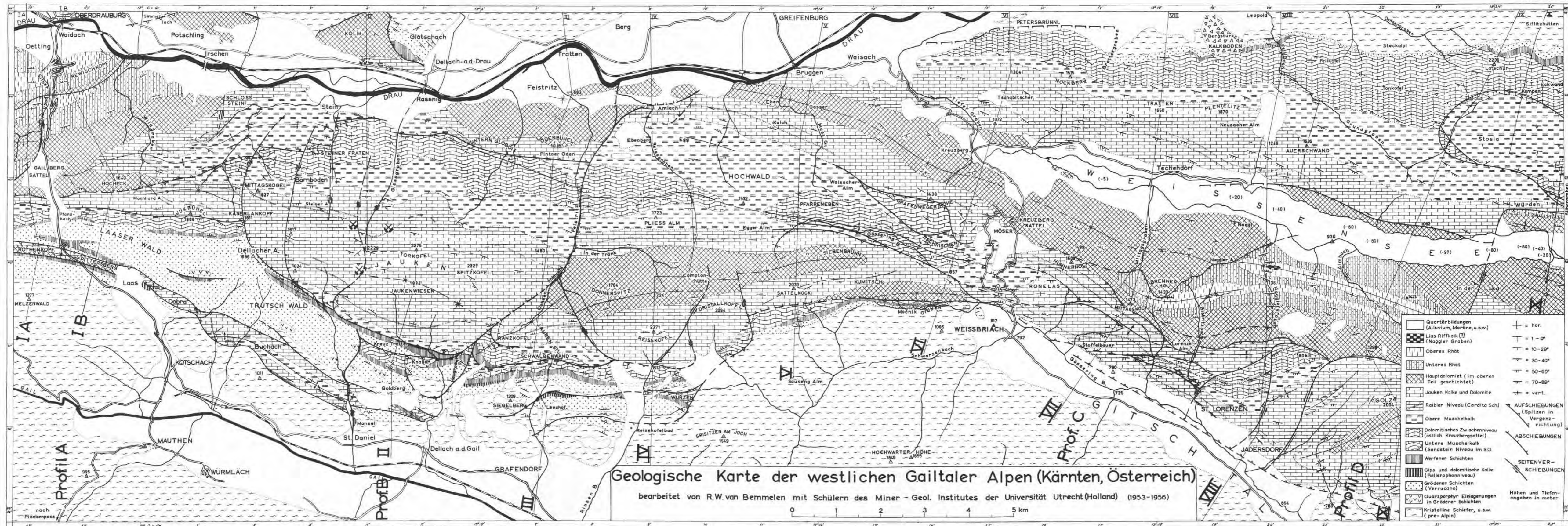


# Schematische Strukturkarte von Kärnten, Ost-Tirol, und angrenzenden Gebieten

0 5 10 15 20 25 30 35 40 45 50 Km







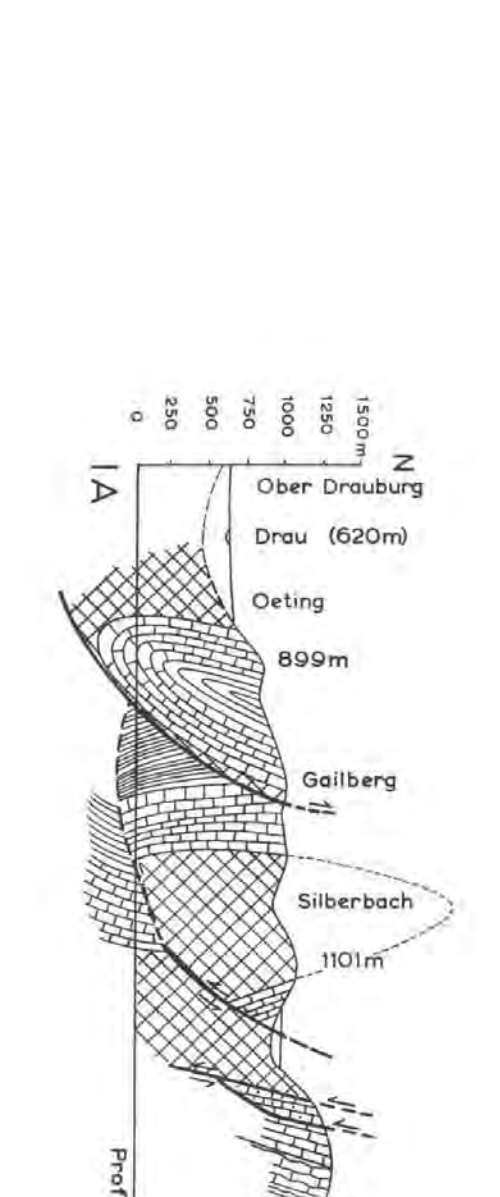
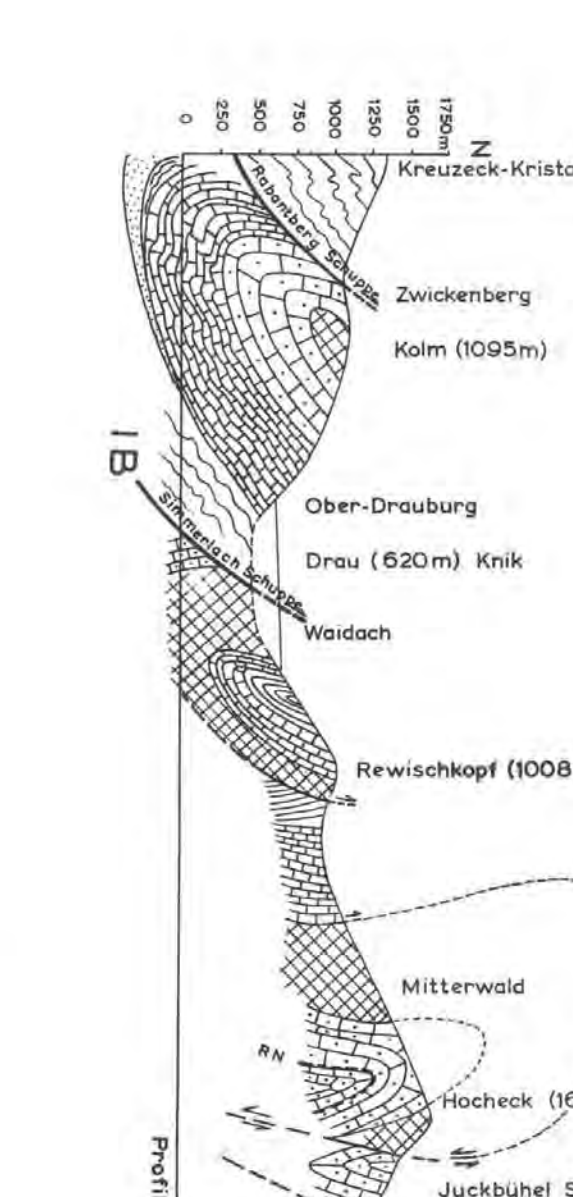
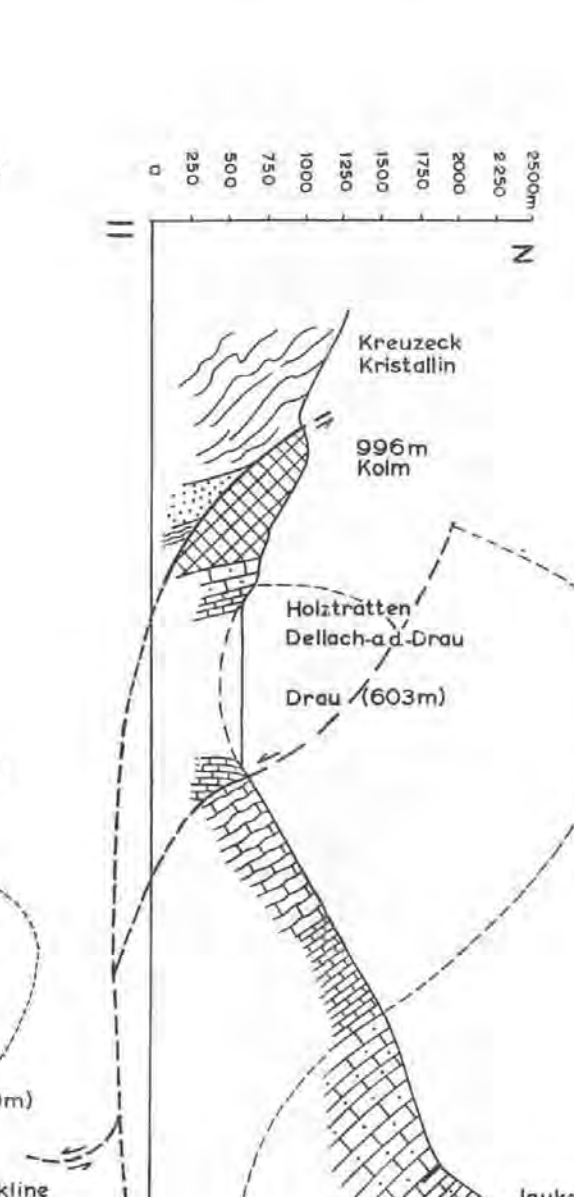
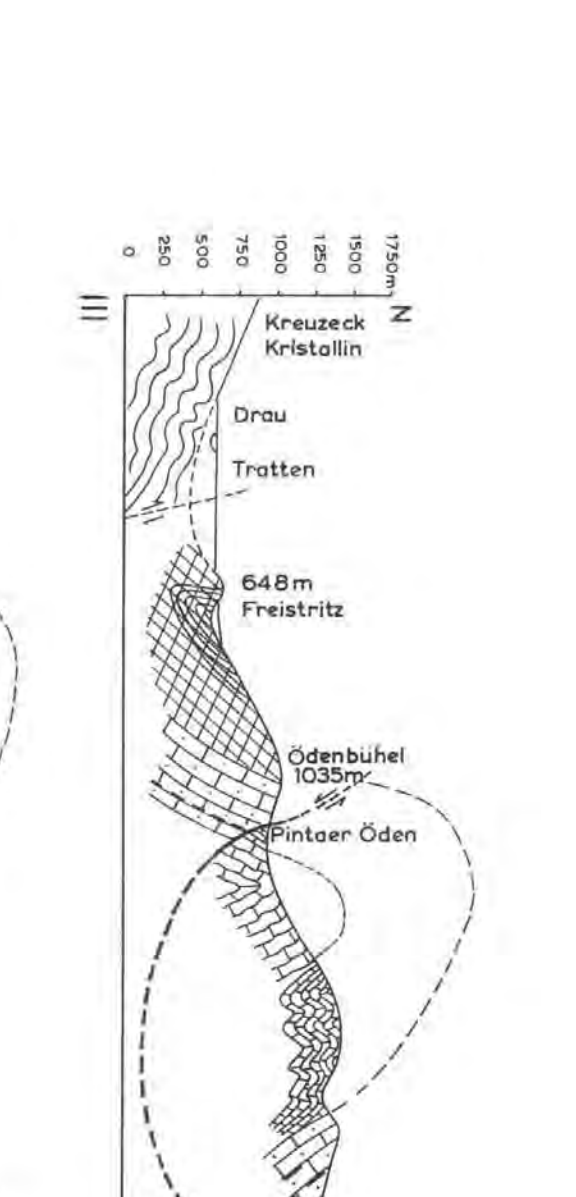
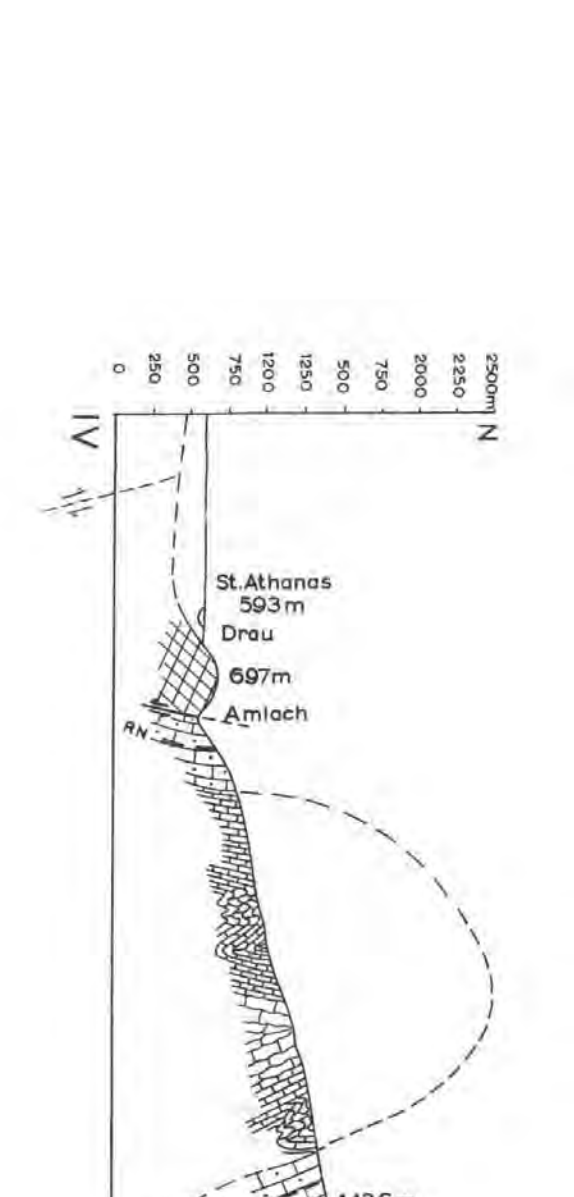
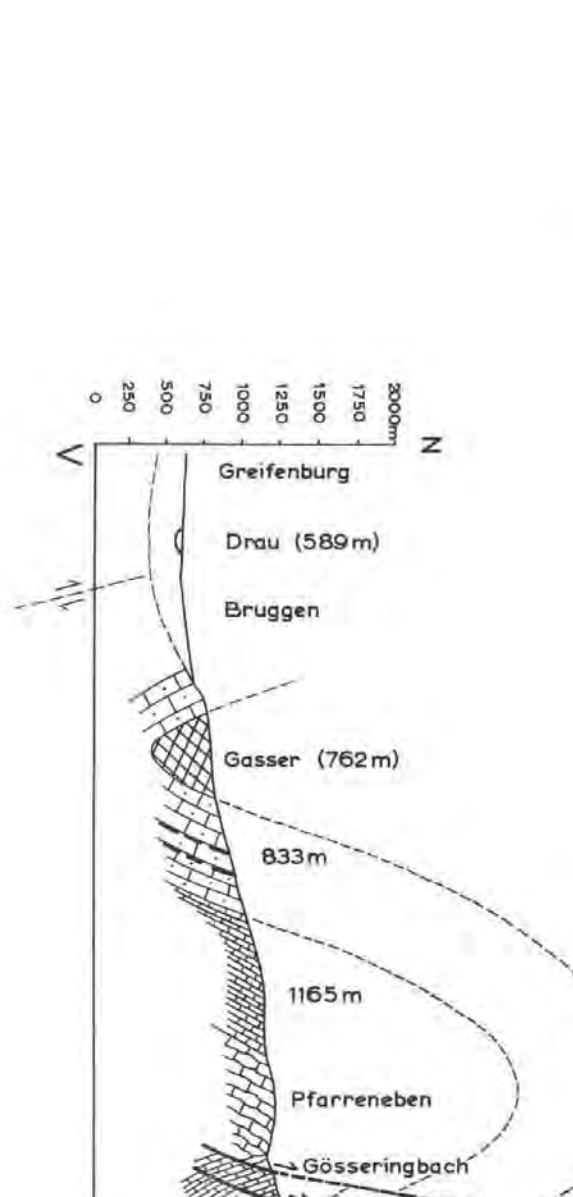
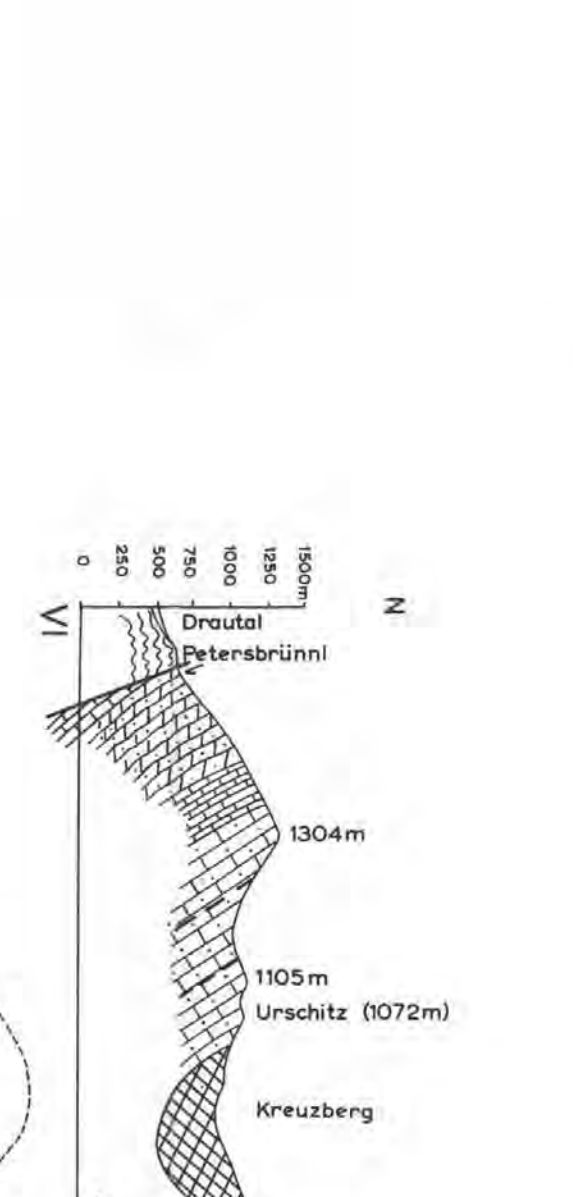
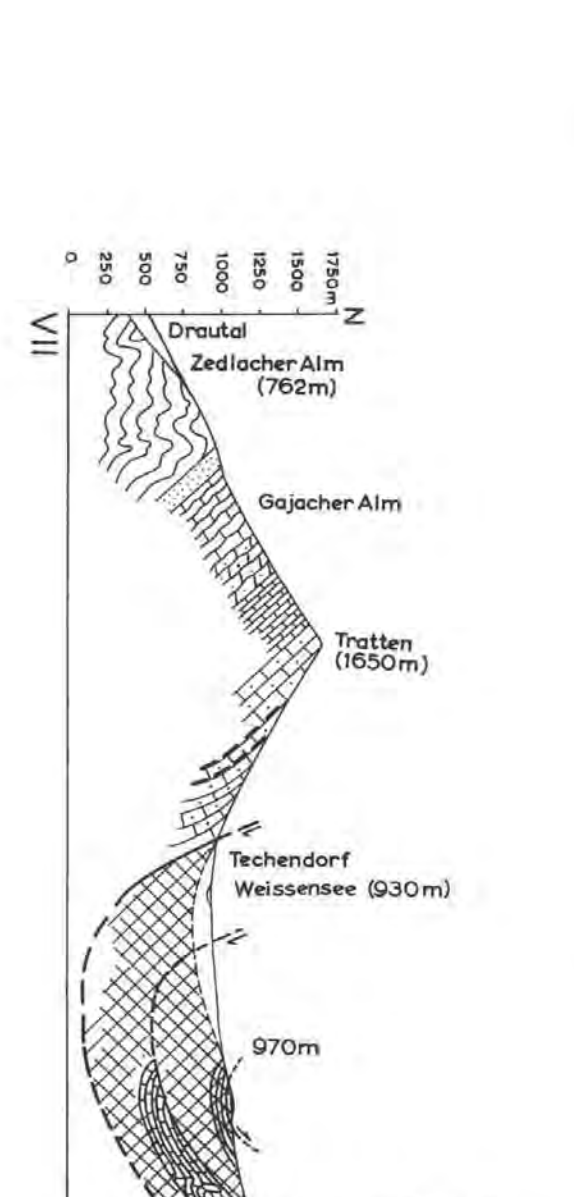
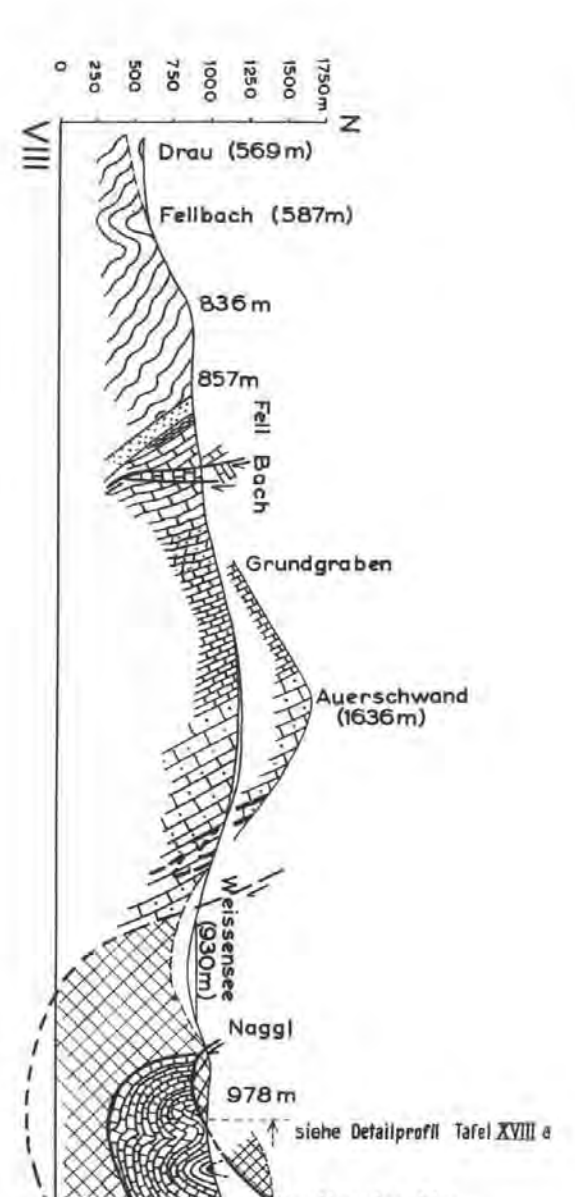
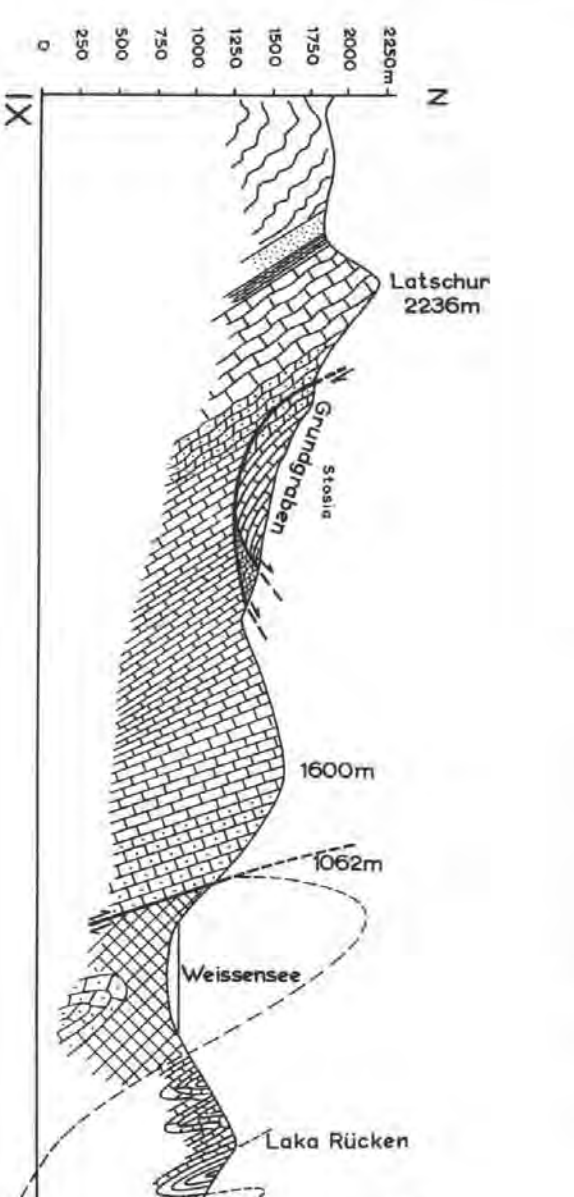
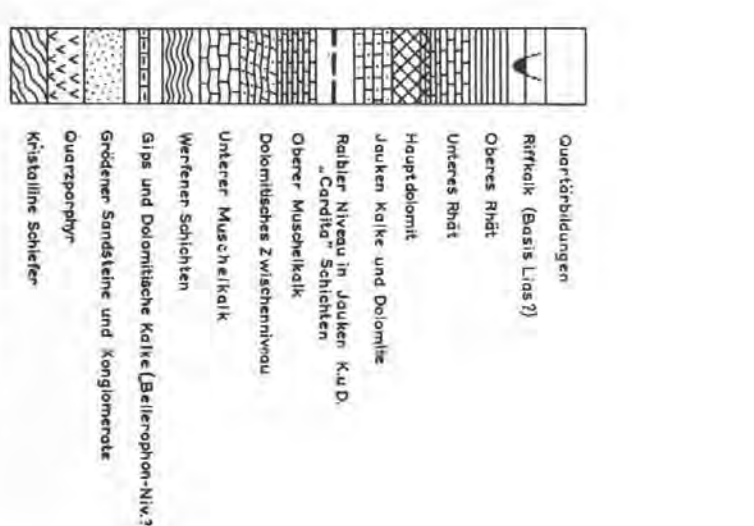
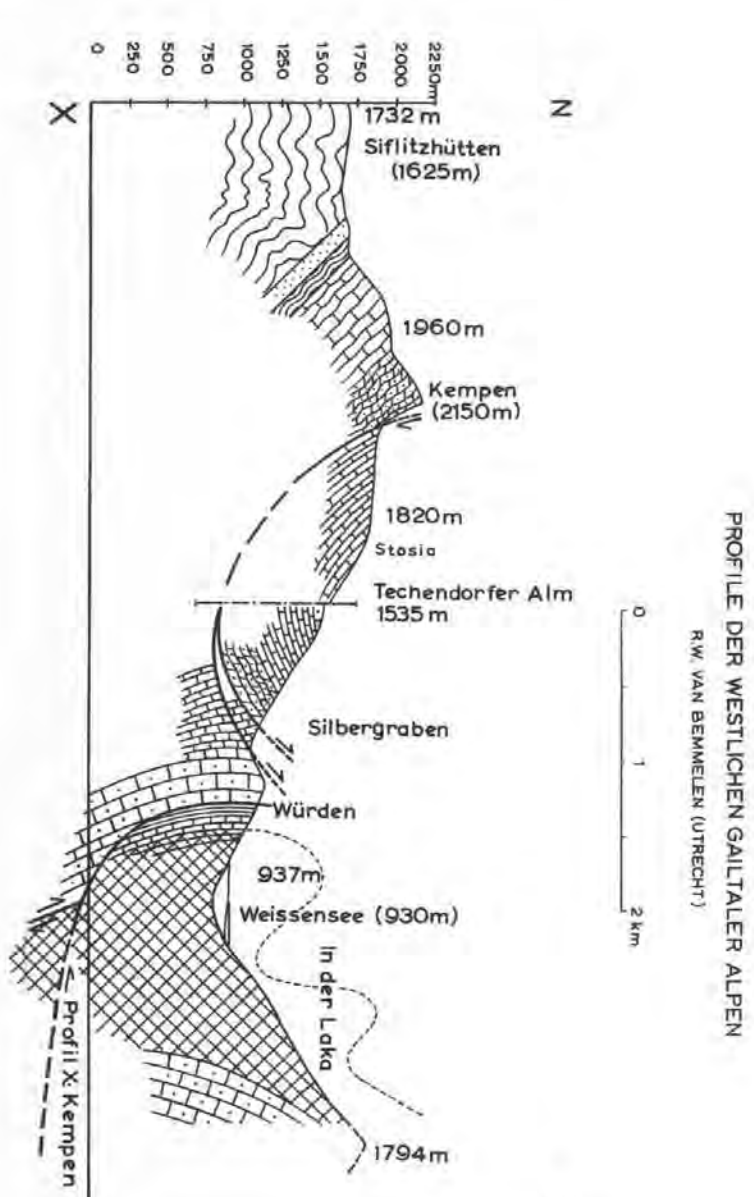
### Geologische Karte der westlichen Gailtaler Alpen (Kärnten, Österreich)

bearbeitet von R.W. van Bemmelen mit Schülern des Miner - Geol. Institutes der Universität Utrecht (Holland) (1953-1956)



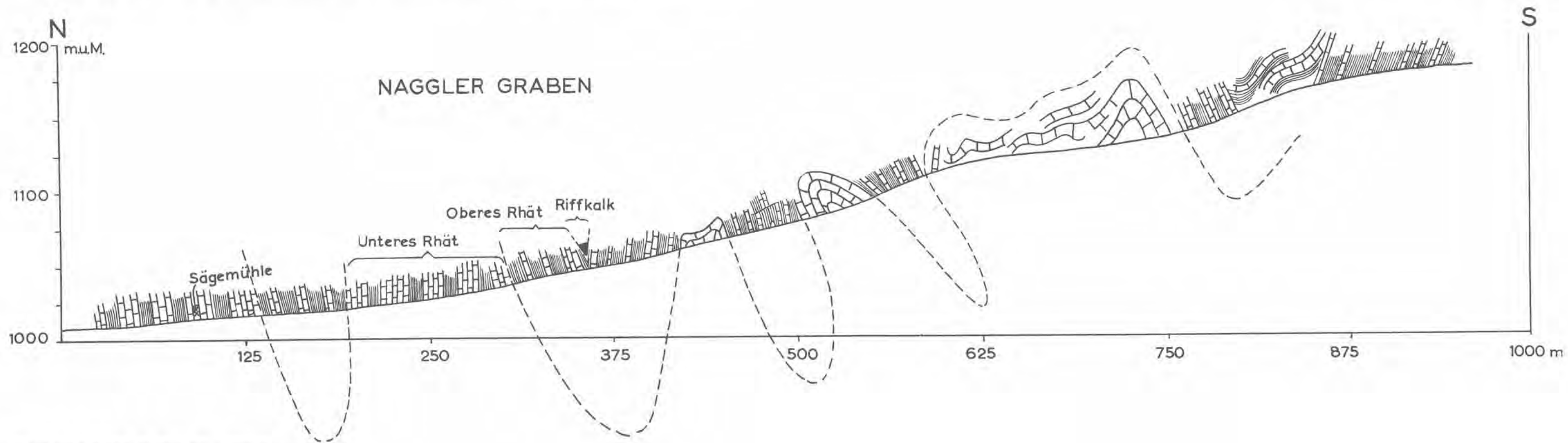
- |  |  |   |   |
|--|--|---|---|
|  | Quartärbildungen (Alluvium, Moräne, u.s.w.)            | + | hor.  |
|  | Lias Riffkalk (?) (Nagler Graben)                      | T | 1-9°  |
|  | Obere Rhät   | T | 10-29°                                      |
|  | Untere Rhät  | T | 30-49°                                      |
|  | Hauptdolomit (im oberen Teil geschichtet)              | T | 50-69°                                      |
|  | Jauken Kalk und Dolomite                               | T | 70-89°                                      |
|  | Raibler Niveau (Cardita Sch.)                          | + | vert.                                       |
|  | Obere Muschelkalk                                      | ↖ | AUFSCHIEBUNGEN (Spitzen in Vergenzrichtung) |
|  | Dolomitisches Zwischeniveau (östlich Kreuzbergstättel) | ↗ | ABSCHIEBUNGEN                               |
|  | Untere Muschelkalk (Sandstein Niveau im S.O.)          | ↘ | SEITENVERSCHIEBUNGEN                        |
|  | Werfener Schichten                                     | ↙ |   |
|  | Gips und dolomitische Kalk (Belleroophanniveau)        |   |   |
|  | Gröden Schichten (Verrucano)                           |   |   |
|  | Quarzporphyr Einlagerungen in Gröden Schichten         |   |   |
|  | Kristalline Schiefer, u.s.w. (pre-Alpin)               |   |   |

Höhen und Tiefenangaben in meter

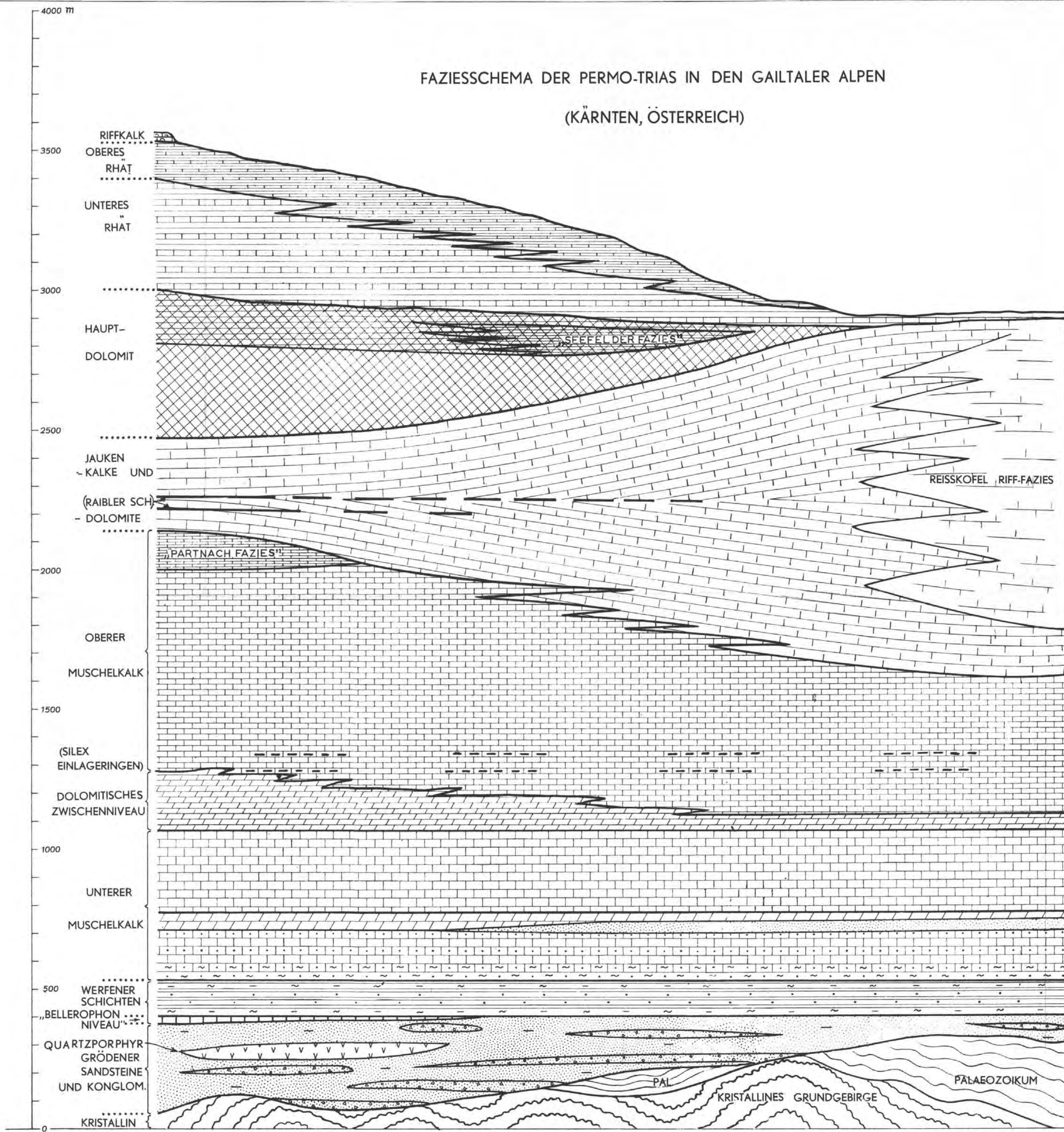


# DETAILPROFIL NAGGLER GRABEN (zu Tafel XVIII, Profil VIII)

Tafel XVIII a



FAZIESSCHEMA DER PERMO-TRIAS IN DEN GAILTALER ALPEN  
(KÄRNTEN, ÖSTERREICH)



S	UNTER-LIAS(?)						
	OBERES RHÄT						
	UNTERES RHÄT						
	NORIEN (HAUPT DOL.)						
	KARNIEN (JAUKEN KALKE UND DOL.)						
	LADINIEN (OBERER MUSCHELKALK)						
	ANISIEN (UNTERER MUSCHELKALK)						
	WERFENIEN						
	T	„BELLEROPHON NIV.“					
		(GRÖDENER SANDSTEINE UND KONGL.)					
PERM		KONGLOMERATE	SANDSTEINE	TONNE	MERGEL	KALKE	
						DOLOMITE	
	LITHOLOG. KURVE DER PERMO-TRIAS						

# Beiträge zur Ophiolithfrage in Anatolien (Türkei)

Von Herwig F. Holzer (Wien) und Hansjoachim Colin (Krefeld) \*)

## Inhaltsverzeichnis

I. Zur Einführung .....	214
II. Zum Begriff „Ophiolith“ .....	215
III. Der Stoffbestand der Ophiolithserien .....	216
IV. Über geologisches Auftreten und Altersstellung .....	217
1. West- und Südwestanatolien:	
a) Das Peridotitmassiv von Fethiye .....	217
b) Die Ophiolithe von Elmali-Akdağ .....	220
c) Die Ophiolithe des Alakırçay-Tales .....	220
d) Das Ophiolithgebiet von Çekürler-Söğütyaylaköy .....	221
e) Ophiolithe westlich Kütahya .....	222
2. Ost- und Südostanatolien:	
a) Ophiolithe im Monzurgebirge .....	224
b) Ophiolithe im Gebiet von Elazığ .....	224
3. Zusammenfassung .....	225
V. Bemerkungen zur Petrogenesis .....	226
VI. Zur regionaltektonischen Position der Ophiolithe in Westanatolien .....	230
VII. Versuch einer zeitlichen Gliederung des Magmatismus in Westanatolien ..	232
VIII. Literaturverzeichnis:	
a) Allgemeines .....	234
b) Arbeiten, die Türkei betreffend .....	235

## Zusammenfassung

Vorliegende Arbeit basiert auf Untersuchungen, die von den Autoren für das Institut für Lagerstättenforschung der Türkei (Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, kurz „M. T. A.“) in den Jahren 1953—1955 durchgeführt wurden. Nach kurzer Übersicht über den gegenwärtigen Stand der geologischen Kenntnisse in der Türkei wird der Begriff „Ophiolith“ diskutiert. Stoffbestand und geologisches Auftreten von Ophiolithkomplexen aus verschiedenen Teilen West- und Ostanatoliens werden beschrieben. Aus den Feldbeobachtungen wird geschlossen, daß die in Frage stehenden Ophiolithe mesozoischen Alters (Oberjura-Kreide) sind. Entgegen modernen Ansichten über metasomatische Entstehung von Ultrabasiten wird an der magmatischen Deutung festgehalten. Auf eine Beschreibung der tektonischen Verhältnisse Westanatoliens folgt eine Gliederung der magmatischen Vorgänge in diesem Raum. Es wird auf die Wahrscheinlichkeit einer alpidischen Regionalmetamorphose im Menderes-Massiv hingewiesen. Die zeitliche Abfolge Ophiolithe-Granite-Rhyolithe-Andesite-Basalte wird hervorgehoben.

## Abstract

The paper is based on investigations done by the authors while working for the „Institute of Mineral Research and Development of Turkey“ (Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü = M. T. A.) in 1953—1955. A brief review of the present state of knowledge

\*) Anschrift der Verfasser: Dr. H. Colin, Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, Krefeld, Westwall 124, Deutschland; Dr. H. Holzer, Geologisches Bundesanstalt, Wien III.

of Geology in Turkey is followed by a discussion of the term „ophiolite“, as applied here to peridotite-serpentine-spilite-diabase-associations. Ophiolites represent the initial magmatism (H. Stille) of orogenic zones. Geologic and petrographic characteristics of various ophiolite areas in Anatolia (Asia Minor, Turkey) are described. As true magmatic contacts with fossiliferous sediments have not been found, no exact stratigraphic position of the ophiolitic series can be given. The field observations strongly suggest Mesozoic (upper jurassic-cretaceous) age. The orthodox magmatic interpretation of the genesis of the ophiolites is accepted. Some of the problems of the tectonics of Western Anatolia in connection with the emplacement of the ophiolitic masses are pointed out. Furthermore an effort is made to present a working hypothesis of the chronological sequence of magmatism in Western Anatolia during the alpidic orogenesis.

## I. Zur Einführung

Mit der in den letzten Jahren bemerkenswert rasch fortschreitenden geologischen Erschließung der Türkischen Republik hat sich eine Fülle von Beobachtungsmaterial über die „Grünen Gesteine“ des Landes angesammelt. Die große Verbreitung dieser Gesteine in Anatolien und die damit verknüpften genetischen, stratigraphischen und tektonischen Fragen haben demgemäß erstrangige Bedeutung für die Geologie der Türkei.

Wir wollen im folgenden eine Reihe von Beobachtungen aus verschiedenen Teilen des Landes und die daraus gezogenen Folgerungen zum Problem der Ophiolithe mitteilen, welches infolge der Verknüpfung des anatolischen Raumes mit den Gebirgssystemen Südost- und Mitteleuropas allgemeineres Interesse beanspruchen dürfte. Vorliegende Arbeit basiert auf Untersuchungen, die von uns im Auftrag des türkischen Institutes für Lagerstättenforschung (Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, kurz M. T. A.) in Ankara während unseres zweijährigen Aufenthaltes in Anatolien (1953 bis 1955) durchgeführt wurden. Wir waren Mitarbeiter an der jetzt abgeschlossenen geologischen Übersichtskartierung 1:100.000 der Türkei und bereisten in diesem Zusammenhang weite Teile des Landes.

Es ist uns eine angenehme Aufgabe, an dieser Stelle der Generaldirektion des M. T. A.-Institutes für die uns damals zuteil gewordene Förderung sowie für die Erlaubnis zur Publikation dieses Artikels ergebenst zu danken. Unser Dank gebührt aber auch allen unseren türkischen Freunden, die, ob Regierungsbeamte oder einfache Bauern und Hirten, unsere Feldarbeiten bereitwilligst unterstützt haben, und deren herzliche Gastfreundschaft wir so oft genossen haben.

Wenn wir uns in dieser Arbeit mit den Problemen der Ophiolithgesteine aus verschiedenen Gebieten der Türkei befassen, so sind wir uns bewußt, damit ein sehr dornenreiches und schwieriges Gebiet zu betreten. Nicht umsonst schreibt einer der besten Kenner alpiner Ophiolithgebiete, H. P. Cornelius (1935): „Alles in allem befindet sich demnach das geologische Problem der Ophiolithe in einem Stadium gleich einer mangelhaft entzifferten Inschrift in unbekannter Sprache: wir glauben Worte und Sätze lesen zu können, aber sie widersprechen sich noch häufig, und das Ganze gibt noch keinen befriedigenden Sinn. Möge es der Forschung der kommenden Jahre gelingen, die Widersprüche restlos aufzuklären.“

In unseren Betrachtungen ist die einschlägige Literatur, soweit sie uns erreichbar war, berücksichtigt worden. Wir hatten jedoch keinen Einblick in die zurzeit in der Türkei laufenden Arbeiten, sowie in die im Archiv des M. T. A.-Instituts vorliegenden unveröffentlichten Rapporte.



In dieser Zeitschrift ist vor kurzer Zeit die „Serpentin- und Chromerzgeologie der Balkanhalbinsel und eines Teiles von Kleinasien“ von G. Hiessleitner (1952) erschienen. Man möge unsere Zeilen als Versuch einer Ergänzung für den anatolischen Raum zu den Untersuchungen Hiessleitners werten. Allerdings konnten wir auf lagerstättenkundliche Erörterungen nicht eingehen.

Zum besseren Verständnis für den fernerstehenden Fachkollegen sind einige Worte über den gegenwärtigen Stand der geologischen Arbeiten in der Türkei am Platze. Die planmäßige Erschließung des Landes begann mit der Gründung des M. T. A.-Institutes im Jahre 1935. Bis zu diesem Zeitpunkt lagen über verschiedene Landesteile sehr verschiedenwertige Arbeiten und Einzelkarten vor. Es mag erwähnt werden, daß in früheren Jahren u. a. auch eine Reihe österreichischer Geologen an der Erforschung des Landes beteiligt waren. G. Arthaber, A. Bittner, G. v. Bukowsky, H. v. Foullon, F. Heritsch, R. Hörnes, L. Kober, F. Kossmat, F. X. Schaffer, E. Tietze, F. Toula, um einige Namen zu nennen, lieferten Beiträge (betreffend das Gebiet innerhalb der heutigen Grenzen der Türkischen Republik). Umso erfreulicher ist es, daß die traditionellen Beziehungen der österreichischen Geologie zum türkischen Raum auch heute lebendig sind. Seit Kriegsende konnten eine Anzahl österreichischer Geologen im Dienste der Türkischen Republik an der geologischen und lagerstättenkundlichen Erschließung des Landes mitarbeiten.

Zwischen 1942 und 1946 erschien die erste geologische Übersichtskarte, die das gesamte Staatsgebiet der Türkei sowie deren Randgebiete umfaßt. Diese Karte im Maßstab 1 : 800.000 ist eine Kompilation der durch die Mitarbeiter des M. T. A.-Institutes durchgeführten Neuaufnahmen, sowie der aus früheren Arbeiten vorliegenden Daten. Zu der Karte (Redaktion N. Egeran & E. Lahn) besteht in Schwarz-weiß-Druck eine tektonische Karte gleichen Maßstabes. Für das wirtschaftliche Aufbauprogramm des türkischen Staates wurde in den letzten Jahren eine geologische Kartierung 1 : 100.000 sowie geotechnische, hydrologische und lagerstättenkundliche Untersuchungen ausgeführt.

Das Kartenwerk 1 : 100.000 ist heute mehr oder minder abgeschlossen, gegenwärtig wird an einer Kompilation zu einer Übersichtskarte 1 : 500.000 gearbeitet, andererseits die geologische Kartierung wirtschaftlich interessanter Gebiete im Maßstab 1 : 25.000 und darunter betrieben. Diese kurz skizzierten Arbeiten werden in erster Linie vom M. T. A.-Institut in Ankara ausgeführt, wobei neben den türkischen Geologen und Technikern auch eine Reihe ausländischer Fachkräfte tätig sind. Geologische Forschungsarbeiten leisten außerdem die Universitäten und Hochschulen in Ankara und Istanbul.

## II. Zum Begriff „Ophiolith“

Seit geraumer Zeit hat sich, vor allem in der alpinen Literatur, der Begriff „Ophiolith“ eingebürgert, wobei derselbe gelegentlich eine wechselnde Begriffsbestimmung erfahren hat. Nachdem gerade vor kurzem wieder Stimmen laut geworden sind, die sich scharf gegen die Verwendung dieses Begriffes wenden (G. v. d. Kaaden & K. Metz, 1954), ist es angebracht, sich mit dem Ophiolithbegriff kurz auseinanderzusetzen.

Das Wort Ophiolith ist aus dem Griechischen ( $\phi\iota\lambda\iota\theta\varsigma$  = Schlange) abgeleitet. Bereits in der Antike (Plinius, Vitruv) wird der Ausdruck „Ophites“ verwendet. In Zirkels Lehrbuch der Petrographie (1866) ist Ophiolith ein selten gebrauchter Name für Serpentin. Im Laufe der Zeit ergab sich eine Begriffserweiterung (insbesondere seit Steinmann, 1905, u. a. O.), indem der ursprünglich petrographische Terminus geologisch-tektonische Bedeutung erhielt. Ganz allgemein werden die basischen bis ultrabasischen Gesteine der Geosynklinalgebiete als Ophiolithe bezeichnet. H. Stille (1939) betont, daß wir bei der historisch-geologischen Klassifikation der magmatischen Phänomene für den orthogeosynklinalen Magmatismus einer Gesamtbezeichnung bedürfen, die nichts über eine spezielle petrographische Entwicklung aussagt. Die Gesamtheit des Magmatismus der mobilen Erdräume in ihrer orthogeosynklinalen Phase ist als initialer Magmatismus als Oberbegriff zu bezeichnen, und ophiolithisch wäre ein Sonderfall hievon, u. zw. der Regelfall.

Vom Standpunkt des Feldgeologen wollen wir festhalten, daß wir den Begriff Ophiolith für durchaus notwendig betrachten, da er einem terminologischen Bedürfnis für jene Serien „grüner Gesteine“ entspricht, für welche sonst kein zutreffender Begriff existiert. Er kennzeichnet genetisch zusammengehörige, in ihrer petrographischen Zusammensetzung zwar im einzelnen mannigfaltige, aber im regionalen Sinne sehr gleichförmige Serien, die im Geosynklinalmechanismus orogener Zonen weltweite Verbreitung besitzen.

### III. Der Stoffbestand der Ophiolithserien

Bei den von uns in Ost- und Westanatolien bearbeiteten Ophiolithkomplexen ließen sich im großen und ganzen folgende Gesteinsgruppen unterscheiden:

1. Peridotite (Dunite, Harzburgite, Lherzolithe, Hornblendeperidotite), Pyroxenite — in allen Graden der Serpentinisierung, bzw. Serpentine. Ferner die mit diesen Gesteinen häufig verknüpften Talkgesteine, Tremolit- und Aktinolithfelse und Anthophyllitgesteine.
2. Gabbros und dioritische Gesteine.
3.  $\pm$ Veränderte vulkanische bis subvulkanische Gesteine: Spilite, mehr oder minder vergrünte basaltische bis andesitische Gesteinstypen.
4. Metamorphe Glieder: Grünschiefer im weiteren Sinne = Prasinite, Glaukophanschiefer, Amphibolite.
5. Mischserien aus den oben angeführten Serien mit Tuffiten und Spilitschalsteinen sowie Radiolariten, Hornsteinmergeln, Sandsteinen, Kalcken und Marmoren.

In der Verbreitung und Häufigkeit obiger Gesteine überwiegt bei weitem die Peridotitfamilie und die entsprechenden Serpentine, u. zw. in der Hauptsache Harzburgite. Dunite, Lherzolithe usw. sind nach unseren Erfahrungen relativ selten. Talkgesteine, Aktinolithschiefer usw. haben geringe Ausdehnung, sind jedoch fast immer in den Randgebieten der Peridotit- (bzw. Serpentin)körper anzutreffen. Gabbroide bis dioritische Gesteine findet man in jedem größeren Peridotitareal, meist als gangförmige Bildungen oder als kleinere Schollen. Auch die unter 3. bis 5. angeführten Gesteine

beobachtet man praktisch überall. Sie sind hauptsächlich gegen die umschließenden Schichten hin anzutreffen. Sie treten mengenmäßig gegenüber den ultrabasischen Gesteinen in den Hintergrund.

Zur besseren petrographischen Charakterisierung und zur Kenntnis der Variationsbreite folgt eine Auswahl von Dünnschliffbestimmungen, welche in der mineralogischen Abteilung des M. T. A.-Institutes an unseren Aufsammlungen gemacht worden sind, und für welche wir den Herren Drs. G. v. d. Kaaden, C. Kieft, F. Ronner und P. de Wijkerslooth zu danken haben.

1. Harzburgite, Pyroxenperidotite, Wehrlite, Anorthosite, Peridotite in allen Phasen der Serpentinisierung, calcifizierte, verkieselte, limonitisierte Serpentine.

2. Gabbros, uralitisierte Gabbros, Gabbronorite, Olivingabbros, Hornblendite, uralitisierte Gabbrodiorite, vergrünte Quarzdiorite.

3. Diabase, Uralitdiabase, Metadiabase, Quarzdiabase, Diabaspilite, Spilite, Spilit-Mandelsteine, Andesite, Basalte, Tephrite.

4. Albitchloritschiefer, Epidot-Glaukophanschiefer, Chloritschiefer, Prasinite in verschiedenen Variationen.

5. Vergrünte Tuffite, Spiltschalsteine, Konglomerate von Schalstein-typus (Gerölle von Spiliten bis Diabasen in kalkiger Grundmasse), spilitische Eruptivbreccien. Radiolarite und Hornsteine.

#### IV. Über geologisches Auftreten und Altersstellung

Wir wollen in diesem Kapitel zunächst eine Reihe von regional angeordneten Geländebeobachtungen anführen. Sie stellen den feldgeologischen Befund dar, an welchem später das allgemeine Erscheinungsbild dargestellt werden soll.

Abb. 1 zeigt die geographische Position aller behandelten Ophiolithgebiete in Anatolien.

##### 1. West- und Südwestanatolien

###### a) Das Peridotitmassiv von Fethiye

Nördlich von Fethiye (Vilayet Muğla) in Südwestanatolien befindet sich ein großes, WNW—ESE gestrecktes Peridotitmassiv. Es besteht überwiegend aus schwach serpentinisierten, grobkristallinen Harzburgiten. Nur in Störungszonen ist die Serpentinisierung weiter vorgeschritten. Häufig ist in diesen Zonen auch eine Prehnitisierung zu beobachten. Neben den Harzburgiten treten noch Dunite, Pyroxenite, Wehrlite, Olivingabbros, Gabbros und Gabbrodiorite auf. Die gabbroiden Gesteine, die meist stock- oder gangförmig in dem Peridotitmassiv liegen, bilden etwas jüngere Nachschübe. Die den Peridotiten im Gebiet von Fethiye ihre wirtschaftliche Bedeutung verleihenden Chromerze treten als Schlierenstöcke oder Schlierenbänder auf. Die Erze sind vorwiegend als Sprenkelerze oder Kugelerze ausgebildet. Der Chromit liegt in einer Grundmasse von serpentinisiertem Dunit, der sich meist deutlich von den frischeren Peridotiten abhebt. Neben Dunit ist in den Schlieren auch Chromtremolit zu finden.

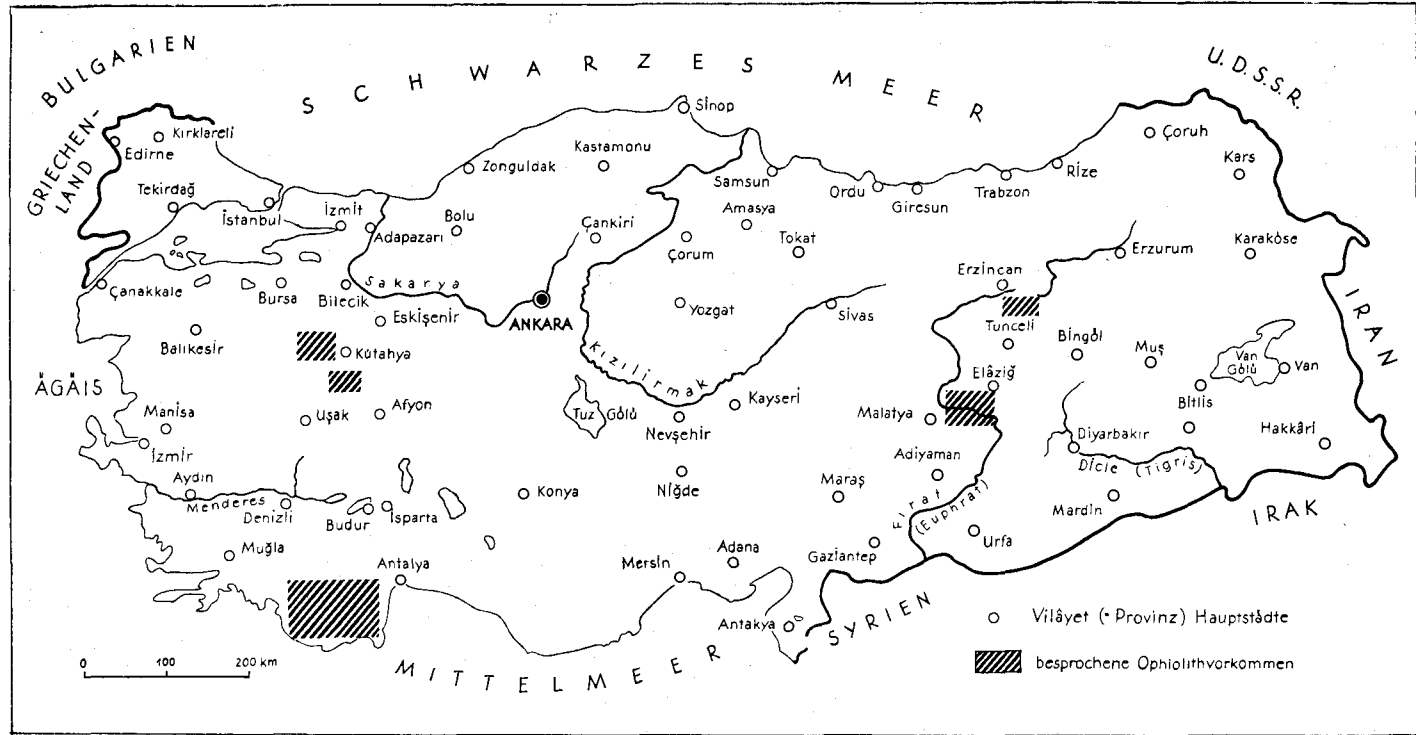


Abb. 1

Das Peridotitgebiet von Fethiye wird im Norden und Westen von Kalken überlagert. Sie sind mit dem Peridotit eng verfaltet und verschuppt. Der Kontakt zwischen den Kalken und dem Peridotit ist stets tektonisch durchbewegt. Teilweise treten unmittelbar, in die Kontaktzone eingeschuppt, rote Radiolarite auf. Am Südostrand des Peridotitmassives wurde bei Göben in der Kontaktzone auch ein stark umgewandelter Diabas beobachtet. Das Hangende wird von geschichteten, mehr oder minder stark eingekieselten Kalken gebildet. In diese Serie eingeschaltet fanden sich westlich Kuzkavak und am mittleren Kizil-Dere oberhalb der Chromerzgrube Yemişli sedimentäre Manganerzlagerstätten (pyrolusitführende Hornsteine). Am Kizilangedik bei Kuzkavak, am Bekirbeli oberhalb Incirköy, und am Aladağ westlich Üzümlü konnten aus der Kieselkalkserie stammende Mikrofaunen bestimmt werden, die anzeigen, daß diese Serie in dem Zeitraum zwischen Gault und Oberturon abgelagert worden ist (die Mikrofossilbestimmungen besorgte in dankenswerter Weise Herr Dr. Oberhauser).

Neben dieser mehr oder weniger flachen Überlagerung der Peridotite durch Kalke ist das Massiv stellenweise auch durch steilstehende Störungen begrenzt. In diesen Störungen, die westlich Fethiye an der Halbinsel Karagözler und am Aladağ bei Üzümlü beobachtet werden konnten, sind Spilite zwischen die Ultrabasite und Kalke eingeschaltet.

Als Liegendes des Peridotitmassivs von Fethiye müssen die isolierten Kalkvorkommen des Buztaş und Naldöken südlich von Cenger, sowie an der Südostspitze von Kizil-Ad. betrachtet werden. Während in diesen Kalken keine Fossilien gefunden werden konnten, sind in einem am Ostrand des Peridotitmassives gelegenen (im Eşencay-Tal südlich Kemer) weißen Massenkalk stark an *Solenoporella jurassica* Rothpl. erinnernde Kalkalgen festgestellt worden. (Die Bestimmung der Algen verdanken wir Frau Utarit Bilgütay.) Der Massenkalk fällt ebenfalls unter den Peridotit ein.

Paläozoische Gesteine treten in der Umgebung des Peridotitmassives nur im Gebiet westlich und nordwestlich von Incirköy auf. Es handelt sich hierbei um stark herausgequetschte Aufsattlungen, in deren Kern permokarbone Kalke und Quarzite aufgeschlossen sind. Diese Gesteine konnten aber an keiner Stelle im Kontakt mit Ophiolithen beobachtet werden.

Verfasser fand in diesem Gebiet einen roten, brecciösen Kalk, der neben einer permokarbonen Mikrofauna Bruchstücke von zersetztem spilitischem Material enthielt. G. v. d. Kaaden und K. Metz (1954) führten dieses Handstück als Beweis für das von ihnen postulierte paläozoische Alter der Spilite an. Es muß dazu bemerkt werden, daß es sich bei dem Handstück um einen Lesestein handelt. Die Rotfärbung des Kalkes wird durch Mikrofossilien hervorgerufen, die durch Limonit rot pigmentiert sind, während sonst die permokarbonen Kalke stets grau gefärbt sind. Das kalzitische, rekristallisierte Bindemittel ist farblos. In unmittelbarer Nachbarschaft des Fundortes stehen eoäne Flyschgesteine (kalkige Mikrobrecien, Mergelschiefer, Kalksandsteine) an. Es kann wohl angenommen werden, daß das fragliche Gestein im Tertiär durch Aufarbeitung von paläozoischen Kalken sowie von Ophiolithen entstanden ist. Dafür sprechen auch die Korrosionserscheinungen an den Mikrofossilien (Bestimmung letzterer verdanken wir Herrn Dr. Suat Erk).

Auf Grund der Lagerungs- und Verbandsverhältnisse ergibt sich, daß das Peridotitmassiv von Fethiye in einem mesozoischen Schichtverband ungefähr den Zeitraum zwischen Oberjura-Unterkreide und Oberkreide (Turon) einnimmt.

### b) Die Ophiolithe von Elmali-Akdağ

Östlich des Eşencay-Tales (Vilayet Muğla) erhebt sich das große Bergmassiv des Elmali-Akdağ. In ihm treten an verschiedenen Stellen kleinere Ophiolithkörper auf, die in die Kalke eingeschaltet sind. Ein typisches Beispiel eines solchen Ophiolithvorkommens, das am Karabel südlich der Seki Ova, soll hier beschrieben werden.

Über einer mehr als 1000 *m* mächtigen Massenkalkserie, aus welcher triassische und jurassische bis unterkretazische Mikrofossilien und Algen bestimmt werden konnten, liegen hier geschichtete Hornsteinkalke mit roten, grauen und grünlichen Schieferzwischenlagen. Mit den Schiefen sind auch kleine Konglomeratbänkchen vergesellschaftet, die sich unter dem Mikroskop als schalsteinartige Bildungen zu erkennen gaben. Gerölle von Spiliten und Diabasen, Radiolarit und kleine Kalksplitter sind durch Kalk verkittet. Etwas östlich der Paßhöhe treten auch Spilite und Peridotite in dieser Serie auf. Die Spilite sind feinkörnig und schwach porphyrisch struiert. Brecciöse Teile in der Spilitmasse machen es wahrscheinlich, daß hier eine Eruptivbreccie vorliegt. Dafür spricht auch das Auftreten der Peridotite (schwach serpentinierte Harzburgite), die die liegende Kalkserie durchsetzen und anscheinend der Förderspalte der Spilite gefolgt sind. Die ungefähr N—S gerichtete Förderspalte der ophiolithischen Gesteine hat bei der Orogenese als Störung gewirkt, sodaß Peridotite und Spilite in der Aufstiegszone etwas durchbewegt wurden. Der Versetzungsbetrag an der Störung kann jedoch, wie sich aus stratigraphischen Vergleichen ergibt, wenige 10 *m* nicht überschritten haben. Über der an dieser Stelle ungefähr 150—200 *m* mächtigen Schiefer-Hornsteinserie mit ihren Ophiolith-einschaltungen folgen weiße, massige Kalke, die auf Grund von faziellen Vergleichen und ihrer Lagerung der oberen Kreide zugerechnet werden dürfen.

Gegenüber dem Peridotitgebiet von Fethiye sind die Ophiolithe des Elmali-Akdağ durch geringere tektonische Durchbewegung ausgezeichnet. Die Kontaktzonen sind daher besser erhalten geblieben. Die basischen Effusivgesteine oder deren Tuffe bilden hier meist einen Mantel um die Peridotite. Unter den begleitenden Sedimentgesteinen sind Schiefer weiter verbreitet als im Gebiet von Fethiye.

### c) Die Ophiolithe des Alakırçay-Tales

Bei Finke (Vilayet Antalya) mündet das ungefähr 60 *km* lange, N—S gerichtete Tal des Alakırçay. Begleitet wird das Tal auf beiden Seiten von Hochgebirgszügen. Im Westen sind es die vorwiegend aus oberkretazischen gebankten Kalken aufgebauten Beydağlari, während im Osten das Tal durch eine aus Riffkalken bestehende Gebirgskette vom Meer getrennt wird. An der Basis dieser Riffkalke treten permokarbone Kalke auf. Darüber folgt eine Zone von grob gebankten Kalken, die nach oben unmerklich in die über 1000 *m* mächtige Riffkalkserie übergeht. Die Riffkalke vertreten den Zeitraum von oberem Jura bis zur oberen Kreide. Sie sind mit plattigen Kalken, Hornsteinkalken, Schiefen und Sandsteinen verzahnt, die teilweise weit in die Riffkalke hineingreifen.

Diese Kalk-Schiefer-Hornsteinserie ist in dem ganzen Talgebiet des Alakırçay verbreitet und geht an dessen Westrand in die gebankten

Kalke der Beydağları über. Faunistisch wird sie charakterisiert durch Radiolarien und Oligosteginen. Doch fanden sich außer diesen reinen Faziesfossilien auch Mikrofaunen, die zur Altersbestimmung herangezogen werden konnten. Danach ist die Kalk-Schiefer-Hornsteinserie ungefähr in dem Zeitraum zwischen Apt-Alb und Maastricht abgelagert worden. Sie stellt also nur eine besondere Faziesausbildung gegenüber den sie begleitenden Kalkketten dar.

Die Ophiolithe des Alakırçay-Tales sind in die Kalk-Schiefer-Hornsteinserie eingelagert. Es handelt sich um basische Effusivgesteine und um ultrabasische Intrusiva. An Effusivgesteinen wurden Basalte, Diabase, Quarzdiabase, Kalikeratophyre und Hauynteophrite beobachtet (Bestimmung G. v. d. Kaaden und C. Kieft). An Intrusivgesteinen treten Quarzdiorite, Gabbonorite, Uralitgabbros, Hornblende-Plagioklasfelse, Pyroxenite und Peridotite in allen Umwandlungsstufen zu Serpentin auf.

Die basaltischen Gesteine haben als submarine Extrusionen die Kalk-Schiefer-Hornsteinserie durchsetzt und sind mit ihnen verzahnt. Pillow-Laven (in denen manchmal Analcim auftritt), und isoliert in den Basalten schwimmende Kalkschollen konnten öfters beobachtet werden. Die Intrusivgesteine sitzen als langgestreckte Stöcke in den Basalten. Sie scheinen, wie schon im Gebiet des Elmali-Akdağ beobachtet, dieselben Förderwege wie die Basalte benutzt zu haben. Am Pazarkayasi am Nordende des Alakırçay-Tales war der Kontakt der Intrusivgesteine gegen die Basalte gut aufgeschlossen. Es zeigte sich hier ein nahezu lückenloser Übergang von schwach serpentinisierendem, chromerzführendem Peridotit zu einem Aktinolith-Plagioklasfels und weiter zu einem Quarzdiorit ( $\pm 10\%$  Quarz). Neben diesen Gesteinen fanden sich porphyrische Basalte. Es muß angenommen werden, daß sich an den Peridotiten bei ihrer Intrusion in die Basalte eine etwas saurere Randzone ausgebildet hat.

Intrusiv- und Extrusivgesteine sind zusammen mit der Kalk-Schiefer-Hornsteinserie verfaltet, doch hat sich nur an größeren Peridotit- oder Kalkmassiven ausgeprägte Schuppungstektonik vollzogen. Die magmatischen Gesteine müssen auf Grund ihrer Lagerungsbeziehungen zu der Kalk-Schiefer-Hornsteinfolge gleichalterig, bzw. etwas jünger als diese Serie sein. Die obere zeitliche Begrenzung für den Aufstieg der Peridotite ist durch ihre Überlagerung durch eoazäne, flyschartige Gesteine am Nordende des Alakırçay-Tales gegeben. Die Ophiolithe unseres Gebietes bestehen ungefähr zu gleichen Teilen aus basaltischen Effusivgesteinen und aus ultrabasischen Intrusiven. Die basaltischen Gesteine wurden als submarine Extrusionen während des Zeitraumes zwischen Apt-Alb und Maastricht gefördert, sie sind mit der Kalk-Schiefer-Hornsteinserie verknüpft. Die Ultrabasika stecken als jüngere Einschübe in den Basalten. Wie aus der Überlagerung durch eoazäne Sedimente hervorgeht, muß die Platznahme der Peridotite vor deren Ablagerung stattgefunden haben.

#### d) Das Ophiolithgebiet von Çekürler—Söğütyaylaköy

Westlich Kütahya sind im Gebiet um Çekürler und Söğütyaylaköy (Vilayet Kütahya) an mehreren Stellen Ophiolithe aufgeschlossen. Der Untergrund des ganzen Gebietes wird von leicht epimetamorphen, klastischen Sedimenten (überwiegend Quarzserizitschiefern) gebildet. Diese werden von einer Kalk-Marmorserie überlagert, die zum Teil, besonders in den

tiefere Partien, dunkel gefärbt und leicht bituminös ist. Gegen das Hangende zu sind die Gesteine hellgrau und teilweise hornsteinführend. Fossilien wurden in diesen Gesteinen nicht gefunden, sodaß eine altersmäßige Einstufung nur auf Grund von faziellen Vergleichen mit den Nachbargebieten möglich ist. Die klastischen Sedimente des Untergrundes, die teilweise stärker, teilweise schwächer metamorph, über den Emirdağ bis in den Sultandağ verfolgt werden konnten, lieferten eine devonische Korallenfauna. In dunklen Kalken, die dort ebenfalls die klastischen Sedimente überlagern, fand sich eine Mikrofauna, die ins Permokarbon zu stellen ist (nach freundlicher Mitteilung von Herrn Dr. Brennich). Den hangenden, hornsteinführenden Kalken entsprechende Gesteine beobachtete H. Holzer (1954 b) im Gebiet westlich Kütahya. Aus den faziell und lagemäßig gleichartigen Kalken konnte eine oberkretazische Mikrofauna bestimmt werden.

Die Ophiolithe im Raume von Çekürler und Söğütyaylaköy werden von den zuletzt erwähnten hornsteinführenden Kalken überlagert. Die Hornsteine sind teils schichtförmig, teils unregelmäßig knollig. Die Kontaktzone der Kalke gegen die die Hauptmasse der Ophiolithe ausmachenden Serpentine (serpentinisierte Peridotite) konnte bei Çekürler und Söğütyaylaköy beobachtet werden. In dieser Kontaktzone fanden sich rote Radiolarite und eine mehr oder weniger mächtige Folge von Grünschiefern. Im einzelnen trafen wir crossitglaukophanführende Chloritschiefer, chloritführende Quarz-Epidot-Na-Hornblendeschiefer, titanitführende Klinozoisitamphibolite, Prasinite, epidotisierte Spilite und Metadiabase (die petrographische Bestimmung dieser Gesteine verdanken wir Herrn Dr. F. Ronner). Nach den Schlißbildern dürfte das Ausgangsmaterial dieser Serie basische Effusiva gewesen sein. Auf Grund der verhältnismäßig geringen Metamorphose der begleitenden Kalke und Peridotite ist anzunehmen, daß die Glaukophan-Neubildung auf Na-Metasomatose beruht. Hier muß erwähnt werden, daß in hangenden kristallinen Kalken auch kleine Albitnester auftreten.

Permokarbone Sedimente wurden an keiner Stelle im Kontakt mit den Ophiolithen angetroffen. Das Ophiolithgebiet von Çekürler—Söğütyaylaköy wurde, zusammen mit seiner Umgebung, leicht regionalmetamorph überprägt. Es gleicht in seinem Gesteinsbestand weitgehend anderen, nicht metamorphen Vorkommen. Das Alter der die Ophiolithe begleitenden Gesteinsserien kann wegen des Fehlens von Fossilfunden nicht sicher angegeben werden. Regionale Vergleiche machen es jedoch wahrscheinlich, daß die begleitende Kalkserie kretazisches Alter besitzt und die leichte Regionalmetamorphose alpidisch ist.

#### e) Ophiolithe westlich Kütahya

Unser Bereich liegt innerhalb der Vilayets Kütahya und Bursa (der Landschaft Phrygien der Antike), im Raume Tavşanlı-Dağardı-Orhaneli. Nach der tektonischen Gliederung von M. Blumenthal befinden wir uns im Bereich der zentralanatolischen Zwischenmasse. Über 1000 km<sup>2</sup> unseres Raumes werden von Ophiolithen eingenommen. Die Hauptmasse bilden Serpentine bzw. Peridotite in wechselndem Grade der Serpentinisierung. Mehr oder minder unveränderte Peridotite trifft man immer wieder in Form von Knollen und linsenartigen Körpern. Gabbroide Gesteine bilden geringmächtige Gänge. Gegen die Serpentinränder erscheinen prasinitische Gesteine, Glaukophanschiefer, Diabase und Spilite, in bunter



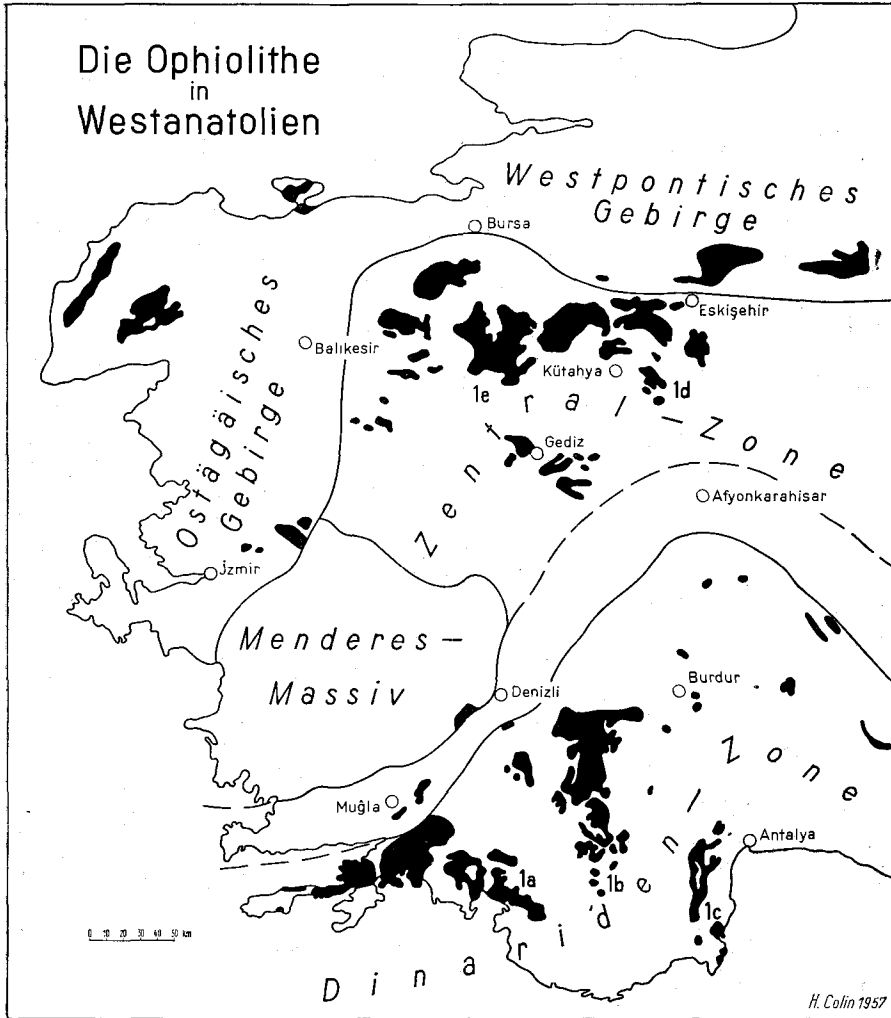


Abb. 2 gibt die Verbreitung der Ophiolithe (schwarz) in Westanatolien. Die Ziffern 1a.—1e der Karte beziehen sich auf die entsprechenden Abschnitte im Text.  
(1a: Fethiy e, 1b: Elmali-Akdağ, 1c: Alakırçay-Tal, 1d: Çekürler-Söğütyaylaköy 1e: westlich Kütahya).

Mischung mit Serpentin schuppen, Marmorlamellen und roten Radiolariten sowie Hornsteinkalken. Die tektonische Durchbewegung ist hier — wie gewohnt — kräftig, von irgendwelchen primären Kontakten keine Spur.

Dieses Serpentinegebiet wurde bisher als paläozoisch angesprochen (z. B. Wijkerslooth, 1941 b). Diese Ansicht geht zurück auf die Arbeiten Philipppsons (1910—1915), der auch die erste geologische Karte dieses Gebietes gab. Während unser Serpentineareal randlich zum großen Teil von Neogensedimenten umgeben ist, sind im Raume südlich Tavşanlı und des Değirmisaz Dere Profile zu den überlagernden Schichten auf-

geschlossen. Über den Serpentinauflagen folgt gegen oben die bereits erwähnte Mischserie aus miteinander verknüpferten Serpentinsschuppen, Grünschieferpartien, Marmor- und Radiolaritlamellen. Darüber liegen graue, feinkristalline Marmore und Kalke. Philippson kartierte diese Gesteine gemäß der damals herrschenden Konzeption als Paläozoikum und hielt folgerichtig die darunter liegenden Ophiolithe für paläozoisch. Es ist uns nun gelungen, aus den schwach kristallinen Kalken etwa 2 km südlich des Serpentinrandes *Siderolites calcitrapoides* Lamark und Orbitolinen (Bestimmung R. Oberhauser) nachzuweisen, womit ein oberkretazisches Alter (Maastricht) der Kalke sichergestellt ist. Wie so oft in Anatolien, so liegt auch hier die Oberkreide über den Ophiolithen. Verknüpfung mit paläozoischen Gesteinen wurde nicht beobachtet.

## 2. Ophiolithe in Ost- und Südostanatolien

### a) Ophiolithe im Monzurgebirge

Das Gebiet liegt im Bereiche des Vilayets Tunceli, zu einem schmalen Teil im Gebiet der Provinz Erzurum, innerhalb des Monzur-Silsilesi-Gebirgsystems. Das hochalpine Terrain (Gipfelhöhen bis 3450 m) erstreckt sich zwischen dem obersten Firat (= Euphrat) und dem Murat Nehri, in der Landschaft Hozat (Dersim). Regionaltektonisch befinden wir uns im Grenzbereich östliche Tauriden—Anatoliden. Erstere sind in unserem Raume durch Schuppenbau und Aufschiebungen nach Süden gekennzeichnet, letztere haben flachwelligen Faltenbau, der zumindest an manchen Stellen nach Norden vergiert. Der zu behandelnde Ophiolithkomplex erstreckt sich im kartierten Bereich über einige hundert Quadratkilometer. Die Mächtigkeit ist stellenweise über 300 m (aufgeschlossen). Es handelt sich hier um eine sehr komplexe Serie von in sich verschuppten und miteinander verknüpferten Schollen von Ophiolithen, Kalken und Radiolariten. Bei den Grüngesteinen überwiegen die Serpentine weitaus. Seltener, doch immer vorhanden, sind Diabase und spilitisches Material. Der sedimentäre Anteil der Mischserie besteht aus grauen, z. T. feinkristallinen Kalken, gelbbraunen, brecciösen Kalken, weißen Marmoren, rötlichen, geschichteten Hornsteinkalken (die oft an alpine Aptychenkalke erinnern), roten, kieseligen Mergeln, vielen roten Radiolariten und, seltener, grüngrauen, feinstkörnig-quarzitischen Sandsteinen. Überlagert wird der ganze Komplex von mächtigen Oberkreidekalken, das Liegende ist nicht aufgeschlossen. In Kalken der Mischserie wurden Orbitolinen gefunden, die Ober Barrême bis Unterenoman belegen (Bestimmung R. Oberhauser). In der östlichen Fortsetzung unserer Serie wurde von I. Ketin (1945) *Orbitolina* aff. *conoidea* Gras. angegeben. Eine Verknüpfung unserer Ophiolithe mit Gesteinen, die als Paläozoikum angesprochen werden könnten, wurde nicht beobachtet. In Übereinstimmung mit I. Ketin und H. N. Pamir, welche die östliche Fortsetzung unseres Gebietes kartiert haben, halten wir die Ophiolithe für mesozoisch, etwa Oberjura-Unterkreide.

### b) Ophiolithe im Gebiet von Elaziğ

Das untersuchte Gebiet liegt im Vilayet Elaziğ bzw. Malatya, etwa zwischen den Orten Elaziğ, Baskil, Kale und Sivrice. Es wird vom Firat (Euphrat) durchflossen. Wir befinden uns am Südrand der Iraniden.

Mehrere hundert Quadratkilometer werden hier von Grüngesteinen eingenommen. Es sind durchwegs vergrünte gabbroide Gesteine. Im einzelnen: Uralitgabbros, olivinführende Gabbros, ophitische Uralitgabbros, uralitisierte Gabbrodiorite. Dazu (seltener) Hornblendite sowie diabasische Gesteine. Größere Mengen von Serpentinien fehlen. Aktinolith-Tremolitbildungen findet man gelegentlich, lokal treten Prehnit-Neubildungen in unseren Gesteinen auf. Die tektonische Beanspruchung ist geringer als im vorhin erwähnten Raum.

Die Ophiolithserie wird an verschiedenen Stellen von Graniten durchbrochen. Die granitische Beeinflussung geht von schwacher aplitischer Durchaderung zu scharf begrenzten pegmatoiden Gängen und Spaltenfüllungen. Die Granite selbst haben echten Kontakt (mit Skarnbildungen) zu Kalken und Marmoreen, welche sichere Oberkreide(Maastricht)-Faunen geliefert haben. An verschiedenen Punkten wird die Ophiolithserie von Maastrichtkalken und Eozänflysch überlagert, sie liegt im Westen unseres Gebietes über Permokarbonkalken. Die Altersstellung ist demnach: älter als Maastricht, jünger als Permokarbon.

Theoretisch ist sehr gut vorstellbar, daß zwischen dem Entstehungsakt der Ophiolithe und der Amplatzstellung der Granite keine allzu langen geologischen Zeiträume verstrichen sind. Granite und granitische Durchtränkung finden sich nur innerhalb der Ophiolithserie. Das legt den Schluß nahe, daß beide von einem Magmenkörper abstammen, der — zeitlich gesehen — bis an die Kreide-Eozänwende aktiv geblieben ist. (Chemische Analysen stehen uns leider nicht zur Verfügung.) Wir sind der Anschauung, daß die gabbroiden Schmelzen etwa in der Zeitspanne Unterkreide—tiefere Oberkreide aufgedrungen sind. In der Tiefe vollzogen sich Differenziationsvorgänge, vermutlich auch Assimilation von Nebengesteinsmaterial. Mit den orogenetischen Bewegungen zwischen Oberkreide—Untereozän kommt es dann zum Aufdringen der granitischen Schmelzen (Kontakt zu Maastricht, Mitteleozän hingegen unbeeinflusst). Das Mengenverhältnis Ophiolithe-Granite entspricht kartenmäßig durchaus dem theoretischen Verhältnis eines solchen Magmenzyklus.

### 3. Zusammenfassung

Wir haben oben Ophiolithkomplexe aus verschiedenen Teilen Anatoliens, aus verschiedenen tektonischen Einheiten beschrieben. Fassen wir unsere Erfahrungen über das geologische Auftreten zusammen:

Nirgends wurden autochthone Durchbrüche oder diskordante Lagerung festgestellt. Generell herrscht tektonische Konkordanz zu den umschließenden Schichten.

Die äußere Form der Ophiolithkörper ist mehr oder minder lentikular, in der Größenordnung von wenigen Metern bis Tausenden von Metern. Es gibt geschlossene Ophiolithareale von 1000  $km^2$  und darüber.

Echte magmatische Kontakte wurden von uns nirgends beobachtet. Irgendwelche Zufuhrkanäle, in welchen die Ophiolithe aufgedrungen sein könnten, waren nicht mit Sicherheit auszumachen.

Die Randzonen der Ophiolithkörper zeichnen sich generell durch starke tektonische Durchbewegung aus, während das Ausmaß der Deformation im Inneren größerer Massen gering sein kann. Die Ränder sind fast immer

durch das Auftreten von Mischserien (Ophiolithe-Radiolarite-Kalke usw.) gekennzeichnet.

In den beschriebenen Gebieten haben die Ophiolithe stets sichere Lagebeziehungen zu jungmesozoischen Sedimenten.

Das überall beobachtbare Zusammenvorkommen von Ophiolithen und Radiolariten muß auf eine gesetzmäßige genetische Verknüpfung zurückgeführt werden.

Aus dem oben Gesagten, das im übrigen zwanglos mit den Ergebnissen der Bearbeiter anderer Ophiolithgebiete übereinstimmt, geht hervor, daß eine exakte, unanfechtbare Altersbestimmung unserer Ophiolithe nicht möglich ist. Jedoch sprechen unseres Erachtens nach die in den vorigen Kapiteln dargelegten Feldbefunde unbedingt für ein alpidisches Alter. Für eine Einstufung ins Paläozoikum liegen keine feldgeologischen Gründe vor. Wir haben für die Platznahme der Ophiolithe den Zeitraum zwischen Oberjura und Oberkreide anzunehmen.

### V. Bemerkungen zur Petrogenese

Wie sich aus dem geologischen Befund unserer Gesteine ergibt, haben wir es mit Felsarten zu tun, die kaum Vergleichsmöglichkeiten mit anderen Erstarrungsgesteinen bieten. Genetische Fragen sind deshalb doppelt schwierig zu beantworten. Wir wollen zunächst aus der sehr umfangreichen Grüngesteinsliteratur einiges Weniges herausgreifen.

In der klassischen Petrographie waren die ultrabasischen Gesteine bislang selbstverständlich als Abkömmlinge ultrabasischer Magmen aufgefaßt worden. Bis vor kurzem wurde die magmatische Entstehung der Peridotite usw. wohl nie bezweifelt. Im Sinne der am Granitproblem entwickelten Vorstellungen des Transformismus finden wir nun in neuerer Zeit Tendenzen, auch die ultrabasischen Gesteine als Produkte hydrothermalen oder metasomatischer Vorgänge zu erklären. Sieht man von den extremen Gedankengängen von Perrin und Roubault (1949) ab, die praktisch jedes granulare Gestein als durch metasomatische Prozesse gebildet ansehen, so verdienen neuere Arbeiten skandinavischer Forscher unser Interesse. T. Mikkola (1955) interpretiert die früher als magmatisch angesehenen Peridotite der Orijarvi-Region als Produkte metamorpher Differenziation, hervorgegangen aus mergeligen Tonen. Ähnliche Gedankengänge vertritt H. Sørensen (1953) für die ultrabasischen Gesteine von Westgrönland. J. Avias (1949) kam in Neu-Caledonien zu ähnlichen Vorstellungen. Während diese Gedankengänge im „Unterbau“ (E. Wegmann) orogener Zonen entwickelt wurden, schlägt Sørensen vor, die transformistische Arbeitshypothese auch in den höheren Stockwerken der Orogene zu testen.

Ausgehend von unseren Erfahrungen in Anatolien möchten wir festhalten, daß die orthodoxe magmatische Deutung, obwohl sie manche Phänomene nicht zufriedenstellend erklärt, weit eher unserem geologischen Feldbefund gerecht wird. Zunächst liegen unsere Ultrabasite im allgemeinen innerhalb von nicht metamorphen Serien. Gibt es im Umkreis Metamorphikum, dann ist es in den uns bekannten Gebieten schwachstufiges, regional-metamorphes Kristallin, dessen Prägung unabhängig von den Ophiolithen vor sich gegangen ist. Wenn nun unsere Ophiolithe an Zonen tektonischer Beanspruchung auftreten, so bedeutet das unseres Erachtens nicht, daß

sie diesen Scher-, Faltungs- oder Bruchbewegungen (die sicher große Intensität aufgewiesen haben) ihre Entstehung verdanken (etwa als metamorphe Differenziation eines mergeligen Tones unter Einfluß von stärkstem stress). In so einem Fall müßte zumindest auch ein kleiner Teil des Nebengesteins metamorph verändert worden sein. Eher scheint uns die althergebrachte Ansicht zutreffend, daß nämlich Peridotite und umliegende Kalkmassen bei gleichzeitiger tektonischer Einspannung disharmonisch verformt werden, und daß solche Spannungen an den Grenzflächen der beiden mechanisch verschieden reagierenden Medien zur Auslösung kommen. Daß Serpentin einen ausgezeichneten tektonischen Gleithorizont abgibt, ist eine altbekannte Tatsache. Auch scheint uns das Auftreten der vielen Chromitlagerstätten in unseren Serpentin gegen eine metasomatische Deutung zu sprechen. Wollte man den Chromit z. B. pneumatolytisch in den Serpentin einwandern lassen, warum finden wir dann die Erzkörper nicht auch einmal im Nebengestein? Wenn man die mit den Ultrabasiten eng verknüpften gabbroiden Gesteine, die effusiven Spilite und Diabase ebenfalls metasomatisch deuten wollte, würde das wohl auf große Schwierigkeiten stoßen. Die transformistische Interpretation mag für den Unterbau der Orogene volle Berechtigung haben. In unserem Falle sehen wir keinen Grund, von der magmatischen Deutung abzugehen.

Zur Kenntnis des Chemismus der Ophiolithe können wir wenig beitragen, da keine Analysen unserer Gesteine vorliegen. Die von uns angebotenen, sehr seltenen Hauynteophrite haben wohl ausgesprochen atlantischen Charakter. Es wäre von Interesse, Analysenzahlen von den wenig veränderten Peridotiten von Fethiye zu erhalten, da hier eventuelle Veränderungen des Chemismus durch Metamorphose kaum zu erwarten sind.

Zur magmatischen Abfolge: Bereits Steinmann betonte die gesetzmäßige Altersfolge Serpentin—Gabbro—Diabas. Gleiches wird von vielen Ophiolithgebieten berichtet. Wir kommen zu folgendem Bild: als Vorläufer der Ultrabasite ist die Splitförderung anzusehen. Nach Amplatzstellung der Peridotite oder auch in die letzten Phasen dieser fällt die Entstehung der gabbroiden Schlieren und Gänge (zeitlich sind beide wohl nicht weit entfernt). Die basischen Nachschübe können selten und in geringem Ausmaß noch dioritisches Material liefern. Die effusiven Gesteine sind eng mit sedimentären Gesteinen verzahnt.

Über Platznahme ophiolithischer Massen gibt es eine reichhaltige Literatur. Bowen & Tuttle, H. Hess, G. Hiessleitner, um nur wenige Namen zu nennen, haben sich mit diesem komplexen Problem beschäftigt. Generell herrscht die Ansicht, daß ultrabasische Magmen in viskosem, zähflüssigem Zustand aufgedrungen sind. Die Intrusionsmechanik solcher Vorgänge, wie z. B. Aufstiegswege, Beziehungen zum tektonischen Geschehen, Erstarrungsräume und deren Krustentiefe usw., wurden von verschiedenen Seiten her beleuchtet und diskutiert. Allerdings stehen endgültige, gesicherte Ergebnisse noch aus.

Vom Standpunkt des Feldgeologen sei zur Frage der Platznahme der ultrabasischen Gesteine bemerkt: wir halten es für sicher, daß die Peridotite die Oberfläche nur in erkalteter, thermisch nicht mehr reaktionsfähiger Form erreicht haben. Peridotitische Laven usw., die für effusive Entstehung sprechen würden, haben wir nicht beobachtet. Das Fehlen echter Kontakt-

mineralisation (auch wenn man die späteren tektonischen Bewegungen am Serpentinrand in Abzug bringt), deutet wohl auf geringe Temperaturen bei der Platznahme. Einschlüsse von Nebengestein, mehr oder minder resorbierte Schollen und „Fische“ von Fremdgestein, wie sie bei den granitischen Gesteinen so häufig vorkommen, haben wir nirgends beobachtet. Ebenso gibt es unseres Wissens keine peridotitische Durchtränkung bzw. Mischgesteinsbildung mit dem Nebengestein. Die räumliche und zeitliche Verbindung mit Diabasen und echten Effusiven kann wohl als Hinweis gelten, daß die Räume der Platznahme in nicht allzu großer Krustentiefe gelegen haben. Allerdings nähern wir uns hier bereits bedenklich den Hypothesen über Magmenbassins usw., jenen „Hypothesen-Asylen“ (P. Pruvost, nach E. Wegmann, 1952), wozu wir nichts Positives mehr beitragen können.

Zur Frage eines „endogenen Kontakthofes“.

Eine regional verbreitete Erscheinung ist das Auftreten von amphibolitischen Gesteinen an den Rändern von Peridotitkörpern. Sie wurden verschiedentlich als tektonisch mitgeschleppte Schollen des Untergrundes gedeutet. G. v. d. Kaaden & K. Metz (1954) erwähnen sie in Südwestanatolien in Zusammenhang mit Tremolitgesteinen und sprechen sie als „metamorphisierte endogene Kontaktzone“ des Peridotits an. Was zunächst die Amphibolite betrifft, so handelt es sich in den uns bekannten Gebieten einerseits um Gesteine, die den durchschnittlichen Mineralbestand eines normalen Amphibolites besitzen (z. B. M. T. A.-Schliff Nr. 19.753: Oligoklas, gemeine Hornblende, Titanit, Magnetit, Chlorit und Prehnit [sekundär]), dazu Reste von rhombischen und monoklinen Pyroxenen. Also ein Gestein, das man mit gutem Recht als Orthoamphibolit bezeichnen kann).

Andererseits trafen wir Gesteine an, die man am besten als Aktinolith-Tremolit-Felse bezeichnet, und die von v. d. Kaaden & Metz zusammen mit den Amphiboliten zur „endogenen Kontaktzone“ gerechnet werden.

Die Deutung von Amphiboliten mit Pyroxenrelikten als Kontaktgesteine erscheint uns zumindest zweifelhaft. In welcher Form bestünde da die Kontaktwirkung? Wir glauben viel eher, daß diese „echten“ Amphibolite Abkömmlinge gabbroider bzw. basaltischer Gesteine sind, welche in den Peridotitgebieten ja verschiedentlich vorkommen. Sie sind durch tektonische Vorgänge in den Randzonen der Peridotitmassen etwas verschiebert worden (etwa unter der Neubildung von Chlorit, Zoisit usw.). In ähnlicher Weise sind wohl auch die meisten Prasinitgesteine an den Serpentinrändern zu deuten.

Talk- und Aktinolith-Tremolitgesteinsvorkommen am Rand von Serpentinkörpern sind eine altbekannte und weit verbreitete Erscheinung. Die von uns beobachteten derartigen Bildungen sind posttektonisch in bezug auf den Serpentinkörper, an dessen Rand sie auftreten. Wir vertreten die Anschauung, daß die fraglichen Gesteine mit einer magmatischen Kontaktwirkung des Serpentin nichts zu tun haben. Es sind höchstwahrscheinlich Produkte eines Stoffaustausches mit den Nebengesteinen. Sie könnten durch Reaktionen im festen Zustand erklärt werden.

Prehnitisierung (als mikroskopische Neubildung, meist in Diabasen und Grünschiefern) wurde in manchen Ophiolithgebieten angetroffen. Prehnit wurde früher von manchen Forschern als Produkt einer thermalen

Metamorphose gedeutet. Harker (1952) hält dafür, daß dieses Mineral durch spätere Reaktionen auf Kosten anderer Ca-Silikate gebildet worden sei. Die Prehnite in unseren Gesteinen sind wohl (hydrothermale?) Umwandlungsprodukte basischer Plagioklase. Ein Zusammenhang mit dem Aufdringen der Peridotite ist nicht anzunehmen.

Na-Metasomatose (Glaukophan- und Albitneubildung). Glaukophanführende Gesteine wurden von uns verschiedentlich an den Serpentinrändern gefunden. Es sind Glaukophanschiefer und Glaukophanprasinite. Glaukophan tritt jedoch auch als Neubildung in Radiolariten und Spiliten auf (v. d. Kaaden & Metz beschrieben solche Gesteine im Gebiet Datça-Marmaris. Wir kennen sie in den Gegenden von Çekürler-Söğütyaylaköy und westlich Tavşanlı, Provinz Kütahya). Nach Art ihres Auftretens läßt sich sagen: Die Glaukophangesteinsvorkommen sind auf jene Mischserien am Serpentinrand beschränkt, die sich durch starke tektonische Beanspruchung auszeichnen. Die Glaukophane treten durchwegs als jüngste Bildungen im Gestein auf. Sie finden sich nicht nur in basischen Gesteinen (Diabasen, Spiliten), sondern auch in Sedimenten (Radiolarit-Hornsteinen). H. M. E. Schürmann (1956) unterstreicht das beinahe regelmäßige Auftreten zusammen mit Serpentin. Ihre Entstehung wird auf sekundäre Natronzufuhr (eventuell im Zusammenhang mit der Serpentinisierung) und Einfluß intensiver Tektonik (stress) zurückgeführt. Unsere Beobachtungen passen gut zu dieser Vorstellung.

Lokale Albitisierung konnte gelegentlich nachgewiesen werden, u. zw. ebenfalls an den Serpentinrändern (Albitnester in Marmor).

Die Frage nach der Herkunft des Natrons müssen wir offenlassen. Ob es sich um Autometasomatose handelt, wie v. d. Kaaden & Metz meinen, oder eine sekundäre Natronzufuhr erfolgte, können wir nicht entscheiden. Sicher scheint uns, daß sowohl Glaukophan-Neubildung wie Albitisierung in den uns bekannten Gebieten in den Mischserien am Serpentinrand auftreten. Die Ultrabasite selbst sind, soweit uns bekannt ist, frei an solchen Bildungen.

Die Vergesellschaftung von Radiolariten und Ophiolithen ist eine bekannte und viel diskutierte Erscheinung. In letzter Zeit haben sich besonders H. Grunau (1946), E. Wenk (1949), H. P. Cornelius (1951), E. B. Bailey & W. J. McCallien (1952/54) damit auseinandergesetzt. Wir können zu diesem Fragenkreis nicht allzu viel beitragen, da wir keine Gelegenheit zu diesbezüglichen Detailstudien hatten. Sicher ist die Vergesellschaftung von Ophiolithen und Radiolarit-Hornsteinen eine genetische. In allen uns bekannten Profilen machten wir die Erfahrung, daß dort, wo Ophiolithe auftreten, in unmittelbarer Umgebung auch Radiolarite anstehen, und umgekehrt; u. zw. mit gesetzmäßiger Regelmäßigkeit. Die schon so oft mit Bedauern konstatierte tektonische Verschleifung an den Serpentinrändern verhinderte aber Beobachtungen, warum dem so sei. Es scheint uns, daß die Beziehungen zwischen Radiolariten und Ophiolithen in erster Linie auf die vulkanischen Typen der letzteren beschränkt sind, in der Hauptsache also auf die Spilite und Diabase. Die Hypothese, daß diese zum Großteil submarin ausfließenden basischen Laven günstige Bedingungen für die Entstehung radiolarienreicher Kieselgesteine schaffen, ist am ehesten zu akzeptieren. Ob die Rolle der basischen Ausflüsse nun darin bestand, größere Mengen von Kieselsäure abzugeben, oder mehr die

Kalksedimentation durch Änderung des Chemismus des Seewassers verhinderte und damit indirekt die Radiolaritbildung förderte, entzieht sich unserer Kenntnis. Die Peridotite und Serpentine selbst dürften bei dem ganzen Vorgang am wenigsten beteiligt gewesen sein.

## VI. Zur regionaltektonischen Position der Ophiolithe in Westanatolien <sup>1)</sup>

Einzelne Teile Westkleinasiens sind schon seit langem als mehr oder minder gut abgrenzbare tektonische Einheiten bekannt. Es sind dies besonders die den Nordwesten des Landes einnehmenden Komplexe des ostägäischen Faltengebirges und des westpontischen Gebirges (A. Philippson, 1918). M. Blumenthal (1946) hat diese Einheiten auf Grund stratigraphischer Vergleiche weiter unterteilt. Beide Einheiten sind alpidisch geprägt. Das ostägäische Faltengebirge streicht ungefähr SW—NE, während das westpontische Gebirge in dem hier zu besprechenden Abschnitt ungefähr E—W verläuft. Im Raume westlich von Bursa treffen beide Gebirgssysteme zusammen.

Eine weitere, sich deutlich heraushebende tektonische Einheit im Bau Westanatoliens ist das Menderesmassiv (die Lydisch-Karische Masse Philippsons). Über das Menderesmassiv wird weiter unten genauer berichtet. Der Südrand des Massivs wird von einer schmalen Zone vorwiegend paläozoischer Gesteine begleitet.

Im Gegensatz zu diesen klar heraustretenden Einheiten sind im übrigen Teil Westanatoliens die tektonischen und stratigraphischen Zusammenhänge noch wenig gesichert. Teils erschwert die Bedeckung weiter Räume mit postorogenen Sedimenten die Entzifferung der Bauzusammenhänge, teils wirkt die große Gleichförmigkeit und Fossilarmut der Sedimente der Klärung der stratigraphischen Verhältnisse entgegen. Bei aller Lückenhaftigkeit unserer Kenntnisse lassen sich dennoch zwei Hauptzonen erkennen:

Die eine dieser Zonen, die Zentralzone, schließt sich im NE an das Menderesmassiv an und wird nach Westen und Norden durch das ostägäische und westpontische Gebirge begrenzt. Zur zweiten Zone soll das dem Menderesmassiv südlich und südöstlich vorgelagerte Gebiet gerechnet werden, das im Norden bei Afyon-Karahisar und im Osten am Sultandag gegen die erste Zone grenzt. Diese Zentralzone deckt sich weitgehend mit dem Gebiet der Zentralanatolischen Zwischenmasse Blumenthals (1946), während die südlich davon liegende Zone teilweise den Tauriden und Iraniden der Gliederung dieses Forschers entspricht. Sie soll im folgenden als Dinaridenzone bezeichnet werden.

Der Innenbau von Zentral- und Dinaridenzone steht nur in loser Beziehung zu seiner Umgrenzung. In beiden Zonen fehlen große, auf weite Erstreckung hin zu verfolgende Strukturelemente. Die Tektonik scheint stark von örtlichen, faziell bedingten Materialunterschieden beeinflusst und geschient worden zu sein, hat vielleicht auch nicht jene Intensität erreicht, wie sie aus anderen Orogenen bekannt ist. Östlich Kütahya biegen z. B. die vom Emirdağ mit NW-Richtung heranreichenden Schiefer beim Auftreffen auf ein Serpentinmassiv nach W und N ab. Die massigen Kalke

<sup>1)</sup> Siehe dazu auch Abb. 2.



auf dem mobilen Untergrund neigen als starre Körper nur zum Abscheren und leichter Verfaltung. In der Dinaridenzone mit ihren Kalkserien hat der Wechsel zwischen mächtigen Massenkalken, Plattenkalken und Schiefer-Hornsteinen zu einem Deckschuppenbau mit wechselnder Schubrichtung geführt.

Der Bau der Dinaridenzone ist eindeutig alpidisch geformt. Seit durch die Arbeiten von D. Wirtz (nach freundlicher mündlicher Mitteilung) und H. Holzer (1954 b) wahrscheinlich gemacht werden konnte, daß Granite im Norden der Zentralzone alpidisches Alter besitzen, kann geschlossen werden, daß Metamorphose und Tektogenese in diesen Räumen ebenfalls alpidisch sind.

Im einzelnen war die Faltung in der Zentralzone am frühesten abgeschlossen, denn hier transgrediert das untere Eozän schon über ein weitgehend eingeebnetes Relief (Chaput, 1941). Im inneren Teil der Dinariden (Tauriden nach Blumenthal) ist es das Aquitan, das bei Davas über gefaltetem Oligozän liegt (Tchihatcheff, 1867, Bukowsky, 1892 a). In den peripheren Teilen der Dinariden (Iraniden Blumenthals) wurde das untere Miozän noch in die Faltung einbezogen.

Es muß bemerkt werden, daß unsere Zoneneinteilung weitgehend auf faziellen Merkmalen beruht. Die Zentralzone liegt heute als ein Gebiet mit mehr oder minder stark epimetamorph umgewandeltem Untergrund aus klastischen Sedimenten vor, die wahrscheinlich paläozoisches (devonisches) Alter besitzen. Auf diesem Untergrund lagert eine Kalkmarmorserie, aus der sowohl permokarbone als auch kretazische Faunen bekannt geworden sind (nach freundlicher Mitteilung von Herrn Dr. Brennich, bzw. H. Holzer, 1954 b). Einen gewissen Übergang zwischen der Zentralzone und den Dinariden bildet die schon erwähnte, schmale paläozoische Randzone des Menderesmassivs, die sich über den Raum südlich Afyonkarahisar in den Sultandag fortzusetzen scheint. Im Verbreitungsgebiet der Dinariden fehlt der paläozoische, aus klastischen Sedimenten bestehende Untergrund. Hier ist nur eine (im einzelnen in ihrer faziellen Ausbildung stark wechselnde), meist sehr mächtige, überwiegend kalkige Schichtentwicklung zu beobachten. Ihre ältesten Glieder reichen, soweit heute bekannt, ins Oberkarbon (Philipson, 1914—1915).

In der Dinaridenzone liegt ein Geosynklinalbereich vor, der schon im Mesozoikum durch tektonische Unruhe gekennzeichnet war (starker Fazieswechsel, häufige synsedimentäre Breccien). Ähnliche Verhältnisse können auch für die Zentralzone angenommen werden (transgressive Trias in den Randgebieten — Balia Maden und Bithynien), wenn auch die Sedimentmächtigkeit nicht das Ausmaß erreicht wie in den Dinariden, sondern mehr der einer Epikontinentaltransgression gleicht.

Betrachtet man in diesem Rahmen das Auftreten der Ophiolithe, so lassen sich zwei Hauptverbreitungsgebiete feststellen. Ein nordwestliches Ophiolithgebiet im Raume südlich Bursa und westlich Kütahya, und ein zweites, südwestanatolisches, im Raume SE des Menderesmassivs. Auffällig ist für beide, daß sie an der Außenseite von Krümmungen der Zentralzone und Dinaridenzone liegen. Beide Zonen stellen, wie gezeigt wurde, Großeinheiten dar, die zwar in sich faziell und tektonisch gegliedert, doch schon in ihrer regionalen Anordnung während des Mesozoikums bestanden haben müssen. Die Ophiolithe treten dort auf, wo die während des Mesozoikums

herrschende tektonische Unruhe am ehesten Zerrungen und damit Förderwege für den ultrabasischen Magmatismus entstehen ließ.

Das Fehlen ausgeprägter tektonischer Leitlinien, der Deckschuppenbau und die materialabhängige Tektonik passen nicht in das Bild orogen vollständig umgeformter fazieller Großeinheiten. Die orogene Beanspruchung hat in Westkleinasien nur die Grundzüge der geosynklinalen Anlage herausgearbeitet. Das Auftreten synorogener Granite im Gebiet der nordwestanatolischen Ophiolithe als einer ausgeprägten Krümmungs- bzw. Knickungszone fügt sich zwanglos in dieses Bild ein.

## VII. Versuch einer zeitlichen Gliederung des Magmatismus in Westanatolien

Ein Blick auf die geologische Übersichtskarte der Türkei 1 : 800.000 zeigt die weite Verbreitung magmatischer Gesteine im Westen Kleinasiens. Wir wollen versuchen, auf Grund unserer Erfahrungen in diesem Raum die Gesamtheit der magmatischen Vorgänge zeitlich zu ordnen, wobei es nötig sein wird, uns auch mit Gebieten zu beschäftigen, die wir nur auf Übersichtsbegehungen kennenlernen konnten. Die nun folgenden Aussagen beziehen sich auf jenen Raum, der durch die Vilayet-Hauptstädte Kütahya—Aydin—Denizli—Afyonkarahisar grob umschrieben wird.

Das Menderes Massiv baut sich in der Hauptsache aus Gneisen und Glimmerschiefern auf. Einen gewissen Anteil nehmen (vor allem im Ostteil des Massivs) mehr oder minder vergneiste granitische Gesteine ein. Der Innenbau dieses Kristallinkomplexes ist kaum bekannt. Das Alter wurde von allen bisherigen Bearbeitern als vormesozoisch im weitesten Sinne angenommen. Die Gneise und Glimmerschiefer werden im E und S von regionalmetamorphen, sedimentogenen Serien überlagert, die aus Phylliten, Schiefen und mächtigen Marmorserien bestehen. Diese Hülschieferserien wurden bisher mangels an Fossilien als jüngeres Paläozoikum eingestuft, ihre Kristallinität nimmt gegen außen zu mehr oder minder gleichmäßig ab, um von schwach metamorphen bis unveränderten Sedimentpaketen, die zur Dinaridenzone bzw. den Tauriden gerechnet werden, überlagert zu werden.

Im Kristallin der Menderesmasse lassen sich folgende gesteinsprägende Phasen ablesen: eine ältere Kristallisationsphase, überprägt von einer jüngeren, gleichmäßig alle Gesteine erfassenden Kristallisation, welche etwa den Bedingungen der Albit-Epidot-Amphibolitfazies Eskolas entspricht (mit Neubildung von Epidot, Klinozoisit, Serizit, Chlorit usw.), und eine jüngste, diaphthoritisch-mylonitische Prägung. Regional bedeutend ist eine Albitisation, die über den engeren Kristallinbereich hinausgreift, und, nach außen zu abklingend, sogar noch Eozänflysch erfaßt (nach K. Nebert & F. Ronner, 1956).

Wir möchten folgendes Zeitschema zur Diskussion stellen:

1. Prämesozoische Regionalmetamorphose sedimentärer Serien. Ferner:
2. Amplatzstellung granitischer Gesteine (heute Augengneise, Granitgneis von Buldan<sup>2)</sup>, [Holzer, 1954 a]), im variszischen Zyklus.

<sup>2)</sup> Entgegen den jüngst von Nebert & Ronner (1956) vorgebrachten, unseres Erachtens nach nicht sehr zwingenden Argumenten gegen das Auftreten magmatischer Kristallisationsprodukte im Mendereskristallin halten wir an der magmatischen Deutung dieser Granitgneise fest.

3. Regionalmetamorphe Überprägung mit teilweiser oder weitgehender Einstellung des Mineralbestandes an eine Kristallisationsstufe, die der „Tauernmetamorphose“ weitgehend entspricht, u. zw. im alpidischen Zyklus. Dies würde bedeuten, daß in den erwähnten Hüllschiefererien auch Mesozoikum in regionalmetamorpher Form vorliegen kann.

4. Diaphthoritisch-mylonitische Vorgänge im Zusammenhang mit jungen Hebungs- und Bruchbildungen.

Mit obigem Bild drängen sich auch tektonische Folgerungen auf. Das Menderesmassiv ist bisher meist als hochgekommenes Zwischengebirge oder als Grundgebirgskuppel angesehen worden. Was die Zwischengebirgsnatur betrifft, so verlangt die theoretisch-tektonische Vorstellung, daß vom Zwischengebirge aus die Vergenz der Faltung nach außen geht. Alle bisherigen Bearbeiter stimmen in unserem Falle überein, daß Hüllschiefererien und höhere Einheiten sich zwiebelschalenmäßig an den zentralen Kristallinkörper anschmiegen. Die Profile lassen eher eine Vergenz gegen das Kristallin hin erwarten. Es erhebt sich die Frage, ob im Menderesmassiv nicht ein „Metamorphidenfenster“ im Sinne von L. Kober vorliegt, wie dies von diesem Forscher schon früher angenommen wurde und neulich in einem Brief an W. Medwenitsch: „Fenster der Menderiden“ ausgesprochen wurde. Medwenitsch (1956) weist auf Grund seiner Arbeiten in Makedonien ebenfalls auf diese Fragestellung hin.

Das magmatische Geschehen im alpidischen Gebirgsbildungszyklus außerhalb des Menderesmassivs setzt mit der Amplatzstellung der riesigen Ophiolithmassen ein. Wie ausgeführt wurde, stufen wir den Ophiolithmagmatismus in den Zeitraum Oberjura-Kreide ein.

Im Gebiet des Eğrigöz Dağ westlich Kütahya erstreckt sich ein Areal granitischer bis granodioritischer Gesteine. Die frischen, vollkommen unveränderten Gesteine zeigen keinerlei Streckung oder Schieferung. Der Granitkörper weist einen geringmächtigen Mantel aus Gneisen und Glimmerschiefern auf. Im Norden, im Raume von Dağardı, werden die Granite von Oberkreidekalken überlagert. Wir konnten hier beobachten, daß die fossilbelegten Kalke in geringer Entfernung vom Granitrand zu körnigen, z. T. silikatführenden Marmoren umgewandelt sind, und äußerten (Holzer, 1954 b) die Ansicht, daß die Entstehung der Eğrigöz-Granite an die Wende Oberkreide-Alttertiär zu setzen ist.

Weite Strecken Westanatoliens werden von tertiären Vulkaniten bedeckt. Alttertiäre Effusiva sind aus unserem Raum nicht bekannt, werden aber von Wijkerslooth (1944) aus dem Raume von Koçhisar erwähnt.

Im Jungtertiär sind Rhyolithe und Dazite zu nennen (z. B. am Ostrand des Eğrigöz-Granits). Andesite sind weit verbreitet. Dazite und Andesite sowie deren ausgedehnten Tuffe haben mio-pliozänes Alter. Ihnen folgen zeitlich basaltische Gesteine, im Zeitabschnitt Pleistozän—subrezent (z. B. im Gebiet von Simav und bei Kula).

Die letzten Äußerungen der postparoxysmalen vulkanischen Tätigkeit sind die vielen heißen Quellen, die in Westanatolien allenthalben zutage treten (z. B. Pamukkale-Hierapolis bei Denizli, Afyon-Maden suyu usw.).

Die jungtertiären bis subrezent Vulkanite hängen zweifellos mit jenen ausgedehnten Bruchvorgängen zusammen, die von den kräftigen, z. T. bis heute anhaltenden „kratogenen“ Hebungsvorgängen ausgelöst wurden (so schneidet der Fluß Menderes heute durch über 400 m Pliozän-sedimente).

Obiges läßt sich in folgender Tabelle zusammenfassen:

## Alpidischer Zyklus

Gliederung nach H. Stille	Magmatismus	Zeit
Initial	Ophiolithe	Oberjura-Kreide
Synorogen	Granite (Eğrigöz Dağ)	Wende Kreide-Alttertiär
Subsequent	Rhyolithe	Eozän ?
Final	Dazite, Andesite, Basalte	Mio-Pliozän, Pleistozän-subrezent

Damit sind wir am Ende unserer Darlegungen angelangt. Wir sind uns bewußt, daß wir nur ein vorläufiges, in manchen Punkten noch ungesichertes Bild geben konnten. Wenn jedoch mit diesen Ausführungen die Diskussion des Ophiolithproblems erneut angeregt wurde, ist der Zweck unserer Zeilen erreicht.

## VIII. Literaturverzeichnis

## a) Allgemeines

Avias, P. (1949): Note préliminaire sur quelques observations et interprétations nouvelles concernant les serpentines de Nouvelle Calédonie. Bull. Soc. Geol. France, XIX, pp. 439—452.

Baier, W. (1938): Ein Beitrag zum Thema Zwischengebirge. Zentrabl. f. Min. usw., B, Stuttgart 1938.

Benson, W. N. (1913): Spilite lavas and radiolarian rocks in New South Wales. Geol. Mag., 50, 1913.

Benson, W. N. (1926): The tectonic conditions accompanying the intrusion of basic and ultrabasic igneous rocks. Mem. Nat. Acad. Sc., 19, 90 pp., Washington.

Bischoff, G. & Schönenberg, R. (1956): Über das Einwandern des basischen Magmas in ortho- und parageosynklinale Räume. N. Jahrb. Geol. Pal. Monatsh., 1956, II, pp. 497—505, Stuttgart.

Bowen, L. N. & Tuttle, O. F. (1949): The system MgO-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O. Bull. Geol. Soc. Amer., 60, pp. 439—460.

Burri, C. & Niggli, P. (1945): Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens. I. Hauptteil. Vulkaninst. Imm. Friedländer, Zürich.

Cornelius, H. P. (1935): Geologie der Err-Juliergruppe. Beitr. Geol. Karte der Schweiz, N. F., 70, I.

Cornelius, H. P. (1941): Zur magmatischen Tätigkeit in der alpidischen Geosynklinale. Ber. R. A. f. Bodenforschg., pp. 98—94, Wien.

Cornelius, H. P. (1951): Zur Frage der Absatzbedingungen der Radiolarite. Geol. Rundsch., 39.

Grunau, H. (1946): Die Vergesellschaftung von Radiolariten und Ophiolithen in den Schweizer Alpen. Ecl. geol. Helv., 39, No. 2.

Grunau, H. (1947): Die Geologie von Arosa mit besonderer Berücksichtigung des Ophiolithproblems. Diss. Univ. Bern.

Harker, A. (1952): Metamorphism. 3 d ed., reprinted. Methuen, London.

Hess, H. H. (1937): Island arcs, gravity anomalies and serpentine intrusions. A contribution to the ophiolite problem. 17th Int. Geol. Congr. Moscow 1937, Rept., 2, pp. 263—283.

Hiessleitner, G. (1952): Serpentin- und Chromerzgeologie der Balkanhalbinsel und eines Teiles von Kleinasien. Jahrb. G. B. A., Sonderband, Wien 1951/52.

Jaffè, E. (1955): Les ophiolithes et les roches connées de la région du Col des Gêtes (Chablais, Haute Savoie). Schweiz. min. petr. Mitt., 35, 1, 1955.

Kossmat, F. (1937): Der ophiolithische Magmengürtel in den Kettengebirgen des mediterranen Systems. Sitzber. Preuß. Akad. Wiss. Berlin, phys.-math. Kl., pp. 308—325.

Medwenitsch, W. (1956): Zur Geologie Vardarisch-Makedoniens (Jugoslawien), zum Problem der Pelagoniden. Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., 165, pp. 397—473.

Mikkola, T. (1955): Origin of ultrabasics in the Orijärvi region. Bull. Com. Geol. de Finlande, No. 168, XXVIII, Helsinki, pp. 39—51.

Nabholz, W. (1945): Geologie der Bündnerschiefergebirge zwischen Rheinwald, Valser- und Safental. Ecl. geol. Helv., 38, pp. 1—120.

Perrin, P. & Roubault, M. (1949): On the granite problem. Journ. Geol., 57.

Pilger, A. (1940): Magmatismus und Tektonik in den Dinariden Jugoslawiens. Centralbl. Min. usw., B, 1940, pp. 257—261.

Schürmann, H. M. E. (1955): Beiträge zur Glaukophanfrage, III: Glaukophangesteine in Japan und der Türkei. N. Jahrb. Min., Abh., 89, pp. 41—85.

Sørensen, H. (1953): The ultrabasic rocks at Tovqussaq, West Greenland. A contribution to the peridotite Problem. Meddelelser om Grønland, 136, No. 4, København 1953.

Steinmann, G. (1905): Geologische Beobachtungen in den Alpen II, usw. Ber. natforsch. Ges. Freiburg i. Breisgau, 16, pp. 40—65.

Steinmann, G. (1926): Die ophiolithischen Zonen in den mediterranen Kettengebirgen. C. R. XIVme Congr. Géol. Int. 1926, Fasc. 2, pp. 637—667, Madrid (1927).

Stille, H. (1938): Initialer und synorogener Magmatismus, usw. Sitzber. Preuß. Akad. Wiss., pp. 51/52.

Stille, H. (1939): Bemerkungen betreffend die „sardische Faltung“ und den Ausdruck „ophiolithisch“. Zschr. D. Geol. Ges., 91, pp. 771—773.

Vuagnat, M. (1951): Le rôle des roches basiques dans les Alpes. Schweiz. min.-petr. Mitt., 31, pp. 309—332.

Wegmann, E. (1952): Entwicklung, von verschiedenen Standpunkten aus gesehen. Geol. Rundsch., 40, H. 2.

Wenk, E. (1949): Die Assoziation von Radiolarienhornsteinen mit ophiolithischen Massengesteinen als petrogenetisches Problem. „Experientia“, 5, pp. 226—232.

#### b) Arbeiten, die Türkei betreffend

Altinli, E. (1944): Etude stratigraphique de la région d'Antalya. Rev. d. l. Fac. d. Sc. d. l'Univ. d. Istanbul, Ser. B, IX.

Altinli, E. (1945): Etude tectonique de la région d'Antalya. Rev. d. l. Fac. d. Sc. d. l'Univ. d. Istanbul, Ser. B, X.

Arni, P. (1939): Tektonische Grundzüge Ostanatoliens und benachbarter Gebiete. M. T. A. Meem., Ser. B, No. 4, Ankara.

Arni, P. (1942): Materialien zur Altersfrage der Ophiolithe Anatoliens. Zschr. M. T. A., 3/28, Ankara.

Bailey, E. B. & McCallien, W. J. (1952/54): Serpentine lavas, the Ankara melange and the Anatolian thrust. Transact. Roy. Soc. of Edinburgh, LXIII, Part. II, No. 11, 1952/54.

Blumenthal, M. M. (1945): Sind gewisse Ophiolithzonen Nordanatoliens preliassisch? M. T. A. Meem., 1, Ankara.

Blumenthal, M. M. (1946): Die neue geologische Karte der Türkei und einige ihrer stratigraphisch-tektonischen Grundzüge. Ecl. geol. Helv., 39, No. 2.

Blumenthal, M. M. (1947): Geologie der Taurusketten im Hinterland von Seydişehir und Beyşehir. Zschr. M. T. A., Ser. D, No. 2, Ankara.

Blumenthal, M. M. (1956): Les chaînes bordières du Taurus au Sud Ouest du bassin de Karaman-Konya et le problème de la formation schisto-radiolaritique. M. T. A. (Bull. Min. Res. Inst. of Turkey), No. 48, Ankara.

Bukowsky, G. v. (1892 a): Geologische Forschungen im westlichen Kleinasien. Verh. k. k. Geol. R. A., Nr. 5, Wien.

Bukowsky, G. v. (1892 b): Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Balia Maden usw. Sitzber. Kaiserl. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., 101.

Bukowsky, G. v. (1904): Neue Fortschritte in der Kenntnis der Stratigraphie von Kleinasien. C. R. IX. Congr. Intern. Wien.

Chaput, E. (1941): Phrygie, Tom. I. Géologie et Géographie Physique. Inst. Français d'Archéologie de Stamboul. Paris.

Colin, H. (1953): Bericht über die in der Zeit vom 28. Juli bis 6. Oktober 1953 erfolgte geologische Aufnahme der Kartenblätter Fethiye 122/4 und Keleş 139/2. Unveröffentl. Rapport, M. T. A. Ankara.

Colin, H. (1954): Erläuterungen zu den geologischen Karten Blatt Afyon Karahisar 72/2 und 72/4. Unveröffentl. Rapport, M. T. A. Ankara.

Colin, H. (1955): Erläuterungen zu den geologischen Karten Blatt Elmali 123/3, Elmali 123/4, Kaş 140/1 und Kaş 140/2. Unveröffentl. Rapport, M. T. A. Ankara.

Egeran, N. (1947): Tectonique de la Turquie et relations entre les unités tectoniques et les gites métallifères de la Turquie. Thèse, Nancy.

Erentöz, C. (1956): A general review of the geology of Turkey. Bull. Min. Res. Inst. of Turkey M. T. A., No. 48, Ankara.

Hiessleitner, G. (1954/55): Neue Beiträge zur Geologie chromerzführender Peridotit-serpentine des südanatolischen Taurus. Bull. Min. Res. Inst. of Turkey M. T. A., No 46/47, Ankara.

Holzer, H. (1954 a): Bericht über geologische Aufnahmen auf den Blättern 88/3, 4 und 89/1 und 3 (Südwestanatolien). Unveröffentl. Rapport M. T. A. Ankara.

Holzer, H. (1954 b): Bericht über geologische Kartierungen auf den Kartenblättern Beyce 54/4 und Simav 71/2. Unveröffentl. Rapport M. T. A. Ankara.

Holzer, H. (1955 a): Rapport über geologische Aufnahmen auf den Blättern 63/2 und 64/2 (Ostanatolien). Unveröffentl. Rapport M. T. A. Ankara.

Holzer, H. (1955 b): Rapport über geologische Aufnahmen auf den Kartenblättern 80/3, 97/1 und 97/3. Unveröffentl. Rapport M. T. A. Ankara.

Kaaden, G. v. d. & Metz, K. (1954): Beiträge zur Geologie des Raumes zwischen Dağca-Muğla-Dalaman Çay (SW-Anatolien). Bull. Geol. Soc. of Turkey, 5, No. 1—2, Ankara.

Ketin, I. (1945): Über den geologischen Bau der Şeytandağları und ihrer näheren Umgebung im NE von Tunceli (Ostanatolien). Istanbul Univ., F. Fac. Mecm., B, X.

Ketin, I. (1950): Über die tektonischen Ergebnisse der Geländeaufnahmen des Gebietes Ergani-Eğil in Südost-Anatolien. Rev. d. l. Fac. d. Sc. d. l'Univ. d'Istanbul, Fasc. 2.

Kovenko, V. (1943): Visites des mines de chrome et de manganese de la région de Fethiye et d'Ak-köprü. Unveröffentl. Rapport M. T. A. Ankara.

Kovenko, V. (1945): Gites de chromite des région de Fethiye et de Dağardı. M. T. A. Mecm. Ankara.

Lahn, E. (1949): Contribution a l'étude tectonique de l'Anatolie centrale (Asie mineure centrale). Bull. d. l. Soc. Géol. France tom., 19.

Leuchs, K. (1939): Ladinische und karnische Transgression in Inneranatolien. Zbl. Min. usw., B, 1939.

Leuchs, K. (1943): Der Bauplan von Anatolien. N. Jahrb. Min. usw. Monatsh. B.

Nebert, K. & Ronner, F. (1956): Alpidische Albitisationsvorgänge im Menderes Massiv und dessen Umrahmung. Bull. Min. Res. Inst. of Turkey M. T. A., No. 48, Ankara.

Önay, T. (1949): Über die Smirgelgesteine SW-Anatoliens. Schweiz. min.-petr. Mitt., 29, H. 2, pp. 367—491.

Pamir, H. N. & Baykal, F. (1943): Contribution a l'étude géologique de la region de Bingöl (Anatolie orientale). Rev. d. l. Fac. d. sc. d. l'Univ. d'Istanbul, VIII, Ser. B, Fasc. 4.

Paréjas, E. (1942): Levés géologiques dans le région de Sandikli, Dinar, Burdur, Isparta et Egridir. Unveröffentl. Rapport M. T. A. Ankara.

Penk, W. (1918): Die tektonischen Grundzüge Westkleinasiens. Stuttgart.

Petrascheck, W. E. (1955): Zur Altersbestimmung einiger Serpentine in Griechenland und Kleinasien. Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., Jg. 1955, pp. 29—34, Wien.

Philippson, A. (1910—1915): Reisen und Forschungen im westlichen Kleinasien. Peterm. Erg. Hefte, Gotha 1910—1915.

Philippson, A. (1918): Kleinasien. Handb. Reg. Geol., V, 2. Heidelberg.

Renz, C. (1940): Die Tektonik der griechischen Gebirge. Mem. d. l. Acad. d. Athènes, 8. Athen.

Romieux, J. (1942): Rapport sur la géologie des régions de Sivrihisar, des Paşadağları et des Emirdağları. Unveröffentl. Rapport M. T. A. Ankara.

Salomon-Calvi, W. (1940): Kurze Übersicht über den tektonischen Bau Anatoliens. M. T. A. Meem., 5, Ankara.

Tchihatcheff, P. de (1868): Asie mineure. Paris 1867—1868.

Tietze, E. (1885): Beiträge zur Geologie von Lykien. Jahrb. k. k. Geol. R. A., Bd. 35, Wien.

Wijkerslooth, P. de (1941 a): Einiges über den Magmatismus des jüngeren Paläozoikums (des Varistikums) im Raume West-Zentralanatoliens. Zschr. M. T. A., No. 4, Ankara.

Wijkerslooth, P. de (1941 b): Die Chromerzprovinzen der Türkei und des Balkans und ihr Verhalten zur Großtektonik dieser Länder. Zschr. M. T. A., No. 1/26, Ankara.

Wijkerslooth, P. de (1943): Über die im weiteren Sinne sedimentären Manganerzlagerstätten West- und Zentralanatoliens. Zschr. M. T. A. Ankara.

Wijkerslooth, P. de (1944): Über den jungen Vulkanismus am Innenrand des Taurus zwischen Afyon Karahisar und Kayseri (Türkei). Zschr. M. T. A. Ankara, No. 2/32.

Ferner wurde herangezogen: Türkiye Jeolojik Hartası 1 : 800.000 (8 Blätter), M. T. A. Ankara, 1942—1946, Redaktion N. Egeran & E. Lahn.

Leider gelangten die Arbeiten von E. Kündig: „Geology and Ophiolite Problems of East-Celebe“ (Ver. kon. Nederl. Geol. Mijnb. Gen. XVI, Gedenkboek H. A. Brouwer, Oct. 1956) sowie von N. Pinar & E. Lahn: „Nouvelles considérations sur la tectonique de l'Anatolie“ (Bull. Soc. Géol. France VI/5/1—3, 1955) erst während der Drucklegung dieser Arbeit zu unserer Kenntnis. Wir konnten uns deshalb darauf nicht mehr beziehen.





# Beitrag zur Geologie von Cypern

Von **Gustav Hiessleitner**

(Erweiterter Vortrag, im besonderen über die Peridotitgeologie von Cypern, gehalten vor der Wiener Geologischen Gesellschaft am 8. März 1955)

(Mit 6 Abbildungen im Text)

## Zusammenfassung

Es wird zu begründen versucht, daß für die Gestaltung des nordwestlichen Küstenrandes der Insel Cypern eine von Kleinasien her streichende, voroligozäne Querstörung des Hohen Taurus, die Tekirsenke (Eçemiskorridor) ursächlich wirksam gewesen sei. — Der ultrabasische Kern des aus basischen Gesteinen zusammengesetzten Troodosmassivs auf Cypern weist eine innere Gliederung nach Dunitzonen (chromerzführend) und Pyroxen-peridotit-Abschnitten auf; diese zonare Gliederung ist annähernd in N—S-Richtung eingestellt, welche Richtung einem alten, vormesozoischen, vom afrikanischen Kontinent her übernommenen Gesteinsstreichen zu entsprechen scheint. Damit ist auch ein Altersschluß auf vormesozoisch für die Platznahme der Ultrabasite getan. — Auch die größte Chromerzlagerstätte auf Cypern, die Troodosmine, zeigt sich in der Anordnung ihrer einzelnen Lagerstättenkörper dieser N—S-Struktur untertan. — Die Schiefer-Hornstein-Radiolarit-Formation, ebenfalls auf Cypern vertreten, läßt sich, ähnlich wie am Balkan, als Transgressionsfazies über den basischen Gesteinen erkennen.

In dem oben erwähnten Vortrag in Wien konnte ich bereits einige Ergebnisse eines geologischen Arbeitsaufenthaltes auf Cypern im Frühjahr 1954 mitteilen. 1955 brachte einen zweiten Aufenthalt, der ebenso wie der erste den Fragen der Peridotit- und Chromerzgeologie daselbst gewidmet war. Aber noch bevor ich den Boden Cyperns je betreten hatte, nach einem Besuch des Pozanti-Abschnittes im Hohen Taurus Südanatoliens Herbst 1952 ist mir die eigenartig dreifach gezackte Gestaltung des Nordwestrandes der Insel Cypern — der Hohen Tauruskette des anatolischen Festlandes zugekehrt — aufgefallen und ich brachte sie in Verbindung mit der von Pozanti herstreichenden, Oligozän erfüllten Querstörung der Tekirsenke (Letzterer Name nach Frech, Eçemiskorridor nach Blumenthal), welche Auffassung ich bereits in einem Aufsatz der M. T. A.-Schriften, Ankara 1955 (Lit. 10), begründet und auch bildlich zum Ausdruck gebracht habe.

Die basisch-ultrabasischen Gesteine auf Cypern, deren Verbreitung im groben schon früh auf der geologischen Karte von Bellamy (1905) (Lit. 2) festgehalten worden war, sind bereits mehrfach Gegenstand lokaler und regionaler Betrachtung gewesen. Bergeat (1892) (Lit. 1) hat die Petrographie der massigen Gesteine von Cypern bearbeitet; er betont für den Bastit-Diallag-Peridotit des Troodosgebirges, aber auch für die ihn umhüllenden Diabase mit bankartigen Absonderungen, Uralitdiabas z. T., den Mangel an echten Kontakterscheinungen gegen die jüngeren Sedimente, von fallweiser, wohl sekundärer Kontaktverkieselung abgesehen. Erst für die Durchbrüche von Andesit-Liparit-Trachyt (pre-Maastrichtien) bestehen einwandfrei beobachtbare Kontaktmineralisationen.

L. Kober (1915) (Lit. 4) bezieht Cypern in seine regionale Schau der östlichen Mittelmeergeologie ein: er sieht in den WSW—ONO herstreichenden Gebirgsketten von Cypern nachmiozän in Südrichtung gefaltete Außendecken, Randzonen der Tauriden, die in Fortsetzung gegen Osten nach Syrien einstreichen, in den Hatay (Amanos Taurus).

W. v. Seidlitz (Lit. 6) faßt 1931 die bisher bekannten Daten der Cypern-Geologie zusammen und sieht in beiden Gebirgsketten der Insel, der an 1000 m SH als Kalkmauer hochragenden Nordkette und dem durch die Ebene von Nicosia (Mesaoria) getrennten südlichen Gebirgszug des Troodos (1920 m SH), Vorfaltungen des tauriden Systems, wobei Rhodos die nördlichste, Kreta die mittlere und Cypern die südlichste Stellung inne habe.

C. Renz (Lit. 5) bringt 1929 wesentlichen Fortschritt in der stratigraphischen Kenntnis der Nordkette, wo er permische Fusulinenkalke, triadische Diploporen- und Megalodonten-Kalke aus den jüngeren Serien, hauptsächlich Jura, Kreide und Tertiär, heraushält. Einzelne Serpentin-schollen, begleitet von Flysch und Kristallin (Glimmerschiefer) zwingen sich in die Nordkette ein — auch Radiolarite sind hier bekannt —, die verwickelten Lagerungsverhältnisse der Nordkette noch erhöhend.

A. Sieberg (bei W. v. Seidlitz) stellt, wie für den ganzen Mittelmeerraum, die seismischen Funktionen auch der, im allgemeinen bebenarmen, Insel Cypern heraus. Seismische Tätigkeit ist vor allem auf die südlichen und östlichen Küsten der Insel beschränkt, die Mesaoria tritt seismisch völlig in den Hintergrund. Positive Schwereanomalie ruht auf dem basisch-ultrabasischen Gesteinsmassiv des Troodos.

Mit lagerstättenkundlichen Fragen der Insel Cypern haben sich für die Asbestvorkommen des Troodos der Leobner Bergmann A. Zdarsky (1910) (Lit. 3) und für die Chrom- und Sulfidvorkommen daselbst W. Henckmann (1941) (Lit. 7) befaßt. Allerjüngst, 1956, hat Wilhelm F. Schmidt (Lit. 11) eine gute Übersicht des Mineralreichtums der Insel — mit Produktionsdaten — gegeben.

Aus Aufgaben der Erdölgeologie hervorgegangen — bislang hat Cypern noch keine Erdölproduktion — erschien in jüngster Zeit eine wichtige Zusammenfassung der geologisch-stratigraphischen Grundlagen der Cypern-geologie von S. Henson, R. Vermon, J. Mc Ginty (1949) (Lit. 8), in Begleitung einer geologischen Übersichtskarte der Insel 1:253.440 von F. V. Browne und McGinty. In dieser Studie wird auch der Anschluß an die Arbeitsergebnisse von L. Dubertret<sup>1)</sup> in Syrien berücksichtigt.

Zu den Belangen der vorliegenden Studie im besonderen zu erwähnen ist, daß zufolge Lit. 8 triadische Sandsteine Südcyperns — selten — auch Chromitkörner eingestreut enthalten, obwohl von den genannten Autoren für die basische Zentralzone des Troodos mesozoisches Alter in Anspruch genommen wird. Ferner: an dem Schollenland Südwest des Troodos nehmen gequälte Radiolarite sowie Triaskalke und rote Triasschichten nebst Tertiär, von Eozän aufwärts, breiten Raum ein. Die Heraushebung des Troodos sei endmiozän erfolgt.

Einen Beitrag, der die Geologie der basischen Gesteine auf Cypern im besonderen betrifft, legte D. W. Bishopp (Lit. 9) dem Internationalen

<sup>1)</sup> Dubertret L.: Géologie des roches vertes du Nord-Oest de la Syrie et du Hatay (Turquie). — Notes et Mém. Moyen Orient, t. VI, Paris 1952/53.

Geologenkongreß, Algier 1952, vor: dieser Autor stellt an den lagenhaften diabasischen Gesteinsmassen, welche das Peridotit-Gabbro-Massiv des Troodos umrahmen, einen Faltenbau mit N—S-Achse fest und sieht diesen Faltenbau eingeordnet in die vom afrikanischen Kontinent her übernommenen N—S-Strukturen eines alten vortauriden Baues. Damit ist auch Stellung genommen zur Altersfrage der basisch-ultrabasischen Gesteinsbestände daselbst, die darum vortauriden, mithin vormesozoischen Alters sein müssen.

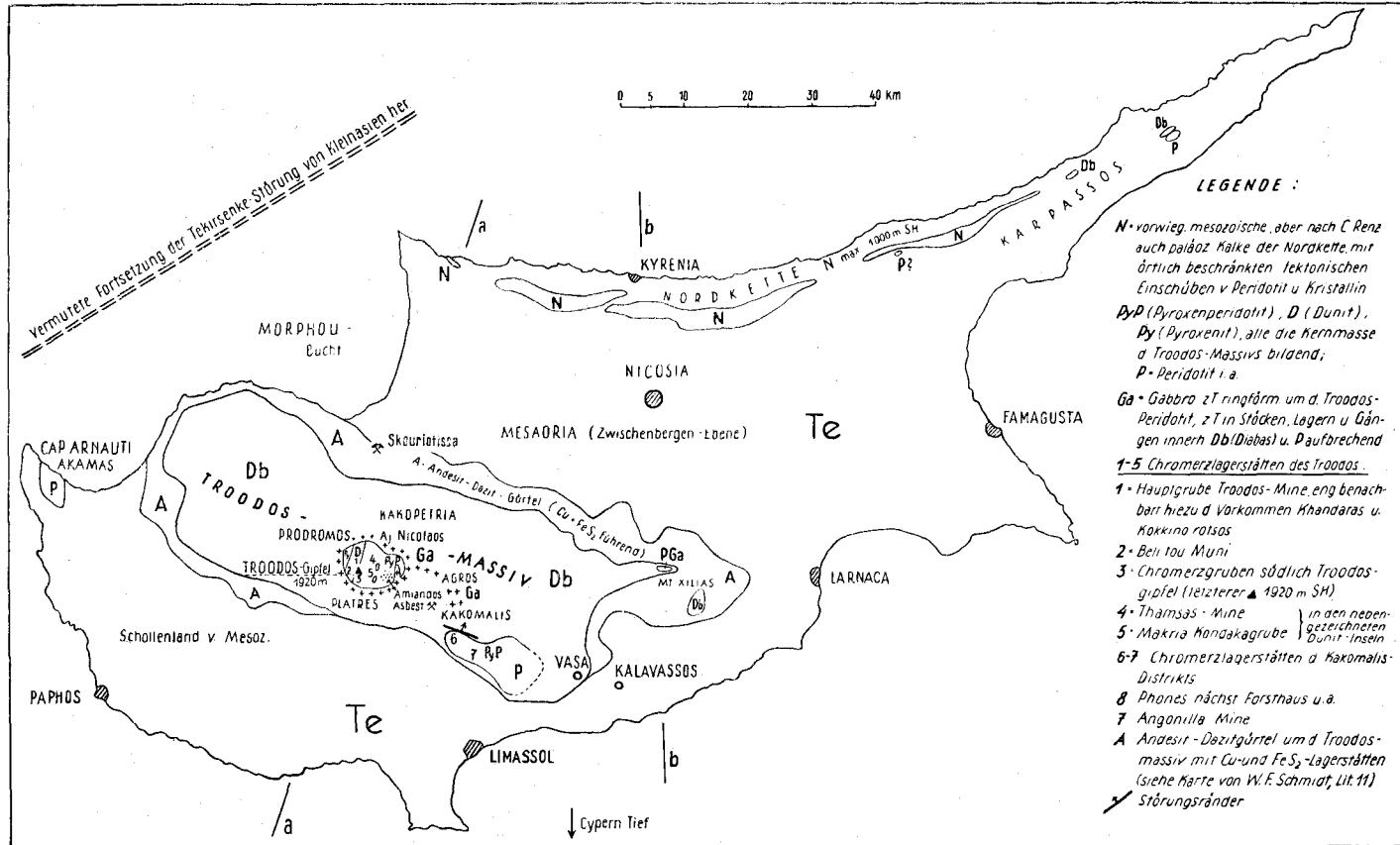
Da ich schon früher zu ähnlicher Feststellung hinsichtlich Intrusionsalter für Balkan- und Kleinasien-Peridotite gekommen bin (Serpentin- und Chromerzgeologie der Balkanhalbinsel und eines Teiles von Kleinasien, Sdbd. 1 der G. B. A. Wien 1951/52), mußten für mich die Cypernverhältnisse von besonderem Interesse sein und ich freute mich, erwartungsvoll, als sich mir 1954 zum ersten Male die Gelegenheit zu einem Cypernbesuch eröffnete, mit dem Auftrag, die Chromerzvorkommen dort zu untersuchen.

Die entsprechende Zielrichtung meiner Arbeit lag innerhalb des Auftrages und es gelang bald, auch für die Peridotitmasse des Troodosmassivs ebenfalls einen N—S-gerichteten Innenbau, Abfolge von chromerzführenden Dunitzonen mit annähernd N—S-streichender Achse zu — meist chromerzarmen — Pyroxenperidotitmassen nachzuweisen, auch die Anordnung der Chromerzkörper in Dunit selbst zeigt sich fallweise diesem N—S-streichenden Lagenbau gefügig. In den Pyroxenitlagen in Pyroxenperidotit und Dunit ist eine solche Gefügigkeit weniger festzustellen (siehe Abb. 1 und 3).

Die an 1000 *m* hohe, hauptsächlich von mesozoischen Kalken, aber auch von paläozoischen Gesteinen, eingenommene Nordkette der Insel, durch die breite tertiäre Niederung der Mesaoria vom Troodosgebirge im Süden getrennt, birgt wie erwähnt ebenfalls basisch-ultrabasische Gesteine in engbegrenzten Schollen: Doch ist hier angesichts des enormen Schuppungscharakters der Nordkette wenig Aussicht, Entscheidendes über die ursprünglichen Lagerungsverhältnisse der Grüngesteine, über den Intrusionsrahmen, herauszufinden. Bemerkenswert bleibt immerhin die Vergesellschaftung dieser basischen Schollen mit Kristallingestein.

Leider war es mir 1955 nicht möglich, die von dem damaligen Werksgelogen der Hellenic Mines (Cu und FeS<sup>2</sup>) auf Cypern Dr. W. F. Schmidt namhaft gemachten kleinen Peridotitareale im Nordwestzipfel der Insel, Halbinsel Akamas, zu besuchen, wo dieser Geologe in Nachbarschaft zu Peridotitschollen Ausstriche von Kristallin, Glimmerschiefer, Serizitschiefer und Quarzit festgestellt hat. Es ist dies ein Gebiet, wo die alte offizielle geologische Cypernkarte (Browne, McGinty) nur Kalke der Mamoniafazies, Trias und Jura, verzeichnet. Hier, der vermuteten Tekirsenke draußen im Meer am nächsten, wäre es auch interessant, nach etwaigen Substrukturen dieser bedeutenden tektonischen Strukturlinie zu suchen. Die drei Halbinseln im Nordwesten Cyperns, Akamas mit Cap Arnauti die westlichste, würde ja nach der schon ausgedrückten Auffassung den Rückwitterungsrand — von der Tekirsenke her — bedeuten. — Liegen auch in der Nordkette, in der Zwischenschaltung von quergreifendem Tertiär Süd Kyrenia (Abb. 1) und an andern Orten solche Substrukturen vor?

Der Arbeit des türkischen Geologen Z. Ternek (M. T. A., 1953) über den Raum nördlich Mersin-Tarsus in Kleinasien ist für die Fragen der südlichen Fortsetzung der Tekirsenke, letztere zum größten Teil hier durch



Ergänzung zur Legende: Te = Tertiär und jünger

Abb. 1: Vereinfachte Übersicht der Vorkommen basisch-ultrabasischer Gesteine auf Cypern und deren Chromerzlagerrstätten, dargestellt unter Benützung der Geologischen Karte „Cypern“ von H. V. Browne und J. McGinty, 1940 (Profile a, b in Abb. 3).

die jungtertiären Sedimente verschüttet, keine neue Stellungnahme zu entnehmen; diese Arbeit, mit erdölgeologischer Zielrichtung, behandelt das Serpentinalter in konventionellem Sinne, als Oberkreide-Eozän bis -Miozän.

Ist nun die schon 1955 in meinem M. T. A.-Aufsatz angenommene, submarine Beschneidung der Insel Cypern im Nordwesten durch die verlängerte Tekirsenke des kleinasiatischen Festlandes richtig — auch die Meerestiefenkarte spräche dafür —, dann könnte in der gelinden Abschwenkung nach West dieser ursprünglich NNO—SSW gerichteten Struktur eine Wirkung des Westmarsches des afrikanischen Kontinents gesehen werden, wie ein solcher heute vielfach der Vorstellung über den Großbau des afrikanischen Kontinents zugrunde liegt. Die eigentliche Naht zwischen afrikanischer und eurasiatischer Masse, das Geleise, an dem sich dieser Westschub Afrikas vollzogen hat und wahrscheinlich noch vollzieht, darf im Süden Cyperns, im Cyperntief, angenommen werden. Dieser Abschnitt des Mittelmeeres ist auch dann eine Meeresrinne gewesen, als Cypern zweimal, in der Unterkreide und im Mittelplozän, durch eine Landbrücke mit dem kleinasiatischen Festland verbunden war (Blanckenhorn<sup>1</sup>) und Kaiser). Im Miozän, dauernd aber nach Mittelplozän, wäre auch der Inselcharakter Cyperns wieder gegeben gewesen.

Wird das Ausmaß der Westbewegungen des afrikanischen Kontinents an der vermutlichen W-Schleppung der Tekirsenke gemessen, erweist sich diese Schleppung in einer Größenordnung von (100 bis) 200 km, also ein Betrag, der auch den klaffenden Rissen im Gefolge dieser Bewegung, Rote Meer-Graben, Sinai usw., im ungefähren entsprechen könnte (Abb. 2). In dieser Auffassung wäre allerdings nicht die Mesoaria die trennende Fuge zwischen Eurasien und Afrika — darum die Mesoaria auch nicht ganz entsprechend dem „sillon préafricain“ im Süden des marokkanischen Atlas, mit jung aufgequollenen Basalten —, sondern der Troodos samt Südcypern wäre altes gehobenes Schelfgebiet ähnlich dem syrischen Vorland. Die weite Entfaltung basisch-ultrabasischer Gesteine in der Troodoskette könnte hierbei immerhin eine Art Narbenzone vorstellen. — Das untere Orontestal (Nahr el Asi) in Syrien, Süd Alexandrette (Iskenderun) würde nach Blanckenhorn die Fortsetzung der Mesoaria auf asiatischem Festland bedeuten.

Diese hiemit herausgestellte, wahrscheinliche Mitwirkung der Tekirsenke bei der Konfiguration der Küstenumrisse N.W.-Cyperns sei mir erlaubt als einen Beitrag zur Cyperngeologie zu bezeichnen, einen zweiten Beitrag glaube ich in der Aufdeckung einer primärmagmatischen, annähernden N—S-Struktur geliefert zu haben, welche den Innenbau des ultrabasischen Troodosmassivs beherrscht — freilich bescheidene Beiträge angesichts der Problemfülle, welche die Cyperngeologie bietet.

Das in Abb. 3 dargestellte O—W-Profil durch das Troodosmassiv läßt den vorwaltenden Innenbau des peridotitischen Anteils dieses Gesteinskomplexes rasch übersehen und zeigt auch die Chromerzführung diesem Innenbau untergeordnet.

Die Hauptmasse des ultrabasischen Troodosmassivs nimmt ein Pyroxen führender Peridotit ein, schon von Bergeat als Lherzolit und Wehrlit

<sup>1</sup>) Z. D. G. G., 77. Mo. Ber., 1925.

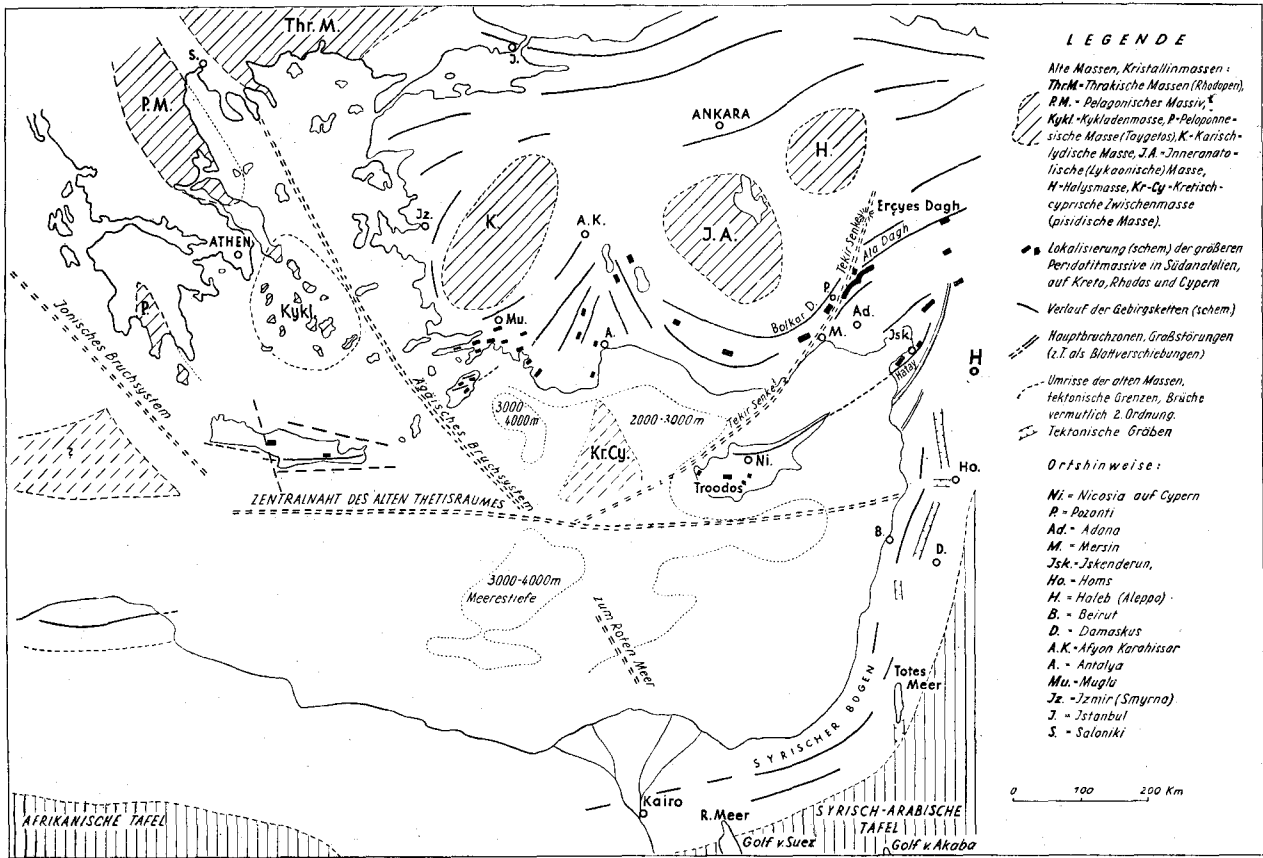
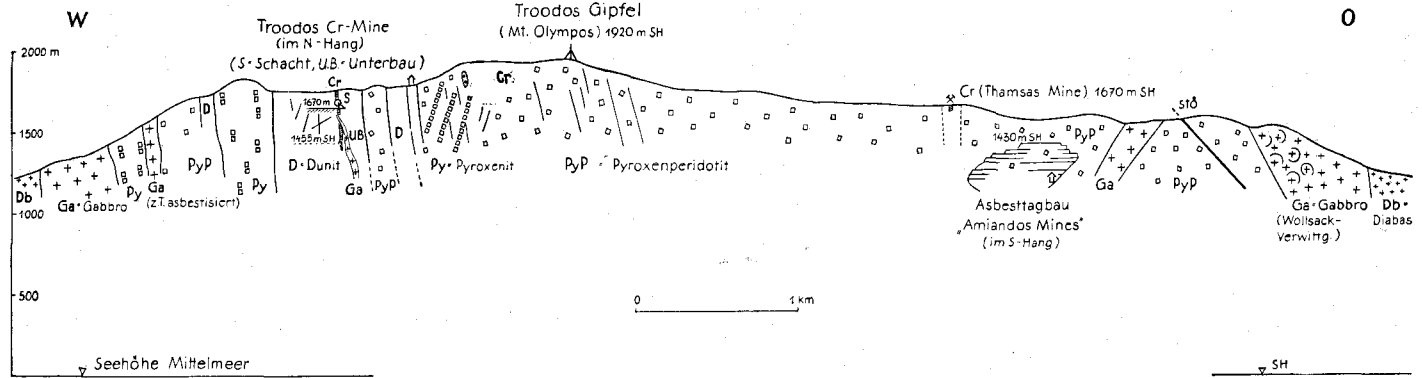


Abb. 2: Übersichtsdaten des Gebirgsbaues für das östliche Mittelmeerbecken und Umrahmung in Beziehung auf die regional-tektonische Lage von Cypern. Gezeichnet unter Benützung der Darstellungen von Kober, Krenkel, v. Seidlitz Philippsen, Leuchs, Blumenthal, Blanckenhorn, der geologischen Karte 1: 800.000 des M. T. A. u. a. Die verlängerte Tekirsenne (Eğemis Korridor) im Hohen Taurus über Pozanti nach SW hinaus entlang der Mersinküste bis an die NW-Ecke von Cypern als neuer Entwurf.

West-Ost-Profil durch die Perioditmasse des Troodos auf Cypem (vereinfacht)



Nord-Süd-Profile Cypem

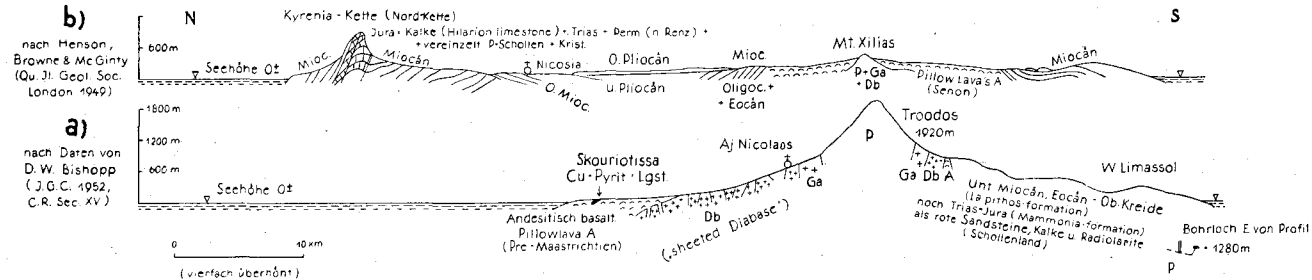


Abb. 3: Profile durch Cypem (zu Abb. 1).

beschrieben. Dem Pyroxenperidotit sind geschlossene dunitische Gesteinsstreifen mit ungefähr N—S gerichtetem Grenzverlauf eingegliedert. Ein solcher über 500 m breiter Dunitstreifen — die Haupt-Dunitzone — streicht knapp westlich des Troodosgipfels (1920 m SH) durch und birgt im Abfall zur Mesaoria, von SH 1700 m absteigend die bedeutendste Chromerzlagerstätte der Insel, die „Troodosmine“. Daneben bestehen aber auch kleinere Dunitinseln, weniger deutlich mit N—S-Richtung in Pyroxenperidotit eingeschichtet mit fallweiser Chromerzföhrung.

Schon die älteren geologischen Aufnahmen des Troodosgebietes stellen die ultrabasischen Massen als Kern eines von Gabbro, Bändergabbro z. T., ringförmig, weiter außen von Diabas ummantelten Gesteinskörpers dar. Durchbruchkontakte von Gabbro gegenüber Peridotit, Schollen von Peridotit in Gabbro, sind erschlossen. Aber auch diffuses Vordringen von Gabbrosubstanz gegen den Peridotitkern liegt vor, ausgezeichnet beobachtbar am Südhang des Troodos, an der Straße Prodromos—Platres. Peridotit wird hier von Gabbrosubstanz, in ihrer Feldspatföhrung auffällig, verdrängt (u. d. M.: Feldspat, zersetzt, intergranular in PyP vordringend); Schollen von Peridotit schwimmen innerhalb Gabbro. Pyroxenitgänge im Peridotit widerstehen diesem Verdrängungsvorgang weitgehend und schieben sich von der Peridotitseite her als Gangkeile in den Gabbro vor. Das Altersverhältnis von Peridotit zu Diabas ist in weniger eindringlicher Klarheit zu erkennen. Hingegen durchsetzen Gabbrogänge einwandfrei ebenso wie den Peridotit auch die Diabasmassen. Diabas und Gabbro folgen auch einander in scheinbar lagenhaft übereinander erfolgten Anordnung, z. B. an der Straße Mandria—Agros. Doch Diabas, älter wie Peridotit, ist die wahrscheinlichere Auffassung, auch von W. Bishopp geteilt. So daß die Altersfolge der basischen Gesteine des Troodos lauten würde: Diabas-Peridotit-Gabbro — alle durch leichte Tektoniken getrennt. Der Hiatus Diabas-Peridotit scheint schärfer betont zu sein, nicht nur Tektonik auch Metamorphose schieben sich zwischen Diabas und Peridotit. Hingegen ist es Gabbro — an dessen Lösungsnachhall die erhöhte Asbestisierung (hauptsächlich Chrysotil) im angrenzenden Peridotit gebunden erscheint —, welcher der N—S-Struktur nicht mehr folgt, sondern sich unabhängig davon gebildet.

Der Gabbro-Intrusion ist wohl zuzuschreiben, daß für den Troodosperidotit die ursprünglichen Verbandsverhältnisse ausgelöscht erscheinen. Schlüsse auf diese sind bislang nur aus den Aufschlußverhältnissen der Nordkette — Schollen von Peridotit und Kristallin — und dem erwähnten isolierten Peridotitaufschluß auf der Halbinsel Akamas — in Kristallin-gesellschaft — abzuleiten. Diese Schlüsse zielen demnach auf ursprüngliches Eindringen des Peridotitschmelzffusses in eine Kristallinserie ab. Ähnliches liegt z. T. auch für die Taurusserpentine vor (Lit. 10).

Für die Diabasmassen auf Cypern wäre noch eingehendere petrographische Gliederung zu versuchen.

Das Auftreten der Gesteine der Radiolaritfazies ist innerhalb der Verbreitung basisch-ultrabasischer Gesteine des engeren Troodosbereiches nicht bekannt. Dies ist bei dem jungen Hebungskarakter des Troodosmassivs, wo sich bisher nicht einmal eine tiefgreifende Verwitterungsdecke über Peridotit herausgebildet hat, bzw. gegenüber der intensiv wirkenden Erosion erhalten konnte, nicht verwunderlich. Wohl aber sind Radiolarit-



gesteine, Kieselschiefer mit nach Dünnschliffbefund reichlich vorhandenen Radiolarien, in niederen Gebirgstteilen der weiteren Umgebung des Troodos erhalten. Ich konnte z. B. Kieselschiefer, z. T. etwas tonig, porös, mit reichlichem Radiolarieninhalt (u. d. M.: ornamental gezackte Kreise nebst Nadelresten) als zusammengestauchte Decke über Diabaspillowlava an der Straße Moni—Vasa westlich der Pyritgrube Kalavassos beobachten, also in klassischen Lagerungsverhältnissen der Balkanhalbinsel, von wo die Radiolaritserie als transgressive Furchenfazies über Peridotit und Diabas bzw. mit Diabaskanismus verbunden, beschrieben wurde.

Marmorisierte Kieselkalke stehen Ost Limassol an, bei fehlenden Aufschlüssen basischer Gesteine.

Die in Durchführung befindliche geologische Neuaufnahme des Troodosmassivs von Seite des Geological Office in Nicosia (Chef: Dr. Ingham, dem ich für freundlich gewährte Einsicht zu danken habe), noch unveröffentlicht<sup>1)</sup>, bestätigt in ihrem Konzept den bereits bekannten ringförmigen — also pipe-ähnlichen — petrographischen Aufbau des Troodosmassivs: Gabbroring um Kernperidotit, wofür letzter bislang allerdings noch keine besondere innere Gliederung erfährt. Doch ist eine solche, wie dargetan, durchführbar. Es werden im Aufnahmekonzept des Geological Office bereits randliche Störungssysteme, am Ostrand des Troodos in NW—SO-Richtung, am Westrand in NNO—SSW-Richtung verzeichnet. Ein vielfach unterbrochener Ring von quarzreichem metamorphem Diabas — Granophyr laut Lit. 12 — schiebt sich zwischen Hauptmasse des Diabases und Gabbroring ein.

Die erwähnten Ostrandstörungen reichen weit ins Innere des Massivs; die 70°/60° fallenden Störungen des Karyotis-Tälchens unter Pingos Hotel sind dazuzurechnen. An diese Störungen sind örtlich Hydromagnesit-Kluftfüllungen gebunden, die auf hydrothermalen Thermendurchfluß deuten. Auch das Auftreten der Gabbrozunge innerhalb Peridotit östlich des großen Asbesttagbaues der Aminandosmine ist störungsbedingt (Profil Abb. 3).

Chromitlagerstätten: Eine chromreiche Dunitzone streicht mit ihrem Ostrand knapp westlich des Troodosgipfels (1920 m SH) durch, ihr Streichverlauf ist annähernd NS bis NNO—SSW. In dieser Dunitzone — Haupt-Dunitzone — befindet sich in SH 1670 m am Nordhang des Troodos der Schacht der Chromerzgrube der Cyprus Chrome Co. Ltd. (Photo, Abb. 5), der Troodosmine, der größten Chromerzgrube der Insel. Der vertikale Schacht reicht bis auf SH 1515 m (XIII. Hor.) und ist durch Aufbruch mit dem neuen Unterbau 1455 m SH (XVII. Hor.) verbunden.

<sup>1)</sup> Inzwischen hierüber kurz berichtet im Annual Report des Geological Office 1955. Nun erhalte ich die Originalarbeit (Lit. 12) erst bei der Korrektur der eigenen Arbeit. Lit. 12 enthält neben Bericht ein in Karte niedergelegtes Teilergebnis der von R. A. M. Wilson geleisteten Detailaufnahme des Troodosgebietes. Gegenüber dem von mir bereits hervorgehobenen ringförmigen Aufbau des Troodosmassivs tritt aus der Karte von Wilson hervor, daß außerhalb des Gabbrorings noch ein in Rudimenten vorhandener Ring von granophyrischen Gesteinen bestehe, den Diabas in etwa 1,5—2 km Außenabstand vom Gabbroring durchbrechend.

Mit dieser Feststellung Wilsons würde der pipe-artige Charakter im Aufbau des Troodosmassivs verstärkt in Erscheinung treten. Die von mir dargelegte innere Gliederung des ultrabasischen Kerngebirges, von der Ringstruktur unabhängig, erscheint in der Karte von Wilson bestätigt.

Nachdem die Ausbisse des Lagerstättenzuges bis an 1700 *m* SH reichen, im Niveau des neuen Unterbaues ebenfalls bereits größere Erzfeststellungen vorliegen, ist die vertikale Erstreckung des Lagerstättenzuges bei steilem Niedersetzen bereits über 250 *m* Teufe bekannt. Das endgültige Teufenschicksal kann geologisch noch nicht abgesehen werden. Es handelt sich nicht um eine einzige geschlossene Erzanhäufung, sondern um eine Lagerstättengruppe. Auf relativ kleinen Raum, etwa in ein Rechteck von 100 *m* Seitenlänge parallel zur nordsüdlichen Kontaktgrenze Dunit-Pyroxenperidotit, und 50 *m* Breite gedrängt, sind die einzelnen Lagerstätten ungefähr in N—S-Richtung angeordnet. In den oberen Horizonten beträgt die summarische Erzfläche von acht bis zehn Erzkörpern an 600 *m*<sup>2</sup>; die Erzführung nimmt nach Fläche und Zahl der Erzkörper mit zunehmender Tiefe ab. Im XIII. Horizont ist praktisch bislang nur ein Haupterzkörper erschlossen, durch eine Störkluft 300°/80° — mit Gabbrogangfüllung — beschnitten. (U. d. M.: Hornblende-Diallag-Gabbro mit trübem Feldspat bis 80% An, Hornblende zerfasert. Stark zertrümmert. Also Störung hat die Intrusion überdauert.) Der Erzkörper, in NNW—SSO gestreckt, liegt im Liegend dieser Störung und zeigt ungeachtet mehr massigen Charakters des Sprenkelerzes fallweise steil NNW-fallende Erzkornreihung eines Plattenerztypus. Gänzlich verschieden davon in Richtung sind Anzeichen von Erzkornreihung in einer Scholle Sprenkelerz im Hangend der Störkluft mit mehr östlicher Fallrichtung. Bewegungsvorgang an der Gabbro-Störkluft: Hangendes gegen NO vorgestoßen und abgesenkt. Im XI. Horizont SH 1550 *m* (Abb. 4) ist die Verteilung der Erzflächen zu beiden Seiten des Gabbro-Störkluft ungefähr gleich, wobei das Streichen des südlichsten Erzkörpers in die Richtung des Dunitgrenzverlaufes einspielt, jedoch bei flacherem Einfallen der Erzkornreihen (90°/55°). Auch im VII. Horizont (1609 *m* SH) wurde der Gabbrogang noch erbohrt.

Kurz gefaßt: Die Chromerzkörper der Troodosmine als Gruppe folgen ungefähr der Dunit-Ostgrenze — der großmagmatischen Leitlinie — im Streichen und insbesondere im steilen Einfallen als Ganzes, im einzelnen ist aber die oft gut ausgebildete plattige Erzkornreihung unabhängig davon und weist in verschiedene Richtung bei oft nur mittelsteilem Einfallen. Dies spricht dafür, daß die innere Struktur der Erzanhäufungen bereits vor endgültiger Verfestigung des Erzbreies angelegt war. Die abschließenden Bankungsvorgänge des Nebengesteins haben im Bereiche der Erzkörper keine einschneidende Wirkung hinterlassen.

Der vorwaltende Typus des Chromerzes der Troodosmine ist ein dichtgepacktes Sprenkelerz, teils hart, teils mürb zerreiblich, mit fallweisem Übergang zu Derberz. Nicht selten ist das Sprenkelerz in parallele Erzkornreihen orientiert, schlierenplattenartig, mit wechselnder Platten-Richtung und -Neigung in den verschiedenen Erzkörpern. In der Regel ist die Plattenneigung schwächer als das Einschieben des Erzkörpers als solchen nach der Tiefe. Das einzelne Erzkorn zeigt kaum Umriss nach Oktaederform, es ist meist rundlich oder unregelmäßig lappig umrissen, um 1 *mm* Durchmesser und meist zu Haufen aggregiert.

Im chemischen Aufbau handelt es sich um verhältnismäßig eisenreiche Chromite, etwa den Reicherzen der mazedonischen Jezerinagrube — mit dunitischem Begleitgestein — genähert (siehe Hiessleitner, Bd. I, Serpentin- und Chromerzgeologie, Wien 1951).

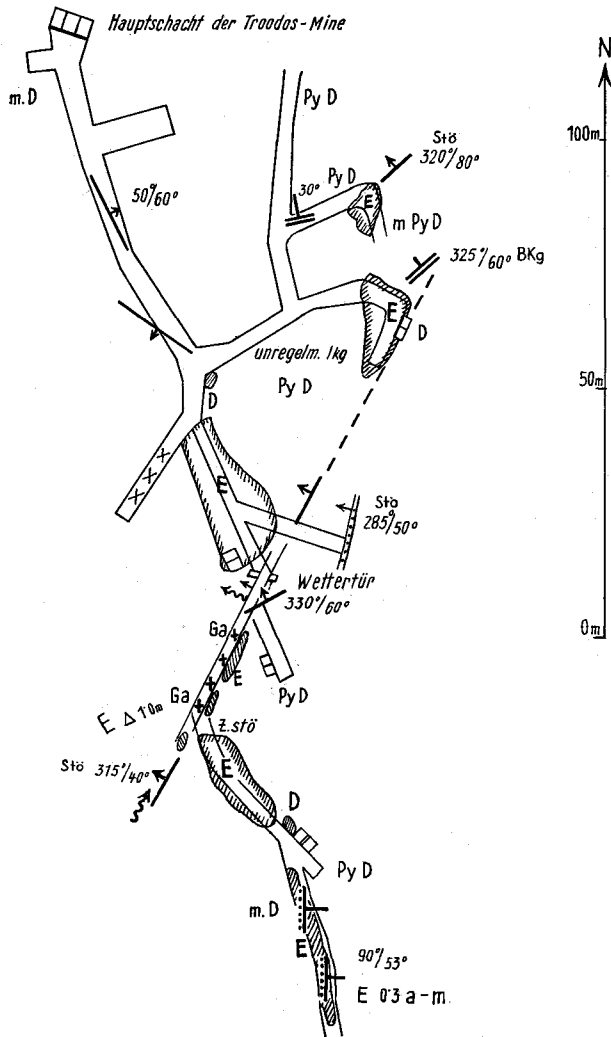


Abb. 4: Die Chromerzführung der Troodos-Mine am Beispiel des XI. Horizontes, SH 1550 m. D = Dunit, PyD = Pyroxen führender Dunit, Ga = Gabbrogang-Störung, E = Erzkörper (Umrisse schraffiert), a—m = arm bis mittel. Qualität des Sprenkelerzes, — = Fallrichtung der Sprenkelerz-Platten-Anordnung.

Analysen des Laboratoriums G. Watson Gray-Liverpool von Erzen der Troodosmine:

	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	MnO	H <sub>2</sub> O	Cr/Fe
Derberz, Hauptgrube .	49.81	17.03		3.27	10.80	0.3	17.60		0.72	2.57
Run of mine, 1954 . . .	36.55	12.10	0.57		14.69	4.9			11.82	
Fördererz, 1952 . . . . .	42.57	12.97	1.02	8.3	8.35	0.15		0.10	4.55	2.7
Konzentrat, 1952 . . . . .	48.64	14.42	0.56	4.20	7.75	0.15	18.36		14.65	2.87

Um etwaige Abhängigkeit des Fe-Gehaltes im Erz vom Nebengestein zu überblicken, fehlt noch die Kenntnis des Fe-Gehaltes im Olivin des Dunit.

Der Chromerzbergbau des Troodos ist erst drei Jahrzehnte alt und hat nach planmäßiger Entwicklung insgesamt bis einschließlich 1955 zirka 160.000 *t* versandfähiges Chromerz geliefert. Der Bergbau hoch oben am Troodos ist mit seiner naßmechanischen Aufbereitung in Ayos Nicolaos (SH 880 *m*) nächst Kakopetria durch eine Seilbahn verbunden, seit kurzem vom neuen Unterbau aus auch durch eine Autotransportstraße zur Aufbereitung. Die gegenwärtige Jahresproduktion beläuft sich auf zirka 9000 *t* Versanderz einschließlich Konzentrate, der Derberzanteil hat sich in den



Abb. 5: Der Schacht (mit freistehendem Betongerüst, dreieckig eingedacht) der Troodos-Chromerzgrube, in 1670 *m* SH, setzt in der Haupt-Dunitzone nieder. — Blick nach Norden.

letzten Jahren von ursprünglich 25% auf heute 17% ermäßigt. Im Rahmen der Bergbauproduktion Cyperns (siehe Aufsatz von Wilhelm F. Schmidt: Cypern — Bergbauinsel einst und heute, Lit. 11) nimmt Chromerz wertmäßig 2% ein bei einem Gesamtwert der cyprischen Bergbauproduktion von jährlich rund 10 Mill. £ (= 750.000.000 ö. S), die sich verteilen auf Cu (als Cu-Inhalt von Cu-reichem Schwefelkies) 55%, Schwefelkies 35%, Asbest 6%, Chromerz 2%, alles übrige, darunter Gold, Gips und Farberde (Terra umbra) 2%.

Neben der Troodosmine, der Hauptchromerzgrube des Troodos, verdienen zwei kleinere Vorkommen in ihrer Nachbarschaft Interesse: Kokkinorotsos, SH zirka 1450 *m*, NNW der Hauptgrube im gleichen Dunitzug gelegen wie diese. Es sind plattenförmige Sprenkelerzkörper, zirka 1-5 *m* mächtig, mit reichlich Leopardertzanteil; das Einfallen der Platten ist steil nach SW gerichtet, Längserstreckung mit 20—25 *m* noch nicht erschöpft. Diese Grube, durch Saumpfad mit dem Tal verbunden, gilt als älteste Chromerzgrube Cyperns. Ein zweites Vorkommen, Khandaras, zirka SH 1500 *m*, einige 100 *m* Luftlinie NO der Hauptgrube, in wilder Felslandschaft, liegt bereits in der östlich der Hauptgrube durch-

streichenden Zone von Pyroxenperidotit, nur von beschränkter Dunithülle begleitet. Bei Khandaras-Süd handelt es sich um plattenförmig gelagertes Sprenkelerz, Khandaras-Nord ist ein Derberz-Schlierengang von einigen Dezimetern Stärke, mit fallweisem Übergang zu Leopardierz. Die Gruben haben bereits einige 100 t Ausbeute hinter sich und werden wohl in naher Zukunft in das weitere Erschließungsprogramm, von der Hauptgrube aus, einbezogen werden.

Unbekannt in ihrer wirtschaftlichen Aussicht sind noch Chromerz-vorkommen in der Hauptdunitzone südlich des Troodoskammes, nächst der Lokalität Beli tou Muni, SH 1600 m, im Bereich stärkerer magmatischer Gesteinsdifferentiation! (Abb. 1.)



Abb. 6: Der Tagbau der Amiantos-Asbest-Mines in der Pyroxenperidotitzone des Troodoshauptkammes Südabfall, SH um 1500 m.

Eine Gruppe kleinerer Vorkommen besteht zirka SH 1700 m in Pyroxenperidotit am Südhang des Troodoskammes; es handelt sich z. T. um schlierengangartige Vorkommen von reichem Sprenkelerz bis Derberz bei Mächtigkeiten um 1-0 m und beschränkten Teufen. Zumeist besteht eine dünne Dunithaut um Erz. Eine besondere Regelmäßigkeit in Beziehung zum großmagmatischen Bau scheint nicht vorhanden zu sein. Gesamtausbeute aus den heute verlassenen Gruben etwa einige 1000 t.

Im östlichen Abschnitt des Pyroxenperidotitareals des Troodos, dort wo der Hauptkamm des Troodos bereits auf etwa 1700 m SH plateauartig erniedrigt erscheint und weiter östlich in Annäherung an den Gabbrokontakt die breite Asbestisierungszone des Pyroxenperidotits (Amiantos-Asbesttagbau, Photo. Abb. 6) beginnt, steht die kleine Thamsas-Chromerzgrube in Ausbeute, bemerkenswert durch hohe Qualität des Erzes (großer Anteil Derberz bis 48%  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ). Ein obertags stark gewelltes Sprenkelerzlager geht nach der Tiefe in einen Schlierengang von Derberz über, der, von Dunit nur dünn ummantelt, in Pyroxenperidotit absteigt. Südlich dieses Vorkommens breitet sich annähernd eingeschichtet der magmatischen Streichrichtung N—S eine mächtige Dunitlinse aus, in der das heute still-

gelegte Chrombergwerk Makria Kondaka umging: hier sind es Schlierenplatten mit fallweisem Übergang zu Leoparderg, steil SW fallend.

Östlich des Thamsasvorkommens sind auf einer Plateau-Abdachung SH 1550 *m* die Chromerz-Ausbisse des Paschalivadi-Tälchens verstreut: hier machen sich die bereits erwähnten, aus NW herstreichenden Störungen des Karyotis-Tälchens bemerkbar. Es bestehen kleinere Ausbisse ohne Tiefgang in z. T. stark zerrüttetem Nebengestein, Pyroxenperidotit, sowie sekundäre Mineralisationen als Anzeichen stärkerer Metamorphose an Nebengestein und Erz (Chromchlorit, Chromgranat, Smaragdit, Kalkspatiationen u. a.).

Dieser Übersicht über die eigentlichen Troodos-Chromerz-Vorkommen seien Bemerkungen über die Vorkommen im Kakomalis-Distrikt NO von Limassol angefügt, wo aus der Diabasumrahmung ein zweites größeres Peridotitareal herauslugt (Abb. 1). An der NW-Ecke dieses Areal ist tektonische Begrenzung des Peridotits (in der Hauptsache Pyroxenperidotit mit kleinen Dunitinseln) in klarer Weise gegenüber Diabas erschlossen. Ein geordneter Innenbau der ultrabasischen Masse läßt sich in diesem Abschnitt nicht erkennen; Gabbrodurchbrüche sind verbreitet. In einer Zone tektonisch verschieferten Serpentin an der Grenze zu Diabas liegt knapp nördlich der Lok. Foresthouse (920 *m* SH) die zerschollte Lagerstätte „Phones“ (1954: 50 *t* Produktion). Entlang der Serpentinegrenze gegen Ost sind eine Anzahl weiterer Kleinstvorkommen, z. T. in stark verschiefertem Pyroxenperidotit, angeordnet. Ein über 1000 *m* SH hoher Peridotit-rücken trennt die nördliche Vorkommenreihe von der südlichen, der eigentlichen Kakomalisgrube „Angouilla“ (SH 700 *m*). Die einstigen Bergbauanlagen und die Aufbereitung sind heute verfallen. Nach Ausblößen zu schließen, hatte es sich um einen langgestreckten Erzkörper gehandelt von Reicherz in einer schiefrigen Zone von reichlich Pyroxen führendem Peridotit, das Lager 340°/40°—60° fallend, 1—2 *m* stark und über 10 *m* Streichlänge. Bemerkenswert sind Uwarowitharnische an Derberz. Der Unterbau liegt in 700 *m* SH, die verlassenen Tagbaue 100 *m* höher. Auch in dem SW-Abschnitt des Kakomalisdistriktes ist Gabbro-Durchdringung häufig.

Petrographische Bemerkungen im allgemeinen: U. d. M. In der Regel befinden sich sowohl im Pyroxenperidotit als auch im Dunit noch reichlich unserpentinisierte Olivinreste. Dort wo ausnahmsweise z. B. am Troodosgipfel die Serpentinisierung — Chrysotilbildung — das Olivingestein völlig überwältigt hat, sind auch enthaltene Pyroxene bastitisiert. Der Pyroxenperidotit enthält meist neben rhombischen auch monoklinen Pyroxen, seltener Hornblende, z. T. mit Pyroxenresten. Ein im Lagenbau erfolgter Einschub eines zähen nephritartigen Ganggesteins in der Hauptdunitzone des Westhanges vom Troodosgipfel erweist sich u. d. M. als Hornblendefilz mit zerschlossenem Korngefüge, nebst Chlorit, Epidot, Titanit, basischem Feldspat. Das anscheinend metamorphe Gefüge besteht inmitten sonst ruhiger Lagerungsverhältnisse. Wahrscheinlich liegt ein autometamorph veränderter feinkörniger Gabbro vor. In der Hauptdunitzone W des Troodosgipfels ist etwa noch ein Viertel des Olivinbestandes unserpentinisiert, mit vereinzelt eingestreuten rhombischer Pyroxene. Pyroxenite sind vielfach diallagitisch.

Im Kakomalisdistrikt ist vorwiegend diallagreicher Peridotit vorherrschend, mit vereinzelt rhombischem Pyroxen und Hornblende.

Der Gabbro ist vorwiegend Diallagabbro mit basischem Feldspat (bis 80% An), während der Diabas wesentlich saureren Feldspat birgt, nebst einer stark eigenfärbigen grün-gelblichen Hornblende, Epidot, Chlorit, Titanit, Erz. — Prehnitgängen, Epidositgängen in Gabbro.

Im Anschliff zeigen die Chromite des Troodos meist eine starke Zertrümmerung des Kornes, doch ist die ursprünglich richtungslos körnige Struktur des massigen derben

Erzes durch die wechselnde Reflexionsstärke der einzelnen Erzkörner noch gut kenntlich. Metamorphosevorgänge im Sinne einer Eisenanreicherung bzw. Eisenauswanderung, Opakwerden des Chromits an den Rändern im Dünnschliff, höheres Reflexionsvermögen an den Rändern im Anschliff, gehören hier nicht zur Regel, sind zumindest nur schwach entwickelt. Das Derberz von Kakomalis zeigt i. A. verbreitet Einstreuung von Magnetitkörnern, die, härter und reflexionsstärker als Chromit, aus diesem mit Relief herausragen. Sprenkelerz der Troodosmine setzt sich aus einheitlich orientierten, stark korrodierten Erzkörnern zusammen.

Dort, wo im derbem Chromit augenartig gesammelte Chromitkörner hervorstechen, erweisen sich diese etwa höherreflektierend (Fe-reicher?). Groblättriges Derberz von Troodos-Pingos zeigt augenartig fast einschlußfreie größere Chromitkörner in einer Grundmasse von porigem, schwächer reflektierendem Chromit. Das Derberz von Paschali-vadi, blättrig, ist stark zerdrückt, von mylonitischen Erzstreifen durchzogen.

Von der bereits erwähnten Halbinsel Akamas im Nordwesten von Cypern sind Chromerzfundamente von Bedeutung nicht bekannt<sup>1)</sup> geworden, auch nicht von den tektonisch eingezwängten Serpentinsschollen der Nordkette.

Das Profil von Bishopp (Lit. 9, wiedergegeben in Abb. 3) zeigt südlich Nicosia im Mt. Xilias noch einmal das Hervorlugen des ultrabasischen Kernbestandes, wie am Troodos, unter der Diabashülle. Hier wäre schon der Ostrand der geschlossenen Ausbreitung des basisch-ultrabasischen Areal erreicht.

Knapp Ost von Limassol, an der Küste, soll ein Bohrloch in 1230 m Tiefe Serpentin-erbohrt haben, damit die weite Erstreckung der Serpentin-vorkommen nach Süden, unter tertiärer Bedeckung, ob in Schollen oder in Zusammenhang mit der Troodosmasse?, anzeigend.

Zusammenfassend sei aus den Beobachtungen über den Innenbau der ultrabasischen Massen des Troodos und ihrer Chromerzfürungen noch die Übereinstimmung mit den von Bishopp festgestellten N—S-Baustrukturen der Diabaslavendecken zumindest an der Hauptdunitzone mit Chromerzführung westlich des Troodosgipfels hervorgehoben. Der innerperidotitische Lagenbau mit N—S-Achse setzt sich allerdings nicht mehr in den Ring der Gabbro-Entfaltung des Troodos fort, wo zwar neben massiger Ausbildung verbreitet auch Bändergabbro-Ausbildung auftritt, die aber ganz unabhängig von den Peridotit-Lagenbaugesetzlichkeiten erfolgt. Leider stehen mir von der Halbinsel Akamas keine Beobachtungen zur Verfügung, ob das dortige Grenzkristallin, wie nach Balkanerfahrungen zu erwarten stünde, ebenfalls der Peridotit-Lagenstruktur zugeordnet erscheint, oder etwa auch schon im Streichverlauf von der Tekirsenke her beeinflusst wäre.

Der vormesozoische, vortaurische Bau von Diabas und Peridotit auf Cypern würde gutes Übereinstimmen bedeuten mit den Erfahrungen, die ich in Kleinasien und auch auf der Balkanhalbinsel gewinnen konnte: variszisches, wahrscheinlich endvariszisches Alter, jedenfalls vormesozoischer Bestand der basisch-ultrabasischen Massen, einschließlich Gabbro.

Der junge, Endkreide-Frühtertiär hochgebrochene Vulkanismus des erreichen Dazit-Andesit-Ringes um den Troodos, mit seiner Magmaquelle den Troodos wahrscheinlich untergreifend, trennt damit heute die Peridotite vom unmittelbarem Zusammenhang mit ihrer simatischen Nährquelle.

Die spurenhafte fallweise Cu-Erzführung an Spalten des Gabbro, z. B. an der Straße Prodomos-Platres, könnte somit die Cu-Führung wie der

<sup>1)</sup> Zufolge Lit. 12, S. 9, besteht ein Chromitvorkommen nächst Neokhorio.

übrige Cu-Reichtum der Insel aus der Jungvulkanitzone, den Gabbro untergreifend, bezogen haben, müßte also nicht als gabbroeigen angesehen werden.

Dasselbe gälte wahrscheinlich auch für die im Diabas bekannt gewordenen Cu-Erzführungen.

Die Auffassung eines möglicherweise weltweiten vormesozoischen Bestandes der großen Peridotitareale der Erde, für die ich in meiner Serpentin-Chromerzgeologie 1951/52 glaubte eintreten zu müssen, scheint (briefliche Mitteilung des bekannten amerikanischen Serpentineologen H. H. Hess, 1956) erschüttert durch den Nachweis seitens D. MacKenzie (in Druck, Schriften des Int. Geol. Kongreß 1956, Mexiko) von kontakt-metamorpher Veränderung der Mittelkreidesteine gegenüber Dunit auf Venezuela. Die Stellung der amphibolitischen Gesteine daselbst — Grenz-amphibolit? —, den Ausschluß eines tektonischen Kontaktes gegenüber Kreide, kann ich aus der brieflichen Mitteilung allerdings nicht entnehmen.

Jedenfalls scheint die Altersstellung der Peridotite innerhalb des kretazisch-tertiären Falteingürtels der Erde als Problem noch nicht aus der Welt geschafft und auch für Balkanhalbinsel-Kleinasien ist immer wieder eine gewissenhafte Indizienprüfung an den Peridotit-Kontakten erforderlich, bevor in dem Hafen gesicherter Alterskenntnis der Peridotitintrusionen gerastet werden darf.

W. E. Petrascheck (Sitz.-Ber. Akad. Wiss. Wien, 1955) sieht nur für einen Teil der balkanischen Peridotitkomplexe vormesozoisches Alter für gesichert an und läßt für einen restlichen Teil weiterhin mesozoisches Alter gelten. J. Papastamatiou (Annales Géol. des Pays Hélieniques Athen, 1945) sieht in Mineralneubildungen der Kalkeinschlüsse in Serpentin (Diopsid, Vesuvian) von Kumi in Süd-Euböa durch Kontakt-metamorphose seitens des Peridotits veränderten mesozoischen Kalk, ähnlich Aronis für Mineralisationen in Kalkeinschlüssen des Serpentins von Ermioni im Peleponnes. Für den mittleren Serpentinegürtel von Euböa hatte ich seinerzeit Berührung mit Kristallinschollen nachgewiesen, die sich zwischen Serpentin und Kreidekalk des Mt. Candili einschoben.

Es sei noch kurz hingewiesen auf die in jüngster Zeit für die Entstehung der Peridotitgesteine in Anspruch genommene metasomatische Bildungsweise, metasomatische Überwältigung älterer Gesteinsbestände, etwa kristalliner Schiefer und Kalke, durch ultramafische Lösungs- und Verdrängungsvorgänge, den Granitisationen vergleichbar (R. Perrin und M. Roubault für alpine und algerische Serpentine, J. Avias für Neu-Caledonien, S. van Biljou für den Bushveld Igneous Complex in Südafrika, H. Sörensen für grönländische Peridotite; siehe Sammelband „Colloques Internationaux“ der Internationalen Petrographentagung Nancy 1955, mit reichlichen Literaturangaben). Ni- und Co-Erzführung — nicht aber Chromerzansammlungen — werden in diese Deutungsversuche der Herkunft peridotitischer Gesteine einbezogen.

Für Cypern und wohl auch für Kleinasien und Balkanhalbinsel überwiegen aber meines Erachtens doch die magmatischen Phänomene, Schmelzfluß-Gehaben von Gestein und von den darin eingeschlossenen Chromitansammlungen, wenngleich für Platznahme, Verhalten der Peridotitgesteine als magmatische Körper, fragliche Kontaktmetamorphose usw. noch viele Fragen Antwort heischen. Schon allein Bestand und Art des Auftretens der Chromitlagerstätten ist mit metasomatischen Vorgängen nicht gut vereinbar. Auch fehlen konservierte präperidotitische Strukturen



in zweifelsfreier Deutung als solche. Zu vergleichbaren Phänomenen unbestritten magmatischer Erz- und Gesteins-Bildung wird hingegen in natürlicher Weise Anschluß gefunden. Beschränktes metasomatisches Verdrängen von Peridotit durch Gabbrosubstanz, durch mafische Lösungen, ist allerdings auch für Cypern belegt, für engbegrenzte Kontaktbereiche Peridotit zu Gabbro daselbst, wie ja auch vom Balkan mehrfach Gabbro komagmatisch mit Peridotit beschrieben wurde. Doch gestatten solche Einzelphänomene meines Erachtens nicht, etwa den ganzen Zyklus der ultrabasischen Gesteine in Bausch und Bogen aus dem Kreis der echt magmatischen Gesteine zu verdammen.

### Hinweis auf Schrifttum

1. Bergeat, A.: Zur Geologie der massigen Gesteine der Insel Cypern. Tsch. Min. Petr. Mitt., *XII*, p. 203, 1892.
2. Bellamy, C. V.: Geologische Karte von Cypern. 1:348.480. 1905.
3. Zdarsky, A.: Die Eruptivgesteine des Troodosgebirges auf der Insel Cypern und seine Asbestlagerstätten. Z. f. pr. G., 1910.
4. Kober, L.: Geologische Forschungen in Vorderasien. Denkschr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., *91*, Wien 1915.
5. Renz, C.: Geologische Untersuchungen auf den Inseln Cypern und Rhodos. Praktika Akad. Athen, 1929.
6. Seidlitz von, W.: Diskordanz und Orogenese der Gebirge am Mittelmeer. Berlin 1931.
7. Henckmann: Geologie und Lagerstätten der Insel Cypern. Z. f. pr. G., 1941.
8. Henson, S., Vermon, R., McGinty J.: A Synopsis of the Stratigraphy and Geological History of Cyprus. Qu. Jl. Geol. Soc. London, Nr. 417, Bd. *105*, 1949.
9. Bishopp, D. W.: Some new features of the Geology of Cyprus. I. G. C. Alger, Fasz. XVII, Section XV, 1952.
10. Hiessleitner, G.: Neue Beiträge zur Geologie Chromerz führender Peridotit-Serpentine des Südanatolischen Taurus. M. T. A. Ankara 1955.
11. Schmidt, W. F.: Zypern, Bergbauinsel einst und heute. Umschau, 56. Jahrg., 8. H., 1956.  
Cyperns Geol. Literatur bis 1918 im Handbuch der Regionalen Geologie, A. Philippson, Kleinasien, Heidelberg 1918, S. 175.
12. Ingham, F. T.: Annual Report of the Geological Survey Department Nicosia 1955, mit Aufnahmen des Troodosgebietes von R. A. M. Wilson. — Mit ausführlichem Literaturverzeichnis.



# Ein Vorkommen von *Trocholina* und *Paratrocholina* in der ostalpinen Trias

Von Rudolf Oberhauser, Wien

(Mit einer Textabbildung und Tafeln XX und XXI)<sup>1)</sup>

## Summary

Five new species and subspecies of the foraminifer Genus *Trocholina* s. str. and one new species of the Subgenus *Paratrocholina* are described from the Karnian Stage of the Upper Triassic of the eastern Alps: *Trocholina multispira* sp. nov., *Trocholina ventroplana* sp. nov., *Trocholina biconvexa major* sp. nov. ssp. nov., *Trocholina biconvexa biconvexa* sp. nov. ssp. nov., *Trocholina biconvexa minor* sp. nov. ssp. nov. and *Paratrocholina eomesozoica* sp. nov.

These Triassic species of *Trocholina* s. l. are distinguished from the previously known Jurassic and Cretaceous species of the genus by having larger number of whorls and by the smaller diameter of spiral tubes.

## Einleitung

Von B. Plöchinger an zwei Fundpunkten im nördlichen Triasrahmen der Grünbacher Gosaumulde westlich Wiener Neustadt aus Reingrabener Schiefen aufgesammeltes Schlammmaterial enthielt eine reiche, hervorragend erhaltene Mikrofauna. An einer Fundstelle, 300 m NW Segen-Gottes-Schacht bei Grünbach, entnahm und bestimmte B. Plöchinger das Zonenfossil der karnischen Stufe *Halobia rugosa* Gümbel.

Unter den vorhandenen Foraminiferen stehen die Lageniden, Rotaliiden und agglutinierenden Formen im allgemeinen bekannten Liasarten nahe. *Frondicularia tenera* (Bornemann), *Lingulina* aff. *major* (Bornemann) und *Pseudoglandulina* aff. *multicostata* (Bornemann) konnten benannt werden.

Daneben fand sich eine reiche Trocholinenfauna, über die im folgenden berichtet werden soll. Eine Bearbeitung der restlichen Foraminiferen soll zu einem späteren Zeitpunkt erfolgen.

Außerdem zeigen die Rückstände Echinodermenreste, Schneckenbrut, Spirorben und Ostrakoden.

Die sehr schwierige Frage, ob innerhalb der hier behandelten Arten und Unterarten von *Trocholina* s. l. ein Generationswechsel besteht, kann an Hand des vorliegenden Materials nicht entschieden werden. Daher wird auch die Frage „mikrosphärisch oder megalosphärisch“ nicht besprochen.

<sup>1)</sup> Für die zeichnerische Ausführung meiner Entwürfe bin ich Herrn O. Binder zu besonderem Dank verpflichtet.

## Allgemeines zur Gattung *Trocholina* und verwandter Formen

### Systematisch-nomenklatorische Fragen

Die Gattung *Trocholina* hat in den letzten zehn Jahren immer mehr Interesse gefunden. Cushman stellte sie in seinem System zu den *Turrispirillininae*, einer primitiven Subfamilie der *Rotaliidae*. Henson (1947) erweitert die Gattungsdiagnose auf Formen mit  $\pm$  planispiralem Einrollungsplan und stellt *Trocholina* zu den *Ophthalmidiidae*. Wichler (1952) vermutet eine nahe Verwandtschaft mit *Cornuspira* Schultze, *Involutina* Terquem und *Vidalina* Schlumberger. In meiner Publikation über türkische Vorkommen (Oberhauser, 1956) stellte ich die Trocholinen auf Grund der glasig-porösen Struktur meiner Exemplare ebenfalls zu den Rotaliiden.

Mein damaliger Vorschlag ging auf eine Erweiterung der Gattungsdiagnose von Henson (1947) auf Formen mit oszillierender Einrollungsebene. So konnte man zwanglos eine sich anschließende Formengruppe als Subgenus *Paratrocholina* unterbringen.

Ungefähr gleichzeitig erschienen zwei weitere Arbeiten über diese Foraminiferengruppe.

So stellte Reichel (1956) die Gattung *Neotrocholina* für eine glasig-perforate kalzitschalige Unterkreideform auf.

Weynschenk (1956) benannte seine bereits 1950 mit offener Nomenklatur bekanntgemachte Ophthalmidiide als *Aulotortus*. Ich konnte dazu in einem Nachtrag und einer eingeschobenen Fußnote noch Stellung nehmen.

Falls sich die als imperforat beschriebene Gattung *Aulotortus* Weynschenk (1956) als von primär gleicher Schalenkonsistenz erweist wie *Paratrocholina* Oberhauser (1956), so fallen die Paratrocholinen mit oszillierender Einrollungsebene zu *Aulotortus*. Für den planispiralen Anteil von *Paratrocholina* ergäben sich verschiedene Möglichkeiten:

- a) Eine Neubenennung am besten durch Suffixänderung am Wort *Paratrocholina*.
- b) Ein Wiederanschluß an *Trocholina* im Sinne von Henson (1947).
- c) Ein Anschluß an *Involutina* unter Erweiterung der Gattung *Involutina* auf Formen mit deutlicher Deckschalenbildung.
- d) Erweiterung der Gattung *Archaediscus* Brady auf Formen mit regelmäßig oszillierendem bis planispiralem Einrollungsplan, wobei auch *Aulotortus* einzubeziehen wäre.

### Bisherige Hinweise auf das Vorkommen von Trias-Trocholinen

Noch Wichler (1952) glaubte, daß sich die Gattung *Trocholina* im Lias beta aus *Involutina liassica* (Jones) entwickelt. Sicherlich ist diese Auffassung für einen Teil der Lias-Trocholinen richtig. Doch zeigten uns die folgenden Hinweise auf ein Vorkommen von Trocholinen in Trias-Sedimenten, schon vor unseren alpinen Funden, daß frühere Abspaltungen aus einem *Involutina* nahestehenden Grundstock in Richtung *Trocholina* vorkommen.

So fotografierte Henson (1947) eine *Trocholina* sp. aus Kalken von triassischem oder permischem Alter (Qualian No. 1 well) über 600 m unter einem Horizont mit *Mytilus eduliformis* (Pl. XII, Fig. 11). Wir können heute mit guten Gründen diese *Trocholina* als eine schlanke Variante unserer *Trocholina multispira* sp. nov. aus dem alpinen Karn bezeichnen.

Auch Chatton (1955) berichtet von Untersuchungen von Dunnington über *Archaediscus*, *Problematina* und *Trocholina* in der Trias des Irak. Leider scheint eine Publikation darüber noch nicht vorzuliegen.

### Allgemeine Charakteristika der karnischen Trocholinen s. l.

Unsere neuen Trocholinen s. l. der Trias unterscheiden sich durch gewisse Eigenarten von ihren Verwandten im Jura und in der Unterkreide. Größere Ähnlichkeiten bestehen mit den Formen der vorderasiatischen Mittelkreide (vgl. Henson, 1947, Oberhauser, 1956)<sup>2)</sup>.

Auffallend ist die große Zahl von Umgängen der Spiralkammer mit verhältnismäßig engem Lumen. Bei den jurassischen und den meisten cretazischen Formen (vgl. Cuvillier, 1951, Pl. IX, X, XII) verhält sich der Durchmesser der Marginalzone zum Radius der basalen Zentralzone etwa wie 1:1 bis 1:2. Bei unseren triassischen Formen etwa wie  $\pm 1:3$  (*T. multispira* sp. nov.);  $\pm 1:4$  (*T. ventroplana* sp. nov.);  $\pm 1:6$  bis  $1:7$  (*T. biconveza* sp. nov.).

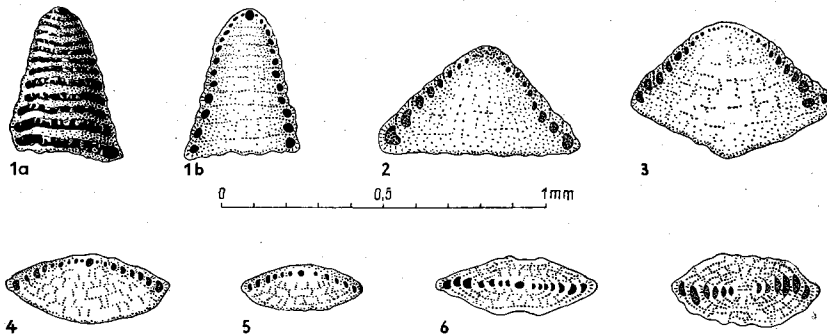


Abb. 1 (Vergrößerung sämtlicher Figuren  $\pm \times 40$ )

Fig. 1: *Trocholina (Trocholina) multispira* sp. nov. (mit Erzausfüllung der Kammerröhre); axialer Anschliff; vollständige Seite (1/a), angeschliffene Seite (1/b).

Fig. 2: *Trocholina (Trocholina) ventroplana* sp. nov.; axialer Dünnschliff.

Fig. 3: *Trocholina (Trocholina) biconveza biconveza* sp. nov. ssp. nov.; axialer Dünnschliff.

Fig. 4 und 5: *Trocholina (Trocholina) biconveza minor* sp. nov. ssp. nov.; axiale Dünnschliffe.

Fig. 6: *Trocholina (Paratrocholina) eomesozoica* sp. nov.; axialer Dünnschliff (flache Form).

Fig. 7: *Trocholina (Paratrocholina) eomesozoica* sp. nov.;  $\pm$  axialer Dünnschliff (dicke Form).

Auch absolut gesehen ist das Kammerlumen viel kleiner als bei den jüngeren Formen und nur bedingt abhängig von der Fossilgröße.

Ein weiteres Charakteristikum unserer Formen ist die nur undeutliche Knotung und Pfeilerung der Zentralzone bei *Trocholina* und der homologen Deckschalen bei *Paratrocholina*, daher ist auch in der Basalansicht die Grenze zwischen Marginalzone und Zentralzone nicht klar markiert. Bei den Trocholinen und Involutinen des Rhät und Lias (Weiterentwicklung aus *Paratrocholina eomesozoica* sp. nov.?) wird die Pfeilerung und Knotung dann sehr deutlich. Man könnte also vermuten, daß die im Karn noch undeutliche Knotung im Laufe der Ober-Trias nach und nach kräftiger wird.

<sup>2)</sup> Mittelkreide-Einstufung der Fundorte von Oberhauser (1956) nicht völlig gesichert.

Charakteristisch ist ferner, daß die einzelnen Umgänge an der Dorsal-seite nie deutlicher durch Wölbung hervortreten, wie das für viele jüngere Formen typisch ist (vgl. Henson, 1947, Tafel XI). Das Fehlen von Falten an der Basis der letzten Windung haben unsere Trocholinen mit jenen des Lias gemeinsam.

### Ökologische Überlegungen zu *Trocholina* s. str.

Man könnte die Trocholinen, wenn man von der Größe absieht, auf Grund ihres Bauplanes die „Gastropoden unter den Foraminiferen“ nennen. Jedoch kann diese Formulierung bei näherer Betrachtung nicht mehr aufrecht erhalten werden. Der entscheidende Unterschied liegt im Größenverhältnis des Kammerlumens zum zentralen Pfeiler.

Bei den Gastropoden ist der Radius der Spindel um ein vielfaches kleiner als der Durchmesser des danebenliegenden Kammeranteiles; bei den Trocholinen ist es genau umgekehrt (vgl. Reichel, 1955, Pl. XIV, Fig. 8 usw.). Wir können daher ein ähnliches ökologisches Verhalten der Trocholinen und der Gastropoden nicht annehmen.

Sehr auffallend ist die Ähnlichkeit des Grundbauplanes der Trocholinen mit gewissen anderen Foraminiferen, wie *Lituonella* Schlumberger, *Coscino-lina* Stache, *Orbitolina* Orbigny usw., oder *Lockhartia* Davies, *Sakesaria* Davies, *Dictyoconoides* Nuttall usw., oder etwa *Chapmanina* Silvestri. Wir betrachten bei diesem Vergleich nur das Verhältnis der Marginalzone zur Zentralzone und sehen von allen Elementen zweiter Ordnung, wie Kammerung usw., ab.

Sicher ist *Trocholina* mit diesen Foraminiferen nicht näher verwandt. Eine Konvergenzentwicklung auf Grund ähnlicher Lebensweise ist jedoch wahrscheinlich.

Nun ist bei allen diesen Formen die Zentralzone kein toter Kalkpflock, wie er uns im fossilen Zustand in der Regel bei *Trocholina* erscheint, sondern ein Komplex von Platten, Pfeilern und Poren, die sicher wichtige biologische Funktionen hatten. Wir wissen auf Grund der Untersuchungen von Reichel (1955), daß zumindest ein Teil der Trocholinen primär auch eine mit Poren durchsetzte Zentralzone hatte. Ähnliches können wir auch von den hier beschriebenen Triastrocholinen berichten. Nur ist das Baumaterial der Trocholinen so sehr vergänglich, daß wir heute von diesen Dingen nicht mehr viel sehen können.

Wir könnten uns aber kaum vorstellen, daß z. B. *Trocholina biconvexa biconvexa* sp. nov. ssp. nov. (siehe Abb. 1, Fig. 3) nur aus Gründen einer Schutz- und Stützfunktion allein (Wicher, 1952) einen im Verhältnis zum Kammerlumen so großen Kalkpflock ausscheidet.

Wir vermuten daher, daß die Zentralzone von *Trocholina*, ähnlich wie bei analog gebauten Großforaminiferen (z. B. *Orbitolina*), primär porös und von lebendem Plasma durchflossen war. Zuzufolge des relativ instabilen Baumaterials (Aragonit?) kam es bei der Fossilisation in der Regel zu Umkristallisierungen, welche diese Strukturen verwischten.

Man könnte vielleicht auch Argumente dafür anführen, daß Foraminiferen von einem Bauplan wie *Trocholina* in ihrer üblichen Lebensstellung mit der Spitze nach unten im Feinschlamm eingegraben waren?

## Beschreibung der neuen Arten

### Genus *Trocholina* Paalzow, 1931

emend. Henson, 1947, emend. Oberhauser, 1956

(Erweiterung auf Formen mit oszillierender Einrollungsebene)

### Subgenus *Trocholina* Paalzow, 1931

*Trocholina (Trocholina) multispira* sp. nov.

(Tafel XX, Fig. 1—14; Abb. 1, Fig. 1 a, 1 b)

Henson, 1947; *Trocholina* sp. (Pl. XII, Fig. 11)

Namensgebung: Nach lateinisch „multus“ und „spira“, wegen den in zahlreichen Spiralen angeordneten Umgängen.

Holotypus: Tafel XX, Fig. 2; deponiert an der Geologischen Bundesanstalt in Wien.

Paratypoiden: Tafel XX, Fig. 3, 9, 10, 11, 12.

Locus typicus: Hohe Wand, westlich Wiener Neustadt. 500 m östlich vom Rast-Kreuz (am Weg); sehr häufig.

Stratum typicum: Ober-Trias, karnische Stufe, Reingrabener Schiefer.

Diagnose: Eine Art der Gattung *Trocholina* s. str. mit schlank kegelförmigem Gehäuse, glatter Oberfläche (mit Ausnahme der Basis der Zentralzone) und verhältnismäßig engen und zahlreichen Umgängen.

Beschreibung: Gehäuse frei, kalkig, perforat, schlank, kegelförmig, mit abgerundeter Spitze und flacher Kegelform. Winkel zwischen Basisfläche und Seitenfläche 65—80°. Basisgrundriß kreisrund bis breitoval (wohl durch sekundäre Verdrückung). Das Gehäuse besteht aus der Marginalzone und der sich nach innen anschließenden Zentralzone<sup>3)</sup>. In der Marginalzone liegt an der Spitze des Gehäuses das Proloculum. Daran schließt sich mit unregelmäßig kreisförmigem Querschnitt, mit acht bis 20 Umgängen (Maximum etwa bei 15), eine spiral verlaufende Kammerröhre an. Diese ist in den ersten fünf bis sechs Umgängen von sehr kleinem Durchmesser und eng gewunden. Die späteren Umgänge gewinnen rasch an Durchmesser und verlaufen in einer mehr locker gewundenen Spirale, meist mit Drehungssinn nach links. Die Kammerröhre mündet an der Basis der Marginalzone mit einer einfachen Öffnung. Die Wandung der Kammerröhre ist außen eher flach und glatt. Auch der letzte Umgang zeigt an der Basis keinerlei Falten. Bei Brauneisenfüllung der Kammerröhre läßt sich andeutungsweise eine unregelmäßige Segmentierung erkennen (siehe Abb. 1, Fig. 1 a). Vermutlich handelt es sich dabei um Wachstumsabschnitte.

Im Dünnschliff zeigt die Kammerwandung nach außen und unten feine Poren. Die nach innen anschließende Zentralzone ist glasig und durchsichtig. Sie hat jedoch keine klar erkennbare Struktur mit Ausnahme der Fortsetzung der Kammerwandung, die auch in der Zentralzone perforiert ist (Sie markiert die Gehäusebasis in den verschiedenen Altersstadien). Die Basis der Zentralzone zeigt eine undeutliche Höckerung, die sich im Dünnschliff als Wellung abzeichnet.

Maße:	Auf Tafel XX	Höhe	Basisdurchmesser
	Holotyp (Fig. 2) .....	0.65 mm	0.45 mm
	Größte Form (Fig. 8) .....	0.9 mm	0.5 mm
	Schlanke Form (Fig. 11) .....	0.7 mm	0.35 mm
	Kleine Form (Fig. 12) .....	0.45 mm	0.35 mm
	Juvenile Form (Fig. 14) .....	0.16 mm	0.28 mm

<sup>3)</sup> Die Begriffe der Marginalzone und Zentralzone werden analog wie bei *Orbitolina* verwendet.

Das Verhältnis der Tiefe der Marginalzone zum Radius der Zentralzone ist  $\pm 1:3$ .

Beziehungen: *Trocholina multispira* sp. nov. ist durch Übergänge mit *Trocholina ventroplana* sp. nov. verbunden (Tafel XX, Fig. 6, 7, 15). Ähnlichen hochspiralen Bau erkennen wir bei *Trocholina turrens* Frentzen aus dem schwäbischen Lias, bei *Trocholina elongata* (Leupold und Bigler) aus dem alpinen Malm sowie bei der hochspiralen Variante von *Trocholina palaestinensis* Henson und bei *Trocholina altispira* Henson aus dem Jura bzw. Cenoman des Mittleren Ostens.

Abgesehen von den Verschiedenheiten der äußeren Oberfläche (z. T. deutlich hervortretende Umgänge und deutliche Granulation der basalen Zentralzone), liegt der entscheidende Unterschied unserer Form von allen jüngeren darin, daß das Kammerlumen im Verhältnis zum Durchmesser der Zentralzone viel enger erscheint und daher die Umgänge zahlreicher sind.

In bezug auf die im Dünnschliff erkennbare Feinstruktur unterscheidet sich *Trocholina multispira* sp. nov. von den sie begleitenden anderen Trocholinen-Arten, vor allem von *Trocholina biconvexa* sp. nov., durch die nur sehr undeutliche Perforierung der Zentralzone.

*Trocholina (Trocholina) ventroplana* sp. nov.

(Tafel XX, Fig. 15—23, Abb. 1, Fig. 2)

Namensgebung: Nach lateinisch „venter“ und „planus“, nach der flachen Ventralseite.

Holotypus: Tafel XX, Fig. 19; deponiert an der Geologischen Bundesanstalt in Wien.

Paratypoide: Tafel XX, Fig. 21, 22, 23.

Locus typicus: Hohe Wand, westlich Wiener Neustadt, 500 m östlich vom Rastkreuz (am Weg); nicht selten.

Stratum typicum: Ober-Trias, karnische Stufe, Reingrabener Schiefer.

Diagnose: Eine Art der Gattung *Trocholina* s. str. mit flach kegelförmigem bis hutförmigem Gehäuse, glatter Oberfläche (mit Ausnahme der Basis der Zentralzone) und verhältnismäßig engen Umgängen.

Beschreibung: Gehäuse frei, kalkig, perforat, breit, flach kegelförmig bis unregelmäßig hutförmig, mit abgerundeter Spitze und flacher Kegelbasis. Der Winkel zwischen Basisfläche und Seitenfläche beträgt 25—50°. Die Dorsalseite ist glatt, die Ventralseite zeigt an der Basis der Zentralzone eine undeutliche Körnelung. Die Marginalzone besteht aus dem Proloculum und der sich anschließenden Kammerröhre mit  $\pm$  halbkreisförmigem Querschnitt. Diese verläuft in etwa sechs bis zehn Umgängen, in einer zunächst engen und später losen Spirale, nach rechts oder nach links drehend, bis zum Außenrand der Gehäusebasis. Dort mündet sie in einer einfachen Öffnung. Die innersten Umgänge sind sowohl von außen als auch im Schliff meistens nicht genau erkennbar. Der letzte Umgang hat keine Falten an der Basis.

Im Dünnschliff zeigt die Kammerwandung nach außen und unten feine Poren. Die Zentralzone zeigt eine undeutlich faserig-poröse Struktur. Die verschiedenen Altersstadien der Gehäusebasis waren nicht mehr eindeutig zu erkennen.



Maße:	Auf Tafel XX	Höhe	Basisdurchmesser
Holotyp (Fig. 19) .....		0·45 mm	0·7 mm
Flache Form (Fig. 17) .....		0·28 mm	0·6 mm
Kleine Form (Fig. 21) .....		0·18 mm	0·4 mm

Das Verhältnis der Tiefe der Marginalzone zum Radius der Zentralzone ist  $\pm 1:4$ .

Beziehungen: *Trocholina ventroplana* sp. nov. ist mit *Trocholina multispira* sp. nov. (Tafel XX, Fig. 6, 7, 15) und *Trocholina biconvexa* sp. nov. (Tafel XX, Fig. 24, 25) durch Übergänge verbunden. Sie kommt noch am ehesten dem Trocholinen-Bauplan der späteren Formationen nahe, läßt sich aber durch das verhältnismäßig enge Kammerlumen und durch ihre etwas unregelmäßige Form sowie durch fehlende deutlichere Skulpturen von den jüngeren Formen abtrennen.

*Trocholina (Trocholina) biconvexa* sp. nov.

(Tafel XXI, Fig. 26—37; Abb. 1, Fig. 3, 4, 5)

Namensgebung: Nach lateinisch „biconvexus“, wegen des nach oben und unten konvexen Gehäuses.

Holotyp: Tafel XXI, Fig. 28, als Dünnschliff vorliegend (Abb. 1, Fig. 3); deponiert an der Geologischen Bundesanstalt in Wien.

Paratypoiden: Tafel XXI, Fig. 29, 30, 31, 32, 33.

Locus typicus: Hohe Wand, westlich Wiener Neustadt, 500 m östlich vom Rast-Kreuz (am Weg).

Stratum typicum: Ober-Trias, karnische Stufe, Reingrabener Schiefer.

Diagnose: Eine Art der Gattung *Trocholina* s. str. mit beidseitig konvexem Gehäuse, glatter Oberfläche (mit Ausnahme der Basis der Zentralzone) und verhältnismäßig engen und zahlreichen Umgängen.

Beschreibung und Maße: Siehe Unterarten.

Beziehungen: Nach der Größe und nach Besonderheiten der äußeren Form und nach der Zahl der Umgänge werden drei Unterarten unterschieden, die unten beschrieben werden. Zwischen diesen einzelnen Unterarten gibt es Übergänge, ebenso gibt es solche, wenn auch weniger ausgeprägt, nach *Trocholina ventroplana* sp. nov. (Tafel XX, Fig. 24, 25), mit flacher Ventralseite, und nach *Trocholina (Paratrocholina) eomesozoica* sp. nov. mit planispiralem Einrollungsplan.

Trocholinen mit ausgeprägt konvexer Ventralseite sind bisher vorwiegend aus der Kreide bekannt: *Trocholina lenticularis* Henson, 1947, *Trocholina floridana* Cushman und Applin und *Trocholina* sp. Oberhauser, 1956. Allerdings sind diese Kreideformen durchschnittlich größer und haben auch ein größeres Kammerlumen, sowie z. T. deutliche Granulation der Ventralseite.

*Trocholina (Trocholina) biconvexa major* sp. nov. ssp. nov.

(Tafel XXI, Fig. 26, 27)

Namensgebung: Nach lateinisch „major“, weil größer als *Trocholina biconvexa biconvexa* sp. nov. ssp. nov.

Holotyp: Tafel XXI, Fig. 27; deponiert an der Geologischen Bundesanstalt in Wien.

Paratypoid: Tafel XXI, Fig. 26; als Dünnschliff vorliegend.

Locus typicus: Hohe Wand, westlich Wiener Neustadt, 500 m östlich vom Rast-Kreuz (am Weg); sehr selten.

Stratum typicum: Ober-Trias, karnische Stufe, Reingrabener Schiefer.

Diagnose: Eine großwüchsige Unterart von *Trocholina biconvexa* sp. nov. von linsenförmiger Gestalt und mit deutlich faserig-poröser Struktur.

Beschreibung: Gehäuse frei, kalkig, perforat, mit regelmäßig gewölbter Dorsal- und Ventralseite. Die Dorsalseite ist glatt, die Ventralseite zeigt an der Basis der Zentralzone eine leichte Körnelung. Die Marginalzone besteht aus dem Proloculum und der folgenden Kammerröhre mit  $\pm$  halbmondförmigem Querschnitt. Diese verläuft in etwa acht bis zehn Umgängen (eventuell zusätzlich noch zwei bis drei innerste Umgänge, die nicht sicher erkannt wurden) in einer losen Spirale, entweder nach rechts oder nach links drehend, bis zum Außenrand der Gehäusebasis. Dort mündet sie in einer einfachen Öffnung. Infolge des halbmondförmigen Röhrenquerschnitts bildet sich das Kammerlumen auf der glatten Dorsalfläche ledig als schmaler Spiralstreifen ab. Der letzte Umgang hat keine Falten an der Basis.

Ein Dünnschliff, der vom Paratypoid (Tafel XXI, Fig. 26) angefertigt wurde, zeigt in der Marginalzone das Proloculum und die halbmondförmigen Kammerquerschnitte. Die Struktur der Zentralzone ist faserig-porös. Die Gehäusebasis in den verschiedenen Altersstadien (Fortsetzung der Kammerwandung in die Zentralzone) hebt sich deutlich ab.

Maße:	Auf Tafel XXI	Höhe	Durchmesser
	Holotyp (Fig. 27) .....	0.4 mm	0.9 mm
	Paratypoid (Fig. 26) .....	0.5 mm	1.05 mm

Das Verhältnis der Tiefe der Marginalzone zum Radius der Zentralzone ist  $\pm 1:6$ .

Beziehungen: *Trocholina biconvexa major* sp. nov. ssp. nov. ist die größte Unterart von *Trocholina biconvexa* sp. nov. Da nur sehr wenige Exemplare vorliegen, ist ihre volle Variationsbreite nicht übersehbar. Sicher ist sie mit *Trocholina biconvexa biconvexa* sp. nov. ssp. nov. durch Übergänge verbunden.

Auf Grund der Größenverhältnisse und des Bauplanes steht sie dem mittelkretazischen Formenkreis um *Trocholina lenticularis* Henson nahe (vgl. Henson, 1947, und Oberhauser, 1956).

*Trocholina (Trocholina) biconvexa biconvexa* sp. nov. ssp. nov.

(Tafel XXI, Fig. 28—33, Abb. 1, Fig. 3)

Namensgebung: Siehe *Trocholina biconvexa* sp. nov.

Holotyp: Tafel XXI, Fig. 28; als Dünnschliff vorliegend (Abb. 1, Fig. 3); deponiert an der Geologischen Bundesanstalt in Wien.

Paratypoid: Tafel XXI, Fig. 29, 30, 31, 32, 33.

Locus typicus: Hohe Wand, westlich Wiener Neustadt, 500 m östlich vom Rast-Kreuz (am Weg); häufig.

Stratum typicum: Ober-Trias, karnische Stufe, Reingrabener Schiefer.

Diagnose: Eine mittelgroße Unterart von *Trocholina biconvexa* sp. nov. von der Gestalt eines an den Spitzen gerundeten flachen Doppelkegels.

Beschreibung: Gehäuse frei, kalkig, perforat, mit flachkegelförmig gewölbter Dorsal- und Ventralseite. In der Regel ist die Wölbung der Dorsalseite höher (Tafel XXI, Fig. 28, 29, 30, 33), jedoch kommen auch Formen mit gleich starker Wölbung (Tafel XXI, Fig. 32) und solche mit stärker gewölbter Unterseite vor (Tafel XXI, Fig. 31). Die Ventralseite

zeigt an der Basis der Zentralzone manchmal eine undeutliche Körnelung. Die Marginalzone besteht aus dem Proloculum und der folgenden Kammer- röhre von unregelmäßig halbkreisförmigem Querschnitt. Die Kammerröhre verläuft in etwa 7 bis 15 Umgängen, zunächst in enger, später in lockerer Spi- rale, entweder nach rechts oder nach links drehend, bis zum Außenrand der Gehäusebasis. Dort mündet sie mit einer einfachen Öffnung. Die Außen- wand der Dorsalseite ist glatt, der letzte Umgang zeigt an der Basis keine Falten.

Ein Dünnschliff zeigt die faserig-poröse Struktur nicht so deutlich wie bei *Trocholina biconvexa major* sp. nov. ssp. nov. und bei *Trocholina bi- convexa minor* sp. nov. ssp. nov. In der Marginalzone sind die Poren der Kammerröhre nach außen und unten zu erkennen, ebenso erkennt man andeutungsweise die verschiedenen Altersstände der Gehäusebasis in der Zentralzone.

Maße:	Auf Tafel XXI	Höhe	Durchmesser
	Holotyp (Fig. 28) . . . . .	0.45 mm	0.65 mm
	Kleinere Form (Fig. 30) . . . . .	0.3 mm	0.5 mm

Das Verhältnis der Tiefe der Marginalzone zum Radius der Zentralzone ist etwa  $\pm 1:6$  bis  $1:7$ .

Beziehungen: *Trocholina biconvexa biconvexa* sp. nov. ssp. nov. ist mit *Trocholina biconvexa major* sp. nov. ssp. nov. und mit *Trocholina bi- convexa minor* sp. nov. ssp. nov. durch Übergänge verbunden. Ebenso vermut- lich auch mit *Trocholina ventroplana* sp. nov. (Tafel XX, Fig. 24, 25). Eine gewisse Ähnlichkeit besteht mit *Trocholina floridana* Cushman und Applin aus der Kreide von Florida, die allerdings weniger Umgänge und stärkere Basisskulptur zeigt.

*Trocholina (Trocholina) biconvexa minor* sp. nov. ssp. nov.

(Tafel XXI, Fig. 34, 35, 36, 37, Abb. 1, Fig. 4, 5)

Namensgebung: Nach lateinisch „minor“, weil kleiner als *Trocholina biconvexa biconvexa* sp. nov. ssp. nov.

Holotyp: Tafel XXI, Fig. 34; deponiert an der Geologischen Bundesanstalt in Wien.

Paratypoide: Tafel XXI, Fig. 35, 36, 37.

Locus typicus: Hohe Wand, westlich Wiener Neustadt, 500 m östlich vom Rast- Kreuz (am Weg); nicht selten.

Stratum typicum: Ober-Trias, karnische Stufe, Reingrabener Schiefer.

Diagnose: Eine kleinwüchsige Unterart von *Trocholina biconvexa* sp. nov. von linsenförmiger Gestalt und mit deutlich faserig-poröser Struktur.

Beschreibung: Gehäuse frei, kalkig, perforat, linsenförmig. Wölbung beidseitig gleich stark oder Ventralseite etwas schwächer gewölbt. Die Ventralseite zeigt an der Basis der Zentralzone eine schwache Körnelung. Die Marginalzone besteht aus dem Proloculum und der folgenden Kammer- röhre von unregelmäßig-halbmondförmigem Querschnitt. Die Kammerröhre verläuft in etwa sechs bis zehn Umgängen, entweder nach rechts oder nach links drehend, bis zum Außenrand der Gehäusebasis. Dort mündet sie mit einer einfachen Öffnung. Die Außenwand der Dorsalseite ist glatt, der letzte Umgang zeigt an der Basis keine Falten.

Im Dünnschliff zeigt sich eine deutlich faserig-poröse Struktur. Auch die verschiedenen Altersstände der Gehäusebasis in der Zentralzone sind gut erkennbar.

Maße:	Auf Tafel XXI	Höhe	Durchmesser
	Holotyp (Fig. 34) .....	0·18 mm	0·48 mm
	Dicke Form (Fig. 36) .....	0·2 mm	0·38 mm
	Flache Form (Fig. 37) .....	0·15 mm	0·38 mm

Das Verhältnis der Tiefe der Marginalzone zum Radius der Zentralzone ist  $\pm 1:6$  bis  $1:7$ .

Beziehungen: *Trocholina biconvexa minor* sp. nov. ssp. nov. ist mit *Trocholina biconvexa biconvexa* sp. nov. ssp. nov. durch Übergänge verbunden. Wahrscheinlich existieren auch Übergänge nach *Trocholina* (*Paratrocholina*) *comesozoica* sp. nov.

### Subgenus *Paratrocholina* Oberhauser 1956

#### *Trocholina* (*Paratrocholina*) *comesozoica* sp. nov.

(Tafel XXI, Fig. 38, 39, 40, 41; Abb. 1, Fig. 6, 7)

Namensgebung: Nach dem Vorkommen im früheren Mesozoikum.

Holotyp: Tafel XXI, Fig. 39; deponiert an der Geologischen Bundesanstalt in Wien.

Paratypoide: Tafel XXI, Fig. 38, 40, 41.

Locus typicus: Hohe Wand, westlich Wiener Neustadt, 500 m östlich vom Rast-Kreuz (am Weg); nicht selten.

Stratum typicum: Ober-Trias, karnische Stufe, Reingrabener Schiefer.

Diagnose: Eine kleinwüchsige Art der Untergattung *Paratrocholina* Oberhauser, 1956, mit axialer Verflachung bis Einsenkung und schwacher beidseitiger Knotung.

Beschreibung<sup>1)</sup>: Gehäuse frei, kalkig, perforat, von linsenförmiger bis flach doppelkegelförmiger Gestalt. Beidseitig zeigt sich eine axiale Verflachung bis Einsenkung (siehe Abb. 1, Fig. 6, 7). Die Wölbung ist auf beiden Seiten etwa gleich stark. Ebenso zeigen beide Seiten eine mehr oder weniger deutliche Knotung und teilweise auch Riefung. Nur der letzte Umgang ist deutlich erkennbar, die inneren Umgänge scheinen manchmal beidseitig schwach durch.

Im Schliff erkennt man das zentral liegende Proloculum und den halbmond- bis halbkreisförmigen (bzw. elliptischen) Querschnitt der sich anschließenden ungeteilten Kammerröhre. Diese läuft mit etwa sieben bis zehn Windungen mit planispiralem bis schwach oszillierendem Einrollungsplan bis zum Gehäuserand, wo sie mit einfacher Öffnung endet. Durch Deckschalenanlagerung von faserig-porösem Kalk wird die Nabelhöhlung beidseitig fortlaufend abgedeckt. Die Deckschalenabgrenzungen sind deutlich erkennbar.

1) Die Kleinheit der Objekte, die uncharakteristische Gestalt, das für den Dünnschliff nicht geeignete, sehr vergängliche Schalenmaterial sowie die damit verbundenen Schwierigkeiten der Zuordnung von äußeren Merkmalen zum Innenbau erschweren eine scharfe Typisierung. Es ist möglich, daß sich unter den als *Paratrocholina comesozoica* sp. nov. zusammengefaßten Formen in Wirklichkeit mehrere Unterarten verbergen. Eine Entscheidung darüber wird erst beim Studium der zeitlichen Faunenaufeinanderfolge möglich werden.

Maße:	Auf Tafel XXI	Höhe	Durchmesser
	Holotyp (Fig. 39) .....	0.2 mm	0.5 mm
	Flache Form (Fig. 41) .....	0.18 mm	0.55 mm
	Kleine Form (Fig. 38) .....	0.15 mm	0.35 mm

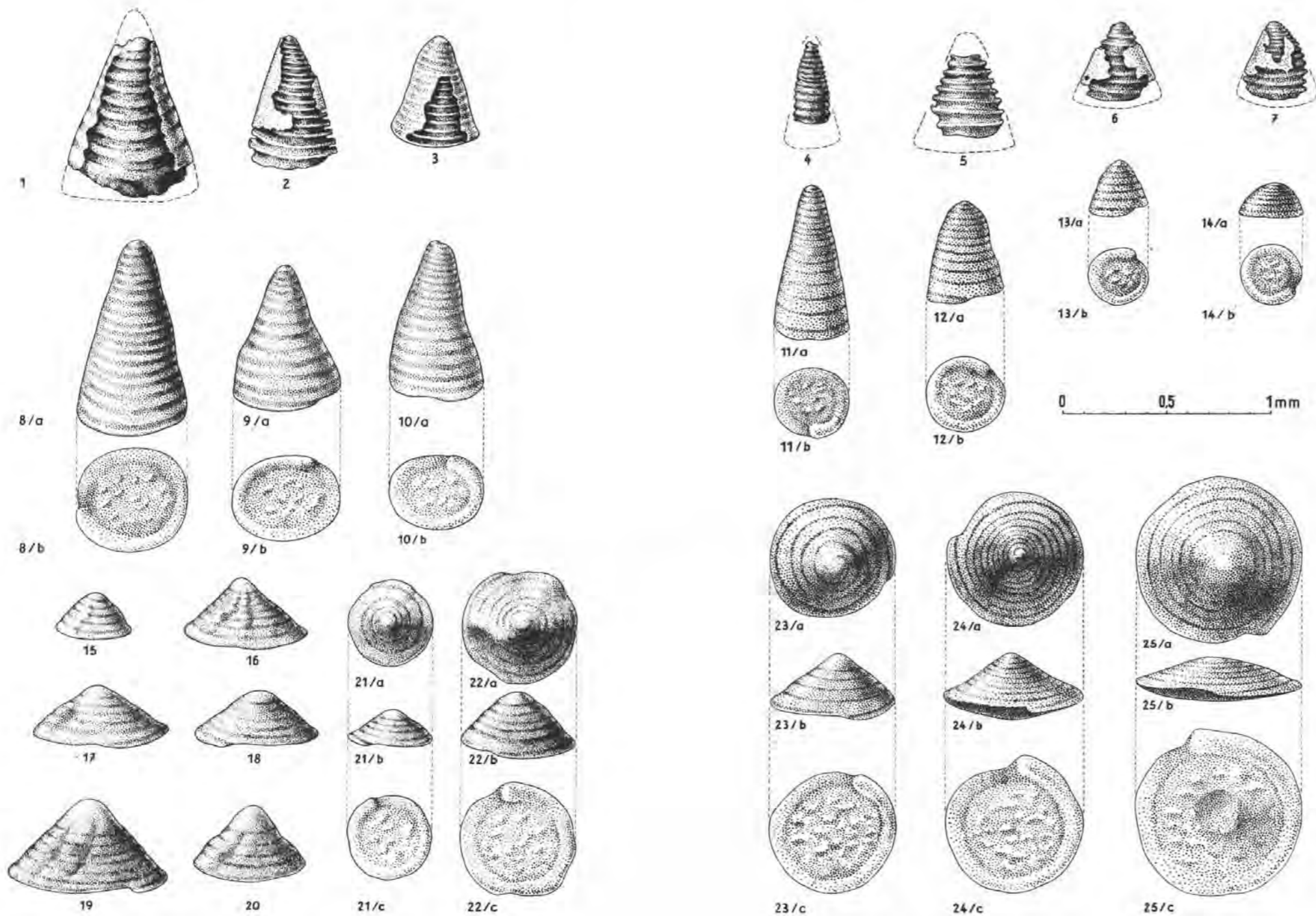
Beziehungen: *Trocholina* (*Paratrocholina*) *eomesozoica* sp. nov. ist vermutlich mit *Trocholina biconvexa minor* sp. nov. ssp. nov. durch Übergangsformen verbunden. Zu den vermutlich kretazischen Formen *Paratrocholina oscillens* Oberhauser und *Paratrocholina* cf. *lenticularis* Henson (vgl. Oberhauser, 1956) bestehen große Ähnlichkeiten. Die Unterschiede liegen neben den Größenverhältnissen und der Skulptur vor allem darin, daß unsere Triasformen eine Verflachung bis Einsenkung in der Fossilachse besitzen (siehe Abb. 1, Fig. 6, 7).

Es ist nicht unwahrscheinlich, daß *Involutina liassica* (Jones) aus dem Rhät und Unter-Lias eine Fortentwicklung von *Paratrocholina eomesozoica* sp. nov. ist. Die Entwicklungstendenz würde dann in Richtung einer Verstärkung der Knotung, verbunden mit einer Abschwächung des Deckschalenbaues, gehen.

### Literatur

- Chatton, M. (1955): News reports: Middle East, Iraq. — *Micropaleontology*, Vol. 1, No. 1.
- Cushman, C. A. & Applin, E. R. (1947): Two new species of Lower Cretaceous Foraminifera from Florida. — *Contr. Cushman Lab. For. Res.*, 23.
- Cuvillier, J. (1951): Corrélation stratigraphiques par microfacies en Aquitaine Occidentale. — E. J. Brill, Leiden.
- Emberger, J. (1955): *Trocholina burgeri*, Foraminifère nouveau du Valanginien des Monts des Oulad-Nail (Atlas saharien, Algérie). — *Compte Rendu Soc. Géol. France* 1955, No. 13.
- Frentzen, K. (1941): Die Foraminiferenfaunen des Lias, Doggers und unteren Malms der Umgegend von Blumberg (Ob. Wutachgebiet). — *Beitr. naturk. Forsch. im Oberrheingebiet*, Bd. 6.
- Henson, F. R. S. (1947): Foraminifera of the Genus *Trocholina* in the Middle East. — *Ann. & Mag. nat. Hist.* (ser. 11), 14.
- Oberhauser, R. (1954): Ein Vorkommen von *Involutina liassica* (Jones) im Distrikt Eskisehir. — *Bull. geol. Soc. Turkey*, 5.
- Oberhauser, R. (1956): Neue mesozoische Foraminiferen aus der Türkei. — *Mitt. d. Geol. Ges. in Wien*, Bd. 48 (R. v. Klebelsberg-Festschrift).
- Reichel, M. (1955): Sur une Trocholine du Valanginien d'Arzier-Eclodge geol. Helv., Bd. 48, No. 2.
- Weynschenk, R. (1956): *Aulotortus*, a new Genus of Foraminifera from the Jurassic of Tyrol, Austria. — *Contr. Cushman Found.*, 7, pt. 1.
- Wicher, C. A. (1952): *Involutina*, *Trocholina* und *Vidalina*, Fossilien des Riffbereichs. — *Geol. Jb.*, Bd. 66.

Weitere Publikationen über *Trocholina* siehe das Literaturverzeichnis bei Reichel, M. (1955); bezüglich Triasforaminiferen-Literatur im allgemeinen siehe die Arbeit von E. Kristan in diesem Heft.



## Tafelerklärung

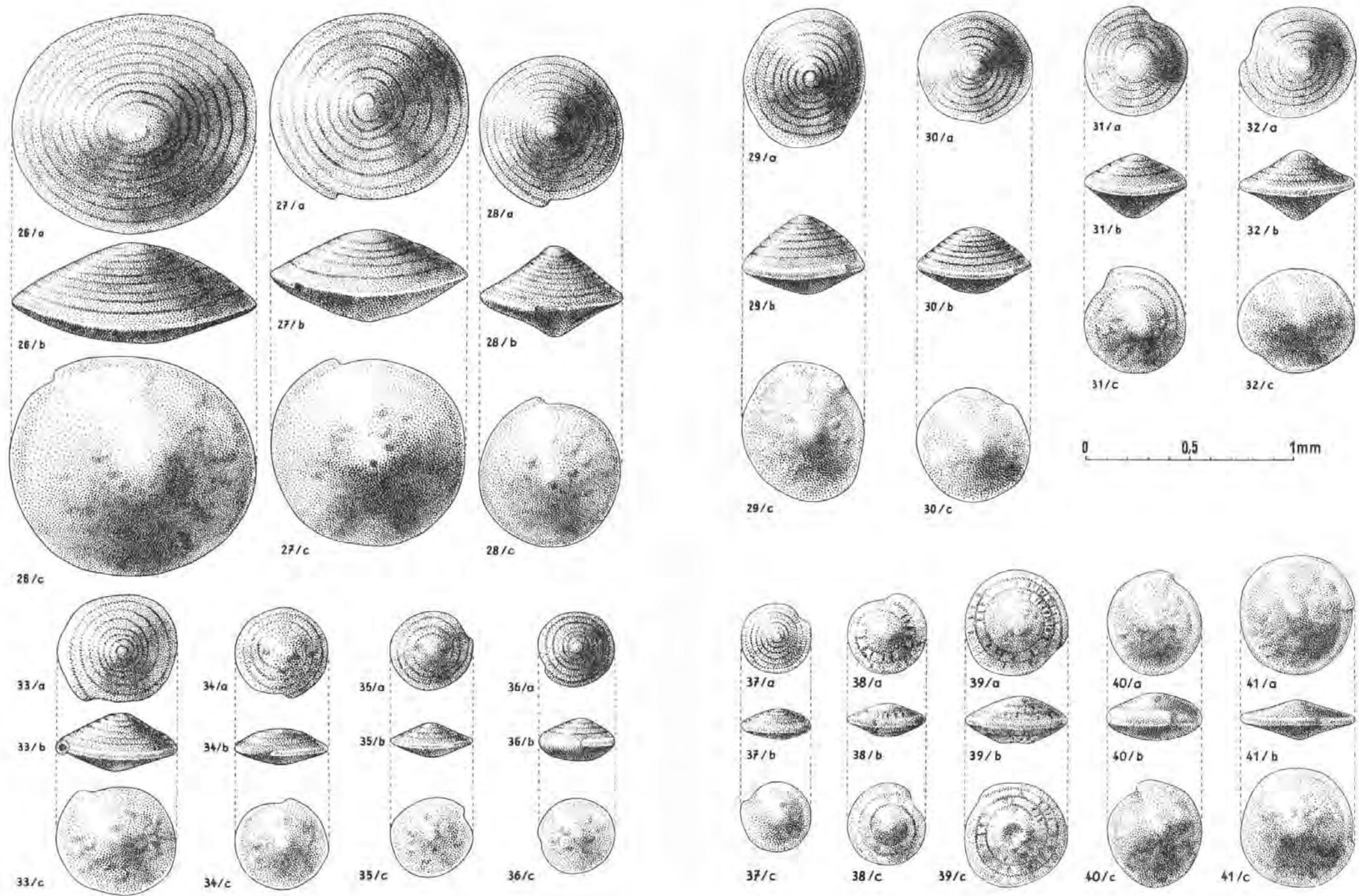
(Vergrößerung sämtlicher Figuren  $\pm \times 40$ )

## Tafel XX

Fig. 1—14: *Trocholina (Trocholina) multispira* sp. nov.; Fig. 1—7 korrodierte Formen; Fig. 8—14 Lateral- und Ventral-Ansicht von vollständigen Exemplaren.

Fig. 15—23: *Trocholina (Trocholina) ventroplana* sp. nov.; Fig. 15—20 Seitenansichten; Fig. 21—23 Dorsal-, Lateral- und Ventral-Ansicht.

Fig. 24—25: Übergangsformen von *Trocholina (Trocholina) ventroplana* sp. nov. nach *Trocholina (Trocholina) biconvexa* sp. nov. Dorsal-, Lateral- und Ventral-Ansicht.



**Tafelerklärung**  
 (Vergrößerung sämtlicher Figuren ± × 40)

**Tafel XXI**

Fig. 26, 27: *Trocholina (Trocholina) biconveza major* sp. nov. ssp. nov. Dorsal-, Lateral- und Ventral-Ansicht.  
 Fig. 28—33: *Trocholina (Trocholina) biconveza biconveza* sp. nov. ssp. nov. Dorsal-, Lateral- und Ventral-Ansicht.  
 Fig. 34—37: *Trocholina (Trocholina) biconveza minor* sp. nov. ssp. nov. Dorsal-, Lateral- und Ventral-Ansicht.  
 Fig. 38—41: *Trocholina (Paratrocholina) eomesozoica* sp. nov. „Dorsal-“, Lateral- und „Ventral“-Ansicht.





# Ophthalmidiidae und Tetrataxinae (Foraminifera) aus dem Rhät der Hohen Wand in Nieder-Österreich.

Von Edith Kristan

(Mit 4 Textabbildungen und 6 Tafeln, XXII—XXVII)

## Inhalt

	Seite
Vorwort .....	269
Geologischer Überblick .....	269
Mikropaläontologie:	
Allgemeines .....	270
Systematische Beschreibung .....	272
Zusammenfassung .....	295
Literatur .....	296

## Vorwort

Bei einer geologischen Kartenaufnahme der Hohen Wand und ihrer Umgebung (Ostrand der Nördlichen Kalkalpen) wurde besonderes Augenmerk auf die mikrofaunistische Untersuchung der Trias-Mergel gerichtet. Der vorliegende Bericht bringt die ersten Ergebnisse hinsichtlich der rhätischen Foraminiferenfauna des Plackles (Hohe Wand).

Für das rege Interesse, für wertvolle Hinweise und für die Bestimmung der Makrofauna bin ich den Herren Professoren Dr. E. Clar, Dr. O. Kühn, Dr. A. Papp und Dr. H. Zapfe zu Dank verpflichtet. Herrn Dr. A. Tollmann, der mir mit freundlichen Ratschlägen jederzeit behilflich war, danke ich herzlich. Für technische Unterstützung meiner Arbeit bin ich Herrn Prof. Dr. H. Küpper, für finanzielle Subventionierung Herrn Direktor Dr. R. Janoschek verbunden.

## Geologischer Überblick

Die foraminiferenführenden Rhätmergel, auf die sich die folgenden Ausführungen beziehen, liegen in einem Streifen W vom Placklesgipfel, der höchsten Erhebung der Hohen Wand.

Die Position der Rhätmergel vom Plackles im tektonischen Bau der Hohen Wand gibt das schematische Sammel-Profil Abb. 1 a. Die Hohe Wand gehört der Hallstätter Zone an. Zwei Decken lassen sich unterscheiden: Eine Untere und eine Obere Hallstätter Decke. Die Rhätmergel vom Plackles sind das hangendste Schichtglied der Unteren Hallstätter Decke. Sie liegen angereichert im Scheitel der Antiklinale und treten an deren N- und E-Rand auf.

Eine regionale Übersicht gibt Abb. 1 b. Man sieht das axiale Gefälle und das Untertauchen dieser Antiklinale gegen ENE.

In Abb. 1 c, einem Ausschnitt von Abb. 1 b, wird die Anordnung der Fundorte schematisch wiedergegeben. Die „Untere Quellmulde“ liegt im Karn, „Mittlere und Obere Quellmulde“ liegen im Rhät. Sämtliche in dieser Arbeit angeführten Foraminiferen stammen aus Proben von der „Mittleren und Oberen Quellmulde“.

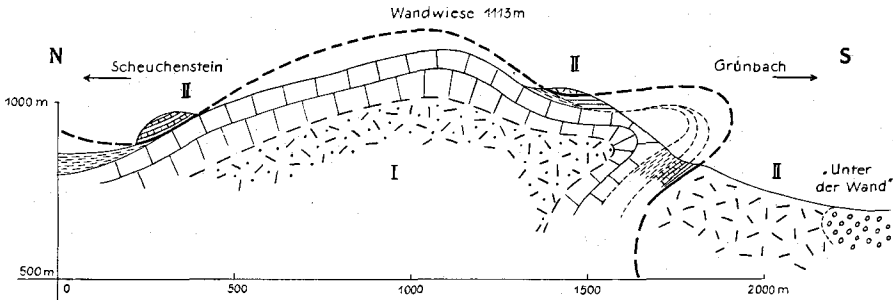
Unterlagert werden die Rhät-Mergel in dem hier behandelten Gebiet unmittelbar durch karnische Mergel. Weiter südwestlich (SW-Ecke der Abb. 1 b) ist auch Nor in der Unteren Hallstätter Decke als heller Hallstätterkalk vorhanden. Ein genaues lithologisches und regional vergleichendes Studium hat eine Trennung der karnischen und rhätischen Mergel ermöglicht. Beide lieferten Makrofossilien. Aus diesem Mergelstreifen westlich vom Plackles wurden wiederholt Fossilien (besonders von E. Kittl) gesammelt, dabei aber nicht auf den Altersunterschied geachtet. O. Gugenberger beschrieb 1929 und 1933 einen Teil der Makrofauna dieser Lokalität und stellte darin karnische bis rhätische Elemente fest. Da bei sämtlichen früheren Aufsammlungen keine altersmäßige Schichttrennung im Gelände vorgenommen worden war, blieb die Deutung der Faunenmischung bisher ungeklärt. Im Laufe meiner Kartierung ließ sich eine Unterscheidung der beiden Mergel auch auf Grund der von mir gesammelten Makrofauna sicher durchführen. Gehäuftes Vorkommen der Stacheln von *Cidaris dorsata* Braun kennzeichnet Karn, das Rhät hingegen ist reich an Korallen, wie alte Aufsammlungen zeigen. Auf den abgesuchten Plätzen waren derzeit nur noch *Isastraea* aff. *profunda* Rss. und Thecosmilien zu finden. Hinzu kommen *Stylophyllum polyacanthum* Rss. und *Thamnasteria rectilamellosa* (Winkler) aus der Sammlung O. Ritter, Wien. Folgende Crinoiden-Gattungen wurden aus diesem Rhät von Frau Dr. H. Doreck in freundlicher Weise bestimmt: *Seirocrinus*, *Pentacrinus*, *Encrinus*, *Entrochus*, *Holocrinus*? und *Cyclocrinus*?

### Mikropaläontologie

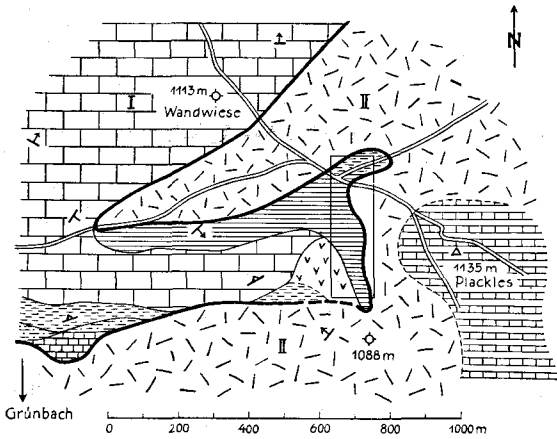
#### Allgemeines

Die Mergel, aus welchen die Proben genommen wurden, sind durch Makro-Fossilien als Rhät belegt. Die Zusammensetzung der Mikrofaunen aus den verschiedenen Proben weist kaum qualitative und quantitative Unterschiede auf. Die untersuchten Mergel gehören einer Zone an. Sie sind blaugrau, gelb verwitternd, recht hart, aber noch schlämmbar. Dadurch wurde neben Spongien, Seeigelstachel, Gastropoden, Ammoniten (*Choristoceras* (*Peripleurites*) sp., cf. *Megaphyllites* sp.), ? *Rhabdoceras*, Ostracoden, Crustaceen (rechter beweglicher Scherenfinger eines ? *Paguridae*)<sup>1)</sup>, Bryozoen, Brachiopoden, Crinoiden und Asterozoen eine schöne Foraminiferenfauna in losen Exemplaren in Schalenerhaltung gewonnen. Im folgenden wird nicht die Gesamtfaua beschrieben, sondern nur ein Teil herausgegriffen, von dem angenommen wird, daß er die stratigraphisch brauchbarsten und wertvollsten Arten enthält. Außer den hier beschriebenen Arten kommen noch vor: *Spirillina infima* (Strickld.), *Annulina metensis* Terquem sowie Arten der Gattungen *Ammobaculites*, *Placopsilina*, *Robulus*, *Lingulina*, *Palmula*, *Frondicularia*, *Dentalina*, *Nodosaria*, (?) *Pseudoglandulina* u. a.

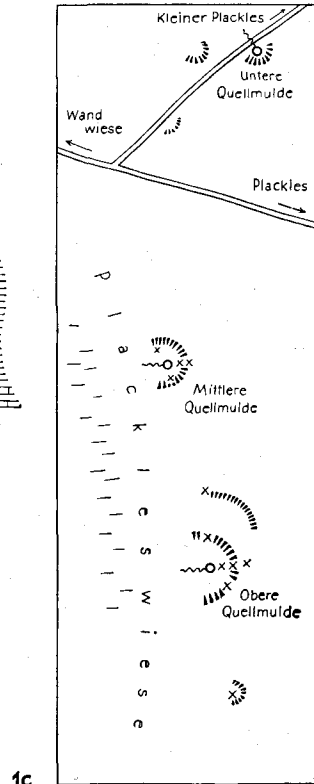
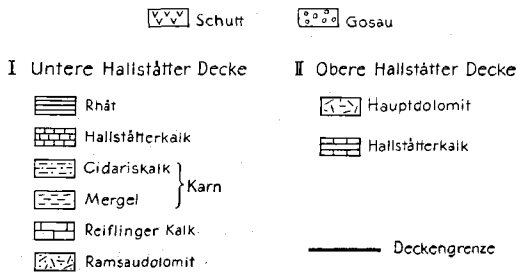
<sup>1)</sup> Nach freundlicher Mitteilung von Dr. F. Bachmayer.



1a



1b



1c

x Fundpunkte der Mikrofaunen

Abb. 1

Den größeren Teil der Gesamtfauna bilden kalkschalige Arten, während Sandschaler nicht so zahlreich und artenreich vertreten sind.

Als weiteres gemeinsames Merkmal fällt der dicke Schalenbau zahlreicher Arten auf. Manche Arten erreichen solche Verdickung durch Anlagerung sekundärer Schalensubstanz (z. B. *Involutina*). Neue Möglichkeiten der Verdickung wurden herangezogen, wie sich bei einigen neuen Gattungen zeigt. Diese allgemeine Tendenz der Schalenverdickung läßt

auf bewegtes Seichtwasser schließen. Auf dieses Biotop weist auch die Korallenfauna hin.

Bei der überwiegenden Anzahl der Formen konnte Generationswechsel festgestellt werden. Die mikrosphärische Generation herrscht bei weitem vor.

Zum Vergleich wurde die Mikrofauna aus dem Rhät der Fischerwiese bei Aussee (Hallstätter Zone) herangezogen. Da nur eine Art (*Involutina liassica* [Jones]) von den hier untersuchten Gattungen in beiden Vorkommen gemeinsam vorhanden ist, die übrige Fauna aber eine gänzlich andere Zusammensetzung aufweist, werden die Ergebnisse betreffs Fischerwiese getrennt bekanntgemacht werden.

### Systematische Beschreibung

#### Ophthalmidiidae

#### Cornuspirinae

#### *Cornuspira* Schultze, 1854

#### *Cornuspira orbicula* (Terq. & Berth.), 1875

(Tafel XXII, Fig. 1 a, b)

- 1875 *Spirillina orbicula* Terq. & Berth., S. 17, Tafel 1, Fig. 12 a—c.  
 1936 *Cornuspira orbicula* (Terq. & Berth.) Franke, S. 17, Tafel 1, Fig. 16.  
 1937 *Cornuspira orbicula* (Terq. & Berth.) Bartenstein & Brand, S. 131, Tafel 6, Fig. 6 a—b; Tafel 14, Fig. 2.  
 1938 *Cornuspira orbicula* (Terq. & Berth.) Wicher, Tafel 16, Fig. 2.

Beschreibung: Gehäuse flach, scheibenförmig. Proloculum und ungeteilte, röhrenförmige, ebenspiralig aufgewundene zweite Kammer. Meist sechs Umgänge, die langsam und gleichmäßig an Größe zunehmen. Gehäuse kalkig, fast durchscheinend, imperforat.

Durchmesser des abgebildeten Exemplares: 0.54 mm.

Fundort: Plackleswiese, Hohe Wand, Nieder-Österreich. Rhätmergel der Unteren Hallstätter Decke.

#### *Involutina* Terquem, 1862

#### emend. *Involutina* Bornemann, 1874

#### *Involutina liassica* (Jones), 1853

(Tafel XXII, Fig. 2 a, b, c; 3 a, b; 4)

- 1853 *Nummulites liassicus* Jones, S. 275.  
 1858—66 *Involutina jonesi* (Terquem & Piette) Terquem, S. 461, Tafel 6, Fig. 22 a—d.  
 1864 *Involutina liassica* (Jones) Brady, S. 196, Tafel 9, Fig. 1—6.  
 1874 *Involutina liassina* (Jones) Bornemann, S. 712, Tafel 18, Fig. 2—3, Tafel 19, Fig. 1, 2, 7.  
 1936 *Involutina liassina* (Jones) Franke, S. 17, Tafel 1, Fig. 13.  
 1938 *Involutina liassina* (Jones) Wicher, Tafel 15, Fig. 1 und 3; Tafel 16, Fig. 3; Tafel 17, Fig. 1.  
 1941 *Involutina liassina* (Jones) Frentzen, Tafel 1, Fig. 14 a, b.  
 1951 *Spirillina liassica* (Jones) Schweighauser, S. 231, Fig. 1, 2, 3, 5, 6.  
 1951 *Spirillina ticinensis* Schweighauser, S. 232, Fig. 1, 4, 7, 8.  
 1952 *Involutina liassina* (Jones) Wicher, S. 270, Abb. 3, Fig. 1, Abb. 4, Fig. 2.

**Beschreibung:** Gehäuse flach scheibenförmig. Ungekammerte Röhre in einer Ebene aufgerollt, nur schwach übergreifend. Letzter Umgang glatt, selten mit unregelmäßig verteilten, einzelnen, quer verlaufenden Einbuchtungen. Alle älteren Umgänge sind mit Schalensubstanz bedeckt, die aus einzelnen Pfeilern besteht. Zwischen diesen verlaufen von den Umgängen nach außen die Porenkanäle, welche bei diesem nicht gut erhaltenen Material nicht erkennbar sind. Fast alle Exemplare sind verquetscht, sodaß der letzte Umgang zusammengedrückt ist. Auch bei den wenigen ganz erhaltenen Exemplaren mit nicht zerdrücktem Umgang ragt die Pfeilermasse etwas über die Breite des letzten Umganges heraus. Die Knötchen auf der Schalensubstanz sind meist unregelmäßig angeordnet, manchmal aber auch in einer Spirale. Öfter sind sie auf einer Seite in Spiralförmigkeit, auf der anderen Seite aber unregelmäßig angeordnet (siehe Tafel XXII, Fig. 2 a und 2 b). Kalkschale mit Poren.

Im Schliff ist keinerlei Zonarbau zu erkennen. Die Umgänge nehmen gleichmäßig an Größe zu. Der Querschnitt der Umgänge ist etwa herzförmig — gegen innen ist der Umgang breiter und übergreift immer ein wenig den vorhergehenden, gegen außen wird er schmal, oft ziemlich spitz zulaufend. Durchschnittlich fünf Umgänge.

**Material:** 180 Exemplare in Schalenerhaltung.

Durchschnittliche Größenverhältnisse der beiden Hauptgrößengruppen, auf welche sich die Exemplare in ungefähr gleicher Zahl verteilen:

Durchmesser	0.77 mm	Dicke	0.22 mm
	0.58 mm		0.16 mm

**Vorkommen:** Rhätmergel der Unteren Hallstätter Decke. Plackleswiese, Hohe Wand, Nieder-Österreich.

**Vergleich:** Die Rhät-Formen sind viel kleiner und zarter als jene, die bisher aus dem Lias beschrieben worden sind. Während der Durchmesser bei den ersteren immer unter 1 mm liegt, weisen die Lias-Formen Durchmesser von 1 bis 2 mm und noch mehr (Franke-Lias, 1936, S. 17) auf. Auch sind die Umgänge der Lias-Involutinen breiter. Trotzdem gehören beide Formen einer Art an. Unterschiede mögen durch die phylogenetische Entwicklung bedingt sein.

Ident mit *Involutina liassica* sind auch *Spirillina liassica* (Jones) und *Spirillina ticinensis* Schweighauser n. sp., beide von Schweighauser 1951 beschrieben. Schweighauser will den Gattungsnamen *Involutina* nicht beibehalten, weil sie genau die Merkmale aufweist, die Glaessner (Principles of Micropaleontology, 1945) für das Genus *Spirillina* Ehrenberg verlangt. Glaessner rechnet *Spirillina* zu den Kalkschalern, wie seine Beschreibung S. 144 zeigt: „Test discoidal, planispiral, often not quite symmetrical, consisting of a spheroidal proloculum and a long tubular chamber; whorls only slightly involute; walls perforate; aperture at the end of the tube, simple. — Upper Cambrian?, Carboniferous?, Jurassic to Recent. — Genotype *S. vivipara* Ehrenberg. Spirally coiled, perforate, granular or fibrous calcareous, non-septate, Palaeozoic species resemble the Recent *Spirillina* but appear to grade into arenaceous as well as into multilocular calcareous forms.“ Auch Cushman beschreibt sie in seinem Handbuch (1948 und 1955) als Kalkschaler. Ehrenberg selbst gibt aber in seiner Gattungsdiagnose an, daß die *Spirillina* eine Kieselspirale ist und schreibt

am Schluß noch einmal: „Säure wirkte nicht auf die Schale.“ Die Gattungsdiagnose von Glaessner entspricht nicht der Erstbeschreibung und ist daher unrichtig. Übrigens haben Loeblich & Tappan (57) festgestellt, daß die Gattung *Ammodiscus* Rss. ein jüngeres Synonym von *Spirillina* Ehrenberg ist. Die von Schweighauser als Spirillinen beschriebenen Formen sind also, weil kalkig, Involutinen. Seine *Spirillina liassica* ist eine *Involutina liassica*.

„*Spirillina*“ *ticinensis* Schweigh. ist die B-Form von *Involutina liassica*. Schweighauser hatte selbst dies in Erwägung gezogen, aber wieder verworfen. Als Begründung zur Trennung beider „Arten“ zieht er zum Vergleich *Spirillina vivipara* Ehrenberg heran, bei welcher ausnahmsweise die A-Formen kleinere Embrionalkammern als die B-Formen zeigen (Myers, 1936). Ein Vergleich ist nur innerhalb der gleichen Gattung statthaft und daher nicht angängig. Aufbauend auf diesen unzutreffenden Vergleich, trennt Schweighauser die sich im gleichen Schriff geradezu beispielgebend im Bau und Zahlenverhältnis nebeneinander anbietenden A- und B-Formen und zählt sie verschiedenen Arten zu. Analog zu *Sp. vivipara* (B-Form) müßte *I. liassica* (Jones) ein großes Proloculum, größeren Durchmesser und mehr Umgänge aufweisen, die zweite Form analog zu *Sp. vivipara* (A-Form) ein kleineres Proloculum, kleineren Durchmesser und weniger Umgänge. Bezüglich Proloculum und Durchmesser stimmt *I. liassica* mit der B-Form von *Sp. vivipara* überein, nicht aber in der Zahl der Umgänge. Ferner sind die Kammerquerschnitte der äußeren Windungen bei „*Sp.*“ *ticinensis* hoch und schmal, bei *I. liassica* breit und niedrig. Daher sieht sich Schweighauser berechtigt, zwei Arten — *I. liassica* und „*Sp.*“ *ticinensis* — zu trennen. Gerade die geringere Zahl der Umgänge mit breitem, niedrigem Querschnitt und das große Proloculum bei *I. liassica* weisen auf A-Form, die große Zahl der Umgänge mit hohem, schmalem Querschnitt und das kleine Proloculum bei „*Sp.*“ *ticinensis* Schweigh. auf B-Form ein und derselben Art, nämlich *I. liassica*, hin.

Im Zusammenhang mit der Gattung *Involutina* sind noch einige Bemerkungen anzuführen. Daß Terquem *Nummulites liassicus* Jones in eine andere, neue Gattung überstellt hat, wird von allen Autoren als richtig anerkannt. Terquem hat aber in seiner Abhandlung nicht nur *Nummulites liassicus* Jones (als *Involutina jonesi*), sondern gleichzeitig auch eine *Involutina silicea* beschrieben und an Hand dieser beiden Arten die Gattung *Involutina* aufgestellt. Obwohl er selbst *Involutina silicea* ursprünglich zu *Orbis infimus* Strickld. gestellt hat, weil sie kieselig ist und keine Granulation aufweist, wodurch alle Windungen sichtbar sind, bezieht er sie in die Gattungsdiagnose mit ein. Da *Involutina jonesi* (muß aus Prioritätsgründen *Involutina liassica* [Jones] heißen) kalkig, *Involutina silicea* kieselig ist, hat er beide Eigenschaften in die Gattungsdiagnose aufgenommen und schreibt S. 450: „*Involutina* testa calcarea vel silicea, non affixa, aequilaterali vel subaequilaterali, plena vel multiperforata, spira plana involuta, anfractibus contiguis, utrinque conspicuis vel plus minusve obtectis, loculis numerosis interne semiseparatis, apertura rotundata, terminali“. Später hat er noch weitere Arten in diese Gattung gestellt. Bornemann hat in einer gründlichen Arbeit erwiesen, daß *Involutina silicea* tatsächlich ein *Ammodiscus* ist. Von den beiden erstbeschriebenen Arten bleibt als Gattungstyp nur *Involutina jonesi* = *Involutina liassica* (Jones); außerdem auch

deshalb, weil diese Art als *Nummulites liassicus* noch früher beschrieben worden war und weil Terquem diese in *Involutina* umbenannt hat. (Wicher, 1952, nimmt ebenso wie Bornemann *Involutina liassica* als Gattungstyp.) Leider hat Cushman (1948) irrtümlich *Involutina silicea* als Gattungstyp gewählt und dadurch weitere Irrtümer heraufbeschworen.

So nimmt auch Macfadyen (1946) *Involutina silicea* als Gattungstyp, und weil *Involutina silicea* zu *Ammodiscus* gehört, zieht er diese Art und somit die darauf begründete Gattung ein. Die kalkschalige *Involutina liassica* stellt er in die Gattung *Problematina* als *Problematina liassica*.

Loeblich & Tappan bezeichnen 1954 ebenso irrtümlich *Involutina silicea* als Gattungstyp und trennen diese, weil angeblich agglutinierend („wall finely agglutinated, composed of quartz grains embedded in a large amount of cement“) von *Spirillina* (früher *Ammodiscus*) als *Involutina* ab. Ob tatsächlich eine Abtrennung von *Spirillina* vonnöten ist, kann hier nicht entschieden werden. Sicher ist jedoch, daß *Involutina silicea* nicht in die Gattung *Involutina* emend. Bornemann gehört, daß der Typ dieser Gattung *Involutina liassica* (Jones) ist und daß diese Art bei Terquem und Bornemann als kalkig perforat beschrieben ist.

*Involutina turgida* nov. spec.

(Tafel XXII, Fig. 5 a, b; 6; 7; 8; 9; 10 a, b)

1874 *Involutina liasina* (Jones) Bornemann, S. 712, Tafel 18, Fig. 1 a und 1 b; Tafel 19, Fig. 3, 4, 5, 6.

1946 *Problematina liassica* (Jones) Macfadyen, S. 19, plate 1, Fig. 11, wahrscheinlich auch Fig. 9 und 10.

1949 *Problematina* cf. *liassica* (Jones) Barnard, S. 378, Fig. 10 a, b, c.

Holotypus: Tafel XXII, Fig. 5 a, b.

Aufbewahrung: Wien, Nat.-Hist. Mus., Geol.-Pal. Abt., Aquis.-Nr. 201/1957.

Paratypoid: Tafel XXII, Fig. 10 a, b.

Aufbewahrung: Wien, Nat.-Hist. Mus., Geol.-Pal. Abt., Aquis.-Nr. 202/1957.

Locus typicus: Plackleswiese, Hohe Wand, Nieder-Österreich.

Stratum typicum: Rhät. Mergel. Untere Hallstätter Decke.

Derivatio nominis: Nach der dicken Gestalt.

Material: 48 Exemplare in Schalenerhaltung.

Diagnose: Eine Art der Gattung *Involutina* mit dicker Schalenform und anliegenden, nicht übergreifenden, im Querschnitt im jüngeren Teil dreieckigen Umgängen.

Beschreibung: Gehäuse dick rundlich. Durchmesser ungefähr um die Hälfte der Dicke größer. Ungekammerte Röhre in einer Ebene aufgerollt, Umgänge nur aneinanderliegend, nicht übergreifend. Daher Querschnitt der Umgänge nicht herzförmig, sondern anfangs breit länglich, dann dreieckig, wobei die breitere Seite innen liegt, die spitzere nach außen zeigt. Der letzte Umgang ist glatt, zeigt aber manchmal unregelmäßig verteilte, quer verlaufende bandartige Verdickungen. Er ist deutlich von der Schalen-substanz getrennt, welche die übrigen Umgänge bedeckt. Diese Schalen-substanz verursacht die dick linsenförmige Gestalt. Meist ist der letzte Umgang weggebrochen. Von den Umgängen gehen Porenkanäle nach

außen und münden zwischen den einzelnen Pfeilern, welche als Knötchen von außen sichtbar sind. Die Knötchen, unregelmäßig verteilt, sind meist einzeln, manchmal auch zwei zusammengewachsen. Öffnung am Ende der Röhre, mit abgerundetem dreieckigem Querschnitt, wobei wieder die spitzere Seite außen liegt. Perforater Kalkschaler.

Bei dieser Gattung konnte Generationswechsel festgestellt werden. Auch hier sind wie bei den Trocholinen die mikrosphärischen Formen vorherrschend. Von den 48 Exemplaren sind 30 mikro- und 18 makrosphärisch. Von außen sind beide Formen gut zu trennen, weil die A-Formen wesentlich kleiner sind und in der Größe nur wenig variieren. Ohne Übergang fangen die B-Formen mit deutlich erkennbaren größeren Exemplaren an, um gegen größer zu variieren.

Dimensionen des

Holotypus (B-Form): Durchmesser 0.95 mm, Dicke 0.60 mm.

Paratypoid (A-Form): Durchmesser 0.79 mm, Dicke 0.52 mm.

Im Schliff sind bei der Makroform meist zwei bis drei Umgänge, bei der Mikroform vier bis fünf Umgänge erkennbar. Das Proloculum der B-Formen ist gleich groß wie die nächsten Umgänge. Diese nehmen erst gleichmäßig langsam an Größe zu, nur der letzte Umgang ist meist sprunghaft größer. Das makrosphärische Proloculum ist dreimal so groß als der nächste Umgang. Der letzte Umgang ist wieder deutlich größer als die vorherigen. Feinstruktur ist nicht zu erkennen. A- und B-Formen sind stets klar zu unterscheiden.

Beziehungen: *Involutina turgida* unterscheidet sich von der *Involutina liassica* durch ihre bedeutendere Dicke — *I. liassica* ist ganz flach — und durch die nur anliegenden, nicht schwach umgreifenden Umgänge. Übergänge zwischen beiden gut unterscheidbaren Arten sind nicht vorhanden.

Zur Familie der Cornuspirinae sind auch die folgenden Gattungen zu stellen. Das Wesentliche, nämlich die einfache, ungeteilte, spiralig aufgewundene röhrenförmige zweite Kammer, ist geblieben. Nur wurden zur Verstärkung des Gehäuses neue Möglichkeiten herangezogen.

#### *Semiinvoluta* nov. gen.

Derivatio nominis: Nur auf einer Seite involut.

Genotyp: *Semiinvoluta clari* nov. gen. nov. spec.

Genusdiagnose: Das Gehäuse besteht aus kugeligem Proloculum und ungeteilter, röhrenförmiger, in einer Ebene spiralig aufgerollter, zweiter Kammer. Auf einer Seite bilden die Umgänge Deckschichten aus, sodaß das Gehäuse auf dieser involut, doch genabelt ist. Auf der anderen Seite ist das Gehäuse evolut, jedoch mit Schalenmaterial bedeckt. Dieses bedeckt alle Umgänge bis auf den letzten und ist von Porenkanälen durchzogen. Die Öffnung am Ende der Röhre wird von dieser gebildet. Schale kalkig, perforat.

*Semiinvoluta clari* nov. gen. nov. spec.

(Tafel XXII, Fig. 11 a, b, c; 12; 13; 14; 15; 16 a, b, c; 17)

Holotypus: Tafel XXII, Fig. 11 a, b, c.

Aufbewahrung: Wien, Nat.-Hist. Mus., Geol.-Pal. Abt., Aquis.-Nr. 203/1957.

Locus typicus: Plackleswiese, Hohe Wand, Nieder-Österreich.



Stratum typicum: Rhät. Mergel. Untere Hallstätter Decke.

Derivatio nominis: Prof. Dr. E. Clar, Vorstand des Geologischen Institutes der Universität Wien.

Material: 87 Exemplare in Schalenerhaltung.

Diagnose: Eine Art der Gattung *Seminvoluta* von kreisrunder, flacher Gestalt. Auf der Oberseite bilden die Umgänge Deckschichten aus, welche nicht bis ganz zur Mitte reichen, sodaß ein Nabel frei bleibt. Auf der Unterseite sind alle Umgänge bis auf den letzten mit sekundärem Schalenmaterial bedeckt, welches mit radial verlaufenden erhabenen Leistchen besetzt ist und von Porenkanälen durchzogen wird.

Beschreibung: Gehäuse besteht aus einem kugeligen Proloculum und einer ungeteilten, röhrenförmigen zweiten Kammer, die in einer Ebene spiralig aufgerollt ist. Die Öffnung wird durch das offene Ende der Röhre gebildet. Der Querschnitt der Röhre ist halbmondförmig mit abgerundeten Spitzen. Die Umgänge umgreifen einander schwach. Wahrscheinlich durchschnittlich fünf bis neun Umgänge, die langsam und gleichmäßig an Größe zunehmen. Auf der Unterseite sind alle Umgänge bis auf den letzten wie bei *Involutina* mit Schalensubstanz bedeckt. Diese wird von Porenkanälen durchzogen. Die Schalensubstanz bildet außen kleine Knötchen und hauptsächlich längliche erhabene Leistchen, welche radial angeordnet sind. Der letzte Umgang ist meist gut von der Schalensubstanz abgetrennt und glatt, perforat. Auf der Oberseite bildet jeder Umgang eine übergreifende Kalkschicht aus, die aber nie bis ganz ins Zentrum reicht, sodaß dort ein Loch (Nabel) frei bleibt. Diese überdeckenden Kalkschichten weichen bei jedem Umgang etwas zurück, und man sieht daher in der Mitte eine undeutliche Spirale. Diese Kalkschichten besitzen keine Poren. Ihre Oberfläche ist stets uneben, oft weisen sie quer verlaufende, unregelmäßig angeordnete, schwache Furchen auf. Der Rand ist etwas niedriger als die übergreifenden Schichten und abgerundet. Das gesamte Gehäuse hat eine kreisrunde, flache Gestalt mit ebener, in der Mitte etwas eingedellter Unterseite. Die schwach aufgewölbte Oberseite ist in der Mitte stark eingedellt. Die Schale ist kalkig, perforat.

Es wurden auch einige Exemplare gefunden, bei denen die von jedem Umgang gebildete Kalkschicht bis zum Zentrum reicht, daher in der Mitte kein Nabel bleibt und die Oberseite des Gehäuses dadurch höher gewölbt wird. Es sind insgesamt 15 Exemplare, die sich gut abtrennen lassen. Sie sind als Varietät anzusehen (siehe Tafel XXII, Fig. 16 a, b, c; 17). Es wurden nur mikrosphärische Formen gefunden.

Schliff: Obwohl von außen gut erhalten scheinend, sind die meisten Exemplare innen auskristallisiert oder verquetscht, sodaß erst nach einer großen Anzahl von Schliffen ihr Aufbau festgestellt werden konnte. Selbst bei den besten waren die innersten Umgänge nicht mehr zu sehen, und es kann daher deren Anzahl nicht genau angegeben werden. Porenkanäle auf der Unterseite ließen sich aber beobachten, ebenso die von jedem Umgang gebildete übergreifende Kalkschicht, deutlich abgegrenzt, auf der Oberseite. Die Umgänge haben einen symmetrisch halbmondförmigen Querschnitt mit abgerundeten Spitzen. Bei Schliff Tafel XXII, Fig. 13 ist keinerlei Struktur erkennbar, und die Umgänge haben einen kommaartigen Querschnitt, doch ist dieses Exemplar verquetscht und zum Teil

auskristallisiert. Dieser Erhaltungszustand ist oft anzutreffen und könnte leicht irreführen.

Dimensionen des Holotypus: Durchmesser 0.62 mm, Dicke 0.25 mm.

*Angulodiscus* nov. gen.

Derivatio nominis: Nach der äußeren Gestalt.

Genotyp: *Angulodiscus communis* nov. gen. nov. spec.

Genusdiagnose: Gehäuse vollständig involut, aber nicht genabelt. Äußere Gestalt mehr oder minder dick scheibenförmig, in der Mitte am dicksten. Gehäuse besteht aus kugeligem Proloculum und ungeteilter, röhrenförmiger zweiter Kammer, die bei der mikrosphärischen Form durchaus ebenspiralig, bei der makrosphärischen Form anfangs unregelmäßig knäueiförmig, dann ebenspiralig aufgewunden ist. Öffnung durch das offene Ende der Röhre gebildet. Schale kalkig, perforat.

*Angulodiscus communis* nov. gen. nov. spec.

(Tafel XXIII, Fig. 1 a, b; 2; 3; 4 a, b; 5; 6; 7)

Holotypus: Tafel XXIII, Fig. 1 a, b.

Aufbewahrung: Wien, Nat.-Hist. Mus., Geol.-Pal. Abt., Aquis.-Nr. 204/1957.

Paratypoid: Tafel XXIII, Fig. 4 a, b.

Aufbewahrung: Wien, Nat.-Hist. Mus., Geol.-Pal. Abt., Aquis.-Nr. 205/1957.

Locus typicus: Plackleswiese, Hohe Wand, Nieder-Österreich.

Stratum typicum: Rhät. Mergel. Untere Hallstätter Decke.

Derivatio nominis: Die hier am häufigsten angetroffene *Angulodiscus*-Art.

Material: 15 Exemplare in Schalenerhaltung.

Diagnose: Eine Art der Gattung *Angulodiscus* von glatter, mehr oder minder dick linsenförmiger Gestalt mit mehrweniger gewinkeltm Rand, deren halbmondförmige Öffnung nur die Breite des Randes erreicht, sich also nicht bis zur Mitte erstreckt.

Beschreibung: Gehäuse glatt, gewinkelte Form mit gerundetem Rand. Größte Dicke in der Mitte. Das Gehäuse besteht aus Proloculum und ungeteilter, röhrenförmiger zweiter Kammer. Die A-Form ist anfangs unregelmäßig knäueiförmig, dann ebenspiralig aufgewunden. Umgänge nehmen langsam und gleichmäßig an Größe zu. Sie haben einen halbmondförmigen Querschnitt und sind vollständig involut. Die Öffnung erreicht nur etwa die Breite des Randes. Schale kalkig, perforat. Nach eingehender Untersuchung und Herstellung der größtmöglichen Anzahl von Schliffen wurden von dieser Art eine A- und B-Form unterschieden. Die B-Form ist meist größer, schärfer gewinkelt und dünner. Sie hat ein kleines Proloculum. Die folgende zweite Kammer ist durchaus ebenspiralig in sieben bis neun Umgängen aufgewunden. Die makrosphärische Form ist meist kleiner, dicker, rundlicher. Sie hat ein großes Proloculum, dessen Durchmesser konstant dreimal so groß wie jener des mikrosphärischen Proloculums und wie jener des Anfangsteils der zweiten Kammer beider

Formen ist. Die folgende zweite Kammer ist aber anfangs, wie erwähnt, unregelmäßig knäueiförmig aufgewunden und dann erst in drei bis vier Umgängen ebenspiralig. Beide Formen sind vollständig involut, kalkig und perforat.

Hier ist der Einwand vorerst naheliegend, es könne sich bei der mikrosphärischen Form um eine *Vidalina*, bei der makrosphärischen um *Hemigordius* handeln. Der wichtigste Unterschied ist aber, daß sowohl *Vidalina* als auch *Hemigordius* imperforat, die hier beschriebenen Formen aber perforat sind. Die aus der Kreide beschriebene *Vidalina* ist zwar ebenspiralig und vollständig involut, hat aber keine Poren. Davon konnte ich mich auch selbst an etlichen Exemplaren von *Vidalina hispanica* Schlumberger aus dem Santon des Beckens von Gams (Oberösterreich) überzeugen, die mir Prof. Dr. C. A. Wicher in freundlicher, dankenswerter Weise übersendet hat. *Hemigordius*, bisher aus Karbon und Perm beschrieben, ist zwar anfangs unregelmäßig und später erst ebenspiralig aufgewunden und vollständig involut, aber nicht perforat. Da jedoch die Poren der Schale ein wichtiges Gattungsmerkmal sind und bei der hier beschriebenen Art von außen die Poren und im Schliff die Porenkanäle deutlich zu sehen sind, ist der Vergleich mit *Vidalina* und *Hemigordius* hinfällig. Es handelt sich hier um eine einzige Art einer neuen Gattung.

Dimensionen des

Holotypus (B-Form): Durchmesser 1·18 mm, Dicke 0·45 mm.

Paratypoid (A-Form): Durchmesser 0·85 mm, Dicke 0·58 mm.

*Angulodiscus macrostoma* nov. gen. nov. spec.

(Tafel XXIII, Fig. 8 a, b; 9)

Holotypus: Tafel XXIII, Fig. 8 a, b.

Aufbewahrung: Wien, Nat.-Hist. Mus., Geol.-Pal. Abt., Aquis.-Nr. 206/1957.

Locus typicus: Plackleswiese, Hohe Wand, Nieder-Österreich.

Stratum typicum: Rhät. Mergel. Untere Hallstätter Decke.

Derivatio nominis: Nach der großen Öffnung.

Material: Zwei Exemplare in Schalenerhaltung.

Diagnose: Eine Art der Gattung *Angulodiscus* von dick linsenförmiger, vollständig involuter Gestalt, nicht genabelt. Öffnung in der Breite des Randes halbmondförmig, anschließend spaltförmig bis zur Mitte des Gehäuses reichend.

Beschreibung: Gehäuse glatt, ziemlich dick. Rand stumpfkielig. Gehäuse in der Mitte am breitesten, sodaß es einen rhomboederartigen Querschnitt erhält. Die Öffnung ist in der Breite des Randes halbmondförmig, reicht aber anschließend als schmaler Spalt zu beiden Seiten bis in die Mitte des Gehäuses. Das Gehäuse besteht aus Proloculum und ungeteilter röhrenförmiger zweiter Kammer. Ob sie anfangs unregelmäßig knäueiförmig aufgerollt ist, ließ sich an dem Schliff nicht feststellen. Die erkennbaren Windungen sind ebenspiralig gerollt. Die Kammer nimmt langsam und gleichmäßig an Größe zu. Schale kalkig, mit Poren.

Wie der Schliff zeigt, hat jeder Umgang einen halbmondförmigen Querschnitt, der den vorherigen leicht übergreift. In Fortsetzung davon trennt

eine Linie die aneinanderliegenden Wände der vollständig involuten Umgänge. Das innerste des Gehäuses ist bei diesem Schliff infolge Kristallisation unkenntlich. Da nur zwei Exemplare zur Verfügung stehen, konnte kein Horizontalschliff angefertigt werden. Aus diesem Grunde ist es nicht möglich, anzugeben, ob hier eine A- oder B-Form vorliegt.

Dimensionen des Holotypus: Durchmesser 0.79 mm, Dicke 0.45 mm.

*Angulodiscus tenuis* nov. gen. nov. spec.

(Tafel XXII, Fig. 18 a, b, c)

Holotypus: Tafel XXII, Fig. 18 a, b, c.

Aufbewahrung: Wien, Nat.-Hist. Mus., Geol.-Pal. Abt., Aquis.-Nr. 207/1957.

Locus typicus: Plackleswiese, Hohe Wand, Nieder-Österreich.

Stratum typicum: Rhät. Mergel. Untere Hallstätter Decke.

Derivatio nominis: Nach dem zarten, schmalen Gehäuse.

Material: Drei Exemplare in Schalenerhaltung.

Diagnose: Eine Art der Gattung *Angulodiscus* von sehr schmaler und zarter Gestalt. Die zuerst unregelmäßig knäueiförmig, dann regelmäßig ebenspiralig aufgewundene röhrenförmige zweite Kammer ist von außen nur stellenweise erkennbar. Gehäuse infolge des Knäuels in der Mitte am dicksten, dann eingedellt und gegen den Rand zu wieder breiter.

Beschreibung: Gehäuse flach scheibenförmig, gleichseitig, involut. In der Mitte und am Rand dicker, dazwischen eingedellt. Aus Proloculum und ungeteilter röhrenförmiger Kammer bestehend, welche erst unregelmäßig knäueiförmig, dann in einer Ebene spiralig aufgewunden ist. Die Umgänge sind von außen nur teilweise erkennbar. Das Gehäuse ist aber so durchsichtig und zart, daß man den Aufbau der Exemplare gut erkennen kann. Infolge der anfangs knäuelartig aufgewundenen Röhre ist die Mitte kugelig verdickt. Da die Röhre langsam und gleichmäßig an Größe zunimmt, wird das Gehäuse gegen den Rand zu wieder dicker. Die dickste Stelle ist aber in der Mitte. Rand abgerundet. Nach der knäueiförmigen Aufrollung noch etwa sechs ebenspiralige Umgänge. Öffnung unkenntlich. Schale kalkig, perforat. Das Gehäuse kann auch ein wenig dicker sein, doch ist meist eine richtige Eindellung bei den ersten Umgängen der ebenen Spirale oder zumindest eine deutliche Abgrenzung zwischen diesen und dem Knäuel von außen kenntlich.

Dimensionen des Holotypus: Durchmesser 0.70 mm, Dicke in der Mitte 0.11 mm.

*Coronella* nov. gen.

Derivatio nominis: Kranzartig gewundene Anordnung der Porenkanäle.

Genotyp: *Coronella austriaca* nov. gen. nov. spec.

Genusdiagnose: Gehäuse aus kugeligem Proloculum und ungeteilter, röhrenförmiger, spiralig aufgerollter zweiter Kammer bestehend. Auf der Oberseite alle Umgänge frei sichtbar. Auf der Unterseite bildet jeder Umgang eine etwas übergreifende, mehr oder minder dicke Deckschicht aus, wird aber nicht involut. Umgänge von der Unterseite nicht sichtbar, Öffnung am Ende der offenen Röhre, durch diese gebildet. Schale kalkig, perforat.

*Coronella austriaca* nov. gen. nov. spec.

(Tafel XXIII, Fig. 10 a, b, c; 11; 12; 13)

Holotypus: Tafel XXIII, Fig. 10 a, b, c.

Aufbewahrung: Wien, Nat.-Hist. Mus., Geol.-Pal. Abt., Aquis.-Nr. 208/1957.

Locus typicus: Plackleswiese, Hohe Wand, Nieder-Österreich.

Stratum typicum: Rhät. Mergel. Untere Hallstätter Decke.

Derivatio nominis: austriaca = österreichisch.

Material: 135 Exemplare in Schalenerhaltung.

Diagnose: Eine Art der Gattung *Coronella*, deren Umgänge in einer Ebene aufgerollt sind. Auf der Oberseite Umgänge frei sichtbar. Auf der Unterseite bildet jeder Umgang eine etwas übergreifende, dicke Deckschicht aus, wird aber nicht involut. Umgänge von unten nicht sichtbar. Porenkanäle auf der Unterseite schräg vorwärts gerichtet.

Beschreibung: Gehäuse kreisrund, flach, scheibenförmig. Es besteht aus einem kugeligen Proloculum und einer ungeteilten, röhrenförmigen, spiraling aufgewundenen zweiten Kammer. Die Umgänge nehmen langsam und gleichmäßig an Größe zu. Meist sind sie in einer Ebene aufgewunden, manchmal liegen aber die älteren Umgänge auch etwas höher als die späteren. Sie haben einen kommaförmigen Querschnitt, u. zw. so, daß das dickere Ende unten, das dünnere oben liegt. Jüngere Umgänge auf der Oberseite leicht vorragend, daher von außen sichtbar, sehen aber infolge der hier verschmälerten Umgänge locker gewunden aus. Die Schale ist kalkig und dicht mit großen Poren versehen. Oft ist auf der Oberseite des Gehäuses, u. zw. nur auf dieser Seite, sekundäres Material angeheftet, sodaß man die Umgänge nicht vollständig sieht, ferner die Exemplare den Eindruck von Kieselchalern erwecken könnten. Die ebene Unterseite des Gehäuses ist verdickt dadurch, daß jeder der Umgänge eine etwas übergreifende, dicke Deckschicht ausbildet, aber nicht involut ist. Jeder Umgang sendet durch diese Schichte Poren aus, deren Kanäle schräg verlaufen. Entsprechend den kranzartig schräg angeordneten Porenkanälen sind die Umgänge oft außen unregelmäßig mit Furchen versehen. Die die älteren Umgänge bedeckende Schicht ist daher uneben, nicht glatt. Von den 135 Exemplaren war es bei 73 möglich, die Richtung der Aufrollung festzustellen. Von diesen 73 sind 41 rechts gewunden und 32 links gewunden. Die Porenkanäle sind stets gleichlaufend ebenso rechts oder links gewunden in der Art, daß sie in der jeweiligen Aufrollungsrichtung außen nach vorne gerichtet sind. Die schräg verlaufenden Kanäle sind mit Sicherheit nur auf der Unterseite des Gehäuses feststellbar. Auf der Oberseite dürften sie gerade verlaufen. Die Öffnung am Ende der röhrenförmigen zweiten Kammer wird durch diese gebildet. Rand des Gehäuses abgerundet.

Dimensionen des Holotypus: Durchmesser 0.93 mm, Dicke 0.33 mm.

*Trocholina* Paalzow, 1922

Allgemeines: Bisher waren Trocholinen nach J. Cushman (49) nur von Jura bis Unterkreide bekannt. Es konnten jetzt auch Trocholinen im Rhät und auch im Karn nachgewiesen werden.

Noch während dieser Bearbeitung der Rhät-Foraminiferen der Hohen Wand hat R. Oberhauser mit der Untersuchung der Foraminiferenfauna,

namentlich der Trocholinen, aus dem Karn desselben Gebietes begonnen. R. Oberhauser hatte die Liebenswürdigkeit, mich für Vergleichszwecke in sein Material Einblick nehmen zu lassen, wofür ich ihm hier danke. Die Publikation der Ergebnisse der von R. Oberhauser an karnischen Trocholinen angestellten Untersuchungen erscheint im gleichen Band, S. 257. Es sollen daher hier nur einige Unterschiede, die sich aus dem Vergleich rhätische: karnische Trocholinen ergaben, angeführt werden. Auch muß man sich bewußt bleiben, daß ja erst ein Anfang in der Bearbeitung triadischer Foraminiferen vorliegt und daß das hier angeführte Vergleichsmaterial aus nur zwei nicht weit voneinander liegenden Fundpunkten stammt. Die Unterschiede können sich aus dem verschiedenen Alter, aber auch aus der verschiedenen Fazies ergeben. Leitwerte wird man erst später nach umfangreicheren Untersuchungen erkennen können.

Die Trocholinen aus dem Rhät der Hohen Wand sind vor allem durch ihren massiven, dickschaligen, groben Bau gekennzeichnet, während die karnischen Trocholinen kleiner und zarter sind und bedeutend mehr Umgänge aufweisen. Die Windungen sind bei den karnischen Trocholinen von außen sichtbar, bei den rhätischen hingegen nicht. Der karnische Fundpunkt lieferte sehr viele hochspitzkegelförmige Trocholinen, während sich im rhätischen Material keine solchen befinden. Überhaupt kommt keine von den aus dem Rhät gefundenen Trocholinenarten im Karn vor. Von Interesse scheint mir die Tatsache, daß die Nabelseite bei allen karnischen Trocholinen nicht die gewohnten Körnchen zeigt, sondern vollständig glatt ist und der letzte Umgang nicht abgegrenzt wird. Man hat den Eindruck, daß auch der letzte Umgang mit Kernmasse bedeckt und so auch mit abgeschlossen wird. Es ist zu erwägen, ob man hier nicht eine Untergattung der *Trocholina* Paalzow vor sich hat und sie abtrennen muß.

Bei den rhätischen Trocholinen lassen sich auf Grund der Nabelseite zwei Gruppen unterscheiden: Die erste Gruppe, durch zwei Arten vertreten, entspricht dem Gattungstyp *Trocholina conica*: Oberseite konvex, Unterseite konkav, eben oder schwach konvex; letzter Umgang deutlich vom Kern abgegrenzt, Kern mit einzelnen rundlichen Knötchen besetzt. Der letzte Umgang kann glatt sein oder Fältelung oder sonstige Verzierung aufweisen, ist aber immer deutlich von der Granulation des Kernes unterschieden. Bei der zweiten, auch durch zwei Arten vertretenen Gruppe, ist der letzte Umgang auf der Nabelseite nicht getrennt. Die Granulation unterscheidet sich von jener der ersten Gruppe, denn sie besteht aus großen, unregelmäßigen, oft zusammenhängenden, erhabenen Flecken, die gegen den Rand zu kleiner und rundlich werden. Erwachsen ist der letzte Umgang von der Kernmasse mit bedeckt und hat ohne Trennung oder Übergang dieselbe Granulation wie diese. In dieser Bauweise ließen sich vielleicht Beziehungen zu jener der karnischen Trocholinen mit glatter Nabelseite ohne abgegrenzten letzten Umgang feststellen. Mir stand von dieser Gruppe ein reiches Untersuchungsmaterial, davon auch aufgebrochene Stücke, zur Verfügung. Es wird für notwendig erachtet, diese Gruppe als Untergattung von *Trocholina* Paalzow abzutrennen.

Die hier genannten Trocholinen aus dem Rhät und Karn wurden aus weithin verfolgbaren Mergeln geschlämmt, die mit keinem Riffkalk in Verbindung stehen. Demnach wäre das Vorkommen von Trocholinen nicht nur auf den „Riffbereich im weitesten Sinne“ (C. A. Wichser, 73, S. 260)

beschränkt, sondern auf Seichtwasserfazies erweitert. Die groben, dick-schaligen Trocholinen des Rhät lassen auf bewegtes Seichtwasser schließen. Die zart gebauten Trocholinen des Karn lebten wahrscheinlich in ruhigem Seichtwasser.

Bei der Beschreibung der Trocholinen wurde die Höhe der Spiralseite von der Spitze bis zum unteren Rand des letzten Umganges gemessen und mit  $H$  bezeichnet, weil es sich als notwendig erwies, die Höhe der konvexen Nabelseite gesondert anzugeben ( $h$ ).  $H+h$  ergibt die Gesamthöhe des Gehäuses. Es wurde jeweils zuerst  $H$ , dann  $h$  angegeben. Ist die Nabelseite konkav, wird  $H-h$  angegeben (siehe Abb. 2).

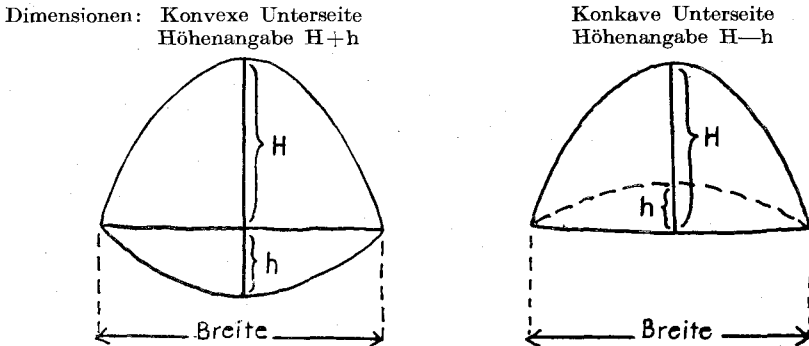


Abb. 2

Eine links oder rechts gewundene Einrollung der Trocholinen konnte nicht unterschieden werden, weil die Umgänge von außen meist nicht sichtbar und die letzten Umgänge gebrochen sind, sodaß auch die Öffnung nicht zur Bestimmung herangezogen werden konnte.

Subgenus: *Trocholina* Paalzow, 1922

*Trocholina (Trocholina) granosa* Frentzen, 1941

(Tafel XXIV, Fig. 1 a, b, c; 2)

*Trocholina granosa* Frentzen, 1941, Tafel 1, Fig. 11 a, b.

Beschreibung: Gehäuse niedrig gewölbt mit durchschnittlich fünf Umgängen, die von außen nicht erkennbar sind. Spiralseite niedrig stumpfkegelig gewölbt, glatt. Nabelseite wenig konvex mit einzelnen rundlichen Knötchen. Letzter Umgang glatt und deutlich abgegrenzt. Das abgebildete Exemplar ist ein wenig verquetscht und dadurch der letzte Umgang an einer Stelle besonders eingedellt. Kalkschale mit großen Poren. Öffnung am Ende der Röhre. Im Schriff ist ein kreisrunder Querschnitt der unverquetschten Windungen zu erkennen. Die Umgänge nehmen langsam und gleichmäßig an Größe zu.

Material: 22 Exemplare in Schalenerhaltung.

Durchschnittswerte für die drei Hauptgrößengruppen, auf welche sich die Exemplare in ungefähr gleicher Zahl verteilen:

Höhe 0.18+0.10 mm	Breite 0.79 mm
0.20+0.10 mm	0.72 mm
0.16+0.08 mm	0.66 mm

Dimensionen des abgebildeten Exemplares: Höhe 0.22+0.13 mm, Breite 0.84 mm.

Vorkommen: Plackleswiese, Hohe Wand, Nieder-Österreich. Rhätmergel der Unteren Hallstätter Decke.

Beziehungen: Wicher (73) hat *Tr. granosa* Frentzen zu *Tr. umbo* Frentzen gestellt. Er sieht sich dazu veranlaßt, weil Frentzen als wichtigstes Artmerkmal die „konkave, gekielte Unterseite der letzten Windung“ anführt, während man aus der Beschreibung und noch mehr aus der Abbildung ersieht, daß hier der letzte Umgang gebrochen ist und also zur Hälfte fehlt. Auch die beschriebene Granulierung ist kein Artmerkmal. Diese Unterschiede zwischen *Tr. granosa* und *Tr. umbo* fallen also weg, und es bleibt nur mehr der, daß die Umgänge bei *Tr. umbo* von außen immer deutlich sichtbar sind, bei *Tr. granosa* aber nur andeutungsweise oder gar nicht. Vorläufig halte ich diesen Unterschied für genügend, um die einmal getrennt aufgestellten Arten weiterhin beizubehalten. Da bei meinen Exemplaren die Umgänge von außen nicht erkennbar sind, habe ich sie zu *Tr. granosa* gestellt. Dabei soll nochmals betont werden, daß die konkave gekielte Unterseite der letzten Windung durch das Abbrechen des letzten Umganges entstanden ist und daher nicht als Artmerkmal gilt. Ob nun tatsächlich Übergänge von *Tr. granosa* zu *Tr. umbo* bestehen, müßte an Hand des Typusmaterials geklärt werden.

*Trocholina (Trocholina) verrucosa* nov. spec.

(Tafel XXIV, Fig. 3 a, b, c; 4)

Holotypus: Tafel XXIV, Fig. 3 a, b, c.

Aufbewahrung: Wien, Nat.-Hist. Mus., Geol.-Pal. Abt., Aquis.-Nr. 209/1957.

Locus typicus: Plackleswiese, Hohe Wand, Nieder-Österreich.

Stratum typicum: Rhät. Mergel. Untere Hallstätter Decke.

Derivatio nominis: Nach den warzenförmigen Stacheln auf der Oberseite.

Material: Vier Exemplare in Schalenerhaltung.

Diagnose: Eine Art der Untergattung *Trocholina*, deren niedrig gewölbte Oberseite mit vereinzelt, unregelmäßig verteilten, warzenförmigen Stacheln besetzt ist. Unterseite schwach konvex mit rundlichen Körnchen, letzter Umgang aber glatt. Einzelne Umgänge manchmal auf der Oberseite sichtbar.

Beschreibung: Niedrig gewölbtes Gehäuse, dessen Spiralseite flach rundlich, die Nabelseite schwach konvex gewölbt ist. An dem einen angefertigten Schliff lassen sich vier Umgänge erkennen. Davon sind die letzten eineinhalb durch eine deutlich eingesenkte Naht auch von außen sichtbar. Diese deutliche Abgrenzung der Umgänge kann aber auch fehlen, sodaß sie von außen nur schwer feststellbar sind. Die Oberseite ist mit vereinzelt, unregelmäßig verteilten Warzen besetzt, die sich mehr auf die untere Hälfte der Umgänge zu konzentrieren scheinen. Die Warzen können aber auch zahlreich, in Spiralen wie die Umgänge verlaufend, vorhanden sein. Die Granulation auf der Unterseite besteht aus einzelnen Körnchen, von denen oft zwei oder drei miteinander verbunden sind. Sie erstreckt sich nicht auf den letzten Umgang; dieser ist vielmehr glatt und deutlich abgegrenzt, bei dem abgebildeten Typusexemplar aber auch ein wenig



zusammengedrückt. Dadurch ist die Öffnung, die sich auf der Unterseite am Ende der röhrenförmigen zweiten Kammer befindet, verquetscht und der Rand spitzer gewinkelt, als es bei nicht verquetschten Exemplaren sein würde. Große Poren. Kalkschaler.

Schliff: Wegen der geringen Zahl an vorhandenen Exemplaren wurde nur ein Schliff angefertigt. Auch hier konnte die gleiche Erhaltung wie bei den anderen *Trocholina*-Arten festgestellt werden: Die Querschnitte der Umgänge unterscheiden sich durch ihre dunkle Kalzit-Füllung deutlich vom weißen Kalzit der Schale und des Kerns, in dem sich keinerlei Feinstruktur oder Zonarbau erkennen läßt. Die jüngeren Umgänge haben einen kreisrunden Querschnitt. Die älteren sind verquetscht und auskristallisiert, daher nicht deutlich erkennbar.

Dimensionen der vier Exemplare:

Holotypus:	Höhe 0.22+0.08 mm	Breite 0.69 mm
Übrige:	0.20+0.10 mm	0.79 mm
	0.22+0.10 mm	0.69 mm
	0.22+0.16 mm	0.62 mm

*Trochonella* nov. subgen.

Derivatio nominis: Untergattung der *Trocholina*, mit der sie verwandt ist.

Subgenotyp: *Trocholina* (*Trochonella*) *crassa* nov. subgen. nov. spec.

Subgenusdiagnose: Eine Untergattung von *Trocholina*, die auf der Unterseite keine Grenze zwischen Kern und letztem Umgang aufweist. Wenn Granulation vorhanden, bedeckt diese die gesamte einheitliche Fläche der Unterseite bis an den Rand.

*Trocholina* (*Trochonella*) *crassa* nov. subgen. nov. spec.

(Tafel XXIV, Fig. 5 a, b, c; 6; 7; 8; 9; 10; 11)

Holotypus: Tafel XXIV, Fig. 5 a, b, c.

Aufbewahrung: Wien, Nat.-Hist. Mus., Geol.-Pal. Abt., Aquis.-Nr. 210/1957.

Locus typicus: Plackleswiese, Hohe Wand, Nieder-Österreich.

Stratum typicum: Rhät. Mergel. Untere Hallstätter Decke.

Derivatio nominis: Nach der plumpen Form.

Material: 151 Exemplare in Schalenerhaltung.

Diagnose: Eine sehr grob gebaute Art der Untergattung *Trochonella* mit glatter, mittelhoch gewölbter Oberseite und deutlich konvexer Unterseite. Die Umgänge von außen nicht oder nur selten andeutungsweise sichtbar.

Beschreibung: Gehäuse mittelhoch-kegelförmig, Spitze stark abgerundet. Der ältere Teil (Spitze) oft steiler, der jüngere Teil der letzten Umgänge flacher gewinkelt, sodaß oft in ungefähr halber Höhe des Gehäuses eine kleine Eindellung entsteht. Schale sehr dick mit großen Poren. Von außen keine Umgänge erkennbar oder selten andeutungsweise sichtbar. Viele Exemplare sind aber durch seitlichen Druck verquetscht, dann werden die älteren Windungen auch von außen deutlich sichtbar, weil sie wie durch eingesenkte Nähte getrennt erscheinen. Vier bis acht große Umgänge,

die im Schliff infolge der dicken Schale oft weit voneinander entfernt erscheinen. Unterseite deutlich konvex mit bis an den Rand reichender Granulation. In der Mitte der Unterseite erscheint die Granulation in Form von großen, oft zusammenhängenden, erhabenen Flecken, die gegen den Rand zu kleine, einzelne, rundliche Körnchen werden. Rand stumpf gerundet. Kalkschaler. Öffnung auf der Nabelseite am Ende der Röhre, meist unkenntlich. An aufgebrochenen Exemplaren ließ sich erkennen, daß zumindest die letzten Umgänge an der Unterseite auch schon dieselbe Granulation wie die Kernmasse aufweisen.

Größenverhältnisse:

Dimensionen des Holotypus: Höhe  $0.68+0.14$  mm, Breite  $1.12$  mm.

Übriges Material (150 untersuchte Exemplare):

Höhe $0.79+0.47$ mm	Breite $1.44$ mm	ss	
$0.72+0.31$ mm	$1.14$ mm	s	
$0.62+0.27$ mm	$1.04$ mm	} h	Die angeführten Zahlen geben Mittelwerte für Gruppen mit ähnlicher Größenordnung.
$0.62+0.25$ mm	$1.02$ mm		
$0.41+0.20$ mm	$1.04$ mm		
$0.41+0.20$ mm	$0.87$ mm	} s	
$0.54+0.13$ mm	$0.79$ mm		
$0.37+0.22$ mm	$0.87$ mm		

Schliffbeschreibung an Hand von 15 Schliffen: Die Querschnitte der Umgänge unterscheiden sich durch ihre dunkle Kalzit-Füllung deutlich vom weißen Kalzit der Schale und des Kerns, in dem sich keinerlei Feinstruktur oder Zonarbau erkennen läßt. Die einzelnen Umgänge sind meist etwas weiter voneinander entfernt. Umgänge ungefähr doppelt so breit als hoch, innen schmaler als außen, im Querschnitt liegend birnenförmig, meist etwas schräg gestellt. Für die Schliffe wurden nur einwandfreie, nicht verquetschte Exemplare verwendet, sodaß die Vermutung, es könnten die Umgänge breitgedrückt sein, wegbleiben muß. Die Umgänge nehmen langsam und gleichmäßig an Größe zu.

Bei dieser Art konnten mikro- und makrosphärische Formen nachgewiesen werden. Von außen sind sie nicht zu trennen. Wohl ist die makrosphärische Form bei den kleineren Exemplaren zu suchen, doch können mikrosphärische die gleiche Größe haben. Mikrosphärische Formen sind weitaus vorherrschend: Bei 15 Schliffen konnten 13 Mikro- und nur 2 Makroformen gefunden werden. Bei den makrosphärischen Formen ist das Proloculum um das Dreifache größer als der erste Umgang. Bei den B-Formen hat das Proloculum immer gleichen Durchmesser wie der erste Umgang. Übergänge zwischen den beiden Formen wurden nicht festgestellt.

*Trocholina (Trochonella) laevis* nov. subgen. nov. spec.

(Tafel XXIV, Fig. 12 a, b, c; 13; 14)

Holotypus: Tafel XXIV, Fig. 12 a, b, c.

Aufbewahrung: Wien, Nat.-Hist. Mus., Geol.-Pal. Abt., Aquis.-Nr. 211/1957.

Locus typicus: Plackleswiese, Hohe Wand, Nieder-Österreich.

Stratum typicum: Rhät. Mergel. Untere Hallstätter Decke.

Derivatio nominis: laevis = glatt.

Material: 155 Exemplare in Schalenerhaltung.

Diagnose: Eine Art der Untergattung *Trochonella* mit konvexer Unterseite, deren Windungen auf der glatten, niedrig gewölbten Oberseite gar nicht oder nur an einzelnen Stellen andeutungsweise sichtbar sind.

Beschreibung: Gehäuse niedrig gewölbt mit durchschnittlich fünf Umgängen, die von außen nicht erkennbar sind. In selteneren Fällen sind an einzelnen Stellen zwei oder drei Umgänge andeutungsweise sichtbar. Oberseite rundlich gewölbt, glatt. Unterseite deutlich konvex mit bis an den Rand reichender, also auch den letzten Umgang bedeckender Granulation. Diese besteht in der Mitte aus großen erhabenen Flecken, die oft ineinander übergehen und erst gegen den Rand zu kleiner werden und sich in einzelne rundliche Körnchen auflösen. Rand stumpf gewinkelt. Schale dick, grob, mit großen Poren. Öffnung auf der Unterseite, am Ende der ungekammerten Röhre, oft unkenntlich. Kalkschaler.

Dimensionen des Holotypus: Höhe  $0.22+0.14$  mm, Breite  $0.70$  mm. Durchschnittswerte für die drei Hauptgrößengruppen, auf welche sich die Exemplare in ungefähr gleicher Zahl verteilen:

Höhe $0.31+0.08$ mm	Breite $0.91$ mm
$0.33+0.10$ mm	$0.72$ mm
$0.22+0.14$ mm	$0.62$ mm

Bei dieser Art konnte auch Generationswechsel festgestellt werden. A- und B-Form sind nur im Schliff feststellbar, von außen nicht zu erkennen.

Schliffbeschreibung an Hand von sechs Schliffen: Die mit klarem, etwas bräunlichem Kalzit erfüllten Umgänge zeigen einen kreisrunden Querschnitt. Sowohl die äußere Schalenschicht auf der Oberseite als auch der Kern bestehen aus weißem Kalzit und lassen keinerlei Feinstruktur oder Zonarbau z. B. im unmittelbaren Bereich der Umgänge erkennen. Der Querschnitt der Anfangskammer bei der makrosphärischen Form ist um das Dreifache größer als jener der darauffolgenden Umgänge, welche langsam und gleichmäßig an Größe zunehmen. Bei der mikrosphärischen Form sind die Durchmesser der Anfangskammer und der ersten zwei Umgänge ungefähr gleich groß, die späteren Umgänge werden erst rasch, dann langsam und gleichmäßig größer. Es gibt keine Übergänge zwischen A- und B-Form.

Beziehungen: Die hier beschriebene Art ist der *Trocholina* (*Trochonella*) *crassa* nicht unähnlich, doch ist sie kleiner und hat durchschnittlich nur fünf Umgänge mit rundem Querschnitt, während die viel größere *Tr.* (*Trochonella*) *crassa* mehr Umgänge mit liegend birnenförmigem Querschnitt aufweist. Die Unterseite ist bei *Tr.* (*Trochonella*) *crassa* bedeutend stärker konvex, die Oberseite oft in der Mitte der Höhe eingedellt, wodurch sie sich leicht von *Tr.* (*Trochonella*) *laevis* unterscheiden läßt. Die Variationsbreite beider Arten wurde genau untersucht, und es wurden keine Übergänge festgestellt. Eine sichere Trennung beider Arten ist immer möglich. Ferner besteht einige Ähnlichkeit mit der aus der oberen Unter-Kreide von Florida beschriebenen *Tr.* (*Trochonella*) *floridana* Cushman & Applin, besonders was die Granulation betrifft. Doch sind bei *Tr.* (*Trochonella*) *floridana* die Windungen von außen erkennbar und bleiben bis auf die letzte, viel größere, gleich groß, während bei *Trocholina* (*Trochonella*) *laevis* die Umgänge allmählich an Größe zunehmen. Ferner ist *Trocholina* (*Trochonella*) *floridana* niedriger und ihre Unterseite nicht herausgewölbt.

Abschließende Bemerkungen: Bei beiden Arten des neu aufgestellten Subgenus *Trochonella* wurde Generationswechsel nachgewiesen. In dem hier untersuchten Material überwiegt *Trochonella* gegenüber *Trocholina* weitaus:

<i>Trocholina (Trocholina) granosa</i> Frentzen .....	22	Exemplare
<i>Trocholina (Trocholina) verrucosa</i> nov. spec. ....	4	„
<i>Trocholina (Trochonella) crassa</i> nov. spec. ....	151	„
<i>Trocholina (Trochonella) laevis</i> nov. spec. ....	155	„

*Orthovertella* Cushman & Waters, 1928

? *Orthovertella subrotundata* nov. spec.

(Tafel XXV, Fig. 1 a, b, c)

Holotypus: Tafel XXV, Fig. 1 a, b, c.

Aufbewahrung: Wien, Nat.-Hist. Mus., Geol.-Pal. Abt., Aquis.-Nr. 212/1957.

Locus typicus: Plackleswiese, Hohe Wand, Nieder-Österreich.

Stratum typicum: Rhät. Mergel. Untere Hallstätter Decke.

Derivatio nominis: Subrotundata auf Grund des unten gerundeten Umganges.

Material: Ein Exemplar in Schalenerhaltung.

Diagnose: Eine Art der Gattung ? *Orthovertella* ohne mehrfach gewundener, sondern anfangs gerade verlaufender Röhre, insgesamt eineinhalbmal gewunden. Erster halber Umgang aus Aufrollungsebene herausragend, hierauf deutlicher Winkel, zweite Wendung gerundet. Röhrenaußenseite im Längsverlauf schwach gewinkelt.

Beschreibung: Gehäuse aus Proloculum und einer ungekammerten röhrenförmigen zweiten Kammer bestehend. Gehäuseumriß in Seitenansicht oval. Öffnung am Ende der Röhre, rundlich. Röhre anfangs nicht mehrmals gerollt, sondern anfänglich gerade aufsteigend. Dann, aus der Ebene herausragend, biegt sie ziemlich gewinkelt wieder nach unten um und kehrt mit einem wohlgerundeten Bogen wieder aufwärts, sodaß nun dieser jüngste Teil der Kammer vor dem ältesten Teil liegt. Der jüngste Teil ragt noch etwas über die erste Umbiegung hinaus. Sie ist nur zweimal umgeschlagen und nicht ganz in einer Ebene aufgerollt. Sie nimmt dabei langsam und gleichmäßig an Größe zu. Außen ist die röhrenförmige Kammer nicht ganz rund, sondern längsverlaufend schwach gewinkelt. Am Unter- rand der dem Proloculum zugewendeten Seite besitzt sie außerdem einige querverlaufende, außen mehr als innen voneinander entfernte, schwache Einkerbungen. Schale kalkig. Poren konnten nicht festgestellt werden. Der mittlere Teil des Gehäuses ist bei dem abgebildeten Exemplar verdeckt. Da nur ein Exemplar vorhanden ist, wurde bei diesem nur der gerade, älteste Teil angeschliffen. Das Proloculum und eine nachfolgende ungekammerte Röhre wurden sichtbar. Cushman & Waters geben 1928 in der Gattungsdiagnose an, daß die Röhre anfänglich unregelmäßig aufgerollt, dann gerade ist. Hier wurden nur zwei Exemplare der Gattung ? *Orthovertella*, davon jedes einer anderen Art zugehörig, gefunden. Sie haben beide denselben Bauplan: Die röhrenförmige Kammer ist nur zweimal

umgeschlagen, anfänglich nicht gerollt. Dies ließe wohl die Aufstellung einer neuen Gattung, in welche die beiden Arten einzureihen wären, gerechtfertigt erscheinen, doch ist das vorhandene Material hierfür nicht zureichend.

Dimensionen des Holotypus: Höhe 1.70 mm, Breite 1.04 mm, Dicke 0.79 mm.

? *Orthovertella angulata* nov. spec.

(Tafel XXIII, Fig. 14 a, b, c)

Holotypus: Tafel XXIII, Fig. 14 a, b, c.

Aufbewahrung: Wien, Nat.-Hist. Mus., Geol.-Pal. Abt., Aquis.-Nr. 213/1957.

Locus typicus: Plackleswiese, Hohe Wand, Nieder-Österreich.

Stratum typicum: Rhät. Mergel. Untere Hallstätter Decke.

Derivatio nominis: angulata, da zweite Wendung stark gewinkelt.

Material: Ein Exemplar in Schalenerhaltung.

Diagnose: Eine Art der Gattung ? *Orthovertella* ohne mehrfach gewundener, sondern mit anfangs gerade verlaufender Röhre, insgesamt einhalbmal gewunden. Erster halber Umgang aus Aufrollungsebene herausragend, hierauf erste Wendung gerundet, zweite Wendung stark gewinkelt. Röhrenaußenseite längsgerippt.

Beschreibung: Gehäuse aus Proloculum und einer ungeteilten röhrenförmigen zweiten Kammer bestehend. Seitenansicht oval. Röhre anfangs nicht mehrmals gerollt, sondern anfänglich gerade aufsteigend, aus der Ebene der späteren Windung herausragend. Hierauf biegt die Röhre in gerundetem Bogen nach unten um und kehrt nach einem scharfen Winkel wieder aufwärts. Sie ist also insgesamt eineinhalbmal geschlossen aufgewunden, wobei ihr letzter Teil etwas über den ersten Bogen herausragt. Die Röhre nimmt langsam und gleichmäßig an Größe zu. Die Röhrenaußenseite ist längsgerippt, doch gehen die wenigen Rippen nicht bis zur Öffnung. Öffnung am Ende der Röhre, durch diese gebildet, rund. Schale kalkig. Poren wurden nicht festgestellt. Bei dem abgebildeten Exemplar ist der älteste Teil abgebrochen und der mittlere Teil des Gehäuses verdeckt.

Dimensionen des Holotypus: Höhe 3.25 mm, Breite 1.7 mm, Dicke 1.3 mm.

Vergleich: Obwohl nur insgesamt zwei Exemplare vorliegen, konnten beide als zu zwei verschiedenen Arten gehörig getrennt werden. ? *Orthovertella angulata* ist bedeutend größer als ? *O. subrotundata*, hat Längsrippen und ist in der ersten Wendung gerundet und in der zweiten stark gewinkelt, während dies bei ? *O. subrotundata* gerade umgekehrt ist. ? *O. subrotundata* hat keine Längsrippen, sondern eine polygonale Röhre.

### Ophthalmidiinae

#### *Spirophthalmidium* Cushman, 1927

Ob die von Cushman 1927 aufgestellte Gattung *Spirophthalmidium*, deren Abtrennung von *Ophthalmidium* in neuerer Zeit in Frage gestellt wurde (Macfadyen, 1939), weiterhin aufrechterhalten werden soll, muß erst entschieden werden.

*Spirophthalmidium triadicum* nov. spec.

(Tafel XXV, Fig. 2 a, b, c; 3; 4)

Holotypus: Tafel XXV, Fig. 2 a, b, c.

Aufbewahrung: Wien, Nat.-Hist. Mus., Geol.-Pal. Abt., Aquis.-Nr. 214/1957.

Locus typicus: Plackleswiese, Hohe Wand, Nieder-Österreich.

Stratum typicum: Rhät. Mergel. Untere Hallstätter Decke.

Derivatio nominis: Erstmalig in der Trias gefunden.

Material: Drei Exemplare in Schalenerhaltung.

Diagnose: Eine Art der Gattung *Spirophthalmidium*, von flacher, spitz-elliptischer Gestalt. Nach dem kugeligen Proloculum bildet die nächste und jede darauffolgende Kammer je einen halben Umgang. Die Kammern sind zu Beginn dicker als an ihrem Ende. Sie sind locker aufgewunden in zwei bis fünf Umgängen.

Beschreibung: Gehäuse spitz-elliptisch, bilateral symmetrisch, flach. Rand schärfer gewinkelt. Kugeliges Proloculum und locker in einer Ebene aufgewundene Umgänge. Der Zwischenraum zwischen diesen ist mit Kalkmasse ausgefüllt. Von außen sind die Umgänge nur andeutungsweise erkennbar. Nach dem Proloculum nimmt die zweite Kammer nur einen halben Umgang ein. Jede weitere Kammer bildet ebenfalls einen halben Umgang. Die letzte Kammer reicht etwas über das Gehäuse hinaus, bleibt aber durch Kalkmasse mit diesem verbunden. Kammer anfangs dicker, dann an Dicke abnehmend. Hier wurden A- und B-Form gefunden. Die mikrosphärische Form hat ein kleines Proloculum und neun Kammern bei viereinhalb Umgängen. Die A-Form besitzt ein sehr großes Proloculum und vier Kammern bei zwei Umgängen.

Im Schliff sieht man die Kammern mit einer dunklen Kalkausfüllung, die Kammerwände weiß und die Kalkmasse zwischen den einzelnen Umgängen wieder etwas dunkler. Öffnung am Ende der Kammer, rund. Schale kalkig, imperforat.

Dimensionen des Holotypus: Länge 1.25 mm, Breite 0.35 mm, Dicke 0.20 mm.

*Spirophthalmidium* sp.

(Tafel XXV, Fig. 5 a, b)

Beschreibung: Aus kugeligem Proloculum und nachfolgenden Kammern bestehend. Die zweite Kammer bildet eineinhalb Umgänge, die nächsten meist Dreiviertel eines Umganges. Die gleichseitig-dreieckige Anordnung der Windungen entsteht durch 120°ige Umbiegung der Umgänge, ist jedoch nicht an Kammergrenzen gebunden. Die letzte Kammer reicht über das Gehäuse hinaus, ist aber mit diesem durch eine Kalkmasse verbunden, welche auch die Zwischenräume zwischen den locker aufgewundenen Umgängen ausfüllt. Von außen sind nur die letzten Umgänge undeutlich kenntlich. Die Öffnung am Ende der Kammer ist rund. Schale kalkig, imperforat.

Material: Ein Exemplar in Schalenerhaltung.

Fundort: Plackles, Hohe Wand, Nieder-Österreich. Rhätmergel der Unteren Hallstätter Decke.

*Spirophthalmidium* nov. spec. indet

(Tafel XXV, Fig. 6 a, b)

Material: Ein unvollständiger Steinkern.

Beschreibung: Das vermutlich kreisrunde, flache Gehäuse ist auf einer Seite mit der Schale angewachsen. Auf der anderen, freien Seite fehlt die Schale und man sieht den sehr gut erhaltenen, freigelegten Steinkern. Die wenigen Schalenreste sind kalkig. Eine sichere Feststellung betreffs Poren ist nicht möglich. Die erste Kammer ist kugelig, worauf sich die nächsten Kammern in einer ebenen Spirale aufrollen in der Art, daß anfangs ungefähr drei Kammern, dann vier, dann fünf und zuletzt wieder nur wenige je einen Umgang bilden. Die Umgänge liegen dicht nebeneinander. Jede Kammer besteht aus einer langen schmalen Röhre, die unvermittelt mit außen schräg nach hinten gerichteter Grenze dicker als die vorherige Kammer anfängt und allmählich dünner wird. Die durchschnittliche Kammern-dicke wächst allmählich und gleichmäßig langsam an, nur die letzte rasch. Die Länge der Kammern nimmt bei den ersten drei Umgängen zu, dann bleibt sie ungefähr gleich. Nur die wahrscheinlich letzte Kammer ist wieder viel länger.

Durchmesser des abgebildeten Exemplares: 0.64 mm.

Fundort: Rhätmergel der Unteren Hallstätter Decke. Plackleswiese, Hohe Wand, Nieder-Österreich.

*Galea* nov. gen.

Derivatio nominis: Nach der helmförmigen Gestalt.

Genotyp: *Galea tollmanni* nov. gen. nov. spec.

Genusdiagnose: Gehäuse besteht aus Proloculum und den darauffolgenden, meist in wenigen, stark voneinander abweichenden Ebenen aufgerollten Umgängen, welche in Kammern geteilt sind. Die Kammern beginnen wie bei *Ophthalmidium* dicker und enden dünner. Umgänge außen nicht oder nur andeutungsweise kenntlich. Die kleine Öffnung erweitert sich nach außen trichterförmig. Schale kalkig, perforat.

*Galea tollmanni* nov. gen. nov. spec.

(Tafel XXV, Fig. 7 a, b, c, d; 8; 9; Tafel XXVI, Fig. 1 a, b, c, d; 2 a, b, c, d; 3 a, b, c, d; 4 a, b, c, d; 5 a, b, c, d, e, f, g, h, j, k, l, m, n)

Holotypus: Tafel XXV, Fig. 7 a, b, c, d.

Aufbewahrung: Wien, Nat.-Hist. Mus., Geol.-Pal. Abt., Aquis.-Nr. 215/1957.

Locus typicus: Plackleswiese, Hohe Wand, Nieder-Österreich.

Stratum typicum: Rhät. Mergel. Untere Hallstätter Decke.

Derivatio nominis: Dr. A. Tollmann, Assistent am Geologischen Institut der Universität Wien.

Material: 18 Exemplare in Schalenerhaltung.

Diagnose: Eine Art der Gattung *Galea*, deren in drei Ebenen aufgerollte Umgänge (B-Form) bis auf den letzten äußerlich unkenntlich sind, dieser sichtbar. Der letzte Umgang verläuft in Längsrichtung und endet auf der Unterseite mit einer trichterförmigen Verbreiterung, die median, schwach exzentrisch liegt und in deren Mitte sich die rundliche Öffnung befindet. Von dieser verlaufen radial feine Rippen nicht ganz bis zum Rand des Trichters.

Beschreibung: Gehäuse meist länger als breit, oft aber gleich hoch wie lang, jedoch überhaupt mit größerer Variationsbreite der Dimensionen (siehe Tafel XXVI, Fig. 1—4). Es besteht aus Proloculum und nachfolgenden Kammern, welche wie bei *Ophthalmidium* dicker beginnen, als sie aufhören. Die Umgänge sind nicht eng aufgerollt, der Zwischenraum ist mit Kalkmasse ausgefüllt. Auch von außen sind die Umgänge bis auf den letzten nicht zu erkennen. Die Aufrollung erfolgt zunächst meist in zwei Ebenen: Zuerst quer senkrecht, dann waagrecht. Hierauf legt sich der Umgang — in der dritten Ebene senkrecht — auf der Oberseite des Gehäuses in dessen Längsrichtung einmal darüber und kehrt wieder auf der Unterseite bis fast zum Ausgangspunkt zurück. Er endet hier mit einer großen, trichterförmigen Verbreiterung, welche fast die ganze Unterseite einnehmen kann und sich auch noch über den Rand aufwärts biegen kann. Ungefähr in der Mitte des Trichters liegt die kleine, rundliche Öffnung. Von ihr gehen radial feine Leisten aus, welche aber nicht bis zum Rand des Trichters reichen. Der letzte Umgang bildet einen Kiel aus, der auf der Oberseite des Gehäuses ungefähr in der Mitte beginnt und einen halben Umgang weit zu verfolgen ist. Der Trichterrand kann in ähnlicher Weise leistenförmig verdickt sein. Das Gehäuse kann links oder rechts gewunden sein. Die Schale ist kalkig und dicht mit Poren versehen.

Im Schliff sind die Porenkanäle sehr gut erkennbar. Ferner hebt sich im Schliff stets eine dunkle Füllmasse des Kieles deutlich ab. Es konnten A- und B-Formen unterschieden werden. Bei der A-Form ist das Proloculum riesig groß. Von diesem geht nur ein Umgang über die Oberseite in Längsrichtung darüber und endet auf der Unterseite, genau wie der letzte Umgang der B-Form. Von außen sind A- und B-Form nicht zu unterscheiden.

Tafel XXVI, Abb. 5, zeigt einen durch ein Exemplar angelegten Horizontal-Serienschliff von oben nach unten. Abb. 5 a ist das noch vollständige Exemplar; 5 b und 5 c zeigen den letzten Umgang, der auf der Oberseite in Längsrichtung verläuft. In 5 d—f ist der letzte Umgang (getrennt) an beiden Enden noch erhalten, während schon die inneren Umgänge der transversalen Ebene angeschliffen sind. 5 g—k gibt die waagrecht gelegenen Umgänge der Horizontalebene wieder. Man sieht gut die sich verjüngende Gestalt der Kammern. Der letzte Umgang am unteren Ende der Schliffe bekommt einen immer kleiner werdenden Querschnitt und wandert immer mehr gegen die Mitte hin, um hier mit einer kleinen rundlichen Öffnung zu enden (5 n).

Dimensionen des Holotypus: Länge 0.77 mm, Breite 0.58 mm, Höhe 0.52 mm.

#### Trochamminidae

##### Tetrataxinae

*Tetrataxis* Ehrenberg, 1854

*Tetrataxis humilis* nov. spec.

(Tafel XXVII, Fig. 1 a, b, c; 2 a, b, c; 3)

Holotypus: Tafel XXVII, Fig. 1 a, b, c.

Aufbewahrung: Wien, Nat.-Hist. Mus., Geol.-Pal. Abt., Aquis.-Nr. 216/1957.



Paratypoid: Tafel XXVII, Fig. 2 a, b, c.

Aufbewahrung: Wien, Nat.-Hist. Mus., Geol.-Pal. Abt., Aquis.-Nr. 217/1957.

Locus typicus: Plackleswiese, Hohe Wand, Nieder-Österreich.

Stratum typicum: Rhät. Mergel. Untere Hallstätter Decke.

Derivatio nominis: humilis = niedrig.

Material: 15 Exemplare in Schalenerhaltung.

Diagnose: Eine Art der Gattung *Tetrataxis* mit niedrig, flach konischer Oberseite, deutlich konkaver Unterseite und gewinkelttem Rand. Die Kammern sind auf der Unterseite vollständig konkav, der Nabel ist vierlappig und hat in jedem seiner vier Lappen einen länglichen, niedrigen Zapfen.

Beschreibung: Oberseite des konischen Gehäuses niedrig konvex. Querschnitt gewinkelt. Kammern trochoid angeordnet. Die sechs Kammern des ersten Umganges kugelig und außerordentlich klein, im zweiten Umgang länglich und kaum an Größe zunehmend. Dann rasch anwachsende Kammern, die in den späteren Umgängen aber wieder nur langsam größer werden. Die Außenränder der Kammern schwach schuppenförmig vorragend. Kammerlänge zuletzt bis ein Drittel des Umganges, übergreifend angeordnet. Viereinhalb Umgänge. Auf der konkaven Unterseite drei Kammern sichtbar. Unregelmäßig vierlappiger, vertiefter Nabel, mit je einem länglichen, niedrigen Zapfen pro Lappen. Zapfen nicht immer deutlich. Die konkave Nabelseite kann oft bis zur halben Höhe des Gehäuses wieder eingedellt sein. Öffnung schlecht kenntlich, wahrscheinlich Spalt an der Ventralnaht der letzten Kammer. Schale fein sandig.

Schliff: Schale hell, Kammern mit klarer, honigbrauner, dunkel erscheinender Masse erfüllt. Im Vertikalschliff infolge des Übergreifens der Kammern manchmal zwei Kammern bei einem Umgang angetroffen. Es wurden nur mikrosphärische Formen gefunden.

Dimensionen: Holotypus: Durchmesser 0.93 mm, Höhe 0.27 mm.

Paratypoid: 0.79 mm, 0.37 mm.

*Tetrataxis inflata* nov. spec.

(Tafel XXVII, Fig. 4 a, b, c)

Holotypus: Tafel XXVII, Fig. 4 a, b, c.

Aufbewahrung: Wien, Nat.-Hist. Mus., Geol.-Pal. Abt., Aquis.-Nr. 218/1957.

Locus typicus: Plackleswiese, Hohe Wand, Nieder-Österreich.

Stratum typicum: Rhät. Mergel. Untere Hallstätter Decke.

Derivatio nominis: „inflata“ wegen der auf der Nabelseite aufgeblähten Kammern.

Material: 7 Exemplare in Schalenerhaltung.

Diagnose: Eine Art der Gattung *Tetrataxis* mit mittelhoher, abgerundet-kegelförmiger Oberseite und ebener Unterseite und mit gewinkelttem Rand, welcher infolge der auf der Nabelseite etwas aufgeblasenen letzten Kammern ein wenig aufgekrepelt ist. Nur der viergelappte Nabel ist etwas eingesenkt und hat in jedem seiner Lappen einen kleinen länglichen, meist undeutlichen Zapfen.

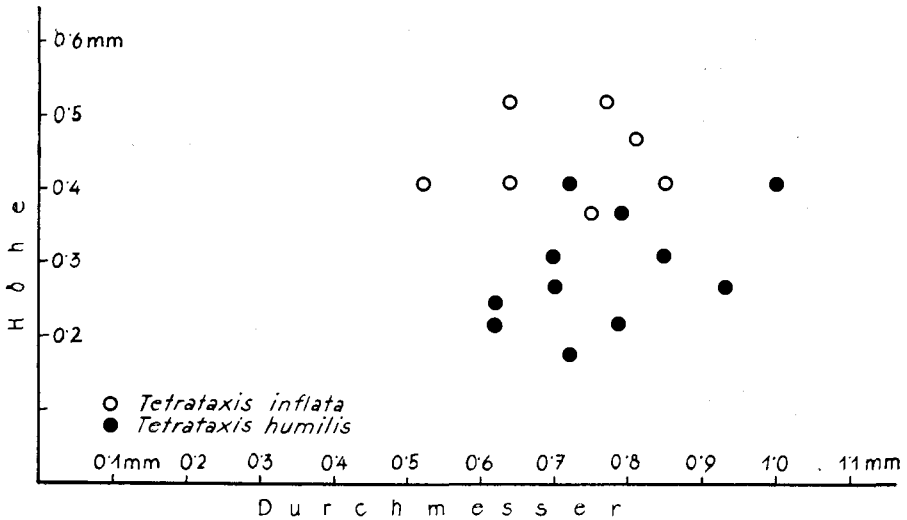


Abb. 3

Beschreibung: Oberseite mittelhoch kegelförmig mit abgerundeter Spitze, Kammern trochoid angeordnet, im ersten Umgang kugelig und sehr klein, dann rasch, in den späteren Umgängen wieder nur langsam an Größe zunehmend. Viereinhalb Umgänge. Die Außenränder der Kammern schwach schuppenförmig vorragend. Im letzten Umgang nur drei Kammern. Diese sind auf der Nabelseite ein wenig aufgeblasen, sodaß der Rand etwas aufgekrepelt wird und die Unterseite nicht konkav, sondern eben ist. Erst der Nabel ist ein wenig eingesenkt. Er ist vierlappig und hat in jedem seiner nicht ganz regelmäßigen Lappen einen kleinen länglichen Zapfen, der aber oft nur undeutlich oder gar nicht zu sehen ist. Öffnung unkenntlich. Schale fein sandig. Nur mikrosphärische Formen wurden gefunden.

Dimensionen des Holotypus: Durchmesser 0.77 mm, Höhe 0.52 mm.

Beziehungen: Diese Art unterscheidet sich von *Tetrataxis humilis* vor allem durch die Unterseite: Bei *T. inflata* sind die drei Kammern aufgeblasen, der Rand stumpf und aufgebogen, die Nabelseite eben, der Nabel nur schwach eingesenkt. Bei *T. humilis* sind die Kammern konkav eingedellt, der Rand daher schärfer gewinkelt, der Nabel tief eingesenkt, bis zur halben Höhe des Gehäuses. *T. inflata* ist auch höher als *T. humilis*. Bei ersterer beträgt die durchschnittliche Höhe 0.44 mm, bei letzterer 0.28 mm. Zum genaueren Vergleich nachstehend die Dimensionen der vorhandenen Exemplare.

#### *Duotaxis* nov. gen.

Derivatio nominis: Nach dem zweilappigen Nabel.

Genotyp: *Duotaxis metula* nov. gen. nov. spec.

Genusdiagnose: Eine Gattung der Unterfamilie Tetrataxinae. Gehäuse konisch, aus einem Proloculum und nachfolgenden, einander übergreifenden Kammern mit schuppenförmigem Außenrand gebildet, Kammern trochoid angeordnet. Öffnung ventral, spaltförmig. Nabel zweilappig mit je einem länglichen Zapfen pro Lappen. Schale fein sandig.

*Duotaxis metula* nov. gen. nov. spec.

(Tafel XXVII, Fig. 5 a, b, c, d; 6)

Holotypus: Tafel XXVII, Fig. 5 a, b, c, d.

Aufbewahrung: Wien, Nat.-Hist. Mus., Geol.-Pal. Abt., Aquis.-Nr. 219/1957.

Locus typicus: Plackleswiese, Hohe Wand, Nieder-Österreich.

Stratum typicum: Rhät. Mergel. Untere Hallstätter Decke.

Derivatio nominis: Nach dem zapfenförmigen Aussehen.

Material: Vier Exemplare in Schalenerhaltung.

Diagnose: Eine Art der Gattung *Duotaxis* mit hoch kegelförmiger Oberseite, stumpf gewinkeltm Rand und ebener Unterseite. Kammern mit wulstig verdicktem Außenrand. Die letzten zwei Kammern auf der Unterseite aufgeblasen. Nabel etwas seitlich, wenig eingesenkt, zweilappig, mit je einem länglichen Zapfen pro Lappen.

Beschreibung: Gehäuse hoch kegelförmig mit schwach abgerundeter Spitze. Kammern trochoid angeordnet. Die Kammern des ersten Umganges kugelig und sehr klein, dann rasch, in den späteren Umgängen wieder nur langsam an Größe zunehmend. Die Außenränder der Kammern wulstig verdickt und schwach schuppenförmig vorragend. Daher auch gewinkelt. Kammern übergreifend angeordnet. Wahrscheinlich meist sechs Umgänge. Im letzten Umgang nur mehr zwei Kammern — eine große und eine kleinere. Sie sind auf der Unterseite so aufgeblasen, daß die Nabelseite dadurch eben ist. Nur der Nabel ist eingesenkt. Er liegt infolge der ungleich großen Kammern nicht ganz in der Mitte und besteht aus zwei Lappen, in denen wieder je ein länglicher Zapfen sitzt. Die Öffnung ist schlecht erkennbar, wahrscheinlich ein Spalt an der Ventralnaht der letzten Kammer. Schale fein sandig. Die Spitze ist bei dem abgebildeten Typusexemplar nicht vollständig erhalten.

Dimensionen des Holotypus: Durchmesser 0.72 mm, Höhe 0.87 mm.

Schliff: Schale hell, Kammern mit klarer, honigbrauner, dunkel erscheinender Masse erfüllt. Im Vertikalschliff sind infolge des Übergreifens der Kammern oft zwei Kammern bei einem Umgang angetroffen. Nur mikrosphärische Formen wurden gefunden.

**Zusammenfassung**

In der vorliegenden Studie wurde die Foraminiferenfauna aus den Rhät-Mergeln der Hohen Wand (Hallstätter Zone der Nördlichen Kalkalpen) in Nieder-Österreich beschrieben. Ihr Alter ist durch reiche Makrofauna gesichert. Makro- und Mikrofauna kennzeichnen die Mergel als Seichtwasserablagerung. Auch die dickschalige Ausbildung der Foraminiferen weist auf bewegtes Seichtwasser hin. Es wurden fünf Gattungen, eine Untergattung und 16 Arten neu beschrieben. Ferner wurde das Vorkommen von drei nur aus jüngeren und zwei nur aus älteren Formationen bekannten

Gattungen bzw. Untergattungen in der Trias nachgewiesen. Übersicht gibt Abb. 4.

Gattung	Karbon	Perm	Trias	Jura	Kreide	Tertiär	Quartär
<i>Cornuspira</i> Schultze							
<i>Involutina</i> Terquem emend. Bornemann			—	—			
<i>Semiinvoluta</i> nov. gen.			—	—			
<i>Angulodiscus</i> nov. gen.			—	—			
<i>Coronella</i> nov. gen.			—	—			
<i>Trocholina</i> Paalzow			—	—			
<i>Trochonella</i> nov. subgen.			—	—			
<i>Orthovertella</i> Cushman & Waters	—	—	—	—			
<i>Spirophthalmidium</i> Cushman			—	—			
<i>Galea</i> nov. gen.			—	—			
<i>Tetrataxis</i> Ehrenberg	—	—	—	—			
<i>Duotaxis</i> nov. gen.			—	—			

Bisher bekannte Verbreitung (nach Cushman und Pokorny): ———  
Neu erkannte Verbreitung: = = = =

Abb. 4

Manuskript eingereicht am 28. 2. 1957.

## Literatur

### Geologie und Makrofauna

1. Bittner, A.: I. Die geologischen Verhältnisse. In: M. A. Becker: *Hernstein*. I. Band, Wien 1886.
2. Gugenberger, O.: Die obertriadische Fauna des Plackles auf der Hohen Wand (N. Ö.), III., *Gastropoden*. Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., 70, 1933, S. 103—104.
3. Gugenberger, O.: Obertriadische Cephalopoden und Brachiopoden des Plackles auf der Hohen Wand. Anz. Akad. Wiss. Wien, Nr. 6, 1929, S. 54—56.
4. Kober, L.: *Geologie der Landschaft um Wien*. Wien, 1926.
5. Kossmat, F.: *Geologische Spezialkarte 1 : 75.000, Blatt Wiener Neustadt, 1911*. Herausgegeben von der Geolog. Bundesanstalt, Wien.

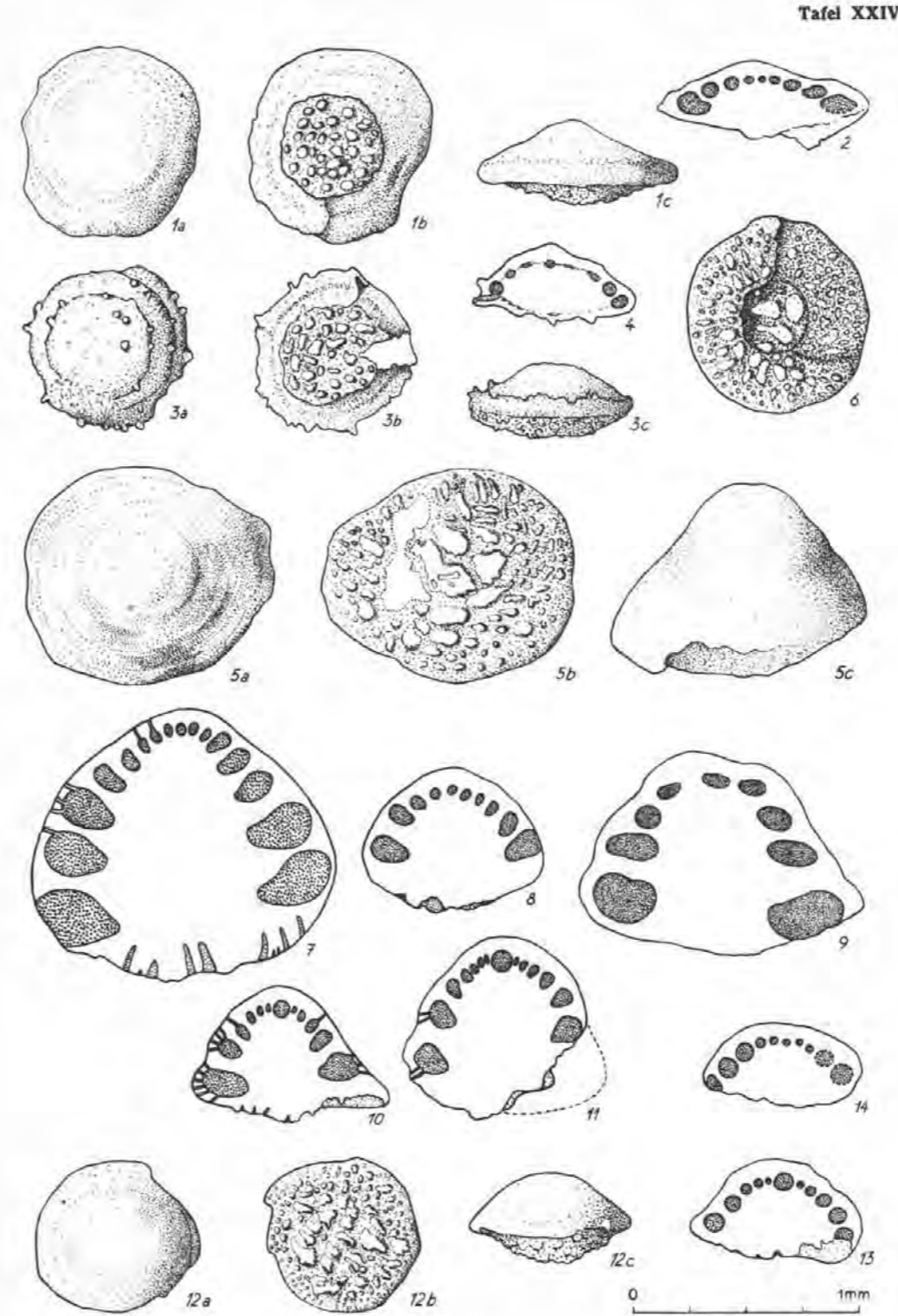
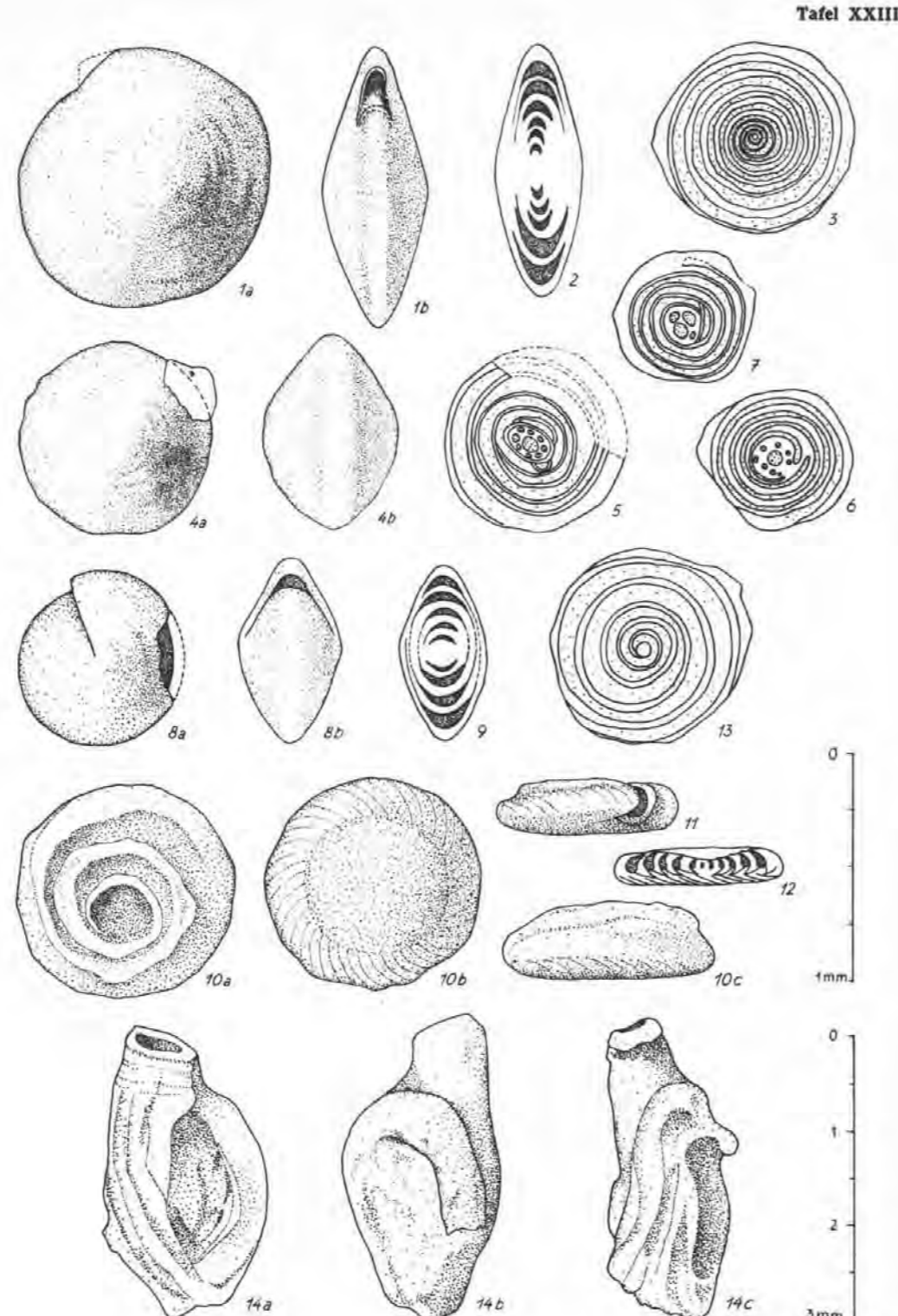
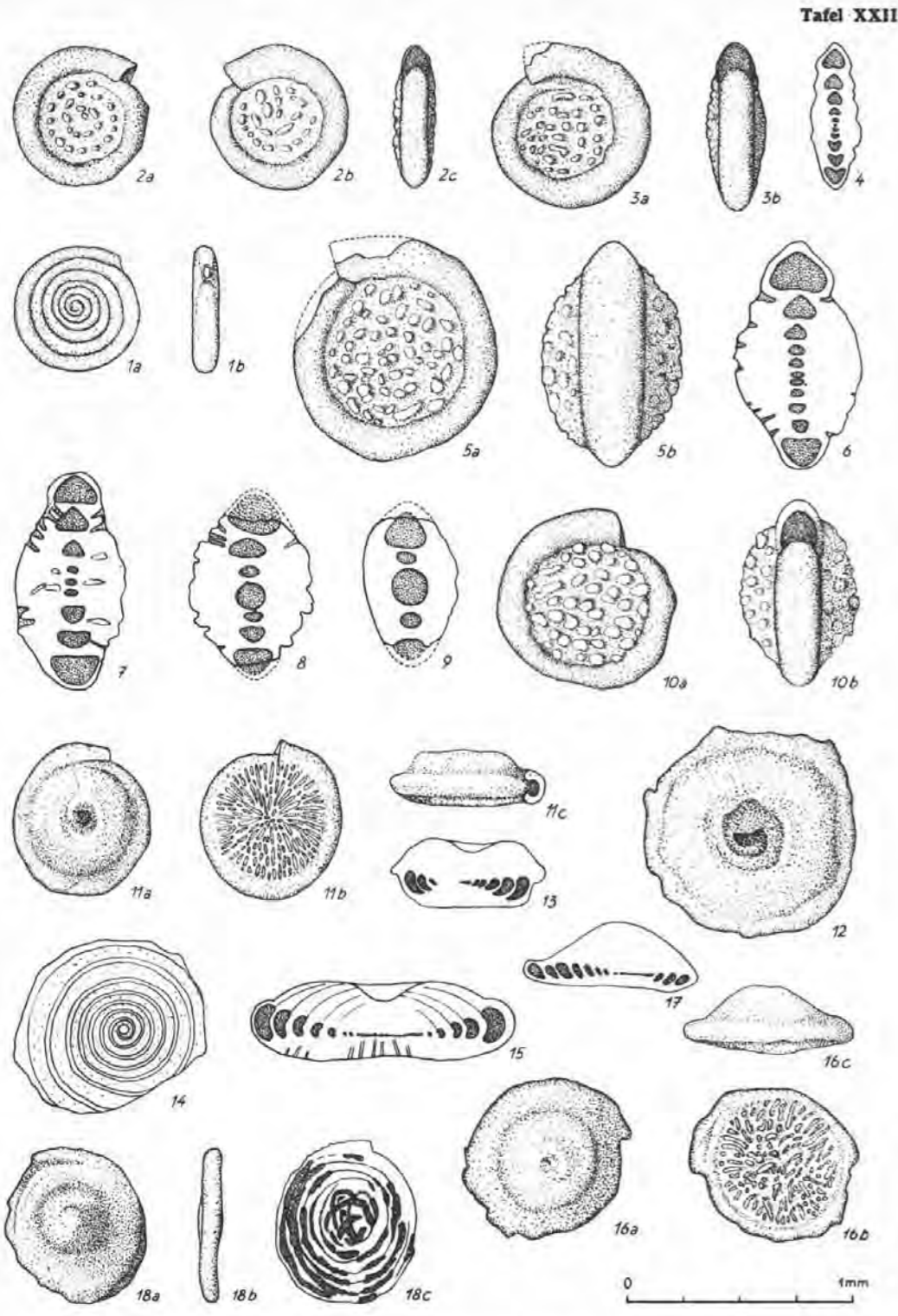
### Trias-Mikrofauna

6. Böhm, E.: Zur Kenntnis der Rhät-Lias-Grenzschichten der Tübinger Gegend. *Jahrb. u. Mitt. Oberrhein. geol. V.*, 22, S. 1—5, Stuttgart 1933.
7. Bornemann, J. G.: Beiträge zur Kenntnis des Muschelkalkes, insbesondere der Schichtenfolge und der Gesteine des Unteren Muschelkalkes in Thüringen. *Jb. preuß. Geol. Landesanst.*, Berlin 1885.
8. Chapman, F.: On Rhaetic Foraminifera from Wedmore, in Somerset. *Ann. Mag. of Nat. Hist.*, (16) 6, 1895, S. 307—329.
9. Chapman, F.: On some Microzoa from the Wianamatta Shales, New South Wales. *Rec. Geol. Surv. N. S. Wales*, vol. 8, 1909, Pt. 4, S. 334—338, 1—5.
10. Gallenstein, H.: Ein örtliches Massenvorkommen von Foraminiferen in den Carditaschichten Mittelkärntens. *Carinthia*, II., Klagenfurt 1915, S. 25—27.
11. Gallenstein, H.: Ein neuer Fund von Foraminiferen und die Brachiopoden in den Carditaschichten Mittelkärntens. *Carinthia*, II., 108. Jg., Klagenfurt 1918, S. 50—53.
12. Gümbel, C.: Über Foraminiferen, Ostracoden und mikroskopische Tierüberreste in den St. Cassianer und Raibler Schichten. *Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst.*, vol. 19, 1869, S. 175—186.
13. Gümbel, C.: *Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges und seines Vorlandes*. Gotha 1861.

14. Heinrich, A.: Untersuchungen über die Mikrofauna des Hallstätter Kalkes. Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt, Wien 1913, S. 225—234.
15. Henson, F.: Foraminifera of the genus *Trocholina* in the Middle East. Ann. Mag. nat. Hist., 14, 445—499. London 1947.
16. Jones, T. & Parker, W.: On some Fossil Foraminifera from Chellaston near Derby. (Probably of upper Triassic age). Quart. J. Geol. Soc., 16, S. 452—458, London 1860.
17. Kirchmayer, M.: Durch Mikrofossilien belegte Grüne Schichten im norischen Hauptdolomit in Oberösterreich. Verh. G. B. A., 1957.
18. Kirchner, H.: Neue Fossilfunde im fränkischen Muschelkalk. Centralbl. f. Min. usw., Abt. B, S. 21—26, Stuttgart 1925.
19. Liebus, A.: Zur Foraminiferenfauna der Triasablagerungen von Eberstein. (Nachtrag). Palaeont. Zeitschrift, 123, Berlin 1944, S. 51.
20. Majzon, L.: Mikropaleontológiai adatok a dachsteini mészkő Foraminifera-faunájához. Contributions à la micropaléontologie du calcaire de Dachstein. Földtani Közlöny LXXXIV, kötet 4, S. 367—369, Budapest 1954.
21. Mariani, E.: Note paleontologiche sul trias superiore della Carnia occidentale. Ann. R. Ist. tecnico d. Udine, (II) 11, Udine 1893, S. 13.
22. Marshall, W.: Die Foraminiferen der Triasablagerungen von Eberstein bei Klagenfurt. Paläontologische Zeitschrift, 1941.
23. Oberhauser, R.: Ein Vorkommen von *Trocholina* und *Paratrocholina* in der ostalpinen Trias. Jb. Geol. B. A., 1957.
24. Peters, K.: Über Foraminiferen im Dachsteinkalk. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt, XII, 1863, S. 293—298.
25. Plöckinger, B. & Oberhauser, R.: Ein bemerkenswertes Profil mit rhätisch-liassischen Mergeln am Untersberg-Ostfuß (Salzburg). Verh. Geol. Bundesanstalt, 1956, Heft 3, Wien.
26. Reuss, A.: Paläontologische Beiträge. II. Folge: Foraminiferen und Ostracoden aus den Schichten von St. Cassian. Sitz.-Ber. Wiener Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., I. Abt., 57, Wien 1868.
27. Sandberger, F.: Die Stellung der Raibler Schichten, Entgegnung, Foraminiferen in denselben. Verh. d. k. k. geol. Reichsanst., 1868, Nr. 9, S. 190—192.
28. Sandberger, F.: Foraminiferen der alpinen Trias — Berichtigung. Verh. d. k. k. geol. Reichsanst., Wien 1868, Nr. 10, S. 219.
29. Schafhäütl, D.: Geognostische Untersuchungen des südbayrischen Alpengebirges. Leipzig 1851, S. 41.
30. Schubert, R.: Referat über Vadasz: Triasforaminiferen aus dem Bakony. N. Jb. f. Min. usw., Stuttgart 1911.
31. Schwager, C.: In Dittmar, A. v.: Die Contortazone. 1864, München.
32. Tappan, H.: Foraminifera from the Arctic slope of Alaska. General Introduction and part 1. Triassic Foraminifera. U. S. geol. Surv. Prof. Pap., 236 A, 205, Washington 1951.
33. Tappan, H.: Northern Alaska Index Foraminifera. Contributions from the Cushman Foundation for Foraminiferal Research. Vol. II, Part. 1, 1951, S. 1—8.
34. Vadasz, E.: Triasforaminiferen aus dem Bakony. Wissenschaft. Ergebnisse d. Balatonforschung 1, I. Teil, Paläontol. Anhang. Budapest 1910.
35. Vadasz, E.: Die stratigraphische Stellung des Dachsteinkalkes in der Umgebung von Budapest. „Ethika“, 1920.
36. Vadasz, E.: Neuer Beitrag zur Frage der Triasforaminiferen im Bakony. Zentralblatt f. Min. usw., S. 173—178, Stuttgart 1933.
37. Vadasz, E.: Triassic Foraminifera from the Bakony Mountain, Hungary. Micropal. Bull. Michigan USA, 4, Nr. 2.
38. Weynschenk, R.: Die Jura-Mikrofauna- und -flora des Sonnwendgebirges (Tirol). Innsbruck, Schlernschriften, 83, 1950, S. 7.
39. Weynschenk, R.: Two new Foraminifera from the Dogger and Upper Triassic of the Sonnwend Mountains of Tyrol. Journ. Pal., 25, S. 793—795, 1951.
40. Weynschenk, R.: A note on the Jurassic markers *Pseudocyclamina lituus* Yabe and Hanzawa and *Labyrinthina mirabilis* Weynschenk. Micropaleontologist, 8, Nr. 3, 47, New York 1954.
41. Wicher, C.: Neues aus der angewandten Mikropaläontologie (IX). (Rhät, Valendis, terrestrische Unterkreide, Maastricht, Danien.) Öl und Kohle, 39, 441 (1943).
42. Wicher, C.: Zur mikropaläontologischen Gliederung des nicht marinen Rhät. Erdöl und Kohle, 4, 755—760, Hamburg 1951. Darin siehe Literaturverzeichnis über nicht marines Rhät.

## Übrige Mikrofauna

43. Barnard, T.: Foraminifera from the lower Lias of the Dorset Coast. *Quart. J. Geol. Soc. London*. Vol. CV, 1949, S. 347—388.
44. Barnard, T.: The uses of Foraminifera in lower Jurassic stratigraphy. *Rep. 18th int. geol. Congr. London, Pt. 15*, London 1950.
45. Bartenstein, H. & Brand, E.: Mikropaläontologische Untersuchungen zur Stratigraphie des nordwestdeutschen Lias und Dogger. *Abh. Senckenberg. naturf. Ges.*, 439, Frankfurt 1937.
46. Bornemann, L. G., jun.: Über die Foraminiferengattung *Involutina*. *Z. deutsch. geol. Ges.*, 26, S. 702—740, Berlin 1874.
47. Brady, H.: Notes on the Foraminifera of Mineral Veins and the adjacent Strata. *Report of the Brit. Ass. f. the Adv. of Science*. 1869, S. 381—382.
48. Brady, H.: A monograph of carboniferous and permian Foraminifera. *Paleontogr. Soc. London* 1876.
49. Cushman, J.: Foraminifera. Their classification and economic use. Cambridge, Massachusetts, 1955.
50. Diener, C.: Grundzüge der Biostratigraphie. Leipzig und Wien 1925.
51. Ellis, B. & Messina, A.: Catalogue of Foraminifera. New York 1940.
52. Franke, A.: Die Foraminiferen des deutschen Lias. *Abh. preuß. Geol. Landesanst.*, N. F. 169, Berlin 1936.
53. Frentzen, K.: Die Foraminiferenfaunen des Lias, Doggers und unteren Malms der Umgegend von Blumberg (Oberes Wutachgebiet). *Beitr. naturk. Forsch. Oberrhein*, 4, Karlsruhe i. B. 1941.
54. Glaessner, M.: Principles of Micropalaeontology. New York, 1948.
55. Issler, A.: Beiträge zur Stratigraphie und Mikrofauna des Lias in Schwaben. *Palaeontographica*, 55, Stuttgart 1908—1909.
56. Liebus, A.: Die Fauna des deutschen Unter carbons, 3. Teil. Die Foraminiferen. *Abh. preuß. Geol. Landesanst.*, N. F. 141, Berlin 1932.
57. Loeblich, A. & Tappan, H.: Emendation of the foraminiferal genera *Ammodiscus* Reuss, 1862, and *Involutina* Terquem, 1862. *Journ. Wash. Ac. Sciences*. Vol. 44, Nr. 10, 1954.
58. Macfadyen, W.: Foraminifera from the green ammonite beds, Lower Lias, Dorset. *Phil. Trans. Roy. Soc. London, Ser. B*, Vol. 231, 1946, S. 1—73 (S. 17—23).
59. Matthes, H.: Einführung in die Mikropaläontologie. Leipzig 1956.
60. Paalzow, R.: Die Foraminiferen der Parkinsoni-Mergel von Heidenheim am Hahnenkamm. *Abh. Naturhist. Ges.*, 22, H. 1, Nürnberg 1922.
61. Paalzow, R.: Die Foraminiferen aus den Transversarius-Schichten und Impressa-Tonen der nordöstlichen Schwäbischen Alb. *Jh. Ver. Nat. Württ.*, 38, S. 81—142, Stuttgart 1932.
62. Paalzow, R.: Die Foraminiferen im Zechstein des östlichen Thüringen. *Jb. preuß. Geol. Landesanst.*, 56, Berlin 1935.
63. Pokorny, V.: Základy zoologické mikropaleontologie. Praha 1954.
64. Reichel, M.: Sur une Trocholine du Valanginien d'Arzier. *Eclog. Geol. Helv.* Vol. 48, Nr. 2, 1955, S. 396—408.
65. Schlumberger, C.: Note sur *Involutina conica*, sp. n. *Feuille Jeunes Nt. ser. 3*, ann. XXVIII, S. 151.
66. Schweighauser, J.: Spirillinen aus dem Lias von Arzo (Tessin). *Ber. schweiz. pal. Ges.*, 29, *Eclog. geol. Helvet.*, 43, S. 226—236, Basel 1950.
67. Sigal, J.: Foraminifères. In: *Traité de Paléontologie*. Paris 1952.
68. Terquem, O.: Recherches sur les foraminifères de l'Etage Inférieur du Lias. *Mem. Acad. Imper. de Metz* 1862, 18.
69. Terquem, O.: Recherches sur les foraminifères du Lias. *Mem. Ac. Imp. de Metz*, 1860—1868.
70. Wicher, C.: Mikrofauna aus Jura und Kreide, insbesondere Nordwestdeutschlands. 1. Teil: Lias alpha bis epsilon. *Abh. preuß. geol. L.-A.*, N. F., H. 193, Berlin 1938.
71. Wicher, C.: Praktikum der angewandten Mikropaläontologie. Berlin 1942.
72. Wicher, C.: Mikropaläontologische Mitteilungen I. 1. Die Gattung *Vidalina*. Schlumberger, 1899, eine *Cornuspira*? 2. Über die Gattung *Involutina* Terquem, 1862. *Palaeontol. Z.*, 23, 3/4, Stuttgart 1944, S. 344.
73. Wicher, C.: *Involutina*, *Trocholina* und *Vidalina*, Fossilien des Riffbereichs. *Geol. Jb.*, 66, 1950, 257—284, Hannover-Celle 1952.



Tafel XXII

Rhätforaminiferen vom Plackles

Fig. 1: <i>Cornuspira orbicula</i> (Terqu. & Berth.)	Seite 272
Fig. 2—4: <i>Involutina liassica</i> (Jones); 2 mit regelmäßig, 3 mit unregelmäßig angeordneter Granulation; 4 Vertikal-Dünnschliff	272
Fig. 5—10: <i>Involutina turgida</i> n. sp.; 5 a Holotypus (B-Form) von oben, b von der Seite, 6 und 7 Vertikal-Anschliff von B-Formen, 8 und 9 Vertikal-Anschliff von A-Formen, 10 a Paratypoid (A-Form) von oben, b von der Seite	275
Fig. 11—17: <i>Semivoluta clari</i> nov. gen. nov. spec.; 11 a Holotypus von oben, b von unten, c von der Seite; 12 zeigt den Nabel; 16 kaum genabelte Form; 14 Horizontal-Anschliff; 13, 15, 17 Vertikal-Anschliff	276
Fig. 18: <i>Angulodiscus tenuis</i> nov. gen. nov. spec.; Holotypus, a von oben, b von der Seite, c durchleuchtet	280

Tafel XXIII

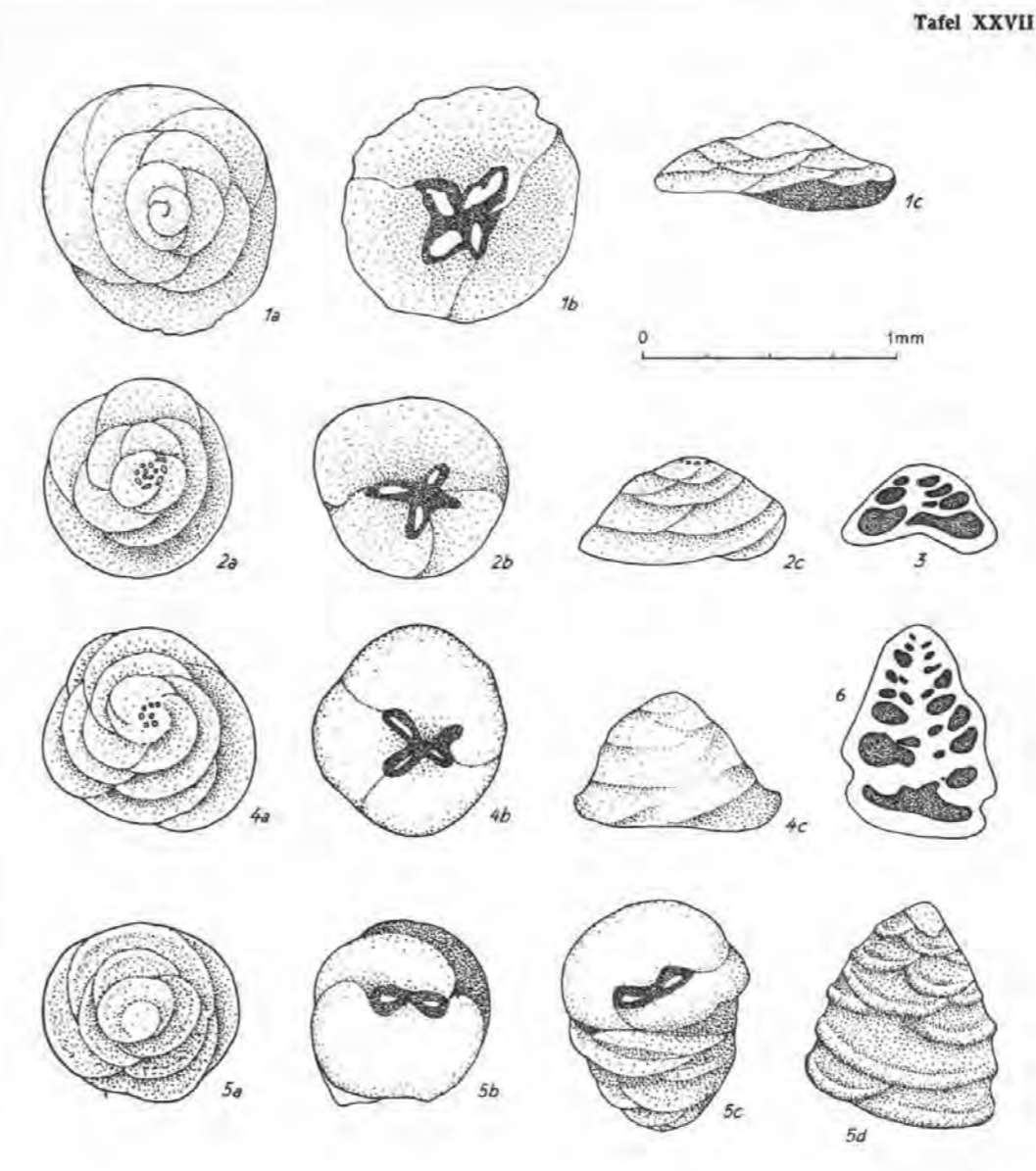
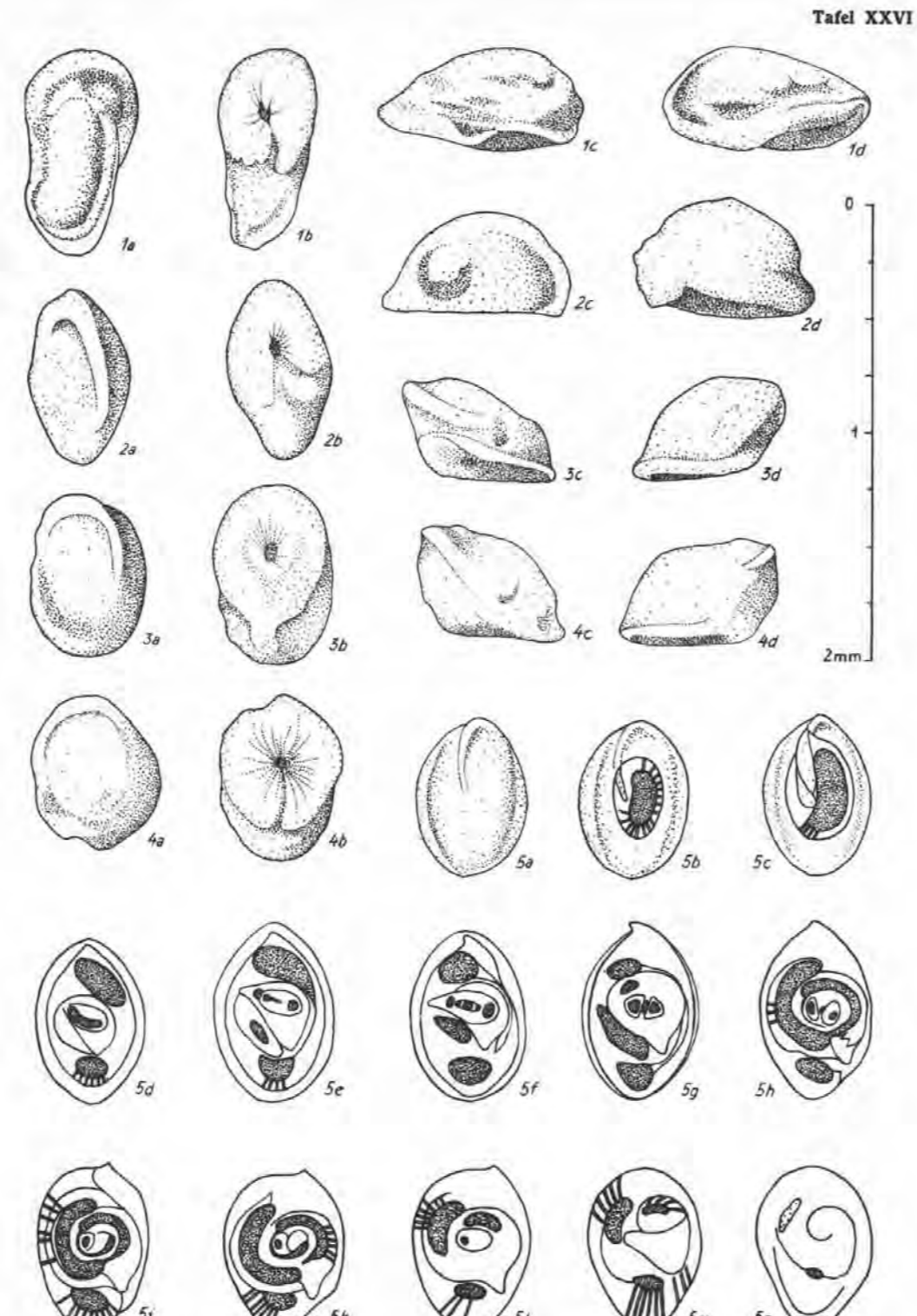
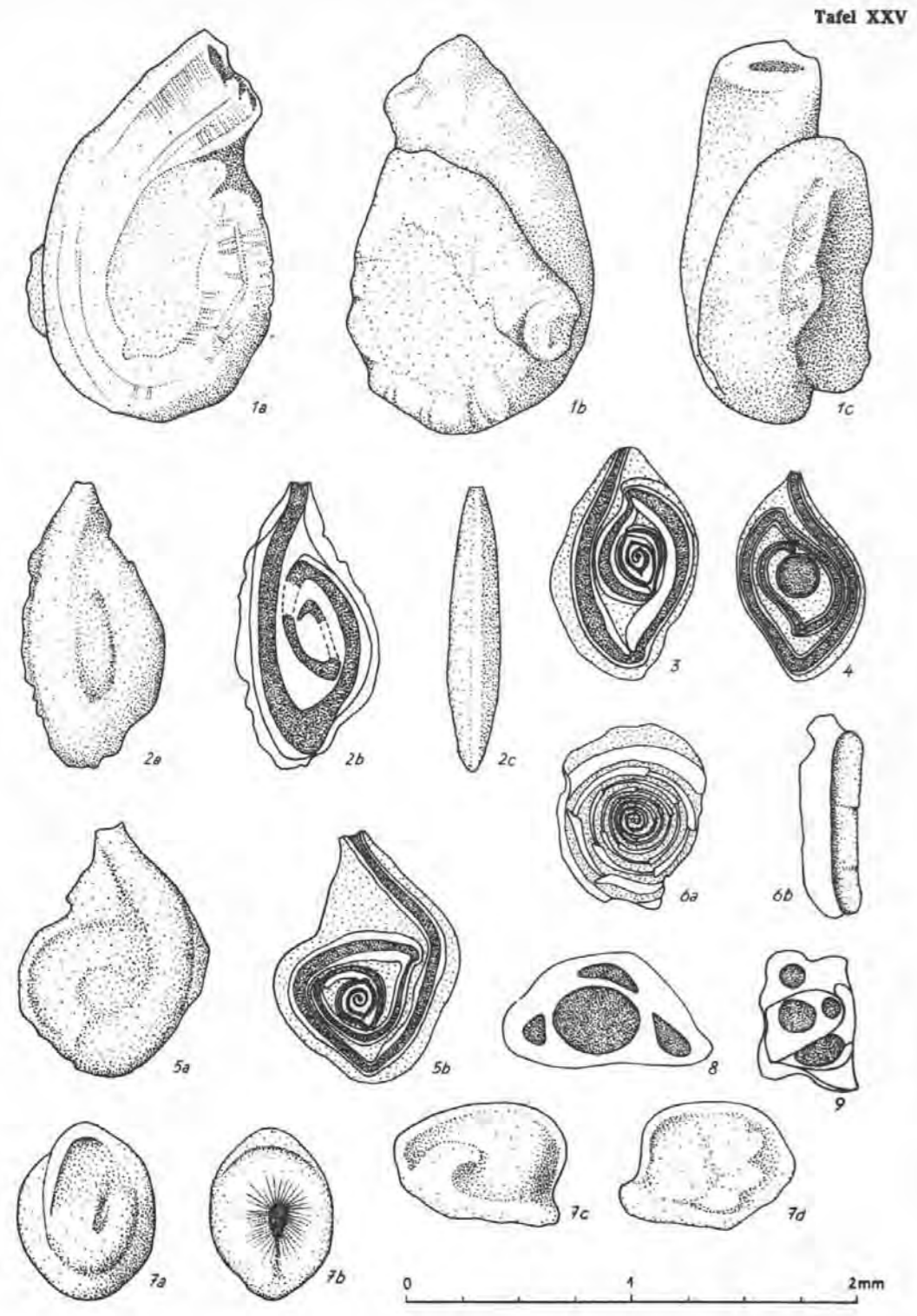
Rhätforaminiferen vom Plackles

Fig. 1—7: <i>Angulodiscus communis</i> nov. gen. nov. spec.; 1 a Holotypus (B-Form) von oben, b von der Seite; 2 Vertikal- und 3 Horizontal-Schliff von B-Formen; 4 a Paratypoid (A-Form) von oben, b von der Seite; 5, 6 und 7 Horizontal-Schliff von A-Formen	Seite 278
Fig. 8—9: <i>Angulodiscus macrostoma</i> nov. gen. nov. spec.; 8 a Holotypus von oben, b von der Seite; 9 Vertikal-Anschliff	279
Fig. 10—13: <i>Coronella austriaca</i> nov. gen. nov. spec.; 10 a Holotypus von oben, b von unten, c von der Seite; 11 zeigt die Öffnung; 12 Vertikal-, 13 Horizontal-Anschliff	281
Fig. 14: ? <i>Orthovertella angulata</i> n. sp.; Holotypus von 3 Seiten	289

Tafel XXIV

Rhätforaminiferen vom Plackles

Fig. 1—2: <i>Trocholina (Trocholina) granosa</i> Frentzen; 1 a von oben, b von unten, c von der Seite; 2 Vertikal-Anschliff	Seite 283
Fig. 3—4: <i>Trocholina (Trocholina) verrucosa</i> n. sp.; 3 a Holotypus von oben, b von unten, c von der Seite; 4 Vertikal-Anschliff	284
Fig. 5—11: <i>Trocholina (Trochonella) crassa</i> nov. subgen. nov. spec.; 5 a Holotypus von oben, b von unten, c von der Seite; 6 gebrochenes Exemplar von unten; 7, 8, 9 Vertikal-Anschliff von B-Formen, 10 und 11 Vertikal-Anschliff von A-Formen	285
Fig. 12—14: <i>Trocholina (Trochonella) laevis</i> nov. subgen. nov. spec.; 12 a Holotypus von oben, b von unten, c von der Seite; 13 Vertikal-Anschliff von A-Form, 14 von B-Form	286



Tafel XXV

Rhätforaminiferen vom Plackles

- Fig. 1: ? *Orthovertella subrotundata* n. sp.; Holotypus von 3 Seiten ..... Seite 288
- Fig. 2—4: *Spirophthalmidium triadicum* n. sp.; 2 a Holotypus von oben, b ebenso, durchleuchtet, c von der Seite; 3 B-Form, 4 A-Form im Anschliff ..... 290
- Fig. 5: *Spirophthalmidium* sp.; 5 a von oben, b angeschliffen ..... 290
- Fig. 6: *Spirophthalmidium* n. sp. indet.; 6 a angehefteter Steinkern von oben, b von der Seite ..... 291
- Fig. 7—9: *Galea tollmanni* nov. gen. nov. spec.; 7 a Holotypus von oben, b von unten, c und d von beiden Seiten; 8 Vertikal-Längsschliff, 9 Vertikal-Querschliff .. 291

Tafel XXVI

Rhätforaminiferen vom Plackles

- Fig. 1—4: *Galea tollmanni* nov. gen. nov. spec. zeigt die Variationsbreite dieser Art ..... Seite 291
- Fig. 5: *Galea tollmanni* nov. gen. nov. spec. zeigt den Aufbau eines mikrosphärischen Exemplares an Hand eines Horizontal-Serienschliffes ..... 291

Tafel XXVII

Rhätforaminiferen vom Plackles

- Fig. 1—3: *Tetrataxis humilis* n. sp.; 1 a Holotypus von oben, b von unten, c von der Seite; Paratypoid mit gut sichtbaren Anfangskammern 2 a von oben, b von unten, c von der Seite; 3 Vertikal-Anschliff ..... Seite 292
- Fig. 4: *Tetrataxis inflata* n. sp.; 4 a Holotypus von oben, b von unten, c von der Seite ..... 293
- Fig. 5—6: *Duotaxis metula* nov. gen. nov. spec.; 5 a Holotypus von oben, b von unten, c schräg seitlich, d von der Seite; 6 Vertikal-Anschliff ..... 295



# Ergebnisse der bisherigen Forschungen über das Molassefenster von Rogatsboden (NÖ.)

Von Sigmund Prey

(Mit Tafel XXVIII und 2 Textabbildungen)

## Inhalt

	Seite
Einleitung .....	300
Gesteinsbestand und Schichtfolgen .....	301
1. Inneralpine Molasse .....	301
2. Buntmergelserie .....	308
Schichtfolge .....	309
Die Buntmergelserie als Glied des Faziesraumes des Helvetikums .....	315
3. Flysch .....	321
Die Schichtfolge .....	321
1. Neocom .....	321
2. Gault .....	322
3. Sandsteinzone (Reiselsberger S.) .....	322
4. Bunte Schiefer .....	323
5. Zementmergelserie .....	324
6. Bunte Schiefer .....	324
7. Mürbsandsteinführende Oberkreide .....	325
8. Dan — Altpalcozän-Flysch .....	325
Regionale Betrachtung zur Flyschzone .....	326
4. Sandig-konglomeratisches Eozän .....	329
5. „Glaukonitsandsteinserie“ .....	330
6. Klippenzone und Kalkalpen .....	332
Bau der inneralpiner Molasse und ihrer Umgebung .....	332
1. Der Bau der inneralpiner Molasse .....	332
2. Verschuppungen mit der Umrahmung .....	333
3. Die Umrahmung der inneralpiner Molasse .....	334
4. Die Überlagerung der Buntmergelserie durch die Flyschdecke .....	334
5. Über den Südrahmen der inneralpiner Molasse und die Beziehungen zwischen Buntmergelserie, Klippenzone, Flysch und Kalkalpen .....	335
6. Das Molassefenster von Rogatsboden .....	336
Einige Einzelheiten des Gebirgsbaues .....	340
Fremde Blöcke im Bereich von Buntmergelserie und Molasse .....	348
Die Bohrungen Rogatsboden 1 und 1 a .....	349
Schriftenverzeichnis .....	357

## Zusammenfassung

Gegenstand der vorliegenden Abhandlung ist die sogenannte inneralpine Molasse am Südrand der niederösterreichischen Flyschzone zwischen Gresten und Scheibbs und ihre Stellung im Gebirgsbau, zumal gegensätzliche Deutungen, teils als tektonisches Fenster, teils als Einfaltung von oben, ausgesprochen worden sind. Besonderer Wert wird auf die Klarstellung der stratigraphischen Gliederung der Molasse, der Buntmergel-

serie und des Flysches gelegt und es werden auch andere stratigraphische Einheiten noch problematischer Stellung dargestellt. Ihre Stellung in größeren Teilen der alpin-karpatischen Flyschzone wird angedeutet. Ferner werden der geologische Bau des Gebietes und die Beziehungen der einzelnen tektonischen Einheiten zueinander erörtert sowie das Auftreten der inneralpinen Molasse im Sinne eines hochgeschuppten Fensters unter Buntmergelserie und Flyschdecke gedeutet. Einige Einzelheiten des Gebirgsbaues sollen mit den oft sehr komplizierten Strukturen bekanntmachen. Zum Schluß werden noch die neu bearbeiteten Profile der Bohrungen Rogatsboden 1 und 1 a zur Ergänzung mitgeteilt.

### Einleitung

Aus der Gegend von Gresten im Westen bis in den Raum von Texing und Rabenstein im Osten reiht sich eine Anzahl von Molassevorkommen aneinander, die ungefähr an der Grenze zwischen der Flyschzone im Norden und der Klippenzone im Süden auftreten. Der westliche Anteil davon ist Hauptgegenstand der vorliegenden Schrift.

Das Vorhandensein dieses „inneren Schliers“, wie er ihn nannte, wurde erstmalig von H. Vettters im Jahre 1928 (Vettters, 1929) entdeckt, und die Vorkommen konnte er in den folgenden Jahren weiter nach Osten verfolgen. Seine Deutung war die als Fenster von oligozänem Schlier. Er begründete die altersmäßige Einstufung der Schlierschichten (1938) genauer unter Hinweis auf die Funde von *Meletta longimana* sowie die von Petters bestimmten Foraminiferenfaunen, die dieser Autor für mittel- bis unteroligozän hielt. Nach dem heutigen Stand der Forschungen sind diese foraminiferenführenden Schichten zur „Buntmergelserie“ zu rechnen und vom Schlier abzutrennen. Es kommt ihnen alttertiäres Alter zu. H. Vettters hatte früher (1947, aber der Stand der Erkenntnis ist 1936) noch einen Zusammenhang des Inneren Schliers mit der Molasse des Alpenvorlandes als fraglich erklärt, aber auf die große Störungszone hingewiesen, an der er auftritt.

Auf Grund der Deutung als Fenster wurde von der Gewerkschaft Raky-Danubia im Jahre 1937 in Rogatsboden eine Bohrung niedergebracht (bzw. zwei unmittelbar benachbart — Rogatsboden 1 und 1 a), die eine größte Tiefe von 461 m erreichte und auch geringe Gas- und Ölsuren erbrachte. Den Profilen wird ein eigener Abschnitt der Arbeit gewidmet sein. Da man aber ziemlich bald aus dem Schlier in andere Gesteine, vor allem Flysch, gelangte, wurde die Bohrung Rogatsboden 2 in etwas südlicheren Teilen des Schlierstreifens abgeteuft, die aber mit Ende des zweiten Weltkrieges in einer Tiefe von zirka 95 m noch im Schlier eingestellt wurde.

Diesem durch die Bohrungen umso interessanteren Gebiet hat auch M. Richter (1950) Aufmerksamkeit gewidmet. Er deutet das Vorkommen dieser „Inneralpinen Molasse“ ebenfalls als Fenster und spricht deutlich aus, daß hier ältere Molasse, also Äquivalente der Tonmergelstufe und Bausteinzonen der westlichen Molasse, die mitteloligozän sind, aufgeschuppt worden sind. In der Liegende der Tonmergelstufe stellt er die mehrfach auftretenden „Lithothamnienmergel“ und vermutet ein unteroligozänes bis obereozänes Alter. Die bunten Schichten, die im Liegenden der Molasse in der Bohrung Rogatsboden 1 angetroffen worden sind, hält er für stratigraphisch liegende Niemtschitzer Schichten.

Hingegen trat nach eingehenderen Begehungen L. Kölbl (1944) für eine gegenteilige Auffassung ein. Er faßte nämlich die Schliervorkommen nicht als Antiklinale, sondern als Synklinale auf, u. zw. so, daß auf dem

Flysch stratigraphisch Eozän (Nummulitenfunde) und darüber der inneralpine Schlier abgelagert worden sein sollte. Im Osten führte er Beobachtungen an, die auf ein Ausheben des Schliers nach oben schließen ließen. F. X. Schaffer (1943) bringt das von Vettters (1938) veröffentlichte Profil, deutet das Vorkommen des Schliers aber als Einfaltung von oben. Später (F. X. Schaffer und R. Grill, 1951) und von R. Grill (1945) werden beide Meinungen referiert.

E. Braumüller ist in einem Vortrag in der Geologischen Gesellschaft in Wien im Jahre 1947 wiederum für die Fensternatur des inneralpinen Schliers eingetreten.

Diese Gegensätze in den Meinungen und der Deutung dieses überaus interessanten Gebietes gaben die Anregung zu meinen Forschungen, die eine Klärung des Problems anstreben.

Bei den Arbeiten erwies sich die Mikropaläontologie als unentbehrliches Hilfsmittel. Auch die von G. Woletz durchgeführten Schwermineralanalysen ergaben wertvolle Hinweise. Dagegen hatte die Kartierung mit der Unzulänglichkeit der Kartengrundlagen, nämlich den alten Meßtischblättern 1 : 25.000, deren Vergrößerung auf 1 : 10.000 überdies für größere Gebietsteile unerlässlich war, stark zu kämpfen. Eine Ausnahme bildeten die nur einen geringeren Teil des Gebietes deckenden modernen Blätter 1 : 25.000 der Blätter 71 (Ybbsitz) und 72 (Mariazell). Schlechte Aufschlußverhältnisse und verbreitetes Gekrieche erschwerten außerdem die Arbeiten sehr.

Der vorliegende Bericht betrifft den Abschnitt zwischen dem Tal der Kleinen Erlauf bei Gresten und dem der Großen Erlauf bei Scheibbs auf den Kartenblättern 53 (Amstetten), 54 (Melk), 71 (Ybbsitz) und 72 (Mariazell). Die genaue Kartierung ist noch nicht ganz abgeschlossen, sodaß das Bild da und dort später noch geringe Änderungen erfahren könnte. Es ist aber bereits eine nennenswerte Anzahl von wichtigen Erkenntnissen erflossen, sodaß eine vorläufige Zusammenfassung nebst einer Kennzeichnung noch offener Probleme gerechtfertigt erscheint. Die beigegebene geologische Karte ist mehr eine tektonische Übersicht, an vielen Stellen oft stark schematisiert und vereinfacht, zumal manche Komplikationen in diesem Kartenmaßstab nicht mehr darstellbar sind.

Folgende Einheiten sind am Aufbau des Gebietes beteiligt: Die Inneralpine Molasse, die Buntmergelserie, der Flysch, die „Glaukonitsandsteinserie“, die Klippenzone und schließlich der Nordrand der Kalkalpen. Die stratigraphische Kennzeichnung dieser Einheiten soll von einer Diskussion der tektonischen Verknüpfung und näheren Angaben über den Bau einzelner Gebirgstteile gefolgt werden. Im Anhang werden die Profile der Bohrungen Rogatsboden 1 und 1 a angeführt.

Das Sammelprofil Abb. 1 erscheint auch im Verlag Natur und Technik 1957.

## **Gesteinsbestand und Schichtfolgen**

### **1. Inneralpine Molasse**

Die Schichten der Inneralpinen Molasse bestehen in der Hauptsache aus ziemlich einförmigen Tonmergeln mit Sandsteinbänken. Demgegenüber bilden konglomeratische Bildungen oder die Lithothamnienmergel mit

Linsen von Lithothamnienkalk nur geringfügige Einschaltungen. Eine Besonderheit ist die Molasse mit aufgearbeiteten Fossilien.

Die Molassetonmergel sind in verschiedenen in der Regel dunklen Tönungen grau gefärbt, fast immer geschichtet, nicht selten auch gebändert (feingeschichtet). Auf den Schichtflächen liegen oft sehr kleine Glimmerflitterchen. Bezeichnend sind in engeren oder weiteren Abständen eingeschaltete kalkig zementierte Sandsteinbänkchen von etwa 1—20 cm Dicke, gelegentlich auch dicker. Sie sind grau und wittern gelbbraun an, zeigen oft Schichtung, auch Kreuz- oder Schrägschichtung, mitunter auch Fließfalten und führen gerne Glimmerblättchen und Pflanzenhäcksel auf den Schichtflächen. Die Unterseiten sind häufig von mannigfachen Wülsten und Lebensspuren bedeckt, die gerne Anzeichen kräftiger Wasserbewegung erkennen lassen. In manchen Zonen häufen sich die mürb verwitternden Sandsteinbänke und werden mächtiger; einzelne erreichen einige Meter Mächtigkeit. Selten allerdings nur wurden konglomeratische Lagen beobachtet. An wenigen Stellen, so z. B. O Groß Au, sind in den schiefrigen Tonmergeln Fischschuppen und Fischreste auffällig angehäuft.

Schließlich sei noch referiert, daß der Wirt in Rogatsboden mitteilte, daß beim Bau seines Kellers etwas Kohle angetroffen worden sei. Die Angabe ließ sich aber nicht überprüfen und bleibt daher fraglich.

Im Vergleich zur Hauptmasse der Molasse besitzen linsenförmige Körper von Grobsandsteinen bis Feinkonglomeraten im Südteil des Molassestreifens nur ganz geringe Verbreitung. Sie bauen als einige Meter (Größenordnung etwa 10 m) mächtige Linsen vor allem die Hügel P. 483 m und P. 465 m beiderseits des Steinbachtals NW Reinsberg auf. Die wohlgerundeten, an der Oberfläche geglätteten, meist 2—3 mm und bis linsengroßen Geröllchen sind weiße bis graue Dolomite, zweifellose Flyschgesteine, wie Sandkalke, Tonschiefer und Mergel, helle Mergelkalke vom Habitus von Aptychenkalken, ferner Quarz und etwas Feldspat. Im kalkig zementierten sandigen Zwischenmittel gibt es außerdem noch wenig Biotit, selten Muskowit, etwas Granat und Glaukonitkörnchen. Gelegentlich sind auch auffallend große Brocken von typischem Aptychenkalk, ferner Linsen, Schmitzen oder Bröckchen von grauen oder grünlichen sandigen Tonmergeln oder Brocken von feinkörnigem grünlichem Glaukonitsandstein eingestreut, letztere sichtlich zum Sediment gehörig.

An Fossilien konnten nicht allzu selten Nummuliten und Discocyclinen, selten Reste von Bivalven (Austernbruchstücke), Lithothamnienknöllchen und Fischzähne gesammelt werden. Eine der Tonlinsen lieferte beim Schlämmen schlecht erhaltene *Nummuliten* und selten *Discocyclinen*, *Rzehakina epigona*, *Globotruncana stuarti*, *Globorotalia* sp., *Aragonia velascoensis*, einige Globigerinen und sandschalige Foraminiferen, also eine wohl größtenteils umgelagerte Fauna. Kleinforaminiferen waren auch im Dünnschliff zu erkennen.

Interessante Gesteine sind die Lithothamnienmergel mit Klumpen und größeren Körpern von Lithothamnienkalk. Fundpunkte sind im Gerinne NO Wiesbauer und im Bett des Saffengrabenbaches N Klett. Außerhalb dieses engeren Gebietes gibt es mehrere Fundpunkte im Krollgraben NO Scheibbs.

Der Lithothamnienmergel ist ein grauer sandiger Tonmergel voll mit kleinen Knöllchen von Lithothamnien. Von diesen gibt es alle Größenstufen

bis zu großen Klumpen oder auch langgestreckten Linsen von Lithothamnienkalk. Er ist hellbräunlich und besteht aus kleinen, selten auch bis faustgroßen Knöllchen von Lithothamnien und viel Lithothamniendetritus in einem feinen kalkigen Zement.

U. d. M.: Ästchen, Knollen und Krusten von Lithothamnien und Ästchen von Bryozoen und Bruchstücke von solchen liegen in einem ziemlich feinen Detritus von Fossilien, dem zahlreiche Kleinforminiferen beigemischt sind, durch Kalkspat verkittet. Hinzu kommen kleine Schalenbruchstücke von Mollusken und Seeigelstacheln.

In einigen Stücken fanden sich Amphisteginen und selten Bivalvenreste, darunter eine mit wenigen breiten Rippen versehene Chlamys.

Als Begleiter der Lithothamnienmergel ist ferner ein grauer, fester, an Foraminiferen reicher Mergel erwähnenswert. Er besteht aus feinem Detritus, in dem Bryozoen häufiger aufscheinen, und zahlreichen Foraminiferen, von denen wenige größere auch makroskopisch in weißer Farbe sichtbar sind. Die graue Farbe stammt von feinen Pyritausscheidungen.

Häufiger noch ist ein braungrauer feinsandig aussehender fester Mergel, in dem bisweilen auch einige größere weiß erscheinende Foraminiferen und Lithothamnienknöllchen zu sehen sind. In ihnen sind Reste von Bivalven nicht selten, vor allem Pectines, aber auch Austern u. a. Das Gestein besteht praktisch nur aus teils braun gefärbtem, teils farblosem Fossildetritus mit zahlreichen Foraminiferen, mit eingestreuten größeren Foraminiferen, Lithothamnien- und Bryozoenbruchstücken. Wenig feinstaubiger Pyrit, selten Glaukonit, Quarzsplitterchen und Glimmerfitterchen.

Im Lithothamnienmergel im Krollgraben NO Scheibbs gibt es ferner noch Klumpen von ziemlich feinkörnigem grauem Sandstein, an dessen Oberfläche noch Lithothamniennöllchen haften.

Was die Stellung dieser Lithothamniengesteine zur übrigen Molasse betrifft, so kann angeführt werden, daß sie bisher immer nur inmitten der Molasse angetroffen wurden, daß Scherben von Tonmergeln im Lithothamnienmergel ebenfalls für eine Stellung innerhalb der Molasse sprechen, daß sie also nicht an die Basis der Schichtfolge gehören, wie M. Richter (1950) meinte. Diese Stellung konnte an Hand guter Aufschlüsse im östlicher gelegenen Krollgraben erhärtet werden.

Zu den Foraminiferenfaunen und der Altersfrage soll Stellung genommen werden, bevor noch der Schlier mit aufgearbeiteten Fossilien behandelt wird.

Leider waren in einem Großteil der Molasseproben außer Fischresten keine Fossilien enthalten. Im Laufe der Zeit konnte aber schon eine Anzahl von Mikrofaunen erbeutet werden, die sehr wertvolle Hinweise gaben.

Zunächst verdienen die Lithothamnienmergel wegen ihres Fossilreichtums Beachtung. Sehr häufig, aber nur z. T. sehr gut erhalten sind Lithothamnien und Bryozoen, kleine Brachiopoden (*Thecidea* div. sp. u. a.), Reste von Echinodermen, Bivalvenbruchstücke, selten Gastropoden, ziemlich häufig Ostracoden. Dazu kommen viele Foraminiferen. Recht charakteristisch sind hier einige *Amphisteginen* und *Operculinen*, ferner *Asterigerina bimammata* (Gümbel), *A. rotula* (Kaufm.), *Rotalia lithothamnica* Uhlig, *Eponides concentricus* (P. u. J.), *Almaena* sp., eine große *Globorotalia* sp., *Asterigerina* aff. *praeplanorbis* Hagn; dazu *Vaginulinopsis pseudo-decorata* Hagn, Lenticulinen, Dentalinen, Nodosarien, viele rotalide Formen, kleinere Formen der Molassefaunen, wie *Bolivina beyrichi* Reuss, *Bol. elon-*

*gata* Hantken, Uvigerinen, Angulogerinen, *Virgulina schreibersiana* Czjzek, *Plectofrondicularia striata* (Hantken), ferner noch *Dimorphina elegans* Hantken, *Gypsina globula* Reuss, *Rupertia* sp., einige wenige Globigerinen und andere Formen.

Die Fauna setzt sich aus manchen Elementen zusammen, die aus älter oligozänen Schichten und solchen, die auch aus obereozänen beschrieben worden sind. Eine gewisse Ähnlichkeit besteht zu der obereozänen Fauna von Vola Luzanska (Uhlig, 1886), doch dürfte es sich dabei hauptsächlich um die Ähnlichkeit von Faziesfossilien handeln. Bemerkenswert ist aber, daß in unseren Proben die Nummuliten vollkommen fehlen, ein Umstand, der für Unteroligozän spricht, denn das Biotop dürfte auch für Nummuliten ausgesprochen günstig gewesen sein. Eine Bestimmung der Globorotalien ist mir bisher nicht gelungen. Es mag sein, daß es sich um eine neue Art handelt, der vielleicht ein Leitwert zukommt.

Für die Einstufung außerordentlich wertvolle Hinweise verdanke ich einer Bestimmung der reichen Ostracodenfauna, die Dr. K. Kollmann durchgeführt hat und wofür ich ihm sehr zu Dank verpflichtet bin. Er fand mindestens 26 Arten von Ostracoden, von denen nach Abzug der weniger genau bestimmbaren oder in ihrer Verbreitung weniger bekannten Arten eine Fauna verblieb, in der unteroligozäne gegenüber mittel- bis oberoligozänen Arten vorherrschen und eozäne Charakterformen fehlen. Die Ostracodenfauna spricht also für Unteroligozän (Lattorf). Am wichtigsten sind: *Cytherelloidea? rugosa* (Lienenklaus), *Argilloecia obtusa* Lienenklaus, *Bairdia elongata* Lienenklaus, *Cytheretta concinna* Triebel, *Trachyleberis macropora* (Bosquet) (Unteroligozänform). Es ließen sich auch gewisse Parallelen zu Ostracodenfaunen aus unteroligozänen Lithothamnienkalken einiger Molassebohrungen feststellen, kaum aber zu solchen der darunterliegenden Ampfinger Schichten. Näheres in einer beabsichtigten Publikation.

Was das Alter der Tonmergel mit den Sandsteinbänken betrifft, wurde bereits auf die größere Anzahl praktisch fossilfreier Proben hingewiesen. Oft enthalten sie Fischreste, auch bisweilen verschiedene Pyritgebilde, in manchen Fällen auch einige wenige, aber in ihrem Aussehen recht charakteristische sehr kleine Trochamminoiden und Ammodiscen, erstere meist flach, beide braun gefärbt.

Die fossilführenden Proben wurden fast ausschließlich im Raume zwischen Rogatsboden und Scheibbs gefunden. Die erste aufgefundene Fauna bestand fast nur aus Uvigerinen und Globigerinen und begleitet die an Fischresten reichen Schiefer O Großau. NO Gasthaus Erber fand sich eine Fauna mit einer durchscheinenden längsgerunzelten *Dendrophrya* sp., häufig *Cylammina gracilis* Grzyb., wenige kümmerliche Exemplare von *Rotalia lithothamnica* Uhlig, *Globigerina* ex gr. *concinna* Reuss, nebst häufigen anderen Globigerinen, Uvigerinen, Bolivinen, selten *Loxostomum chalkophilum* Hagn und vielen anderen. Eine zweite ähnliche Fauna stammt aus dem Saffengraben. Eine Anzahl von Faunen ist ärmer an Sandschalern und reich an Globigerinen, dazu Uvigerinen, Bolivinen, rotalide Formen und speziell, in wenigen Exemplaren, *Chilostomella cylindroides* Reuss, *Bulimina elongata* d'Orb., *Bolivina beyrichi* Reuss, *Virgulina schreibersiana* Czjzek, *Loxostomum chalkophilum* Hagn, *Plectofrondicularia striata* (Hantken), *Asterigerina praeplanorbis* Hagn (selten nur Exemplare mit deutlichen

Merkmale, manche sind fraglich), *Cancris turgidus* Cushman u. Todd und *C. aff. turgidus* und in den meisten Proben *Bolivina crenulata* Cushman. (mit einer deutlichen von zwei leistenartigen Erhebungen flankierten medianen Furche). Vereinzelt *Bolivina elongata* Hantken und *B. nobilis* Hantken. Alle pflegen kleinwüchsig zu sein. Ostracoden kommen selten vor, Fischreste sind ziemlich häufig. In wenigen Fällen wurden Pyritsteinkerne von Pteropoden (*Spirialis*), ferner auch solche von Diatomeen gesehen.

Neuerdings erbrachten Proben aus der inneralpiner Molasse nordöstlich Scheibbs eine weitere Bereicherung des Bestandes an ähnlichen Faunen.

Für die Alterseinstufung können als wesentlicher gelten (nach Hagn): *Asterigerina praeplanorbis* Hagn, ferner wohl auch *Loxostomum chalkophilum* Hagn (in diesen manchmal doch ziemlich ärmlichen Faunen), die direkt für Rupel sprechen. Dazu passen als Ergänzung für die Einstufung *Bolivina crenulata* Cushman., *Plectofrondicularia striata* (Hantken) und einige Formen, die aus den Clavulina szaboi-Schichten Ungarns beschrieben worden sind (Hantken). Für gewisse Proben käme auch ein unteroligozänes Alter in Frage, wie etwa für die zuerst angeführten Faunen, die ältere Charakterzüge aufweisen. Jedenfalls aber dürfte der Nachweis von älterem Oligozän gesichert sein und der von M. Richter (1950) angestellte Vergleich mit der Tonmergelstufe der westlichen Molasse besteht zu Recht.

Hält man Ausschau nach ähnlichen Schichtfolgen in der Molasse des Alpenvorlandes oder der subalpiner Molasse, so bietet sich in erster Linie ein Vergleich mit den ältesten Teilen des Molasseprofils von Ampfing in Bayern an, wie es von O. Heermann (1954) publiziert worden ist. Über Oberkreide und geringmächtigem Obereozän liegt zuerst der Ampfinger Sandstein, darüber mit Übergängen Lithothamnienkalk und darüber Fischschiefer, alle als Lattorf eingestuft. Über diesem folgen heller Mergelkalk, Bändermergel und mächtige Tonmergel des Rupel und dann die jüngeren Molasseschichten. In der Bohrung Puchkirchen I (R. Janoschek, 1957) wurden im Lattorf die basalen sandsteinführenden „Ampfinger Schichten“ in ähnlicher Ausbildung angetroffen und darüber auch der Lithothamnienkalk; über diesem ähnlich das Rupel mit Tonmergeln mit einzelnen Sandsteinlagen. Die Tonmergel mit den zahlreichen dünnen Kalksandsteinbänkchen, die bei Egg in Vorarlberg anstehen und die der Tonmergelstufe (Rupel) angehören, gleichen sogar in Einzelheiten den Schichten der inneralpiner Molasse von Rogatsboden.

Auch in den Faunen bestehen ohne Zweifel Beziehungen zu den mir vorliegenden aus dem älteren Oligozän von Ampfing und Puchkirchen. Für die ersteren Proben danke ich herzlich den Geologen der Bayerischen Vacuum A. G., die letzteren hat dankenswerterweise die Rohöl-Gewinnung A. G. Wien der G. B. A. überlassen. Allerdings stimmen die Charaktere nur in groben Zügen überein, weil offenbar auch einflußreiche Faktoren der Fazies berücksichtigt werden müssen. Widersprüche sind aber bei den Vergleichen nicht aufgetreten, sodaß auch dadurch unsere Altersdeutung als älteres Oligozän unterstützt wird.

Schwer ist es hingegen in dem stark gestörten Schichtstoß unserer inneralpiner Molasse von Rogatsboden, ein gesichertes Schichtprofil aufzustellen. Der Lithothamnienermergel mit dem Lithothamnienkalk liegt mitten im Schichtstoß der Tonmergel. Das geht aus der Einlagerung von Scherben von Molassetonmergel im Lithothamnienermergel im Saffengraben

hervor und deutlicher noch durch die Lagerung im Krollgraben NO Scheibbs. Dort zeigte sich auch, daß die südöstlich der Lithothamnien-gesteine gesammelten drei Proben nur Fischreste, dagegen die nordwestlich gesammelten Proben alle nette Foraminiferenfaunen enthielten. Damit deutet sich eine stratigraphische Ordnung an, die im Rogatsbodener Gebiet nur undeutlich zum Ausdruck kommt, schon deshalb, weil die Lithothamniengesteine nur sporadisch vorkommen. Bisherige Ergebnisse lassen den Schluß zu, daß im Raume von Rogatsboden gegen Westen hauptsächlich die, abgesehen von Fischresten, fossilfreien Tonmergel herrschen.

Um ein genaueres Bild über die Lagerungsverhältnisse zu gewinnen, wurde versucht, eine möglichst große Anzahl von Beobachtungen über die Lage der mit Wülsten und Lebensspuren bedeckten Seite der Sandsteinbänken zu sammeln. Es wurde dabei die schon oftmals bewährte Voraussetzung zugrunde gelegt, daß diese Wülste und Lebensspuren die Schichtunterseiten bezeichnen. Das Ergebnis war, daß der weitaus größte Teil der Bankunterseiten nach Süden blickt, daß also generell das Ältere im Süden und das Jüngere im Norden zu suchen ist und daß bei dem vorherrschenden Einfallen nach südlichen Richtungen ein Großteil der Schichten überkippt sein muß. Demnach müßte der bisher praktisch fossilfreie Anteil älter und der fossilreichere jünger sein als der Lithothamnienmergel. Die Grobsandsteine und Feinkonglomerate NW Reinsberg kämen also in den Basisteil der inneralpinen Molasse zu liegen.

Ein eigenartiges Schichtglied der inneralpinen Molasse könnte vorläufig einmal nach dem auffallendsten Merkmal als „Molasse mit aufgearbeiteten Fossilien“ bezeichnet werden. Es handelt sich um einen grauen bis bräunlichgrauen Tonmergel mit heller grauen oder hellgrünen, selten braunen Tonmergelbröckchen. Meist ist das Ganze stark verwalzt. Fast immer kommen dabei auch schokoladebraune Tonmergel, oft auch in Form roter Schmitzen, vor. Zu diesen Schichten gehören auch blasse, seltener etwas lebhafter graugrüne, bisweilen auch unregelmäßig geschichtete Glaukonitsandsteine, die in verwalztem Zustand linsenförmige Brocken bilden.

Eine Anzahl von Schlämmproben davon ergab bemerkenswerte Faunen, und auch die Rückstände mit ihrem Gehalt an feinem Quarzsand sind recht charakteristisch. Die Faunen selbst bestehen in der Regel aus einigen größeren Globigerinen, einigen Sandschalern, dazu Pyritsteinkernen von Radiolarien und Diatomeen (*Triceratium*, *Coscinodiscus*). Sehr auffällig sind aber sichtlich umgelagerte Foraminiferen, wie Globotruncanen, vereinzelt andere Kreideformen, Nummuliten oder Globorotalien aus der Gruppe der *Gl. aragonensis*. Es ist also hier Oberkreide bis Eozän aufgearbeitet. Es hat den Anschein, als wäre nur ein geringer Teil der Fauna autochthon. Sie sagt nichts über das wahre Alter der Schichten aus.

In den Aufschlüssen im Kühberger Graben wurden Bröckchen aus ihrer Einbettungsmasse herausgelöst und getrennt geschlämmt. Das Ergebnis war eine von den übrigen kaum abweichende Fauna, sodaß man also die Bröckchen als noch nicht ganz aufgearbeitete Reste der eingeschwemmten fossilliefernden Gesteine ansehen darf.

Diese Gesteine kommen hauptsächlich in den Randteilen des Molassestreifens vor, mehr noch im Norden als im Süden. In der Bohrung Rogatsboden I spielen sie eine bedeutende Rolle. Einige wichtigere Fundpunkte



sind: im Kühberger Graben zirka 600 m WSW Weidach, im Gerinne zirka 350 m WSW und zirka 250 m S Wayer, im Schmidleher Graben zirka 450 m NW Langegg bis etwa O Grafenöd und im Feichsenbach 250 m NO der Brücke der Scheibbser Straße.

Die Zugehörigkeit zur Molasse geht aus folgender Beobachtung hervor: Im Prallhang des Feichsenbaches etwa 20 m südlich der Brücke der Scheibbser Straße stehen die üblichen Molassetonmergel mit dünnen Sandsteinbänkchen an. Zwischen diese war eine schon etwas ausgewalzte dünne Lage von schwarzem und graugrünem, ein wenig teigartigem Schiefer eingeschaltet, die gegen Norden durch eine dünne Schichte voll mit Splitterchen von grauen Mergeln, graugrünen Tonmergeln und schwärzlichen Schiefertönen mit einem grauen Sandstein stratigraphisch verbunden ist. Der Sandstein enthält Glimmerblättchen und Glaukonit. Und an den Sandstein schließt in sedimentärem Verband der dunkelgraue Tonmergel mit den Sandsteinbänkchen. Die Fauna zeigt Züge, die auch der Molasse mit aufgearbeiteten Fossilien eigen sind, wie das Vorkommen eines *Nummuliten*, einer schlecht erhaltenen zweikieligen *Globotruncana* oder der Reichtum an Pyrit, darunter Steinkerne von *Radiolarien* und *Triceratium* (selten), während die übrige Fauna eine typische Molassefauna mit *Globigerinen*, *Buliminen*, *Chilostomellen* (auch *Ch. cylindroides*), *Allomorphinen*, *Loxostomum chalkophilum* u. v. a. ist. Die nördlich anschließenden Molassetonmergel enthalten eine typische Molassefauna mit hauptsächlich *Globigerinen*, einigen *Uvigerinen* und selten *Asterigerina praeplanorbis* Hagn, *Bolivina* cf. *elongata* Hantken, *B. beyrichi* Reuss, *Virgulina schreibersiana* Czjzek u. a. (1 *Globotruncana* umgelagert).

Am Nordrand des Molassestreifens am Feichsenbach steht Molasse mit aufgearbeiteten Fossilien in typischer Form an, auch mit einer hier etwas mächtigeren mürben Sandsteinbank, die an der südlichen Begrenzung ganz gleichartige Anhäufungen von Tonbröckelchen aufweist, wie die im vorigen Aufschluß. Die Fauna wird gekennzeichnet durch eine Anzahl von *Globotruncanen*, wenige *Nummuliten* neben tertiären *Globigerinen* und *Acarinina crassaformis*, *Globorotalia crassata*, einigen Sandschalern u. a., ferner auch Pyritsteinkernen von *Triceratium* u. a.

Gemäß den Ausführungen auf Seite 306 über die mutmaßliche Gliederung und Lage der Molasse kann man aus der Verknüpfung mit dem Nordteil, also mit den Hangendgliedern, der Molasse schließen, daß hier das jüngste Schichtglied der Molasse vorliegt. Wollte man es als Basisbildung der Molasse auffassen, dann wären kompliziertere tektonische Annahmen notwendig.

Als Liefergebiet für die aufgearbeiteten Fossilien kommen in erster Linie sicherlich das Helvetikum und die Buntmergelserie in Betracht. Dasselbe gilt aber auch für die Grobsandsteine und Konglomerate NW Reinsberg, die als basisnahe Bildungen aufgefaßt werden können. Hier ist aber auch Flysch im Liefergebiet vertreten, dazu noch die Klippenzone, aber anscheinend nicht die Kalkalpen, aus denen typische Gesteine bisher nicht nachgewiesen werden konnten.

Zusammenfassend kann also gesagt werden, daß nach dem derzeitigen Stand der Forschungen eine Gliederungsmöglichkeit der inneralpinen Molasse in der Weise besteht, daß unten ein anscheinend fossilfreier Komplex mit spärlich konglomeratischen Bildungen im Basisteil liegt, darüber Lithothamnienmergel mit Lithothamnienkalk, darüber ein mikrofossilreicheres

Schichtglied, das petrographisch allerdings dem unteren fast vollkommen gleicht, und wohl als jüngstes die Molasse mit aufgearbeiteten Fossilien. Im Vergleich zu den Profilen von Ampfing und Puchkirchen besteht hier also unter dem Lithothamnienmergel noch ein mächtigerer Tonmergelkomplex mit Sandsteinbänkchen, der dort nicht vertreten ist und statt dessen vor allem ziemlich geringmächtiger Sandstein über dem mesozoischen Untergrund ansteht. Die Schichtfolge der tieferen Molasse ist im Vorland auf weite Strecken sehr gleichartig.

O. Heermann (1954) hat sich die Frage gestellt, wo das Öl in den tiefsten Molasseschichten herkommen könnte. In diesem Zusammenhang wird u. a. auch die Möglichkeit diskutiert, daß das Öl von Ampfing usw. aus mächtigeren prä-rupel-Sedimenten im Becken südlich der Ampfing-Isener Störung stammen könnte. Das Molasseprofil von Rogatsboden ließe sich leicht dahingehend deuten, daß es die von Heermann vermuteten mächtigeren Beckensedimente unteroligozänen Alters enthält, nämlich die als Liegendes der Lithothamnienmergel anzusprechenden Schichten.

## 2. Buntmergelserie

Die Buntmergelserie ist eine hauptsächlich mergelig entwickelte Schichtfolge mit charakteristischen Färbungen, wie braunrot, grüngrau, grau und auch schwarz. Nicht selten gehen die Farben ineinander über. Ein verbreiteter Gesteinstypus ist ein blaßgrünlicher Fleckenmergel. Gelegentlich kommen rote oder grüne rundliche Konkretionen vor, die über Kopfgröße erreichen können und die beim Zerschlagen manchmal eine Hohlraumfüllung von Schwerspat beobachten lassen. Klastische Einschaltungen besitzen nur geringe Verbreitung und auch geringe Mächtigkeiten. Das Fehlen regelmäßiger Sandsteineinschaltungen und der meist vorhandene Kalkgehalt unterscheiden die Schichten der Buntmergelserie gut von bunten Flyschgesteinen. Eine Gliederung und Einstufung der immer wieder gleichartigen, aber verschieden alten Schichtglieder ist nur mit Hilfe der in der Regel ziemlich reichlich vorhandenen Foraminiferen möglich. Charakter und Reichtum der Foraminiferenfaunen bieten, abgesehen von Ausnahmefällen, ebenfalls recht gute Unterscheidungsmerkmale gegenüber Flyschgesteinen.

Der Umfang der Schichtfolge ist bisher als oberstes Alb bis Ober-eozän festgestellt. Wesentliche Schichtlücken sind sicherlich nicht vorhanden.

Gesteine der Buntmergelserie wurden im Gebiet von Rogatsboden schon früher beobachtet, so auch von H. Vettters. Als selbständige Serie wurden sie jedoch nicht erkannt, sondern teils als Flysch, teils als Molasse betrachtet. Die Buntmergel in der Bohrung verglich Vettters (1938) mit den bunten Schichten in den Auspitzer Mergeln. M. Richter (1950) bezeichnet sie als Niemtschitzer Schichten. Andere Vorkommen sind in seiner Karte als Flysch ausgeschieden, mit Ausnahme der „Dürnbachbrekzien“, die er dem Helvetikum zuzählt. Zumindest ein Teil davon scheint mit Eozängesteinen der Buntmergelserie identisch zu sein.

Die mergelige und etwas schiefrige Beschaffenheit und die tektonische Stellung der Buntmergelserie bringt es mit sich, daß sie vielfach stark ausgewalzt und verknüftet ist, sodaß oft verschieden alte Schichtglieder miteinander in tektonischen Kontakt treten.

## Die Schichtfolge

Oberes Alb ist durch eine Probe aus der Brunnengrabung beim Haus des Bürgermeisters in Schaitten vertreten. Es sind Stücke von feinkörnigeren Glaukonitsandsteinen und ganz wenig feinsandiger Mergel gewesen. Die spärliche und schlecht erhaltene Mikrofauna enthält selten *Anomalina lorneiana* Gandolfi, *Globigerina infracretacea* Glaessner, *Cristellarien* u. a. Die im Aushub gesammelten schwarzen Schiefer und seltenen grünlichen feinsandigen Schiefer führen eine bezeichnende Fauna mit häufig *Globigerina infracretacea* Glaessner, selten *Globotruncana (Thalmanninella) ticinensis* Gandolfi, *Textularia* cf. *conica* d'Orb., ein paar *Cristellarien*, *Radiolarien*, Schwammnadeln und einige andere Formen.

Ins oberste Alb bis untere Cenoman gehören dunkelgraue, ein wenig fleckige feinglimmerige Schiefer mit feinsandigen und auch glimmerreicheren Abarten. Für die Einstufung maßgebend ist vor allem *Globotruncana (Thalmanninella) ticinensis* Gandolfi. In der überwiegend sand-schaligen Fauna sind erwähnenswert u. a. *Clavulinoides gaultinus* (Morosowa), *Plectorecurvooides alternans* Noth (schöne Exemplare), dünne *Ammobaculiten*, *Gaudryina filiformis* Berthelin. Manche Proben enthalten auch eine größere Zahl von *Radiolarien*. In der Begleitfauna außerdem gerne *Ammodiscen* und *Glomospiren*, *Haplophragmoiden*, auch *Trochamminoiden*, *Hyperamminiden*, *Rhabdamminen*, *Pleurostomellen*, *Lenticulinen* u. a.

Ins Cenoman, u. zw. ein wenig höher als die vorige Probe, muß eine Fauna (Bachufer WNW Osterberg) eingestuft werden, die in reicherm Maße *Globotruncanen*, u. zw. *Globotruncana (Rotalipora) apenninica* Renz, *Gl. stephani* (Gand.) var. *turbinata* Reichel und *Globigerina infracretacea* Glaessner, enthält, dazu *Clavulinoides gaultinus* (Morosowa), *Pleurostomella* sp., einige *Cristellarien* u. e. a.

Im Profil am Bach WNW Osterberg lagern zwischen schwärzlichen und grauen Schiefer (sichtbar) drei 2—3 dm dicke Bänke von hellem Fleckenkalk, die solchen aus dem Neocom oder auch dem Cenoman des Helvetikums ähnlich sehen. Die Fauna mit spärlich *Globotruncana (Thalmanninella) ticinensis* (und reichlicher *Radiolarien*) spricht für oberstes Alb bis unterstes Cenoman. Gegen Norden folgen dann die dunklen Schiefer mit der Typusfauna. Die Fauna mit *Globotruncana apenninica* wurde an einer Stelle gewonnen, wo die schwärzlichen feinglimmerigen Schiefer in ein wenig heller graue übergehen. Es dürfte sich hier der Übergang zu dem nächsthöheren Schichtglied anbahnen, das aber bisher nur an ganz anderer Stelle nachgewiesen werden konnte.

Die Probe, durch die das höhere Cenoman erkannt wurde, stammt aus dem Graben O Kaltenberg. Sie erhält ihr Gepräge durch ein reicheres Vorkommen von *Globotruncana (Rotalipora) montsalvensis* Mornod und *Gl. (Rot.)* aff. *reicheli* Mornod, *Globigerina infracretacea* Glaessner nebst Begleitfauna.

Das Turon und tiefe Senon ließen sich bisher nicht mit Sicherheit nachweisen. Es ist aber sehr gut möglich, daß Gesteine hier einzureihen sein werden, deren Faunen keine bezeichnenden Elemente enthalten. Und solche gibt es häufiger. So z. B. könnten rote und grüne Schiefer ins Turon gehören, die im Profil am Bach WNW Osterberg im Hangenden (im N) an die cenomanen Schiefer anschließen und nur eine kleinwüchsige und wenig

charakteristische Sandschalerfauna geliefert haben. Auch könnten in diesen Bereich Faunen eingestuft werden, die zwar wenige zweikielige Globotruncanen, aber sonst keinerlei Charakterformen des höheren Senons enthalten. Dabei ist aber Vorsicht am Platze! Denn aus dem Fehlen von Globotruncanen des höheren Senons und dem alleinigen Vorkommen zweikieliger Globotruncanen auf turones Alter zu schließen, erscheint zwar in der Globotruncanenfazies des Helvetikums berechtigt, nicht aber in der Sandschalerfazies der Buntmergelserie, wo die Globotruncanen fast immer höchstens accessorische Faunenelemente sind. Die zweikieligen Globotruncanen scheinen unter ungünstigen Bedingungen noch am ehesten lebensfähig zu sein, was sich aus dem Umstand ergibt, daß auch in Sandschalerfaunen des höheren Senons oft nur zweikielige Globotruncanen vorkommen. Auch Sandschalerfaunen müssen für eine Einstufung ins Turon ausscheiden, die so zusammengesetzt sind, als würde nur zufällig die *Reussella szajnochae* fehlen.

Das Senon, vor allem das höhere, ist mittels der Mikrofaunen fast immer umso deutlicher erfaßbar.

Die Hauptmasse der Gesteine sind braunrote und graugrüne, etwas schiefrige Mergel. Die Foraminiferenfaunen bestehen meist zum größeren Teil bis ausschließlich aus agglutinierenden Formen. Leitfossil ist *Reussella szajnochae* (Grzybowski), die in einigen Fällen auch von *Gaudryina* (*Pseudogaudryina*) *pyramidata* Cushman begleitet wird. Weitere Charakterformen sind *Marssonella oxycona* (Reuss), *Dorothia trochoides* (Marsson), *D. pupoides* (d'Orb.), *Textularia nacataensis* White, auch *Nodellum velascoense* (Cushman), vorwiegend in höheren Teilen *Textularia excolata* Cushman. und *Rzehakina epigona* (Rzehak). Dazu eine Reihe verschiedener Sandschaler, *Ammodiscus*, *Glomospira* u. a. Meist sind auch einige Kalkschaler, meist Eponiden, seltener andere rotalide Formen vorhanden, nicht selten auch einige wenige zweikielige Globotruncanen. Die Kalkschaler, insbesondere die Globotruncanen, sehen meist recht kümmerlich und deformiert aus, der Erhaltungszustand ist nicht sehr gut.

Neben Faunen dieser Art gibt es auch welche, die bei zunehmend reichlicher Führung von Kalkschalern immer mehr Charakterzüge von Faunen des eigentlichen Helvetikums annehmen. Dann erscheint häufiger *Globigerina infracretacea* Glaessner, neben den Globotruncanen vom Typus der *Gl. lapparenti* Brotzen tauchen auch Formen der *Gl. arca* Cushman. oder gar der *Gl. stuarti* (de Lapp.) auf sowie auch *Gümbelinen*, *Pseudotextularien* und *Planoglobulina acervulinoides* (Egger), vereinzelt *Neoflabellina interpunctata* (v. d. Marck).

Außer den grünen und roten Mergeln verdienen schwärzliche feinglimmerige Tonmergel besondere Beachtung, weil sie an einigen Stellen Linsen oder Bänke einer dunkelgrauen Brekzie mit mergeligem Bindemittel enthalten. Als Komponenten derselben können graue und bräunliche, manchmal feinsandige Kalke, dunkler graubraune feinspächtige Kalke, graue bis bläulichgraue Hornsteine, schwärzliche Tonschiefer, selten Sandsteine, ferner Chloritphyllite, grünlichgraue Phyllite, Bröckchen von vergrütem Granit und Quarz angeführt werden.

Die Foraminiferenfauna der Tonmergel besteht aus häufig großwüchsigen agglutinierenden Formen mit *Rzehakina epigona* (Rzehak) und *Verneuilina abbreviata* Rzehak, aber auch Kalkschalern, deren Gehäuse teilweise ein

wenig deformiert sind, wie *Globotruncana lapparenti lapparenti* Brotzen *Globigerina infracretacea* Glaessner, *Gümbelina* sp. und *Pleurostomella wadowicensis* Grzybowski. Sie gehört also ins Obersenon.

Eine andere Probe solcher dunkelgrauer Schiefer erbrachte eine Obersenonfauna mit großen Exemplaren von *Globotruncana stuarti* (de Lapp.), wenige Stück von *Pseudotextularia* sp. und *Rzehakina epigona* (Rzehak).

Von der Normalausbildung weichen auch grünliche Fleckenmergel ab mit einer nicht sehr großwüchsigen Sandschalerfauna mit beigemengten Kalkschalern, von denen *Globotruncana lapparenti lapparenti* Brotzen, von Bedeutung ist. Eine andere Fleckenmergelprobe läßt sich mit Hilfe von *Globigerina infracretacea* Glaessner, *Textularia excolata* Cushman und großen Exemplaren von *Rzehakina epigona* in das Obersenon bis eventuell Dan einstufen.

Übergänge leiten über in das Dan, das durch grüngraue bis graue und dann gerne schwach feinglimmerige, bisweilen aber auch rote Tonmergel bis Mergel, bisweilen auch durch grünliche Fleckenmergel vertreten wird. Faunen aus diesem Bereich sind in der Regel recht reiche großwüchsige Sandschalerfaunen (u. a. große *Trochamminoiden*) mit *Rzehakina epigona* (Rzehak), *Textularia excolata* Cushman und *Nodellum velascoense* (Cushman.). Selten wurden auch *Bulimina rugifera* Glaessner oder auch *Eponides trümpfi* Nuttall (noch ohne Seitenflügel der Kammerwände) beobachtet. Schließlich liegen auch Proben vor, in denen von Subbotina (1953) auch meist aus dem Dan beschriebene Globigerinen, wie *Globigerina varianta* Subb. und *Gl. trivialis* Subb. vorkommen.

Ebenfalls nicht scharf abgegrenzt werden können die Sedimente des Zeitraumes Paleozän—Untereozän. Hauptgesteine sind braunrote, seltener grüne Mergel und andererseits hellgrünliche Fleckenmergel. Gerade die Fleckenmergel erlauben oft keine genauere Einstufung als Dan-Paleozän.

Die Faunen werden wohl auch durch einen ziemlichen Reichtum an Sandschalern, aber viel mehr noch durch das oft massenhafte Erscheinen von Globigerinen und Globorotalien gekennzeichnet. Im einzelnen wurden beobachtet: vielfach *Rzehakina epigona* (Rzehak), *Textularia excolata* Cushman., selten auch *Bulimina rugifera* Glaessner oder *Textulariella? varians* Glaessner, *Spiroplectamina spectabilis* (Grzybowski), oft recht großwüchsige *Trochamminoiden* und *Haplophragmoiden* u. a. Sandschaler. Mehr minder häufig sind Globigerinen (häufig vom Typus der *Globigerina triloculinoides* Plummer, seltener *Gl. eozana* Gümbel), ferner weniger zahlreich Globorotalien (*Globorotalia angulata* (White), *Gl. crassata* (Cushman.), *Acarinina crassaformis* (Galloway und Wissler) (Begriff „Acarinina“, vgl. Subbotina, 1953), in einigen Fällen auch *Globorotalia aragonensis* Nuttall); dazu einige andere Kalkschaler, wie Eponiden, Anomalinen, Lenticulinen, bisweilen auch *Gyroidina florealis* White u. a.

Im Dan, aber vor allem im Paleozän sind wieder klastische Gesteine eingeschaltet, die meist geringe Mächtigkeit und Längserstreckung besitzen. Es sind linsenförmige Körper, die vermutlich schon primär ziemlich klein waren und außerdem durch die Einwirkung der Tektonik beschnitten worden sind.

Hierher gehört zunächst das am Nordrand der Klippenzone etwa 200 m N Wegbauer (NO Reinsberg) klippenartig aus seiner Umgebung aufragende mit einem sandigen Zement verbackene grobe Konglomerat. Die

bis Kopfgröße erreichenden unterschiedlich gerundeten Gerölle sind vorwiegend graue Kalke, die häufig Echinodermensplitter enthalten und oft sandig oder sandig-feinbrekziös sind, ferner sehr selten graue Kalke mit Lumachelle, Kieselkalke und weiße feinkörnige Sandsteine. Nicht selten sind Blöcke von Granit, selten dagegen Ophicalcit, Biotitgneis, Glimmerschiefer und Quarz, letztere drei meist klein. Außer einem abgerollten Belemnitenbruchstück konnten keine Fossilien gefunden werden. Die in der Nähe und beiläufig im Streichen gelegenen hellen Fleckenmergel enthalten eine dan-paleozäne Foraminiferenfauna. Es ist wahrscheinlich, daß auch für die Konglomerate diese Einstufung zutrifft.

Ein wenig nördlicher, im Graben östlich des Konglomerates ein kleines Stück abwärts, enthalten diese Fleckenmergel ausnahmsweise einige braungraue Sandsteinbänke und in einem Paket zahlreichere dünnere Sandsteinbänkchen. Sie zeigen mitunter Grabgänge und grüne glaukonitreichere Schmitzen, auf der Unterseite sind Wülste und Lebensspuren zu erkennen. Wie der Dünnschliff zeigt, bestehen sie aus Körnchen von Quarz, weniger Plagioklas, selten Schachbrettalbit, Fragmenten von Gneisen, Blättchen von Muskowit und vereinzelt Chlorit und etwas Kalk, gebettet in ziemlich reichlich kalkige Masse. Glaukonitkörner sind nicht häufig. An Fossilresten enthalten sie Bruchstücke von Lithothamnien, Bryozoen, Echinodermen, Molluskenschälchen, ferner Globigerinen, rotalide und einige sandschalige Foraminiferen. Im nördlicheren Gebiet scheint es weder das grobe Konglomerat noch die Sandsteine zu geben.

Noch ein wenig tiefer steht eine nicht sehr mächtige Bank einer groben Brekzie an. In einem sandigen glaukonitführenden Bindemittel liegen oft große Brocken von vorwiegend bräunlichgrauen Kalken, offenbar aus der Klippenzone; seltener sind hellgraue oder weiße Kalke, darunter aptychenkalkähnliche, Quarzkörner, Chloritschiefer, ein gneisartiges Gestein und Tonschmitzen. Im Bindemittel gibt es Lithothamnien und Nummuliten. Eine Abart des Gesteins ist reich an Lithothamnien. Damit verbunden ist auch ein kalkiger braungrauer Sandstein.

U. d. M. zeigt es sich, daß die Grundmasse der Brekzie aus ziemlich dicht gepackten Sandkörnern in einem feinkörnigen Kalkbindemittel besteht. Komponenten sind: Quarz (z. T. stärker bis schwach undulös auslöschend, auch verschieden stark verzahnte Aggregate, unterschiedlich gerundet, vor allem die größeren besser), viel seltener Kalifeldspat, Schachbrettalbit (teilweise kalzitisiert), Plagioklas, spärlich Muskowit, Biotit, Zirkon, Pyrit. Größere Brocken oder Gerölle sind Kalke, ferner stark dynamometamorphe, zermörtelte Gneise (mit Serizit und Biotit), etwas Mergel. Einige bis 4 mm große Nummuliten, seltener Discocyclinen. Eine kalkreichere Partie ist reich an Lithothamnien, Bryozoen, Seeigelstacheln und Kleinforaminiferen (u. a. Milioliden).

U. d. M. zeigt die Lithothamnienbrekzie folgendes Aussehen: in einem teils feiner, teils gröber kristallinen Kalkbindemittel (fast ein Drittel der Gesteinsmasse) liegen nur vereinzelt Sandkörner (Quarz, etwas Feldspat), Glaukonitkörner und zahlreiche Fossilien, wie vor allem abgebrochene Lithothamnienästchen oder -krusten, Bryozoen, Bruchstücke von Molluskenschälchen, Seeigelstacheln, ein lithothamnienüberkrustetes Kalkalgenröhrchen, einige Discocyclinen und Kleinforaminiferen. Vor allem die Lithothamnien sind oft von sichtlich neugebildeten Quarzkriställchen durchsetzt.

Im Bachschutt fand sich öfter ein Gestein mit etwas größeren Lithothamnien und bis mehrere Millimeter großen Geröllen vor allem von Quarz. Größere Seeigelstachel, ein Fischzahn und eine kleine Auster wurden gefunden.

U. d. M. sieht man in feinkristallinem kalkigem Bindemittel Gerölle von meist verzahntem und undulösem Quarz, von zermörteltem Gneis, 1 Kieselkalk, ferner zahlreiche

Aststücke oder Knollen von Lithothamnien, große Seeigelstacheln, aber leider keine Großforaminiferen. Die Ähnlichkeit der Gerölle und auch das Vorhandensein der Quarzkriställchen in den Lithothamnien ermöglichen eine Zuteilung dieses schönen Gesteins zu den vorigen.

Ähnliche sandige Gesteine mit Discocyclinen, Nummuliten, Lithothamnien (mit Quarzkriställchen!) u. a., die nur als lose Blöcke beobachtet worden sind, zeigen sichtliche Beziehungen zu dieser Gesteinsgruppe.

Im Liegenden der Bank steht ein dunkelbrauner, feinsandiger, etwas glimmerführender Mergelschiefer mit einer Foraminiferenfauna an. Sie enthält neben *Globigerinen* u. a. *Globorotalia aragonensis* Nuttall, *Operculina* sp. und eine etwas stärker skulpturierte Abart des aus dem Paleozän beschriebenen *Robulus incisus* Lys neben einigen anderen eigenartigen Formen, womit eine Einstufung der Brekzie und der liegenden Mergel ins Paleozän begründet werden kann.

Eine klastische Bank in der nördlicheren Buntmergelerde, deren unmittelbar aufgeschlossenes Liegendes ein bräunlichgrauer etwas glimmerführender Mergeltonschiefer mit paleozäner Foraminiferenfauna ist und deren Alter somit vermutlich mit der eben besprochenen Brekzie übereinstimmen dürfte, ist viel weniger grob. Der Fundpunkt liegt im Graben W Mitter Kühberg (NO Gresten). Die Bank beginnt unten mit einer Brekzie (zirka 1 m) aus dunkelgrauen oder seltener grünlichweißen Tonmergelbrocken, hellgrauen Kalken und selten Chloritschiefer in einem im Großteil grobsandigen mergeligen und glaukonitführenden, zum kleinen Teil schwärzlichen, mürb zerfallenden tonigen Bindemittel. Darüber liegt ein glaukonitführender Quarzsandstein (0.7 m) mit kleinen Bröckchen von Ton und Kalk; die ziemlich zahlreichen kleinen Nummuliten darin zeigen primitive Merkmale und können am besten mit solchen des höheren Paleozäns verglichen werden, wie sie von Schaub (1951) beschrieben werden. Zuoberst liegt ein feinkörniger blaßgrüner Glaukonitsandstein (0.8 m).

Schließlich wäre noch ein mergeliger dunkelgrüner Kalk zu erwähnen, der im Graben O Kaltenberg inmitten von blaßgrünen Fleckenmergeln ansteht. In die glaukonitreiche mergelige Masse sind zahlreiche kleine *Nummuliten* mit primitiverem Charakter, dazu *Discocyclinen*, *Astrocyclinen*, *Operculinen* und auch einige Körner von Kalk und Quarz sowie Bröckchen von dunklen Tonschiefern eingebettet. Die umgebenden Mergel enthielten einige derselben Großforaminiferen und eine z. T. großwüchsige Fauna von Sand- und Kalkschalern mit großen *Globigerinen* und *Globorotalia crassata*. Das Alter dürfte eventuell ein untereozaänes sein.

Einzelne lose aufgefundene Blöcke im Graben SO Wayer, oder OSO Müllnerlehen weisen Beziehungen zu dem genannten Nummulitenkalk auf. Der erstere ist ein Kalk mit zahlreichen Discocyclinen, kleineren Nummuliten, Lithothamnienbruchstücken (mit Quarzkriställchen), Bryozoen, Seeigelstacheln u. a. nebst einigen Sandkörnern und Glaukonit. Das letztere Gestein besteht fast nur aus bis zirka 4 mm großen Nummuliten, spärlich Discocyclinen, wenigen gerundeten Körnchen von Quarz und Gneis u. w. a. in einem feinkristallinen Kalkbindemittel.

Ohne Änderung des Gesteinsbestandes vollzieht sich der Übergang ins Unter- bis Mitteleozän. Allerdings sind da die Einstufungen auch oft nicht ganz sicher. Wiederum sind die Faunen gemischte Sand- und Kalkschalerafaunen mit zahlreichen oft großen *Globigerinen*. An *Globoro-*

talien sind vorhanden *Globorotalia crassata* (Cushm.), *Acarinina crassaformis* (Galloway und Wissler), ferner *Globorotalia aragonensis* Nuttall und auch *Gl. velascoensis* (Cushm.). Rzehakina epigona und *Textularia excolata* sind verschwunden. Dafür kommen öfter Cyclamminen vor, die teils mit *C. amplexans* Grzyb. ziemlich gut übereinstimmen, teils aber auch stärker abweichen. *Vulvulinen* sind selten. Wenn *Eponides trümpii* Nuttall auftritt, sind die seitlichen Flügel der Kammerscheidewände wohl ausgeprägt.

Beiläufig sei noch erwähnt, daß man daran denken könnte, vielleicht das quarzsandig-konglomeratische Eozän (siehe S. 329) als Mitteleozän der Buntmergelserie aufzufassen. Beweis kann leider noch keiner beigebracht werden.

Das Obereozän setzt die bisherige Sedimentation weiter fort. Die Hauptgesteine sind graue bis grünlichgraue Fleckenmergel und Mergel sowie dunkler graue, oft feinsandige Fleckenmergel. Maßgebend für die Einstufung ist *Globigerinoides* aff. *conglobatus* (Brady) und *Globigerinoita* sp. Die hiesigen *Globigerinoides*-Formen unterscheiden sich durch die wenig vertieften und mitunter in manchen Gehäuseteilen kaum hervortretenden Kammernähte ein wenig von den bei Subbotina (1953) abgebildeten und noch viel mehr von den Bradyschen Exemplaren. *Globigerinoita* ist selten, aber sehr groß und auffallend. Letztere ist oft besser zu erkennen, wenn der Erhaltungszustand von *Globigerinoides* zu schlecht ist, um die Mündungen mit Sicherheit ausnehmen zu können. Ferner ist stratigraphisch wertvoll, aber sehr selten *Acarinina centralis* (Cushm. und Berm.) (ist gleich *Globorotalia* [*Turborotalia*] *centralis*); *Acarinina rotundimarginata* Subb. ist erwähnenswert, weiter *Eponides trümpii* Nuttall, *Uvigerina* cf. *jacksonensis* Cushm., *Vulvulina pennatula* Batsch und *Cyclammina amplexans* Grzyb.; *Globigerinen* sind ziemlich häufig und oft groß. Hinzu kommen wenige *Eponiden*, *Anomalinen*, *Lenticulinen* u. dgl. Die mitvorkommenden Sand-schaler sind oft recht großwüchsig, besonders Rheopaciden (z. B. *Reophax* aff. *pilulifera* Brady), *Saccamminiden*, *Haplophragmoiden*, *Trochamminoiden*, bisweilen auch *Ammoglobigerina*, *Textulariella?* *varians* Glaessner und *Eggerella* sp.

(Nebenbei erwähnt, konnten die gleichen Globigerinoiden und Globigerinoita in einer Probe aus der Bohrung Sobniow 1 im Material Hiltermanns aus Jaslo beobachtet werden, die er in seine „Acutidorsata-Schichten“ einreihet. Dieser Fund bekräftigt wiederum die Enge der Beziehungen zu bunten Schichten der Karpaten.)

In den obereozänen Schichten gibt es wiederum recht charakteristische klastische Gesteine. Die Art ihres Vorkommens ist die von kleineren Körpern von geringer Mächtigkeit, zumindest ist eine Verfolgung einer Bank auf größere Erstreckung immer unmöglich. Es sind klastische Gesteinsbrocken führende Lithothamnienkalke bis lithothamnienführende Brekzien mit bis 1 cm großen Nummuliten, mit Fragmenten von meist grauen Kalken, dunklen Tonschiefern, Grünschiefern und Quarzkörnern.

Das Dünnschliffbild eines solchen Lithothamnienkalkes, der in einer Weide unweit vom Bach O Schmidlehen ansteht, kann folgendermaßen beschrieben werden:

U. d. M.: Der größere Teil des Gesteins besteht aus Knöllchen und Ästchen und häufig Bruchstücken von Lithothamnien und einigen Bryozoen, Nummuliten, Discocyclinen, Astero-cyclinen, einigen Kleinforaminiferen, Seeigelstacheln, Stücken von



Molluskenschälchen u. a. Häufig sind Quarzkörner, meist undulös und oft verzahnte, stark undulös auslöschende Aggregate, selten stärker kalzitisierte Schachbrettalbite und aus Quarz und Feldspäten (auch saurem Plagioklas) bestehende Körner. Quarzkörner zeigen bisweilen gegen Kalk Kristallformen (Weiterwachsungen), sonst sind sie meist schlecht gerundet. Ein Brocken ist Biotitphyllit. Die Kittmasse des Gesteins ist feinkörnige, selten gröber kristalline Kalkmasse mit ein wenig Glaukonit.

Im Graben ONO Hinterberg ist ein solcher Lithothamnienkalk (0.8 m) im Liegenden mit einer 1.7 m mächtigen sehr groben Brekzienbank verbunden, die besonders reich an Grünschieferbrocken ist. Hier ist auch der Verband im Liegenden und Hangenden mit Mergeln mit *Globigerinoides* aff. *conglobatus* gut aufgeschlossen. Hinzu kommt, daß es sich bei den Nummuliten um *Nummulites boucheri* De la Harpe zu handeln scheint. Beide Umstände sprechen für obereozänes Alter dieser Bildung.

Fundpunkte: O Schmidlehen, WSW und ONO Hinterberg.

Allgemein charakterisiert werden kann somit die Schichtfolge folgendermaßen: Immer wiederkehrende Gesteinstypen, die durch die Mikrofauna unterschieden werden können. Die Faunen bestehen aus einem meist bedeutenden Teil von agglutinierenden Formen, von denen sich viele immer in ähnlicher Form wiederfinden. Gegen Ende der Oberkreide besteht eine Tendenz zur Großwüchsigkeit und an der Wende Kreide-Tertiär sind häufig z. B. große Trochaminoiden anzutreffen. Große dreikammerige Rheophaciden hingegen sowie Textulariella? varians oder Eggerella bevorzugen das Alttertiär. Die Kalkschaler sind in der Kreide oft nur in geringer Anzahl und dann recht kümmerlich vertreten, aber auch an Kalkschalern reichere Faunen sind vorhanden. Dann spielen Globotruncanen eine gewisse Rolle. Im Tertiär wiederum herrschen die oft großen Globigerinen, begleitet von Globorotalien und nehmen bisweilen größere Anteile der Faunen ein, so daß man vielfach auch von „Globigerinenschichten“ sprechen könnte, wie es für ähnliche Vorkommen der Karpaten öfter geschieht. Nebenbei erwähnt finden sich bei den Globigerinen verschiedener Altersstufen immer wieder einzelne Exemplare, die zusätzliche Kammerbildungen an der Mündung aufweisen. Eine gleichartige Entwicklung scheint auch bei *Globigerinoides* und *Globigerinoita* eingetreten zu sein.

Die Buntmergelserie als Glied des Faziesraumes des Helvetikums

Gesteinsbestand und stratigraphischer Umfang der Buntmergelserie vom obersten Alb bis ins Obereozän liefern den Beweis, daß ein in sich geschlossener und von dem ähnlichen stratigraphischen Umfang besitzenden Flysch wohl abtrennbarer Schichtkomplex vorliegt. Der Flysch wird stratigraphisch ganz anders aufgebaut und ist reich an klastischen Gesteinen.

Dagegen bestehen ohne Zweifel deutliche Beziehungen zum Helvetikum im benachbarten Oberösterreich. Diese Beziehungen zwischen der Buntmergelserie in der Klippenzone und dem Helvetikum in Oberösterreich wurden bereits früher (S. Prey, 1953 a) erörtert. Die Forschungen in Rogatsboden sowie einige Proben aus dem Gebiete der Klippenzone im Pechgraben bei Großraming erbrachten weitere Kriterien dafür.

Ein Kriterium ergibt sich schon aus der tektonischen Lage, die ganz der des Helvetikums entspricht und später (S. 334) noch näher erörtert werden wird.

Weiter können ähnliche Züge in den Gesteinsserien, wie auch in einzelnen Schichtgliedern aufgezeigt werden. So verbindet beide die durch-

aus mergelige Beschaffenheit und die Neigung zur Buntfärbung, die aber in der Buntmergelserie gesteigert ist. Manche Färbungen können sehr ähnlich werden. Die Buntmergelserie ist allerdings meist ein wenig tonreicher als das Helvetikum. Auch die verhältnismäßig geringen Mächtigkeiten beider sind ein einigendes Merkmal.

Eine gewisse Gemeinsamkeit der beiden Serien äußert sich z. B. in dem Vorkommen der dunklen feinsandig-glimmerigen Mergel des obersten Alb und untersten Cenomans der Buntmergelserie und den schwarzen ebenfalls feinglimmerigen Mergeln in der Unterkreide und in einzelnen Lagen bis ins unterste Cenoman des Helvetikums. Auch die Fleckenkalkbänke (W Osterberg) und die des Cenomans im Helvetikum bedeuten eine Ähnlichkeit, ebenso wie die grauen Mergel des höheren Buntmergel-Cenomans, die mit solchen des Helvetikums ohne weiteres verglichen werden können, wenn man die Kalkbänke sich wegdenkt. In beiden Serien beginnt darüber eine bunte Schichtfolge, nur bleibt die Buntheit in der Buntmergelserie auch noch höher oben erhalten, wogegen im Helvetikum eine Abnahme der Buntheit eintritt. Die im Helvetikum des Gschlifgrabens über dem Maestricht und unter dem Thanet liegenden grünlichweißen und roten Mergel mit Globigerinen und Globorotalien sind solchen der Buntmergelserie überaus ähnlich. Im höheren Paleozän und Eozän muß allerdings auf Verschiedenheiten hingewiesen werden. So fehlen in der Buntmergelserie die sandig-glaukonitischen Bildungen des Thanet und Untereozäns und die mitteleozänen Nummulitenkalke des Helvetikums, und nur geringe klastische Einschaltungen weisen auf ähnliches Geschehen zu dieser Zeit hin. Besser sind die Analogien wieder zwischen den Stockletten des Helvetikums und den allerdings teilweise bunten Mergeln und den Fleckenmergeln der alttertiären Buntmergelserie.

Auch mit Hilfe der Foraminiferenfaunen können weitere Querverbindungen zwischen Buntmergelserie und Helvetikum begründet werden. Nun ist zwar ein Hauptmerkmal der Buntmergelserie das Vorherrschen der Sandschaler über die Kalkschaler (nur in manchen Globigerinenfaunen gilt das nicht ganz), während im Helvetikum das umgekehrte Verhältnis zu herrschen pflegt, doch sind die Fälle gar nicht so selten, wo man auch in der Buntmergelserie Faunen antrifft, die in verschiedenem Maße Charakterzüge des Helvetikums zeigen. So kann es beispielsweise in der Buntmergelserie in der Oberkreide zu einer Anreicherung von Globotruncanen und anderen Oberkreideformen kommen, die durchaus helvetikumähnlich ist. Die Fauna des höheren Cenomans ist unmittelbar mit Helvetikum vergleichbar, ebenso eine oder die andere Probe aus der höheren Oberkreide. Globigerinenreiche Faunen der Buntmergelserie sind mit solchen des Helvetikums weitgehend verwandt.

Es entsteht daraus das Bild eines Überganges und auch einer gewissen Verzahnung der beiden Faunen- und Faziesbereiche, denn nicht selten liegen Schichten von beiderlei Eigenschaften unmittelbar nebeneinander und anscheinend auch im gleichen Profil unmittelbar übereinander.

Aus den angeführten Gründen resultiert somit das Bild eines gemeinsamen Meerestages von Helvetikum und Buntmergelserie mit faziell bedingten Verschiedenheiten der beiden. Der Ablagerungsraum der Buntmergelserie muß im Süden bzw. im Südosten an den des Helvetikums anschließen sein.

Eine horizontale Gliederung des großen Meerestages des Helvetikums muß etwa wie folgt aussehen (vgl. Tabelle I auf S. 318): Im Nordwesten liegt der Sedimentationsraum des „Schweizer“ Helvetikums, das mit geringfügigen Veränderungen und sich immer mehr auf den Nordrand beschränkend, etwa bis in die Gegend von Salzburg nachgewiesen werden kann. Den Übergang in den südöstlicher gelegenen Raum des „Oberösterreichischen Helvetikums“ vermittelt z. B. die als ultrahelvetisch bezeichnete „Argenfazies“ Arn. Heims (1934). Eine erste Erörterung dieser Frage wurde schon früher veröffentlicht (S. Prey, 1952), wobei vor allem die vermittelnde Stellung des Gaults und die ersten Anzeichen von Buntfärbung im Seewerkalk der Argenfazies hervorgehoben wurden. Die „Bunten Leistmergel“ Bayerns und die Buntheit der Schweizer Leimernfazies sind im oberösterreichischen Helvetikum ausgeprägte Merkmale. Die letztere könnte allerdings auch schon mit der Buntmergelserie verglichen werden. Schließlich geht das oberösterreichische Helvetikum nach Süden und Osten in die „Buntmergelserie“ über, die in den niederösterreichischen Anteilen der Flyschzone allein den Ablagerungsraum des Helvetikums repräsentiert.

Während im Helvetikum der Schweiz durch die Art der Schichtfolge vom Perm bis in die Unterkreide und gewisse terrigene Einflüsse in der höheren Kreide klare Beziehungen zum Nordrand des Ablagerungsraumes gegeben sind, wurde das oberösterreichische Helvetikum — in dem ältere Schichten als Unterkreide fehlen — mit seiner in der Kreide praktisch sandfreien Sedimentation und der geringen Mächtigkeit ohne bedeutendere Kalkmassen in einem landferneren Teil des Meeresbeckens abgelagert. Im Tertiär allerdings werden die Gesteine beider Ablagerungsräume recht einheitlich, vielleicht infolge Einengung des Meeresraumes. Die Diskordanz unter den Schichten des Paleozäns und in der Schweiz des Eozäns ist ja sehr auffällig. In der Buntmergelserie wiederum kann man einen wachsenden terrigenen Einfluß wahrnehmen in der stärker tonigen und feinstsandigen Ablagerung bei noch gesteigerter Buntfärbung, den etwas größeren Glimmergehalt (in Rogatsboden seltener, in Oberösterreich aber häufiger grüne Glimmerschiefersplitterchen) und grobklastische Einschaltungen. Es hat ferner den Anschein, als würde gegen Osten im Wienerwald dieser Einfluß noch stärker, denn vermutlich gehören dort manche Sandsteine zur Schichtfolge dazu, die hier noch nicht vorkommen, die Gesteine werden noch mehr tonig und die Faunen vielfach recht ärmlich und rein sandschalig.

Die Buntmergelserie kommt im Raume von Rogatsboden unabhängig von der Klippenzone in der Position des Helvetikums, dann aber sowohl hier als auch westwärts bis nach Oberösterreich in der Klippenzone, u. zw. als Klippenhülle, vor. In Oberösterreich wurden (S. Prey, 1953 a) Anzeichen für einen Transgressionsverband der dortigen Oberkreide mit Klippensteinen mitgeteilt. In Rogatsboden und auch im Pechgraben ist die Schichtfolge der Buntmergelserie nach unten umfangreicher, aber die Gesteine der groben Brekzien können, soweit es Kalke sind, unschwer mit Klippengesteinen verglichen werden. Die Granite, Grünschiefer u. a. hingegen besitzen — soweit bis jetzt bekannt ist — kein anstehendes Gegenstück. (Die Granite aus dem Konglomerat N Wegbauer, von denen auch große Blöcke in der Nähe herumliegen, stimmen mit dem Granit des Buchdenkmals nicht gut überein!)

Tabelle

	Helvetikum der Schweizer Alpen und Vorarlbergs (Sammelpprofil, vereinfacht, nach Alb. Heim)	Helvetikum in Bayern (nach verschiedenen Autoren)	Ultrahelvetische Schichten (Schweiz und Vorarlberg) (Sammelpprofil nach Alb. u. Arn. Heim, vereinfacht)
Eozän	Stadschiefer, Sandsteinbänke		Gurniglsandstein
	Stadschiefer	Stockletten (meist graue Kalkmergel) mit Lithothamnienkalk („Granitmarmor“)	Globigerinenschiefer
Paleozän	Nummulitenkalke und Assilienengrünsande	Nummulitenkalke u. a.: Schwarzerz } z. T. Roterz } Sandstein	Nummulitenkalke
	—	Sandmergel	—
Oberkreide	—	Sandstein und Brekzie, oder „Adelholzener Schichten“	—
	Wangschichten (sandig-mergelige Kalke)	Grünsande, mergelige Sandsteine, dunkler Sandstein oder glaukonitische Sandmergel	—
	Amdener Schichten (graue Mergel und Schiefermergel)	Gerhardsreuther Schichten (dunkelgraue sandige Mergel, Sandsteine der „Hachauer Schichten“)	Wangschichten
	Seewerschiefer (graue Mergel und Kalke)	Pattenauser Mergel (graue Mergel)	Z. T. Leistmergel
Unterkreide	Seewerkalk (graue Kalke)	(Bunte) Leistmergel (bunte Mergel)	(Bunte) Leimernschichten
	Turrilitenschicht	Seewerkalk (teilweise mit Rotfärbung)	Seewermergel
Unterkreide	Gault (Grünsandsteine, glaukonitische Kalke u. a.)	Gault (glaukonitische Kalksandsteine)	Gault in „Argenfazies“ (schwarze Schiefer, grünsandige Kalkbänke)
	Schrattenskalk und Drusbergschichten	Schrattenskalk und Drusbergschichten	Drusbergschichten, wenig Schrattenskalk

## I

Helvetikum in Oberösterreich (S. Prey)	Buntmergelserie in Nieder- österreich und der Klippen- zone (S. Prey)	Polnische Karpaten, Sub-Silesische Zone (nach Ksiazkiewicz, 1956)
Clavulina szaboi-Schichten (graue sandige Ton- mergel)	Blaßgraue bis grünliche Fleckenmergel u. Litho- thamnienkalk m. Brekzie (nummulitenführend)	Bunte Mergel und Schiefer
Stockletten (Globigerinen- mergel) mit Lithotham- nienkalk („Granit- marmor“)	Blaßgraue bis grünliche Fleckenmergel	Bunte Mergel und Schiefer
Nummulitenkalke (vor- wiegend Typus „Adel- holzen“)	Rote und grüne Mergel, grünliche Fleckenmergel, Quarzsandig-konglome- ratisches Eozän ??	Bunte Mergel und Schiefer
Lithothamnienkalk Glaukonitisch-sandige Mergel	Grüngraue Mergel und Fleckenmergel, rote Mergel, glaukonitreicher Nummulitenmergel	Bunte Schiefer, z. T. ver- treten durch Glaukonit- sandstein
— Rote und weiße Schichten mit Globigerinen und Globorotalien (Gschlif- graben)	Grüngraue Mergel und Fleckenmergel, rote Mergel, Nummuliten- sandstein, Brekzie und Konglomerat mit Komp. der Klippenzone	
Dunkelgraue feinsandige Mergel, Spuren von Sandstein im Gschlif- graben (ähnlich Ger- hardsreuther Schichten)	Graue Mergel und Flecken- mergel, selten rote Mergel	Bunte Mergel, z. T. ver- treten durch Sandstein von Szydłowicz
Graue Mergel (ähnlich Pat- tenauer Mergel)	Grüngraue, auch rote Mer- gel, grünliche Flecken- mergel, schwarzgraue Schiefer mit Brekzien- lage	Bunte Mergel
Rote und grünlichweiße Mergel	Rote und grüngraue Mer- gel und Tonmergel	Bunte Mergel
Weiße bis blaßrote Kalk- bänke in roten Mergeln	Rote und grüngraue Mer- gel und Tonmergel	Bunte Mergel
Helle Fleckenkalkbänke mit Mergelzwischenlagen	Rote und grüngraue Mer- gel und Tonmergel	Bunte Schiefer
Schwarze Mergelschiefer, z. T. feinsandig	Hellgraue Mergel mit Glo- botruncanen	Bunte Schiefer
Schwarze Mergelschiefer, z. T. feinsandig	Schwarzgraue feinsandig- glimmerige Schiefer	
Schwarze Mergelschiefer, z. T. feinsandig	Helle Fleckenkalkbänke im Schiefer (W Oster- berg)	Gault- („Gaize“-) Schichten
Schwarze Mergelschiefer, z. T. feinsandig	„Glaukonitsandstein- serie“ ?	Schwarze Schiefer
Schwarze Mergelschiefer, z. T. feinsandig		Grodischer Sandstein und dunkle Schiefer, z. T. Gaultschichten
Schwarze Mergelschiefer, z. T. feinsandig		Cieszyn-Schiefer

Jedenfalls legt diese Verknüpfung den Gedanken nahe, daß die heutige Klippenzone das südliche Randgebiet des Meerestrog des Helvetikums darstellt. Ob nun im Süden bereits der Flyschtrog oder noch ein Schwellengebiet anzunehmen ist, müßte erst geklärt werden. Die Granite, Glimmerschiefer, Phyllite, Grünschiefer u. a., die als Komponenten in den Konglomeraten und Brekzien vorkommen, sprechen eher für die letztere Annahme.

Gegen Westen mehren sich die Anzeichen, daß die Buntmergelserie auch in der westlichen Flyschzone vorhanden ist. Im Pechgraben ist sie sehr schön ausgebildet, und es liegen Proben von Cenoman, Senon bis Eozän vor. Schon F. Aberer hat hier auf die Rolle der bunten Mergel als Klippenhülle hingewiesen (F. Aberer, 1951). In die Buntmergelserie sind verschiedene Gesteine des Klippenmesozoikums und des Flysches (Glaukonitquarzite, Neocombrekzien) eingeschuppt. Die neuen „Pechgrabenschichten“ M. Richters (1957) sind sicher ein aus verschiedenen alten Schichten und verschiedenen Serien gemischter Komplex. Der neue Name ist daher nicht nötig. In der Gegend von Gmunden konnte ich die Buntmergelserie seinerzeit selbst nachweisen (S. Prey, 1953 a). F. Aberer und E. Braumüller (1957) stellen mehrere Vorkommen bunter, vorwiegend roter Mergel im südlichen Randgebiet des Helvetikums nördlich von Salzburg mit Recht zur Buntmergelserie. De Klasz (in O. Ganss, 1956) beschreibt rote Mergel als „Flysch-ähnliche Fazies“ des Helvetikums im Raume des bayerischen Blattes Bergen. Einer der Mergel enthielt eine Fauna mit Elementen, die für ähnliche Faunen der Buntmergelserie geradezu bezeichnend sind, wie vor allem *Reussella szajnochae*, *Marssonella abbreviata* (auch die zweikieligen Globotruncanen würden dazupassen). Ein anderer war durch *Globigerinen* und *Globorotalien* gekennzeichnet. Auch die Position am Helvetikum-Flysch-Kontakt stimmt mit der der erwähnten Salzburger Vorkommen und mit der ganzen Zuordnung der Buntmergelserie zum Meerestrog des Helvetikums ausgezeichnet überein. Aus der Beschreibung von z. T. auch bunt gefärbten Mergeln des Dan? Paleozäns bis Eozäns könnte man vielleicht Merkmale der Buntmergelserie herauslesen. Aus Vorarlberg liegt mir eine Probe von gelbgrauen, stellenweise roten Mergeln (O Khelegg) vor, die mit ihren *Globigerinen*, wenigen *Globorotalien* und Sandschalern ausgesprochen in die Buntmergelserie paßt. H. Hagn bemerkte brieflich, daß die Buntmergelserie auch in Bayern vorkommt, und aus den neuesten Vergleichen M. Richters (l. c.) ist dasselbe für den Balderschwanger Klippenbereich herauszulesen.

In östlicher Richtung sind zur Buntmergelserie gehörige Schichten in den Klippenzonen sehr verbreitet. Die von G. Götzinger (1954, S. 56) angeführte, von Noth bestimmte Fauna aus der Gegend S Schottenhof im Wienerwald kann als typisch für Buntmergelserie angeführt werden, ebenso die von R. Noth (1951) bearbeitete Fauna aus Wien (Löfflegasse 61). R. Janoschek (1956) vergleicht einen Teil der Hüllgesteine der Klippen von St. Veit (Wien) mit der Buntmergelserie.

Die Anknüpfung an ähnliche Bildungen der Karpaten sei nur angedeutet, zumal schon R. Noth (1951) auf die Beziehungen des Helvetikums zu ähnlichen Vorkommen in den Karpaten hingewiesen hat. Neuerdings hat M. Książkiewicz (1956) die Beziehungen zwischen der Sub-Silesischen Zone der Karpaten und dem Helvetikum der Alpen ausgesprochen; dieser Zone gehört auch die Fauna von Wadowice an, die mehr Charakterzüge der

Buntmergelserie aufweist, was aber wenig von Belang ist, wenn beide demselben Ablagerungsraum angehören. M. Ksiazkiewicz (1956) nennt für die Sub-Silesische Zone einen stratigraphischen Umfang der bunten Schichten von Turon bis Eozän; sie liegen über Gaultschichten. Aus der Piennischen Klippenzone hat vor allem Kr. Birkenmajer (1953, 1954) bunte Schichten näher untersucht. Über Albien (das er noch zu der Klippenserie rechnet) repräsentieren sie ein Schichtpaket vom Obersanton bis Unter- oder (?) Mitteleozän. Hicher gehören auch die vorwiegend roten Puchower Mergel.

### 3. Flysch

Eine Gliederung des Flysches im Raume von Rogatsboden kann weitgehend nach dem Muster des oberösterreichischen Flysches durchgeführt werden. Die Schichtfolge beginnt im Neocom und endet im Dan bis ältesten Paleozän. Vertreter des Greifensteiner Sandsteins oder Laaber Eozäns des Wienerwaldes konnten bisher nicht aufgefunden werden.

H. Vettters (1938) führt nur eine ganz grobe Gliederung durch, u. zw. in die Inoceramenschichten und älteren Kreideflysch, dem er sichtlich auch den Großteil der Buntmergelserie zurechnet. M. Richter (1950) versucht eine Gliederung nach westlichem Muster, die sich größtenteils bestätigt hat, außer daß die Sandsteine vom Kerschenberg und Lonitzberg nicht Greifensteiner, sondern obercretacische Sandsteine sind.

#### Die Schichtfolge

##### 1. Neocom

In den seltenen Fällen, in denen es gut aufgeschlossen ist, kann man einen recht reichen Gesteinsbestand feststellen: grüngraue und graue mergelig-tonige Schiefer mit dünnen oder dicken Bänken von feinkörnigen Kalksandsteinen, die oft wulstig geschichtet sind, an der Unterseite Wülste und Lebensspuren tragen und häufig auf Bruchflächen feinspätig glitzern, wie überhaupt feinspätig glitzernde Sandkalke auch sehr bezeichnend sind. Sie können in Sandsteine und grobe Brekzien übergehen, deren Hauptbestandteile helle, seltener graue Kalke sind, dazu in wechselnder Menge Quarz, verschieden gefärbte Tonschiefersplitterchen, grüne Tonschmitzen, Glimmerschiefersplitter und manchmal auch Kohlestückchen. Weiter sind für die Schichtfolge bezeichnend Bänke von blaßgrauem fleckigem Mergelkalk mit Mächtigkeiten bis etwa  $\frac{1}{2}$  m, die einzeln oder in kleinen Stapeln mit grauen mergeligen Schiefen dazwischen vorkommen.

An der Basis der Flyschdecke ist es durchwegs stark gestört, tektonisch stark reduziert und meist nur in kleinen Komplexen erhalten.

Die Fossilführung ist recht spärlich. Es wurde eine Anzahl von Belemniten oder Belemnitenbruchstücken und ein unbestimmbarer Abdruck eines Ammoniten gesammelt. Wertvoll sind die nicht allzu seltenen und z. B. in der Brekzie im Graben OSO Grafenöd auch gehäuft vorkommenden Aptychen, u. zw. *Lamellaptychus angulocostatus* (Pet.) und *L. seranonis* (Coqu.). Die Foraminiferenfaunen sind sehr dürftig und geben wenig Hinweise (selten *Globigerina infracretacea* Glaessner, Cristellarien, einige Sandschaler und fast immer teilweise pyritisierte Radiolarien). Durch die Aptychen ist das Neocomalter hinlänglich gesichert.

## 2. Gault

Dieser Schichtkomplex ist durch die vorwiegend dunkle Farbe auffallend hervorgehoben. Er besteht aus schwarzen und (in geringerer Menge) grüngrauen und dann oft dunkler gefleckten Tonschiefern, die teilweise etwas kieselig und splittrig sind. Sie wechsellagern mit dunklen, oft geschichteten feinkörnigen, glaukonitführenden Sandsteinen, von denen ein Teil auch in Glaukonitquarzite übergeht. Schwarzgrüne, oft glasige Glaukonitquarzite („Ölquarzite“) sind sehr bezeichnend. In höheren Teilen sind manche dünne Lagen der Sandsteine mit Schiefertonscherben erfüllt. Brekziöse Bildungen sind sehr charakteristisch mit ihrer meist glaukonitquarzitischen Matrix, den Geröllen von Quarz, den Fragmenten von bräunlichen und grauen Kalken, dunklen Tonschiefern, Glimmerschiefern u. a. Sie können kaum mit Brekzien anderer Serien verwechselt werden.

Die tektonische Beanspruchung hat vor allem die Glaukonitquarzite zu dunklen, infolge Auswitterns von zahlreichen Kalzitadern rissigen und oft mit Harnischen versehenen Brocken umgestaltet, während die Schiefer zu einem teigähnlichen Material zermalmt sind.

Im Graben N Schaitten steht u. a. auch ein sehr grobes Konglomerat mit massenhaft „exotischen“ Komponenten an. Die bis etwa Kindskopfgröße erreichenden Gerölle sind graue und braune Kalke, grünliche Mergelkalke, Crinoidenkalk, Hornstein, vergrünter Granit und Gneis, Diabas, Porphyre, Quarz u. a. Das Bindemittel ist hier schwarz und tonig. Die Bank wird von grüngrauem, schwach kieseligem Glaukonitsandstein begleitet.

An Makrofossilien konnten nur sehr selten Belemnitenreste oder Inoceramensplitterchen beobachtet werden. Hingegen besitzen die Mikrofaunen schon gewisse bezeichnende Züge. Zunächst sind fast immer meist verkieste Radiolarien und verschiedene Pyritgebilde, wie Pyritstengel u. dgl. vorhanden. An Foraminiferen liegen oft nur ein paar dürftige Sand-schaler, vor allem *Recurvoiden*, vor, die aber mit ihrer mehr glasigen Beschaffenheit recht kennzeichnend aussehen. In einigen Fällen wurde noch *Plectorecurvoides alternans* Noth festgestellt, ein Fossil, das nach bisherigen Erfahrungen als Leitfossil für mittlere Kreide (etwa Gault — unt. Cenoman) bewertet werden kann. In seltenen Fällen kamen auch schlecht erhaltene Exemplare von *Globigerina infracretacea* vor. Somit sind zwar spärliche, aber brauchbare Hinweise auf das Gaultalter vorhanden, wenn man von der Stellung im Schichtprofil zwischen dem spärlichen Neocom und dem cenomanen Mürb sandstein absieht.

Ob über den Gaultschichten noch bunte Schiefer einzureihen sind, ist noch nicht geklärt. Allerdings könnten noch in typische oberste Gaultschichten sich allmählich einschaltende Sandsteine mit Anklängen an die cenomanen andeuten, daß ein Übergang ohne Zwischenschaltung bunter Schiefer vor sich geht. Andererseits wären manche andere Profile einfacher zu deuten, wenn man die zwischen Gault und Cenoman eingeschalteten bunten Schiefer stratigraphisch deuten würde.

## 3. Sandsteinzone (Reiselsberger Sandstein, Hauptflyschsandstein)

Das bezeichnendste Glied dieser Schichten ist ein grauer, braun verwitternder, feinkörniger bis mittelgrober glimmerführender toniger Quarzsandstein. In frischem Zustand besitzt er ein kalkiges Zement und eine



gewisse Zähigkeit, verwittert ist er mürb („Mürbsandstein“). Er bildet Bänke verschiedener Mächtigkeit, gewöhnlich einige bis viele Meter mächtige Massen, die in sich oft eine gewisse Bankung oder Schichtung aufweisen. Dünne Bänke können auch leicht verkieselt sein. Zwischen den Sandsteinmassen liegen grüne Tonschiefer mit rissigen dünnen Kalksandsteinbänkchen, wie sie auch in den bunten Schiefeln regelmäßig vorkommen, ebenfalls mit kleinen Hieroglyphen auf den Unterseiten. Ferner wurden in schmäleren Zwischenlagen zwischen Sandsteinen auch weiche glimmerreiche Schieferlagen beobachtet.

Es darf mit großer Sicherheit angenommen werden, daß der Schichtstoß aus mehreren Sandsteinmassen mit zwischengelagerten Schiefeln besteht, wengleich es sich kaum abschätzen läßt, wieviel davon durch Verschuppung verursacht wird. Die ursprüngliche Mächtigkeit der Schichten ist jedenfalls nicht gering zu veranschlagen.

Funde von Makrofossilien sind bisher nicht gelungen. Die Schlammproben ergaben eine recht dürftige Fossilführung. Fast immer sind einige Radiolarien in den dürftigen und kleinwüchsigen Sandschalerfaunen anwesend, in denen kleine *Dendrophryen* vorherrschen. Aber ganz vereinzelt wurden äußerst schlecht erhaltene *Globotruncanen* von Cenomancharakter gefunden und *Globigerina infracretacea* Glaessner, aber bemerkenswertere bisher keine zweikieligen *Globotruncanen*.

Es sind also geringe Hinweise auf Cenomanalter anzuführen. Es ist möglich, daß auch turone Anteile vorhanden sind, doch waren die Proben dafür noch zu wenig zahlreich und wegen der starken tektonischen Störungen auch selten wirklich einwandfrei zu horizontieren.

#### 4. Bunte Schiefer

Es folgen bunte Schiefer in größerer Mächtigkeit. Die recht bezeichnenden Schichten bestehen aus violett- oder braunroten, grünen und grüngrauen, selten auch grauen Tonschiefern mit wechselnden Anteilen von Rot und Grün bis zur Alleinherrschaft von grüngrauen Schiefeln. Einzelne Schichten dieser Tonschiefer können auch hart und splittrig (verkieselt) sein. Auch sind manche Schichten bisweilen stärker mergelig. Überall wechsellagern mit den Schiefeln, einmal dichter, einmal weniger dicht geschart, meist dünne Bänkchen von feinkörnigem Kalksandstein bis Sandkalk, oft etwas geschichtet, ja auch mit Fließfalten und von rissigem Aussehen, wenn sie von zahlreichen Kalzitadern durchtrümmert werden. Die Unterseiten tragen gerne kleine Hieroglyphen. Die Mächtigkeit schwankt beiläufig zwischen zirka 1 *cm* und einigen Dezimetern.

Infolge der üblichen starken Faltung ist die Mächtigkeit ebenfalls sehr schwer abzuschätzen.

Die Foraminiferenfaunen sind fast immer recht ärmlich und kleinwüchsig. *Dendrophryen* sind durchaus tonangebend, dazu noch *Recurvoiden* und einige andere Sandschaler. Aber für eine größere Anzahl dieser Proben kann das vereinzelt, selten ein wenig reichere Vorkommen von meist nicht sehr gut erhaltenen zweikieligen *Globotruncanen* aus der Gruppe der *Globotruncana lapparenti* gemeldet werden, womit das Oberkreidealter bestätigt wird. Nach der Fauna und der Stellung im Profil kommt vor allem ein Turon-Coniac-Alter für sie in Frage.

### 5. Zementmergelserie

Aus den bunten Schiefen vollzieht sich ein allmählicher Übergang in die Zementmergelserie, u. zw. verschwinden zuerst die roten Lagen in den grüngrauen Schiefen. Etwas höher dann gesellen sich graue Mergelschiefer und schließlich helle Mergelbänkchen dazu. Chondriten und Helminthoideen erscheinen.

Diese dünnbankigen Basisschichten mit grauen Mergeln, hellen Mergelbänkchen, grüngrauen Ton- und Tonmergelschiefen mit dünnen rissigen Kalksandstein- und Sandkalkbänkchen zeigen große Ähnlichkeit mit den „Piesenkopfschichten“ der westlichen Flyschzone. Aus ihnen entwickelt sich zunächst eine mergelreiche Zementmergelserie mit reichlich Chondriten und Helminthoideen und wenigen meist dünneren Kalksandsteinbänken. Manche Mergelbänke zeigen leichte Verkieselungserscheinungen. Höhere Teile der Zementmergelserie bestehen aus zahlreichen dickeren bis sogar über 1—2 m mächtigen blaugrauen Kalksandsteinbänken, die z. T. geschichtet sind, öfter auch Fließfalten oder in verschiedenem Grade Kreuzschichtung zeigen. Ihre Schichtunterseiten werden öfter durch eine gröbere Basallage markiert und tragen oft grobe Wülste und Lebensspuren. Nach oben werden die Bänke in der Regel feinkörniger; ein Teil schließt deutlicher ab, ein Teil geht in die hangenden Mergelschiefer über. Bisweilen sind Teile der Bänke leicht kieselig. Zwischen den Bänken liegen graue Mergelschiefer und grünliche, graue oder auch dunklere Tonschiefer.

Die Mikrofossilführung der gesammelten Schlammproben ist sehr unterschiedlich. Manche enthielten überhaupt nur Pyritstengel. Die Mehrzahl der Proben lieferte aber ebenfalls ziemlich kleinwüchsige Sandschalerfaunen mit vorherrschenden *Dendrophryen* und nicht seltenen *Recurvoiden* sowie einigen uncharakteristischen Sandschalern. Aber auch hier konnten in einigen Proben wenige Stück von *Globotruncana lapparenti lapparenti* Brotzen, selten aber auch *Gl. arca* Cushman und *Gl. stuarti* (de Lapp.), ferner *Globigerina infracretacea* Glaessner und *Gümbelinen* bestimmt werden. Einmal wurden sehr kümmerliche Exemplare von *Rzehakina epigona* (Rzehak) angetroffen.

Für die Zementmergelserie kommt vor allem die Zeitspanne Santon—Campan in Frage.

### 6. Bunte Schiefer

Diese bunten Schiefer im Hangenden der Zementmergelserie gleichen weitgehend denen aus ihrem Liegenden und bestehen wie diese aus grüngrünen und roten Tonschiefen mit meist dünnen und oft rissig aussehenden Kalksandsteinbänkchen. Immerhin können die Sandsteine ein wenig gröber werden als dort, ab und zu sind dickere Bänke eingeschaltet. Der Übergang von der Zementmergelserie her ist anders und vor allem fehlt hier eine Schichtfolge von der Art der dünnbankigen Zementmergel-Basis-schichten.

Nur wenige Mikrofaunen liegen vor, die reine Sandschalerfaunen sind, in denen wiederum *Dendrophryen* eine bedeutende Rolle spielen. Gegenüber den tieferen Schiefen ist die Fauna aber ein wenig großwüchsiger und öfter durch größere *Trochamminoiden* gekennzeichnet. In einer Probe war auch *Rzehakina epigona* (Rzehak) enthalten. Die Schichten sind am besten in den Grenzbereich Campan—Maestricht, wahrscheinlich ins oberste Campan, einzustufen.

### 7. Mürbsandsteinführende Oberkreide

Über den bunten Schiefeln liegt zunächst ein bis etwa 300 m mächtiger, nicht oder nur unbedeutend durch Schiefer unterbrochener Komplex von meist mehr feinkörnigen, örtlich auch recht grobkörnig werdenden glimmerführenden, in frischem Zustand bläulichgrauen, verwittert braunen und mürben Sandsteinen. Sie sind im Handstück meist nicht von denen des Cenomans unterscheidbar. Darüber folgen wulstig-schichtige Kalksandsteinbänke und mürb verwitternde Sandsteine wie vorhin, die mit grauen Tonschiefern und Tonmergeln, dunkelgrauen bis schwärzlichen oder grüngrauen Tonschiefern, bisweilen auch hellen Chondritenmergeln wechsellagern.

Proben der Schiefer führen gewöhnlich z. T. ziemlich großwüchsige sandschalige Foraminiferenfaunen. Große *Dendrophryen* und *Trochamminoiden* neben *Haplophragmoiden*, *Recurvoiden*, *Reophaciden* u. a. beherrschen das Bild. *Rzehakina epigona* (Rzehak) ist nicht selten und in schönen Exemplaren zu finden. In manchen Proben geben *Globotruncana lapparenti* Brotzen und *Gl. stuarti* (de Lapp.), auch *Globigerina infracretacea* Glaessner und *Gümbelinen* bessere Altershinweise. Vielleicht deutet die einmal beobachtete *Textulariella? varians* Glaessner schon auf Danalter hin.

Im Lonitzgraben konnte eine interessante, vorwiegend aus Kalkschalern bestehende Foraminiferenfauna untersucht werden, mit *Globotruncana lapparenti lapparenti* Brotzen, *Gl. arca* Cushman, *Gl. stuarti* (de Lapp.), *Gl. rosetta* Carsey, *Globigerina infracretacea* Glaessner, *Gümbelina* sp., *Pseudotextularia elegans* Rzehak, *Ps. varians* Rzehak, *Bolivina incrassata* Reuss, *Textularia excolata* Cushman und *Ventilabrella* sp. Sie ist eindeutig Maestricht.

Die Mürbsandsteinführende Oberkreide gehört also im wesentlichen ins Maestricht, zum Teil wohl auch noch ins Dan.

### 8. Dan—Altpaleozän-Flysch

Der Gesteinsbestand weicht von dem der auch wieder in vielem ähnlichen Mürbsandsteinführenden Oberkreide in mancher Hinsicht ab. Die schwärzlichen, dunkelbraunen, grauen und auch grünlichen Tonschiefer und Tonmergel, aber auch manche der zarte besenförmige Chondriten führenden blaßgrauen oder blaßgrünlichen Mergel sind häufig wesentlich weicher als die Hauptmasse der Schiefer der Mürbsandsteinführenden Oberkreide. Viele pflegen sich beim Schlämmen fast restlos aufzulösen und liefern wenig Rückstand. Verschiedene feinkörnigere oder gröberkörnige Kalksandsteine und Glaukonitsandsteine, die flyschähnlich sind, graue glimmerreiche Sand-schiefer und graue bis hellgelbbraunliche Sandsteine wechsellagern mit den Schiefeln. Die letztgenannten Sandsteine sind oft wenig verkittet und zerfallen in losen Sand. Sie scheinen Greifensteiner Sandsteinen ähnlich.

Die größere Weichheit vieler dieser Gesteine ist die Ursache für die geringere Höhe der den Oberkreideflysch-Bergen im Norden vorgelagerten Hügel, die sich morphologisch kaum von der Molasse unterscheiden. H. Vettters hat sie als Flysch kartiert. Im Grenzgebiet gegen Süden fällt ein mit besonders zahlreichen Rutschungen besetzter Streifen auf.

Nach Untersuchungen von G. Woletz weisen die Sandsteine ein granatreiches Schwermineralspektrum auf, wodurch sie zwar kaum von Mürbsandsteinführender Oberkreide oder Vorlandmolasse, aber scharf vom

Greifensteiner Sandstein, der zirkonreiches Spektrum besitzt, unterschieden werden können. Übrigens hat sich die früher gehegte Vermutung (S. Prey, 1952), daß es sich hier um Molasse handeln könnte, bei genauerer Durchsicht der Faunen nicht bestätigt.

Die Mikrofossilführung der aus dieser Serie stammenden Proben ist recht verschieden. Einige ergaben nur Pyritgebilde oder ganz wenige Foraminiferen. Andere hingegen brachten mehr minder reiche Faunen mit einem Grundstock von agglutinierenden Formen, wobei häufig *Dendrophryen*, aber auch *Recurvoiden* und große *Trochamminoiden*, wie sie gerade an der Grenze Oberkreide-Tertiär vorzukommen pflegen, tonangebend sind. *Rzehakina epigona* (Rzehak) ist ziemlich häufig. *Textulariella? varians* Glaessner kommt öfter vor. Das Alter dürfte Dan sein.

In einigen Proben sind aber auch Hinweise gegeben, daß noch etwas jüngere Schichten vorhanden sind. So wurde in einigen wenigen Sand-schalerfaunen auch *Globigerina pseudobulloides* Plummer, *Gl. varianta* Subbotina, *Gl. trivialis* Subb. und einmal auch *Globorotalia cf. angulata* White bestimmt, die für ein Dan-Paleozän-Alter sprechen. *Nonionella cf. ovata* Brotzen wird aus dem schwedischen Paleozän beschrieben; hier liegen einige Pyritsteinkerne vor. Die Faunen werden öfter bereichert durch Pyritsteinkerne von Diatomeen (*Coscinodiscus*, *Triceratium*), Fischreste, Pflanzenreste (Sporen?). In seltenen Fällen läßt eine blaue Verfärbung der Fossilien eine Anwesenheit von Kupferkies in Kiesfüllungen vermuten.

Andererseits wiederum ist es verwirrend, daß einige Proben Oberkreidefossilien geliefert haben. So waren beispielsweise in einer Probe einige wenige *Gümbelinen* oder *Globigerina infracretacea* enthalten. Eine andere Probe zeichnete sich durch Beimischung einer reicheren, beiläufig campanen Fauna aus, doch war da ein Teil Sandstein mit Schiefersplitterchen mit verarbeitet worden, so daß die Möglichkeit nicht von der Hand zu weisen ist, daß die Kreideformen umgelagert sind — was auch für die erstgenannten gelten könnte. Dazwischen gibt es aber auch Faunen, die eher wirklich zur Oberkreide gehören. Hier sind noch Kontrollen notwendig.

Die Altershinweise erstrecken sich also auf eine Zeitspanne von Senon bis Altpaleozän, aber in einigen Fällen ist damit zu rechnen, daß Kreidefaunen auch umgelagert sein können. Faziell setzen die Schichten die Sedimentation der Mürbsandsteinführenden Oberkreide fort und enden offenbar noch vor Einsetzen der geänderten Sedimentation des Greifensteiner Sandsteins. Aus der Verteilung dieses hiesigen jüngsten Schichtgliedes des Flysches können Anzeichen dafür entnommen werden, daß es vielleicht transgressiv den senonen Schichten auflagert. Das wäre aber erst noch zu klären.

### Regionale Betrachtung zur Flyschzone

Die Schichtfolge des Flysches im Raume von Rogatsboden stimmt recht gut mit der in Oberösterreich aufgestellten überein (S. Prey, 1950), ebenso weitgehend mit der von M. Richter und G. Müller-Deile (1940) gegebenen, die auf deren bayerischen Arbeiten beruht, abgesehen davon, daß die von ihnen als Eozän angesprochenen Schichten noch Oberkreide sind. Die neueste Flyschgliederung M. Richters (1957) setzt auch die hohe Oberkreide in die bayerischen Profile ein (Hällritzer und Bleicherhorn-Serie).

Auch der Gliederung von E. Kraus, etwa wie sie 1944, S. 182, gegeben wurde, kann man gemeinsame Züge entnehmen. Schließlich paßt die von F. Allemann, R. Blaser und P. Nänny (1951) in Vorarlberg aufgestellte gut fossilbelegte Gliederung recht gut zu unserer. Dabei ergeben sich aber auch kleine regionale Veränderungen, auf die hingewiesen werden kann. Die Tabelle II, S. 328, bringt eine Zusammenstellung.

Als tiefstes finden wir in Österreich und in Bayern dem Neocom und Gault zugehörige Schichten. Es ist zu betonen, daß der in Vorarlberg, etwa am Gerachsattel, unter dem cenomanen Flysch liegende „Wildflysch“ (Allemann usw., 1951) sowohl seiner Lage nach als auch petrographisch sehr gut unserem Gaultflysch gleichgestellt werden könnte. Späne von jüngeren Schichten aus dem Verband des Helvetikums dürften vielfach eingeschuppt sein.

Die „Basisserie“ des genannten Vorarlberger Profils (Cenoman) entspricht in Bayern wohl den „Unteren bunten Mergeln“ M. Richters bzw. z. T. der „Ofterschwanger Serie“. Die Existenz dieses Schichtgliedes konnte ich neuerdings in der Flyschzone westlich vom Attersee durch eine cenomane Foraminiferenfauna nachweisen (vgl. Aufnahmebericht, Verh. G. B. A., 1957). Es ist auch hier teilweise bunt gefärbt. Im Rogatsbodener Raum ist es noch nicht nachgewiesen; es müßte entweder eine gaultähnliche oder eine bunte Fazies sein.

Darüber folgt überall ein sandsteinreiches Schichtpaket (Schwabbrünnen-Serie, Hauptflyschsandstein, Reiselsberger Sandstein), dessen Sandsteine sich auf weite Strecken sehr weitgehend gleichen. Sie scheinen im Westen mächtiger und weniger gegliedert, im Osten aber mehr durch Schieferpakete zerteilt zu sein. Wenigstens ein Teil davon wird sicher noch cenoman sein, zumal im alpinen Raum zu dieser Zeit Sand- und Schuttschüttungen regional verbreitet sind. Turon wurde in Vorarlberg nachgewiesen.

Die dünnbankige schiefrig-mergelig-sandige „Plankner-Serie“ Vorarlbergs ist dasselbe wie die „Piesenkopf-Schichten“ Bayerns. Bemerkenswert ist, daß diese graue, weißliche und grünliche Farben zeigende Schichtfolge gegen Osten zunehmend bunt wird. In Oberösterreich und Niederösterreich besteht sie nur aus bunten Schiefeln. Erst in den Übergangsschichten zur Zementmergelserie ist der Charakter der Piesenkopf-Schichten auch weiter im Osten vorhanden. Es ist möglich, daß die eigenartigen „Kaumberger Schichten“ des südlichen Wienerwaldes (Erläuterungen 1954) eine Ausweitung der bunten Fazies auf einen größeren stratigraphischen Bereich bedeuten.

Soviel ich sehen konnte, ist auch im Profil S Gerachsattel in Vorarlberg der Übergang in die „Planknerbrücke-Serie“ (gleich Zementmergelserie) durch Zunahme der Mergel bezeichnet, wie auch in Oberösterreich und Rogatsboden.

Die Zementmergelserie ist im ganzen Flyschraum verbreitet bis in den Wienerwald (Kahlenberger Schichten).

Von den bunten Schiefeln, die in Oberösterreich und Rogatsboden zwischen der Zementmergelserie und der Mürbsandsteinführenden Oberkreide liegen (nur in Oberösterreich fehlen sie im Südteil gelegentlich), kann man in der westlicheren Literatur nichts lesen. In Vorarlberg sind sie nicht vorhanden zwischen Planknerbrücke-Serie und Fanola-Serie.

Tabelle

	Vorarlberg, nach Allemann, Blaser, Nänny, 1951	Bayern, nach M. Richter, 1957		Oberösterreich, Rogatsboden (Prey)
Pa- leogen	Fanola-Serie	Fanola-Serie (Bleicherhorn- Serie)	Zementmergel- serie	Dan-Altpaleozän- Flysch
	Planknerbrücke- Serie	Planknerbrücke- Serie (Häll- ritzer-Serie)		Mürbsandsteinfüh- rende Oberkreide
	Plankner-Serie	Piesenkopf-Serie		Bunte Schiefer Zementmergelserie
Ober- kreide	Schwabbrünnen- Serie	Reiselsberger Sandstein	Reiselsberger Sandstein	Mürbsandsteine und Schiefer
	Basis-Serie	Ofterschwanger Serie	Untere bunte Mergel und wenig Ofter- schwanger Serie	Bunte Schiefer (z. T. fehlend? und durch Mürbsand- stein und Schie- fer vertreten?)
Unter- kreide	(hierher noch der dortige „Wildflysch“ zu stellen?)	Quarzit-Serie	Quarzitserie Tristelschichten	Gaultflysch Neocomflysch

Die der Mürbsandsteinführenden Oberkreide im Westen entsprechende „Fanola-Serie“ besitzt viele vergleichbare Merkmale. Stratigraphisch gleichwertig scheinen die neu erkannten „Hällritzer-“ und „Bleicherhorn-Serie“ in Bayern zu sein (Richter, 1957). Der hiergehörige Flysch von Muntigl in Salzburg ist durch Makro- und Mikrofossilien gut altersmäßig charakterisiert.

Eine Probe mit der Fauna des Dan-Paleozän-Flysches konnte neuerdings auch in Oberösterreich (O Gmunden) aufgefunden werden. Die Bayerische „Bleicherhorn-Serie“ wird teilweise ihm entsprechend eingestuft. Dagegen fehlen Bildungen wie Greifensteiner Sandstein oder Laaber Eozän anscheinend weiter im Westen ebenfalls.

Die Übersicht zeigt, daß die großen Vorgänge im alpinen Raum auf große Strecken sehr ähnliche Ablagerungen bedingt haben, daß aber kleinere Veränderungen in West—Ost-Richtung sich deutlich abzeichnen.

Die Betrachtung kann auch auf die Karpaten ausgedehnt werden, wo Ksiazkiewicz (1956) die Schichtfolgen übersichtlich zusammengestellt hat. Ein Blick läßt gemeinsame Züge erfassen, so etwa das Auftreten des Godulasandsteins (gleich Hauptflyschsandstein) und dessen Vertretung durch bunte Schichten, die Inoceramenschichten (gleich Zementmergelserie) und des Ciezkowicer Sandsteins (gleich Greifensteiner S.). Es sind bemerkenswert ähnliche Züge auf Strecken bis zu fast 1000 km!

## II

Wienerwald nach Göttinger, 1954	Karpaten Schlesische Decke nach Książkiewicz, 1956	Magura-Decke
(Laaber Schichten Greifensteiner Sandstein Bunte Schiefer Schiefer mit Rzehakina Kahlenberger Schichten Sieveringer Schichten Altlangbacher Schichten z. T. Kahlenberger Schichten Altlangbacher Schichten Mürlsandsteine, z. T. Wörderner Sandstein Quarzite, Wolfpassinger Schichten Neocom-Kalke und Sand- steine	Bunte Schiefer Hieroglyphen-Schichten Cieszkowicer Sandstein Istebner Schichten Istebner Schichten Istebner Schichten Godula-Sandstein (z. T. vertreten durch bunte Schichten) Ellgothter Schichten Wernsdorfer Schichten Grodischter Sandstein Cieszyner Schiefer	Sub-Magura-Schichten Hieroglyphen-Schichten Bunte Schichten Cieszkowicer Sandstein Inoceramen-Schichten Inoceramen-Schichten Inoceramen-Schichten

#### 4. Sandig-konglomeratisches Eozän

Diese Schichten sind klippenartige Vorkommen, vor allem im Raume nordöstlich Schaitten. Sie werden allseits von Buntmergelserie umgeben.

Am auffallendsten sind graue, fast immer mehr minder intensiv braun verwitternde grobe Quarzsandsteine mit eingestreuten Geröllen. Komponenten sind vorwiegend Quarz, in geringerer Menge hellgraue, gelb anwitternde Kalke (die mitunter ganz auswittern), granitische bis granodioritische Gesteine, Glimmerschiefer, Grünschiefer, Splitter von grauen Tonschiefern, Tonschmitzen u. a.

U. d. M. wurde ein wenig verwitterter loser Block aus dem Graben SW Grafenöd untersucht. In einem Bindemittel aus kristallinem Kalzit liegen ziemlich dicht gepackte Körner, weit überwiegend von Quarz (teils kaum, teils stark undulös, z. T. auch verzahnte Aggregate), etwas Kalifeldspat (Mikroclin), kaum Plagioklas, Muskowit- und seltener Biotitblättchen, Zirkon, Pyrit und häufiger Glaukonit. Ab und zu mergelige Kalkbrocken. Fossilien: Nummuliten (im Gestein auch große), seltener Discoeyclinen, Assilinen, einige rotalide Kleinforaminiferen und Seeigelstachel.

400 m S Grafenöd steht bei einer Baumgruppe dieser Sandstein an, enthält hier aber extrem große Blöcke von Graniten bis Quarzdioriten, deren Durchmesser 1 m übersteigen kann und gut gerundet sind. Auch das von H. Vettters (1929) entdeckte „Granitvorkommen von Schaitten“ entstammt sicherlich einem solchen Konglomerat (vgl. S. Prey, 1953 b).

Vermutlich im Liegenden der Sandsteine waren am Rande des Grabens SSW Grafenöd blaßgraue Tonmergel, die gelblich anwittern und stellenweise feine Pflanzenstreu enthalten, in Wechsellagerung mit ziemlich hell gefärbten kalkig zementierten Glaukonitsandsteinen mit groben Wülsten auf der Bankunterseite anstehend zu sehen.

In der Umgebung enthalten kleine, oft nur als Blöcke sichtbare Vorkommen von grünen Glaukonitsandsteinen kleine Nummuliten.

Die konglomeratischen Sandsteine enthalten manchmal z. T. recht große Nummuliten, wie sie im Mitteleozän vorzukommen pflegen. Nicht selten aber sind Scherben von Inoceramenschalen, ein Umstand, der auf Umlagerungsvorgänge hinweist. Aus den hellen Mergeln konnte keine Fauna gewonnen werden.

Die Schwermineralspektren (G. Woletz) sind durch Zirkonreichtum, manchmal mit einem Anteil von Granat, gekennzeichnet und fügen sich somit anderen Eozängesteinen gut ein.

Der Versuch, sichere Beziehungen zwischen diesem Eozän und anderen Serien der Umgebung herzustellen, ist bisher noch nicht gelungen. Nahelegend wäre eine Beziehung zur „Glaukonitsandsteinserie“ (siehe den folgenden Abschnitt!) gewesen, eine Vereinigung zu einem Verband, wie etwa die „Unternog-Schichten“ Bayerns (M. Richter, 1939)<sup>1)</sup>, doch ist eine solche schwer möglich angesichts der, wie es scheint, allseitigen Trennung durch Buntmergelserie. Eher könnte man eine Zugehörigkeit zur Buntmergelserie ins Auge fassen, etwa als Vertretung für die sonst im Helvetikum so verbreiteten und meist auch ein wenig sandigen Nummulitengesteine. Vielleicht sind später einmal genauere Angaben möglich.

## 5. „Glaukonitsandsteinserie“

Im Gebiete NO und N Schaitten bis in das Gebiet des Kühberger Grabens sind Schichtserien verbreitet, in denen schwarze und grünlichgraue Tonschiefer und dunkelgrüne Glaukonitsandsteine eine Rolle spielen. Ein hervortretendes Merkmal ist ihre meist lebhafter grüne Farbe gegenüber denen des Flyschgaults.

Im Graben NNO Schaitten z. B. sind solche bisweilen sogar ziemlich hellgrüne Glaukonitsandsteine mit den Schieferen aufgeschlossen. Die Sandsteine sind deutlich geschichtet und winzige weißlich schimmernde Körnchen heben sich ab.

U. d. M.: Hauptbestandteile sind sehr kleine, meist eckige Quarzkörnchen, gegen die Feldspat, Splitterchen phyllitischer Schiefer, Schüppchen von Muskowit und vereinzelt Biotit, etwas Erz, sporadisch Granat, Turmalin u. a. ganz zurücktreten. Die weißlichen Körnchen sind Bröckchen und Schmitzen von Ton oder Mergelton; auch seltene Kalkkörnchen. Häufiger sind kleine Kalkspatrhomboiderchen. Zwischen den dichtgepackten Sandkörnern befindet sich ganz wenig tonige Substanz oder Kalkspat, aber ziemlich viel zwischen die Sandkörner gezwängter Glaukonit. Fossilspuren, u. a. Foraminiferen, sind spärlich und schlecht erhalten.

Am Weg zum Gehöft Grafenöd sind in Gruben sehr feinsandig-tonige Schiefer mit eigenartiger wechselnd grünlichgrauer und bläulichgrauer oder aber heller und dunkler grauer Bänderung, z. T. mit Kreuzschichtungs-

<sup>1)</sup> Neuerdings (1957) gibt Richter diesen Begriff wieder auf.



mustern, aufgeschlossen. Über feinsandige Typen gehen sie in feinkörnige fein gebänderte Glaukonitsandsteine über.

Andere lebhaft grüne Glaukonitsandsteine sind kieselig und ähneln solchen des Flyschgaults, abgesehen von der Farbe. Oft aber ist die Verkieselung nur eine teilweise, so daß beispielsweise in dem vorhin erwähnten feinkörnigen kreuzschichtigen Sandstein einzelne kieselige Streifen in nicht kieseliger Umgebung liegen. Schließlich wurden auch blaß graugrüne oder sogar grüngraue glasige, ferner auch ein wenig glimmerreichere feinkörnige Glaukonitsandsteine beobachtet. Es kommen in diesem Bereich aber auch dunkle Glaukonitquarzite vor, die von solchen des Flyschgaults wiederum nicht unterschieden werden können.

Die Glaukonitgesteine verwittern meist zu auffallend weißlichen oder blaßbräunlichen Gesteinen mit entweder noch lebhaft grün leuchtenden oder ebenfalls bereits braun verwitterten Glaukonitpunkten. Flyschquarzite hingegen zeigen kaum solche Art der Verwitterung.

Die paläontologische Ausbeute in Proben dieser Schichten war ausgesprochen dürftig, und in der Regel konnten bloß Radiolarien oder deren Pyritsteinkerne, gelegentlich auch Schwammnadeln und Fischzähnen ausgelesen werden. In einer Probe waren verdrückte *Recurvoiden* vorhanden, aber nicht mit völliger Sicherheit war *Plectorecurvoides alternans* Noth zu agnoszieren. Auch für Schwermineralanalysen geschlämte Sandsteine wurden auf Foraminiferen untersucht. Einer lieferte eine kleine Fauna mit größeren *Robulus* und wenigen Stücken von *Globigerina infracretacea* Glaessner und ein leider schlecht erhaltenes Exemplar von *Anomalina lorneiana* Gandolfi (schon erwähnt bei der Buntmergelserie, S. 309). Hoffentlich befindet sich die Fauna nicht auf sekundärer Lagerstätte!

Trotzdem weisen die einzigen spärlichen Hinweise auf Gaultalter. Das bedeutet an sich schon eine scharfe Trennung gegenüber den Eozängesteinen. Aber auf Grund der Beobachtung, daß so manche Gesteinstypen der Glaukonitsandsteinserie im Flyschgault nicht vorzukommen pflegen, wurde diese Schichtgruppe vom Flysch abgetrennt und mit dem obigen aus Verlegenheit gegebenen vorläufigen Namen belegt.

Die Frage, wohin die Glaukonitsandsteinserie nun wirklich gehört, kann derzeit nicht befriedigend beantwortet werden. Die Zuteilung zum Flysch ist zwar immer noch möglich, aber sehr fraglich. Es wäre ja auch denkbar, daß Schüblinge einer ein wenig abweichend aufgebauten Flyschdecke vorlägen. Dagegen spricht nun wieder, daß jüngere Gesteine, vielleicht mit Ausnahme der cenoman-turonen Sandsteine, im Verband der Glaukonitsandsteinserie nicht beobachtet worden sind. Dort, wo der Geologe auf Lesesteine angewiesen ist, kommt auch eine Mischung mit Flysch und allenfalls auch glaukonitführenden Molassesandsteinen in Frage.

Als letzte Möglichkeit wäre zu erwägen, ob es sich nicht um ein vom Flysch abweichend ausgebildetes Gault handeln könnte, das zur Buntmergelserie gehört. Normalerweise beginnt die typische Buntmergelserie mit dem obersten Alb. Darunter könnte noch ein Gault folgen, das aber wegen seiner z. T. sandigen Ausbildung sich gegenüber den faltenden Kräften anders verhielt und tektonisch relativ selbständig wurde. Eine Verbindung mit der Buntmergelserie könnte man begründen mit dem unmittelbaren Zusammenvorkommen der Sandsteine mit *Anomalina lorneiana* und der durch eine typische Buntmergelfauna mit *Globotruncana (Thalmaninella) ticinensis*

gekennzeichneten schwarzgrauen Schiefer in der Brunnengrabung in Schaitten. Eine Analogie mit den Verhältnissen in den polnischen Karpaten ist insofern gegeben, als man dort (Ksiazkiewicz, 1949, 1956) Gault- („Gaize“-) Schichten zur Serie der bunten Mergel der Sub-Silesischen Decke als Basis hinzurechnet.

Ehe also deutlichere Argumente im Zuge der weiteren Arbeiten besser zu urteilen gestatten, dürfte die Deutung als Gaultbasis der Buntmergelserie vielleicht die wahrscheinlichste sein.

## 6. Klippenzone und Kalkalpen

Diese Einheiten brauchen nur kurz gestreift werden.

In der Klippenzone ist in der bekannten Form von einzelnen Körpern und Schüblingen innerhalb der Klippenhülle hauptsächlich Jura vertreten, u. zw. die sandigen und kohleführenden Grestener Schichten des Lias, die schwarz gefärbten, sandig-glimmerigen und dunkle oft sandige Kalkbänke führenden Posidonienschichten des Dogger, darüber Kieseltone und Radiolarit, verschiedene Malmkalke, darunter die konglomeratischen Acanthicus-Kalke und schließlich die tithon-neocomen hellen und stellenweise bunten Aptychenkalke. F. Trauth hat sich große Verdienste um die Klärung der stratigraphischen und faziellen Verhältnisse des Klippen-Mesozoikums erworben.

Die klippenartigen Schollen werden von einer Klippenhülle aus Buntmergelserie umgeben. Darauf wurde schon bei deren Beschreibung hingewiesen. Nicht dazu gehören die an verschiedenen Stellen eingeschuppten Schollen von Flysch.

Auf die Schichtfolge der randlichen Serien der Kalkalpen braucht überhaupt nicht näher eingegangen zu werden. Die Frankenfesler Decke ist der südliche Rahmen des betrachteten Gebietes.

## Bau der inneralpinen Molasse und ihrer Umgebung

### 1. Der Bau der inneralpinen Molasse

Zahlreiche Beobachtungen über die Lagerungsverhältnisse der inneralpinen Molasse können dahingehend zusammengefaßt werden, daß das Streichen hauptsächlich der Längsrichtung des Streifens folgt, das Einfallen daher vorwiegend nach SSO bis SO, im Osten auch gegen SSW gerichtet ist. Mittleres bis steiles Einfallen überwiegt über flacheres, auch senkrechte Schichtstellungen sind nicht allzu selten. Einfallen in nordwestlichen Richtungen kommt nur ausnahmsweise vor. Falten sind nicht häufig sichtbar.

Abweichungen des Streichens von der Regel kommen vor. So haben plötzliche Abknickungen ihre Ursachen in ungenügend aufgeschlossenen Falten oder eventuell auch in Schleppungserscheinungen an Scherflächen u. dgl. So sind z. B. die Schichten im Bachbett N der Straße NNW Wayer durch Faltung mit schrägliegenden Achsen (zirka SW gerichtet) in kurzen Abständen scharf abgknickt. Ähnliche Strukturen gibt es auch nördlich Langegg. In Rogatsboden wiederum wechselt das Streichen anscheinend streifenweise plötzlich zwischen ONO—NO und OSO—SO. Vermutlich sind zwischen den Streifen Schuppungsflächen zu suchen. Überhaupt ist

sicher, daß Scherflächen und andere Störungs- und Zerrüttungsstreifen fast nie aufgeschlossen sind und sich in unbekannter Dichte in den zahlreichen unaufgeschlossenen Profilstrecken oder -flächen verbergen. Ihre Zahl darf als ziemlich groß angenommen werden.

Ein leuchtendes Beispiel dafür, wie sich in unaufgeschlossenen Strecken neben Störungszonen auch eventuell eingeschuppte Gesteine, z. B. Buntmergelserie, vollkommen verbergen können, ist einem Vergleich zwischen dem Profil der Bohrung Rogatsboden I und den Oberflächenaufschlüssen im Feichsenbach und seinem östlichen Zuflußgerinne zu entnehmen. Der Abstand zwischen dem Bohrpunkt und dem nördlichsten Aufschluß der einheitlich scheinenden Molasse beträgt rund 250 m, während in der Bohrung schon bei 74 m Tiefe die ersten Buntmergel angetroffen worden sind. Die mittleren Einfallswinkel der Molasseschichten, die man fast überall in den Obertagaufschlüssen messen kann, gestatten mit größter Wahrscheinlichkeit den Schluß, daß Molasse mit aufgearbeiteten Fossilien und Buntmergelserie in den obertags unaufgeschlossenen Strecken ausstreichen müssen. Die Störungen dürften sich auch in dem oft unvermittelten Wechsel im Streichen der Molasseschichten äußern. Über die Bohrungen siehe S. 349.

Auf die generelle Lagerung und daß große Teile der Molasseschichten sogar überkippt liegen, wurde bereits beim Versuch der Aufstellung eines beiläufigen Schichtprofils, S. 306, hingewiesen. Die Beobachtung der Bankunterseiten mit Hilfe der Wülste und Lebensspuren führte aber auch zu dem Ergebnis, daß größere isoklinal gefaltete Schichtpakete nicht nachgewiesen werden können. Wieviel aber an Wiederholungen durch Schuppung im Schichtstoß noch verborgen ist, entzieht sich derzeit noch einer genaueren Abschätzung. Leider aber sprechen keinerlei Anzeichen für einen antiklinalen Bau, der erdölgeologisch von Interesse wäre.

Von der Hauptmasse der inneralpiner Molasse ist im Westen ein etwa 3 km langer schmalerer Molassestreifen durch Buntmergelserie mit Schollen von Glaukonitsandsteinserie und älteren Flyschschichten abgetrennt. Er bildet ebenfalls ein meist steil südfallendes Schichtpaket.

## 2. Verschuppungen mit der Umrahmung

Die Kontakte der inneralpiner Molasse mit ihrer Umgebung sind immer tektonische, allerdings zumeist auch entsprechend schlecht aufgeschlossen. Die Molasseschichten sind am Kontakt sehr stark zerdrückt und oft mit den umgebenden Buntmergeln verflößt.

Verschuppungen mit der Umrahmung konnten an mehreren Stellen festgestellt werden. Im Gebiet des Schmidleherbaches etwa östlich Grafenöd ist vor allem Molasse mit aufgearbeiteten Fossilien mit Buntmergelserie und Flyschgesteinen oder Glaukonitsandsteinserie heftig verschuppt. Im Graben SO Wayer stecken kleine Klippen von Neocom-Aptychenkalken, aber auch eine sehr kleine Linse von Gaultflysch und wenige hundert Meter weiter gegen WSW eine Scholle von Glaukonitsandsteinserie in Begleitung von ein wenig Buntmergelserie in der Molasse. WSW Weitzlehen sind im Bereich der Molasse eingeschuppte Buntmergel spurenweise angedeutet. Bedeutendere Verspießungen von Molasse und Buntmergelserie ergeben die Beobachtungen im Raume N Unter Osang und Hofstadt. Schließlich sind die nachweisbar zwischen Molasseschichten gelegenen Klippen von Öd mit Kieseltonen, Tithon-Neocomkalken und auch

Acanthicus-Kalken mit nur spärlich sichtbarer Buntmergelserie sehr auffällig. Die ausgeglichene Ruhe der Hänge oberhalb schließt hier eine Deutung als von der Klippenzone her abgeglittene Schollen aus. Die Verschuppung der Schichten in der Bohrung Rogatsboden 1 und 1a möge den Bohrprofilen, S. 350, entnommen werden.

Manche andere Verschuppungen bleiben wahrscheinlich in schlecht aufgeschlossenen Gebieten unbekannt.

### 3. Die Umrahmung der inneralpinen Molasse

Auf große Strecken berührt sich die Molasse am Rande mit Buntmergelserie. An vielen anderen Stellen muß derselbe Tatbestand vorausgesetzt werden, der Nachweis ist jedoch wegen ungenügender Aufschlüsse (dicke Lehndecken, Gekriech) nicht zu erbringen. Andererseits soll aber wiederum betont werden, daß kein Aufschluß das sichere Fehlen von Buntmergelserie zwischen Molasse und einer anderen Serie, z. B. Flysch, nachzuweisen gestattet. NO Scheibbs (außerhalb dieses Gebietes) fand sich zwar ein solcher Aufschluß (SSW Heuberg), aber der Kontakt ist dort zweifelsfrei ein tektonischer.

Im Süden S Wayer sieht man die Molasse mäßig flach unter Buntmergelserie und Flysch (Klippe!) einfallen. Im Norden herrscht vielfach Steilstellung der Grenzen. Daß die Molasse mit aufgearbeiteten Fossilien östlich Grafenöd unter der Buntmergelserie auftaucht und nicht von oben eintaucht, ist in den Profilen am Bach unmittelbar zu sehen (vgl. S. 341).

### 4. Die Überlagerung der Buntmergelserie durch die Flyschdecke

Bevor auf Details eingegangen wird, muß vorerst daran erinnert werden, daß die Buntmergelserie Schichten vom obersten Alb bis in das Obereozän umfaßt und die Flyschserie Schichten vom Neocom bis ins Eozän. Eine stratigraphische Verknüpfung der beiden Schichtserien zu einer einzigen, wie es vielfach auch mit dem Helvetikum in Oberösterreich (E. Kraus) geschehen ist, ist deshalb (hier wie dort!) gänzlich unmöglich. Die Kölblsche Auffassung von einer stratigraphischen Folge Flysch—Buntmergelserie(—Molasse) ist damit entschieden widerlegt.

Weiter ist die Beobachtungstatsache zu berücksichtigen, daß die an die Buntmergelserie angrenzenden Flyschschichten — mit verschwindenden Ausnahmen — die stratigraphisch tiefen sind, vor allem das (allerdings seltene) Neocom, vorwiegend Gault und auch die cenoman-turonen Sandsteine. Bunte Schiefer oder Zementmergelserie kommen nur selten in Berührung mit der Buntmergelserie. Mürbsandsteinführende Oberkreide ist mir im hiesigen Abschnitt nirgends im Kontakt mit Buntmergelserie bekannt. Dasselbe gilt auch für die in reichem Maße in die Buntmergelserie eingeschuppten Flyschgesteine. Wo umgekehrt im Flyschgebiet Buntmergelserie angetroffen wird, ist es im Kern von Antiklinalen und ebenfals umgeben von tieferen Flyschschichten.

Einige Details dazu sollen später noch angeführt werden. Sehr einleuchtend ist das Profil im Schmidleher Graben etwa OSO Grafenöd, wo eine synklinale zusammengedrückte Scholle von Neocomflysch deutlich von Buntmergelserie (und diese wieder von Molasse) unterlagert wird. Ferner mag darauf verwiesen werden, daß im Graben ONO Schmidlehen

obereozäne Schichten der Buntmergelserie deutlich unter Gaultflysch nach Norden untertauchen. SSO Wayer fällt eine dünne Lage von Buntmergelserie über Molasse deutlich unter die dortige Flyschklippe (vorwiegend Gaultflysch und Mürbsandstein) ein. Weitere Beispiele könnten noch angeführt werden.

Dabei sind gerade die Buntmergel und die tieferen Flyschschichten auch die am stärksten gestörten Bauelemente.

Die bereits im stratigraphischen Teil eingehend dargelegte enge Beziehung unserer Buntmergelserie zum eigentlichen Helvetikum erlaubt es, die Begründung der tektonischen Überlagerung der Buntmergelserie durch die Flyschdecke auf eine breitere Basis zu stellen, zumal die Analogie der tektonischen Position beider sehr augenscheinlich ist. Im Westen wird das Helvetikum in den Fenstern genauso fast ausschließlich von tieferen Flyschschichten umgeben wie hier die Buntmergelserie, worauf schon mit Nachdruck hingewiesen worden ist (S. Prey, 1950). Klar ersichtlich wurde das tektonische Verhältnis von Helvetikum und Flysch etwa im Helvetikumfenster im Rehkogelgraben (O Gmunden), wo das erstere in den Kern einer Flyschantiklinale eintaucht, oder wenig weiter nördlich im kleinen Fenster beim Gr. Pihringergut, wo an einer Schubbahn das Helvetikum nur im Talgrund in Begleitung von tiefen Flyschschichten bloßgelegt ist (S. Prey, 1950, S. 156, 1951, S. 42).

Die angeführten Beobachtungen dürften genügend deutlich dartun, daß das gegenseitige Verhältnis von Flysch und Buntmergelserie einzig und allein nur als ein tektonisches gedeutet werden kann, u. zw. so, daß die Buntmergelserie von der Flyschdecke überschoben worden ist.

##### **5. Über den Südrahmen der inneralpinen Molasse und die Beziehungen zwischen Buntmergelserie, Klippenzone, Flysch und Kalkalpen**

Abgesehen von der gänzlich von Buntmergelserie und Flysch umgebenen Molasse von Weidach im Westteil ist der Südrahmen des Molassevorkommens anders gebaut als der Nordrahmen. Während der Nordrahmen nur aus Buntmergelserie und Flysch besteht, grenzt im Süden die sogenannte Klippenzone an die Molasse. Aber auch hier ist die Buntmergelserie ein beherrschender Bauteil der Klippenzone und stellt damit die Beziehung zum Nordrahmen her. Unterstrichen wird sie noch durch das Vorhandensein oft recht großer Schollen von Flyschgesteinen in der Klippenzone, die in tektonischer Beziehung den anderen älter mesozoischen Klippen ganz gleichwertig sind. Sie müssen als fremde Einschuppungen betrachtet werden.

Die bisher beobachteten Flyschklippen verteilen sich sehr auffällig vor allem am nördlichen und südlichen Rand der Klippenzone. Aus dem Umstand, daß die Buntmergelserie die eigentliche Klippenhülle ist und sich daraus ein enger Verband mit den Klippen ergibt, und der vorwiegend randlichen Verteilung der Flyschklippen kann man auf ein ursprünglich ähnliches Überlagerungsverhältnis der Buntmergelserie durch den Flysch schließen. Durch heftige Faltung und Schuppung wurden dann Teile der Flyschdecke eingeklemmt und sind klippenartig erhalten geblieben. Die Konsequenz ist die Annahme, die ich als Arbeitshypothese vertrete, daß der Flysch südlich der Klippenzone beheimatet ist. Die Klippenzone, die als südliches Randgebiet des Meerestrogos des Helvetikums angesehen

werden muß, dürfte allerdings infolge der Gebirgsbewegungen als Marke heutzutage nicht mehr an derselben Stelle stehen wie einst.

Die Arbeitshypothese, betreffend die Beheimatung des Flysches südlich der Klippenzone, wird durch die Vorkommen von Flysch südlich der Klippenzone in der Gegend von Grünau in Oberösterreich („Halbfenster von Grünau“, S. Prey, 1953a, R. Brinkmann, 1936) und bei Windischgarsten (Brinkmann, l. c., S. Prey, 1950/51) und näher liegend durch das am Südrand der kalkalpinen Frankenfelder Decke gelegene Flyschfenster von Brettli (SSO Gresten) (A. Ruttner, 1955) wesentlich unterstützt.

An der ziemlich steil südfallenden Überschiebung der Kalkalpen bzw. der Frankenfelder Decke über die Klippenzone tauchen auch die dortigen Flyschklippen unter diese hinab. Die Gosau der Frankenfelder Decke hat genügend vom Flysch abweichende Eigentümlichkeiten, so daß eine Verbindung des Flysches mit dieser Gosau, also ins Hangende der Kalkalpen, keinesfalls in Frage kommt.

### 6. Das Molassefenster von Rogatsboden

Aus den vorhergehenden Abschnitten kann also zusammengefaßt werden: Die inneralpine Molasse wird heute allseits von tektonischen Kontakten begrenzt. Während im Norden vielfach Steilstellung herrscht, kann man am Südrand selten ein Einfallen unter die umgebende Buntmergelserie beobachten. Ferner wird die Buntmergelserie wie das Helvetikum im Westen in klarer Weise vom Flysch überschoben. Trotz gelegentlicher durch Störungen bedingter Abweichungen oder Verschleierung durch schlechte Aufschlüsse u. dgl. ist die Zonenfolge von innen nach außen: Molasse—Buntmergelserie—Flysch.

Betrachtet man ohne Vorurteil die eben erwähnte Zonenfolge, dann könnte man folgende drei Deutungsmöglichkeiten des Gebirgsbaues in Betracht ziehen: 1. Ursprünglich rein stratigraphische Auflagerung der inneralpiner Molasse auf Flysch und Buntmergelserie und später Einfaltung; 2. Völlige Unabhängigkeit der inneralpiner Molasse von der Buntmergelserie und dem Flysch und Auffaltung von unten; 3. Engere stratigraphische Bindung der inneralpiner Molasse an die Buntmergelserie, aber beide miteinander vom Flysch überschoben. Die Voraussetzung einer rein stratigraphischen Folge Flysch—Buntmergelserie—Molasse fällt ja bereits weg.

Im Sinne der ersten Deutungsmöglichkeit wäre nur eine Transgression der inneralpiner Molasse auf einen einigermaßen fertigen und dann kräftig erodierten Überschiebungsbau von Flysch und Buntmergelserie denkbar. Diese Erosionsphase, die ein breites Fenster von Buntmergelserie unter Flysch tief hätte öffnen müssen, wäre an der Wende von Eozän und Oligozän anzusetzen, denn Obereozän steckt in der Buntmergelserie und die Molasse beginnt im Lattorf.

Daß zu diesem Zeitpunkt eine so kräftige Erosion stattgefunden habe, dafür sind aber keine Beweise vorhanden. Dort, wo eine Schichtfolge diese Zeitspanne überbrückt, wie etwa im Inntaler Tertiär (W. Heissel, 1956), ist von heftigen Störungen kaum etwas zu merken. Abgesehen von der häufigen litoralen Fazies wurden die Zementmergel von Häring ziemlich ruhig und fortlaufend zu diesem Zeitpunkt abgelagert. Eine solche Erosionsphase hätte auch große Mengen von Flyschschutt, insbesondere von Flyschoberkreide, liefern müssen, von denen aber bisher keine Spuren bekannt-

geworden sind. Die von W. Zeil (1953) aus den sehr wahrscheinlich unteroligozänen Deutenhauser Schichten Oberbayerns angeführten „Flyschkalke“ von einem „jüngeren als senonen Alter“ scheinen doch recht fragliche Dinge zu sein, zumal wenn M. Richter neuerdings die Unternog-Schichten, die von Zeil als gut vergleichbar mit den Deutenhauser Schichten angegeben werden, mit der Feuerstätter Decke parallelisiert, die mit unserer Klippenzone in Verbindung gebracht werden kann. H. Hagn (1950) weist auf die umgelagerten Foraminiferen in der Bayerischen Molasse hin und schließt daraus, daß besonders zur Zeit der älteren Molasse Helvetikum in beträchtlichem Ausmaß freigelegen sein muß. Nach den Angaben von B. Kordiuk (1938) erscheinen im Geröllbestand der Bayerischen Molasse Flyschgerölle erst ziemlich spät. In unserem Raume treten zwar schon in den Konglomeraten NW Reinsberg Flyschgerölle auf, aber sonst sind gleichzeitig mit ihnen und in der Molasse mit aufgearbeiteten Fossilien umgelagerte Foraminiferen aus dem Helvetikum nicht selten. Bei Bad Hall sind klastische Einstreuungen von Helvetikum und auch etwas Flysch in Tonmergel des Aquitans (Brekzientonmergel) (R. Janoschek, 1957) in größerer Menge erfolgt, ein Zeichen, daß das Helvetikum damals freiliegend unmittelbar am Ufer des Molassemeeres anstand, während es heute nur in kleinen Fenstern an der Oberfläche sichtbar ist und bei Annahme eines zwischen Obereozän und Unteroligozän entstandenen Überschiebungsbaues zu den Zeiten der älteren Molasse eher noch weniger freigelegen sein müßte als heute. Wie man aber die inneralpine Molasse von Rogatsboden auch betrachtet, die bisherigen Beobachtungen sprechen unbedingt dafür, daß Helvetikum sowohl zur Zeit der Bildung der liegenden als auch der hangenden Teile des Schichtstoßes der Erosion zugänglich gewesen ist.

Alle diese nicht auf Vollständigkeit Anspruch erhebenden Angaben sprechen dafür, daß das Helvetikum lange Zeit offen zutage lag und die Flyschdecke erst allmählich herankam, und nicht für einen schon fertigen und rasch in wenigen schmalen Zonen erodierten Überschiebungsbau, der das Helvetikum unter der Flyschdecke begraben hätte.

Die Grobsandsteine der inneralpiner Molasse sind in ihrer Verbreitung viel zu unbedeutend, um etwa als Schutt dieser Erosionsphase gelten zu können. Außerdem fehlen darin Gerölle von Gault und Cenomanflysch, die ja auch von der Erosion angeschnitten worden sein müßten. Gerölle der nahe benachbarten Kalkalpen fehlen ebenso vollständig, ein sicheres Zeichen, daß der Ablagerungsraum dieser Molasse von den Kalkalpen weit entfernt war, daß also eine ereignisreiche geologische Geschichte noch nach ihrer Ablagerung vorausgesetzt werden muß.

Zuletzt sei darauf hingewiesen, daß bis jetzt in der ostalpinen Flyschzone keine Stelle bekanntgeworden ist, wo Molasse einwandfrei über Flysch transgrediert. Mulden mit jüngsten Flyschschichten, in denen sich transgredierende Molasse erhalten haben könnte, sind sehr ausgedehnt.

Diese paar Andeutungen dürften die Meinung genügend begründen, daß die reine Transgressionshypothese für die inneralpine Molasse sehr wenig Wahrscheinlichkeit für sich hat.

Die zweite Deutung einer völligen Unabhängigkeit der Molasse von Buntmergelserie und Flysch und fensterartiges Auftauchen der inneralpiner Molasse stützt sich vor allem auf die überall kenntlichen tektonischen Kontakte an den Rändern, die Aussage des kleinen Profils (Abb. 2) im

Schmidleher Graben mit der Serienfolge von unten nach oben: Molasse—Buntmergelserie—Flysch und die engen stratigraphischen Beziehungen zur Vorlandmolasse (Ampfing, Puchkirchen, Tonmergelstufe der westlichen Subalpinen Molasse), für deren Untertauchen unter die Alpen sich die Beweise immer mehr vermehren. Es ist naheliegend, eine Aufschuppung älterer Molasseschichten aus südlicheren Bereichen des Molassetroges, die im seichten Trogteil nördlich des heutigen Alpenrandes nicht mehr abgelagert worden waren (Bohrung Steinakirchen), anzunehmen. Diese Aufschuppung ist gerade an der Stelle erfolgt, wo die Böhmisches Masse am weitesten nach Süden vorgreift, wo also der Stau der vordrängenden alpinen Decken am größten gewesen sein muß. Spuren starker tektonischer

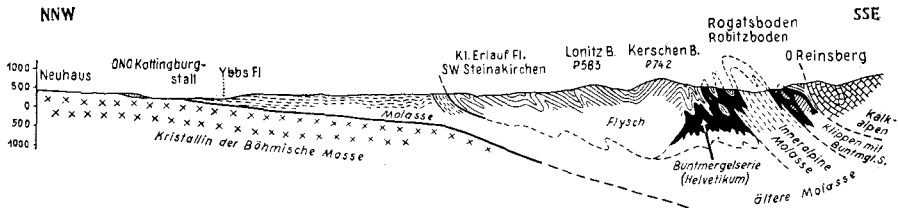


Abb. 1: Profil durch das Molassefenster von Rogalsboden

Beanspruchung, wie sie einem Gleitteppich zukommen, zeigt die Buntmergelserie deutlich.

Dieser Auffassung gemäß liegen also über der inneralpinen Molasse zwei Decken, nämlich die der Buntmergelserie und die des Flysches. Zu der ersteren gehören auch die Buntmergel, zur letzteren die Flyschklippen der Klippenzone. In dieser Umgebung wurde die Molasse hochgeschürft und dabei heftig gestört.

Dem beigegebenen Profil Abb. 1 ist diese Deutung zugrunde gelegt. Die in den vorhergehenden Kapiteln gebrachten Beobachtungen sprechen weitgehend für diese Deutung.

Sehr bemerkenswert erscheint der Fund von oligozänen Molassemergeln mitten im Helvetikum im Schönecker Graben NO Eisenärzt in Bayern (O. Ganss, 1956). Die Stellung inmitten von Helvetikum und beider miteinander unter dem Flysch ist mit unserer Molasse unmittelbar vergleichbar. Der Hangendkontakt wird als sichtlich tektonisch beschrieben, der Liegendkontakt hingegen als stratigraphisch mit einer Schichtlücke aufgefaßt. Ob er vielleicht doch auch tektonisch sein kann, kann ich nicht beurteilen.

Die dritte Deutung wäre ein gewisser Mittelweg zwischen den beiden soeben erörterten extremen Vorstellungen. Es wird bekanntlich von manchen Forschern die Meinung vertreten, daß der Untergrund der Molasse wenigstens stellenweise aus Helvetikum bestünde. Beweis liegt aber bisher noch kein stichhaltiger vor. Die nächstliegende Bohrung Bad Hall hat im Gegenteil eine sandige und dem Helvetikum fremde Oberkreide unter der Molasse durchfahren (R. Janoschek, 1957). Die vorhin angeführten Molassemergel im Helvetikum bei Eisenärzt in Bayern könnten aber diese Deutung unterstützen, wenn ihre Auflagerung auf dem Helvetikum als stratigraphisch erwiesen ist.



Im Falle Rogatsboden könnte eine Verbindung zwischen Buntmergelserie und Molasse hergestellt werden, wenn man das in der Bohrung Rogatsboden 1 und 1 a auffällige Zusammenkommen von Molasse mit aufgearbeiteten Fossilien und roten Buntmergeln mit *Cyclamina* aff. *amplectens* ins Auge faßt und die ersteren Schichten als Basalbildung der Molasse auffaßt. Man müßte aber dann versuchen, die ganze Schichtfolge der inneralpinen Molasse umzudrehen, und man kommt mit den bewährten Erfahrungen über die Lage der Wülste und Lebensspuren an Sandsteinbänken in Konflikt. Außerdem hält die Lagerung der Sandsteinbänke mit den Wülsten gegen Süden auch nördlich der Bohrung bis knapp zum Nordrand der Molasse unverändert an, und die Sandsteinbank im nördlichsten Vorkommen von Molasse mit aufgearbeiteten Fossilien zeigt die brekziöse Lage genau gleich gegen Süden blickend, wie im Aufschluß gleich südlich der Brücke der Scheibbs-er Straße, wo eine Lage von Molasse mit aufgearbeiteten Fossilien inmitten normaler Molasseschichten eingeschaltet ist. Es ist daher auch nicht gut möglich, das Konzept so zu ändern, daß etwa nur diese als Basis angenommenen Schichten aufrecht und alle anderen überkippt liegen. Eine Beweiskraft für Basalbildungen besitzen die Aufarbeitungen von Fossilien aus dem Helvetikum keineswegs, denn solche werden öfter aus dem Molassegebiet beschrieben. Überdies sind sie ja auch in den nach meiner Auffassung basisnahe gelegenen Grobsandsteinen und Feinkonglomeraten nordwestlich Reinsberg vorhanden.

Wollte man aber unter Bagatellisierung dieser aus der Lagerung sich ergebenden Argumente doch diese Lösung akzeptieren, dann bliebe die inneralpine Molasse dennoch ein Fenster, allerdings in der Form, daß die Buntmergelserie mit der darauf abgelagerten Molasse gemeinsam noch von der Flyschdecke überschoben wurde. Denn das Verhältnis der Buntmergelserie zum Flysch ist zweifellos noch viel klarer als tektonisches zu definieren als das der Molasse zur Buntmergelserie.

Im Profil Abb. 1 müßte man da die Buntmergelserie auch unter der inneralpinen Molasse durch geschlossen zeichnen.

Nach der letztgenannten Deutung wäre somit die inneralpine Molasse von Rogatsboden ein einfaches Fenster, im Falle der zweiten Deutungsmöglichkeit aber ein doppeltes. Das Hauptgewicht bei der Interpretation liegt also weniger bei der Molasse selbst als bei der Buntmergelserie und ihrer tektonischen Stellung unter der Flyschdecke. Am besten wird die Vorstellung eines doppelten Fensters, wie es im Profil Fig. 1 dargestellt ist, den Beobachtungen gerecht.

Aussagen über das Alter der Bewegungen, die zur Bildung des Fensters von Rogatsboden geführt haben, können nicht sehr genau gemacht werden. Die jüngsten bisher nachgewiesenen Schichten des Fensterinhaltes sind solche des Rupel. Die neuesten Forschungen in der Molasse des Alpenvorlandes (O. Heermann, 1954, R. Janoschek, 1957) haben ergeben, daß im Chatt eine starke Schottereinschüttung als Zeichen beginnender Gebirgsbildungen anhebt und weiter anhält. Vor dem Aquitan und dem Burdigal konnten größere Unstetigkeitsflächen innerhalb der Molasse-sedimentation nachgewiesen werden. Im Aquitan bei Bad Hall in Oberösterreich kommen Brekzien mit Blöcken von Helvetikum und Flysch vor, während sie im Chatt noch fehlen. Nachdem es nicht sehr wahrscheinlich

ist, daß ein einziger Bewegungsakt zur Überschiebung der Rogatsbodener Molasse geführt hat, sondern mehrere, wird man nicht fehlgehen, wenn man den Zeitraum vom obersten Chatt bis zur Basis vom Burdigal für die Hauptbewegungen veranschlagt.

### Einige Einzelheiten des Gebirgsbaues

Das Westende der inneralpinen Molasse liegt irgendwo in der jungen Talfüllung des Kl. Erlauftales. Eine weitere Fortsetzung ist nicht bekannt. Dieser westlichste Streifen reicht ostwärts bis in die Gegend von Schaitten, ist aber nur ungenau abgrenzbar. S vom Westende dieses und um das Westende des südlicheren Molassestreifens steht vorwiegend Flysch an, darin auch ein wenig Buntmergelserie. Auf der Kuppe P. 508 *m* steht Glaukonitsandsteinserie in einem kleinen Steinbruch an. Das Ende des Schliers des Hauptzuges ist unter einer Rutschung verborgen. Bemerkenswert ist, daß hier öfter die Flyschschichten und die Glaukonitsandsteinserie nach Westen, also vom Schlier weg fallen. Aufschlüsse in dem schmalen Trennungstreifen zwischen den Molassezügen mit Buntmergelserie, Schollen von Glaukonitsandsteinserie und auch etwas Flysch finden sich vor allem im Bach O Weidach.

Der Hauptzug von Molasse, der bei Vorder Hoderberg beginnt, erreicht eine größte Breite von 1.2 *km* östlich Langegg. Östlich vom Feichsenbach aber verengt er sich bedeutend. Dabei entstehen östlich vom Klausbach schwer deutbare Strukturen. Während an seinem linken Ufer nur Molasse ansteht, stehen dieser am rechten Ufer Klippengesteine (viel Posidonienschichten) und verrutschte Buntmergelserie gegenüber. Die Klippenzone stößt hier etwa 800 *m* gegen Norden vor, und es ist nicht klar, aber möglich, daß die Molasse hier zwischen die Klippengesteine hineinzieht. Möglicherweise ist auch der ganze der Molasse gegenüberstehende Komplex von Klippengesteinen als Gekrieche zu deuten. Die strichlierten Linien in der Karte sollen diese Unsicherheit ausdrücken.

Östlich vom Feichsenbach zieht die Molasse in einer Breite von etwa 700 bis 800 *m* weiter gegen Scheibbs. Der Südrand ist am Oberrand der hier häufigen und ziemlich intensiven Rutschungen zu vermuten.

Auf die eingeschuppten Gesteine wurde bereits auf S. 333 hingewiesen.

In bezug auf die Klippenzone braucht nur mit ein paar Worten auf die Flyschklippen eingegangen werden. Die langgestreckte Flyschklippe S Wayer besteht hier zunächst hauptsächlich aus Gaultflysch und Mürbsandsteinen. Am Steinbach kommt dann typische Zementmergelserie hinzu, die den Hügel mit dem Hohen Mayerhof aufbaut, nur im Südosten von älteren Schichten in schmalem Zuge begleitet. Nach einer kleinen Querstörung schließt die ebenfalls aus Zementmergelserie bestehende Klippe P. 496 *m* an. Gleichfalls aus Oberkreideflysch bestehen die Flyschklippen S Schusterlehen und eine ganz kleine 250 *m* O Lehenmühl, ebenso größere westlich Scheibbs. Von den Klippen am Südrand der Klippenzone ist neben der im oberen Joisinggraben bis S Hehenberg die Klippe von Haubenberg die ansehnlichste. Sie besteht aus Zementmergelserie (Fauna mit *Globotruncanen*), bunten Schiefen und Mürbsandsteinführender Oberkreide (Fauna mit *Rzehakina epigona*), aber auch tieferen Flyschschichten im Südteil.

In der Lücke zwischen den Flyschklippen W Klausbach ist die Buntmergelserie mit der Molasse verspießt. Die Molasse ist aber nur selten wirklich zu sehen; sie wird oft nur durch die Sandsteine verraten. In diesem Bereich wurden in der Buntmergelserie die tiefsten nomanen Schiefer öfter beobachtet. Auch Blöcke von nummulitenführenden Gesteinen kommen nicht allzu selten vor, die mit denen SO Wayer in Beziehung stehen.

Der neben der Klippenzone weitaus kompliziertest gebaute und interessanteste Streifen ist der unmittelbare Nordrahmen der inneralpinen Molasse, insbesondere zwischen dem Kl. Erlaufthal und dem Feichsenbach. Es muß nachdrücklich betont werden, daß die Karte hier lediglich eine grob vereinfachte Übersicht wiedergibt, in der häufig eine Anzahl von kleinen Gebilden zu einem größeren zusammengefaßt oder allzu kleine weggelassen sind. In der Gegend von Schaitten wird der Buntmergelstreifen über 1 km breit und ist besonders im südlicheren Teil durchsetzt von größeren bis kleinsten (bisweilen anscheinend sogar bis faustgroßen) Körpern von Flysch und Glaukonitsandsteinserie und Eozängesteinen. Mit dem Ganzen verschuppt sind außerdem noch Schichten von Molasse mit aufgearbeiteten Fossilien. Die Buntmergelserie selbst ist heftig in sich verknüchtet, und es ist schwer, brauchbare zusammenhängende Profile zu finden.

Die Scharen und Züge von Flyschschollen lassen sich öfter mit Synklinalen in der Flyschmasse nebeneinander in Verbindung bringen, sodaß sie also als zerteilte und losgetrennte Teile von solchen aufgefaßt werden müssen. Eine solche Synklinale zieht nördlich Schmidlehen nach WSW in die Flyschkörper N Königshof, eine andere trennt sich am Feichsenbach von der Flyschdecke und läßt sich gegen W weiterverfolgen.

Charakter und Problematik der Glaukonitsandsteinserie ist bereits im stratigraphischen Teil beleuchtet worden. Sie ist hauptsächlich in der Gegend von Schaitten (klippenartige Aufragung NO Schaitten), um den Königshof und bei Grafenöd verbreitet. Auch sie ist oft in Schollen zerteilt, zwischen denen Buntmergelserie eingedrungen ist. In ihrer Nähe hält sich auch das quarzsandig-konglomeratische Eozän, von dem einige Vorkommen erwähnt werden sollen: Am Steinbach W Schaitten, im Graben NNO Schaitten zirka 300 m taleinwärts von der Mündung in den Steinbach (große Granitblöcke, 1 Diabasblock) und weitere Linsen bis zum Wald und der Viehweide zirka 350 m SSW Grafenöd, wo ebenfalls ein grobes Konglomerat mit großen runden Granitblöcken ansteht. Auch das „Granitvorkommen von Schaitten“ gehört offenbar zu diesem Eozän (S. Prey, 1953b). Ein weiteres Vorkommen konnte in einem kleinen Seitengerinne 400 m SSO Schmidlehen aufgefunden werden. Vielleicht verbergen sich noch weitere in unaufgeschlossenem Gelände.

Aufschuppungen von Molasse mit aufgearbeiteten Fossilien (mit bezeichnenden Glaukonitsandsteinen) wurden mehrfach beobachtet, so im Graben NNO Schaitten mitten in Glaukonitsandsteinserie, aber von roten Mergeln begleitet, ein weiteres in unmittelbarer Nähe von nummulitenführenden Sandsteinen im Graben SW Grafenöd. Häufige Vorkommen befinden sich im Schmidleher Graben östlich Grafenöd.

Hier im Schmidleher Graben O—OSO Grafenöd befindet sich auch das schon mehrfach zitierte Profil, das die Überlagerung von Molasse mit aufgearbeiteten Fossilien durch Buntmergelserie und Flyschneocom anschaulich macht. Es beginnt dort, wo der von Schwollehen herab gegen

Reinsberg führende Fußsteig den Bach überquert (Steg). Von diesem Steg muß man den Bachlauf aufwärts weitergehen. Das Profil soll durch die beigegebene Abb. 2, die schematisch die Verhältnisse darstellt, erläutert werden.

SO vom Steg (bei Ziffer 1) stehen auf größere Strecken in dürftigen Aufschlüssen graue teigige Schiefer mit grünen Schmitzen und Glaukonit-sandsteine der Molasse mit aufgearbeiteten Fossilien an, dazu selten schlier-verdächtige graue Kalksandsteine und dazwischen eingeschuppte Buntmergelserie. Hinter dem Steg — hier Rutschung auf Buntmergeln — steht dann Buntmergelserie an: (2) unten grüner, darüber roter Mergel (Obersenonfauna mit *Reussella szajnochae*, *Textularia excolata*, *Marssonella*

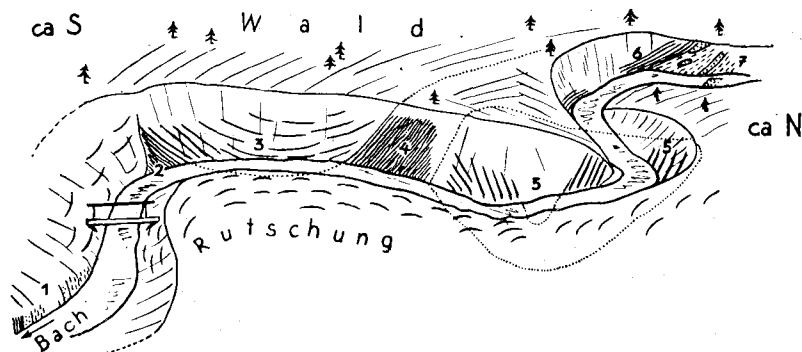


Abb. 2: Profilansicht im Schmidleher Graben O—OSO Grafenöd. Erklärung (vgl. Text!): 1 und 7 - Molasse mit aufgearbeiteten Fossilien. 2, 4 und 6 - Buntmergelserie. 3 und 5 - Neocomflysch.

*oxycona*, aber auch *Eponides trümpii*, *Bulimina rugifera* u. a.). Unter Zwischenschaltung eines schwarzen Zermalmungsstreifens legt sich darüber mit mittlerem NW-Fallen Flyschneocom (3) mit grüngrauen und grauen Schiefen mit schichtigen und glimmerführenden Kalksandsteinbänkchen, die nahe der Grenze stärker tektonisch beansprucht sind. Weiter folgen in den Schiefen auch teilweise spätig glitzernde Kalksandsteine mit wulstiger Fließfaltung und Wülsten und Lebensspuren an der Unterseite. Etwa  $1\frac{1}{2}$ —2 m über der Basis erscheinen die ersten Bänke von hartem mergeligem Fleckenkalk und knapp 1 m höher grobe Sandsteine mit charakteristischen Brekzien.

Nach zirka 30—40 m erreicht man den Gegenflügel des muldenförmig gelagerten Gebildes aus Neocom-Flysch, der an einer zirka  $70^\circ$  S-fallenden Störung über roten, untergeordnet grünen Buntmergeln (4) aushebt. Die roten Mergel sind Obersenon (*Reussella szajnochae*, *Globotruncanen*, *Gümbelinen*, *Globigerina infracretacea*, *Textularia excolata*, Sandschaler u. a.). Am Nordrand sind graue Mergel ein wenig jünger (*Textularia excolata*, *Nodellum velascoense*, *Textulariella? varians*, *Bulimina rugifera*, *Anomalina acuta*, *Eponides trümpii* u. v. a.). Die Flyschmulde taucht mit beiläufig westfallender Achse ein. Am or. linken Ufer hingegen breitet sich ein größeres Rutschgebiet mit Buntmergelspuren aus, sodaß eine Verbindung der südlichen mit den nördlichen Buntmergeln ohne Bedenken vorausgesetzt werden kann.

Hinter diesem etwa 10 m breiten Buntmergelstreifen betritt man eine zweite Neocomscholle jenseits einer mäßig steil SSW-fallenden Störung mit einem schwarzen Mylonit. Das Neocom (5) scheint stärker gefaltet und verdrückt zu sein. Der Gesteinsbestand ist ganz ähnlich dem vorigen mit spätig glitzernden Sandsteinen, die oft Grobsandstreuung oder Grobsandsteinlagen an der Basis aufweisen oder mit groben, aptychenführenden Brekzien verbunden sind, ferner mit Schiefen und fleckigen hellen Mergelkalkbänken. Die Aptychen (*Lamellaptychus seranonis*, *L. angulocostatus*) sind für die Alterseinstufung maßgebend.

Hinter der Bachschleife gelangt man wieder in den letzten Buntmergelstreifen zurück, während die nördlichere Neocomscholle zu enden scheint. Diese Buntmergel (6) haben eine paleozäne Fauna geliefert (große *Globigerinen*, *Globorotalia crassata*, *Gl. aragonensis* u. a.). Nach knapp 10 m steht im Bach eine stark zerklüftete Bank von blaßgrünem Glaukonitsandstein an und etwa in seiner Fortsetzung am rechten Ufer unter SW-fallenden roten Buntmergeln dunkler graue bis grünlichgraue, stellenweise bräunliche Tonmergelschiefer mit gelegentlich grünen Schmitzen und zerrissenen Linsen und Bänken von kalkigen Sandsteinen von ausgesprochenem Schliercharakter (7). Sie fallen unter die Buntmergel ein!

Es kann keinen Zweifel geben, daß hier unter dem Flysch und der ihn unterlagernden Buntmergelschicht wiederum Molasse auftaucht.

Um gleich das weitere Profil zu beleuchten, kann man dem in vielen Schlingen fließenden Bach weiter aufwärts folgen. Die schlechten Aufschlüsse lassen teilweise sicher Molasse mit aufgearbeiteten Fossilien, begleitet von den bezeichnenden Glaukonitsandsteinen, Buntmergelschicht, verschiedene schwer deutbare Sandsteine und schwarze und grünliche Schiefer mit gelegentlich dunklen Quarziten sehen, die der Glaukonitsandsteinserie oder dem Gaultflysch zuzählen sind. Hinzu kommen auch ziemlich sichere cenoman-turonische Flyschsandsteine u. a. Zur Buntmergelschicht gehört die etwa SSO Schmidlehen vorkommende graue Brekzie mit dunklen sandigen oder bräunlichen feinspätkigen Kalken, Splintern von schwarzem Hornstein, Chloritphyllit und Quarzgeröllen, die in schwärzliche senone Tonmergel eingelagert ist.

Erst etwa S Schmidlehen oder im anderen Talast O—OSO Schmidlehen beginnt ein geschlossener etwa bis 300 m breiter Streifen von Buntmergelschicht, die im Ostast unter Gaultflysch, im Westast unter Neocom- und Gaultflysch untertaucht. In ihm liegen die Vorkommen obereozäner nummuliten- und discocyclinenführender Lithothamnienkalk- und -brekzien, u. zw. etwa 300 m O Schmidlehen, im kleinen Graben WSW Hinterberg und vor allem auch in den Gräben 250 und 400 m ONO Hinterberg, wo sie mit den Konglomeraten mit den Kalk- und Grünschieferkomponenten verbunden sind.

SW und S Hinterberg heben sich Schollen von Flysch auch morphologisch gut ab (Gaultflysch, etwas Mürbsandstein, auch bunte Schiefer). In einer Brunnengrabung W Büchl kam sogar ein wenig Oberkreideflysch mit Helminthoideen und Chondriten und einer armen Fauna mit wenigen Globotruncanen zum Vorschein. Weitere Schollen von Flysch und auch von Glaukonitsandsteinserie können bis gegen den Feichsenbach hin beobachtet werden.

Bei Grafenöd und Königshof gibt es die Aufschlüsse, die die Beobachtung typischer Gesteinsmerkmale der Glaukonitsandsteinserie gestatten,

so u. a. zur Schottergewinnung verwendete Gruben am Fahrweg von Schaitten nach Grafenöd. Ferner liegt hier die größte Anhäufung der quarzsandig-konglomeratischen Eozängesteine, die in einer kleinen Grube unter einer Baumgruppe auf der Weide 350 m S Grafenöd die großen Granitblöcke enthalten (S. Prey, 1953 b). Am Westende des westlich anschließenden Waldes befindet sich die als „Granitvorkommen von Schaitten“ bekannte kleine Anhäufung großer Granitblöcke, die unter Naturschutz steht. Im Aushub für den Neubau des Güterweges war mehrfach die enge Verquickung von Buntmergelserie mit Gaultflysch- und anderen Gesteinen zu sehen. Als kompaktere Masse ragt ein kleiner Hügel aus Glaukonitsandsteinserie NO Schaitten daraus hervor. Die mit dem Eozän zu verbindenden hellen Mergel mit Glaukonitsandsteinbänken, wie sie in einem ganz kleinen Steinbruch 330 m SSW Grafenöd aufgeschlossen sind, waren auch am Rande des alten verwachsenen Fahrweges etwa 100 m östlich vom Steinbach spärlich zu sehen.

Die Grenze zwischen Buntmergelserie und inneralpiner Molasse zieht ein wenig südlich Schaitten vorbei. Auf die interessanten Verhältnisse im Brunnen beim Bürgermeisterhaus wurde bereits S. 309 hingewiesen.

Typische Bilder des Baustils dieser Zone bietet der bei Schaitten von Norden her mündende Graben. Ihn aufwärts gehend, erreicht man an dem aus Glaukonitsandsteinserie bestehenden Hügel vorbei zuerst ein Eozänvorkommen mit großen Granitblöcken, einem großen Diabasblock und Spuren von Buntmergelserie in der Umgebung. Dahinter am Bach in größerer Breite graugrüne bis lebhaft grüne Glaukonitsandsteine und schwarze, meist splittrige Schiefer. Mitten darin ist etwas Molasse mit aufgearbeiteten Fossilien mit grauen, selten grünlichen Schiefeln und etwas Sandstein, begleitet von roten und grüngrauen Schichten der Buntmergelserie (graue mit *Rzehakina epigona*, rote mit *Globigerinen* und *Globorotalia angulata*), emporgeschuppt. Hinter den in beträchtlicher Breite merkbaren Glaukonitsandsteinen stehen in einer scharfen Bachschlinge rote Buntmergelgesteine (mit *Globigerinen*, *Globorotalia angulata*, *Textularia excolata*) an, denen im Norden auch graue oder schwarze Tonmergel zugesellt sind. Zirka 10 m weiter stehen graue Mergelkalkbänke und feinspätig glitzernde Sandkalkbänke mit grauen Mergeln dazwischen, stark verruschelt, an. Bezeichnend etwas grober bunter Sandstein. Es ist typisches Flyschneocom. Dahinter breitet sich mehr als 100 m breit Gaultflysch mit dunklen Glaukonitquarziten, dunklen Sandsteinen, selten glaukonitquarzitischen Brekzien und schwarzen Schiefeln. Nach einem Buntmergelstreifen folgt neuerlich Flysch mit cenoman-turonem Sandstein, Gault und dem schon auf S. 322 erwähnten groben Konglomerat. Aus der Nähe stammen, meist aus losen Blöcken, einige Fossilreste (Belemniten, Aptychen, 1 Ammonitenrest). Dahinter nochmals Buntmergelserie mit Flyschschollen, ehe bei Kleinleiten wieder ein zusammenhängenderer Buntmergelstreifen durchzieht. N Grafenöd, knapp vor dem steileren Hanganstieg, bildet eine kleine Neocomscholle eine niedrige Bodenwelle.

Im westlichen Teil des Grabensystems steht unterhalb eines Weges in unaufgeschlossener Umgebung ein weißlicher geröllführender Sandstein an, der ein auf irgendwelche Weise gebleichtes quarzsandiges Eozän sein dürfte.

Der größere Graben 200 m O Königshof zeigt recht deutlich die Flyschschollen in der Buntmergelserie. Zuerst im unteren Teil rote Bunt-

mergel des Paleozän-Untereozäns. Dahinter folgt Flysch, u. zw. grünliche Schiefer mit grauen feinkörnigen Kalksandsteinbänken, nach einigen Metern teigig zerpreßte dunkelgraue und grünliche Schiefer mit vereinzelt roten Schmitzen und klein aufgearbeiteten Brocken von dunklem Gaultquarzit, dahinter zirka 7 m glimmeriger Sandstein, 10 m Gaultflysch und nochmals cenoman-turonen Sandstein und wiederum Gault. Später wechselt mehrmals Neocom- und Gaultflysch mit Buntmergelserie ab. Im Westast des Grabens kommt sogar auch wenig Oberkreideflysch vor (feinkörnige Kalksandsteine, grünlichgraue Tonmergel und Mergel mit einer Dendrophryenfauna mit einigen zweikieligen Globotruncanen).

Am neuen Güterweg zum Königshof sieht man grünlichbraune, häufig grau gebänderte nicht quarzitisches Sandsteine, schwärzliche oder grünliche, auch blaugraue kieselige Sandsteine. Nach der östlichen Kehre stehen schwarze, untergeordnet hellgraue Schiefer mit schichtigen Glaukonit-sandsteinen an, ebenso auf der Kuppe mit dem Gehöft. Dazwischen war mehrmals eine tektonische Zwischenschaltung von Buntmergelserie festzustellen. Auch hinter dem Königshof streicht der einheitlichere Buntmergelzug durch.

Gesteine der Glaukonit-sandsteinserie, aber auch Quarzite und Sandsteine, die offenbar doch den älteren Flyschschichten zugehören, sind auch gelegentlich am Steinbach W Schaitten freigespült worden. Bemerkenswert ist ebenfalls ein Vorkommen von quarzsandigem Eozän mit Nummuliten und Inoceramensplittern etwa 200 m W vom letzten Haus.

Der Buntmergelstreifen überschreitet den Steinbach und setzt in dem Graben O Kaltenberg („Kulmberg“ der alten Karten) fort. S des Grabens auf den Hügeln findet man Gesteine von Gaultflysch und Glaukonit-sandsteinserie. Beide setzen nach WSW fort. Die Buntmergel erreichen N Gresten das Tal der Kl. Erlauf.

Der Graben O Kaltenberg soll wegen seiner verhältnismäßig guten Aufschlüsse ein wenig eingehender besprochen werden. Im unteren Teil liegt eine große Rutschung. Längs des Gerinnes am Südrand gehend, kann man zuerst stark verruschelte Gesteine beobachten, die vermutlich Gaultflysch oder eventuell Glaukonit-sandsteinserie sind. An diese schließen gegen NW dann die Buntmergel, u. zw. hellgrünliche und wenig rote Mergel und grünliche Fleckenmergel mit reicher Fauna (Sandschaler, Globigerinen, Globorotalien des Paleozän-Untereozäns). Letztere enthalten eine Linse von dunkelgrünem glaukonitreichem Mergel mit kleinen Nummuliten, Discocyclinen, Astrocyclinen u. a. Im Nordhang hingegen sind ein wenig weiter einwärts auffallende rote Mergel mit einer Oberkreidefauna eingeschuppt (mit *Globotruncana lapparenti coronata*, *Globigerina infracretacea*, *Verneuilina abbreviata*, *Textularia excolata*, *Rzehakina epigona* u. a.). Als loser Block lag in der Nähe eine fossillere sandige Brekzie mit roten Schiefer-splitterchen, deren Zugehörigkeit unbekannt ist. Etwa S vom Graben, westlich neben dem etwas höher querenden Weg, wurden die grauen etwas dunkler gefleckten Mergel mit der cenomanen Globotruncanenfauna (*Globotruncana montsalvensis* und *Gl. reicheli*) gefunden.

Am Feichsenbach taucht der Buntmergelstreifen ostwärts unter stellenweise ziemlich flach lagernden Flysch unter. Buntmergel sind auch N der Scheibbser Straße in Rogatsboden noch mit Gaultflysch verschuppt. Weiter ostwärts wird ihr Auftreten spärlicher bzw. dürften sie z. T. auch weniger gut aufgeschlossen sein.

Der Bau der Flyschdecke zeigt auch Züge, die für die Beurteilung der tektonischen Gegebenheiten des ganzen Gebietes wesentlich sind.

Einer dieser wesentlichen Züge ist die heftige Störung des südlichen Randstreifens. Schon im Westteil, westlich vom Ewixengraben, herrscht am Südrand heftige Verschuppung, an der sich Schichten des Gault, der bunten Schiefer und der cenoman-turonen Sandsteine vor allem beteiligen. Die Sandsteine sind in linsenförmige Körper aufgelöst, der größte bildet die Kuppe N Ob. Kühberg. In einigen wenigen kleinen z. T. verfallenen Steinbrüchen wurden Sandsteine gewonnen. Von Westen her streicht auch bei Fischhub<sup>1)</sup> eine Synklinale von Zementmergelserie heran. N und WSW Ewixenbichl sind größere Schollen von Zementmergelserie tief eingesenkt. Dafür ist zwischen Weglbauer und Kerschbaumleiten noch Gaultflysch zwischen Zementmergelserie hochgeschuppt. Nördlich Kerschbaumleiten schließt dann Mürbsandsteinführende Oberkreide gegen Norden an.

Zwischen diesen tiefen Flyschschichten ist an verschiedenen Stellen wiederum Buntmergelserie aufgeschuppt: am Südhang des Zaritzgrabens<sup>2)</sup>, SW Kaltenberg und N Ewixenbichl. Sie sind z. T. durch Faunen belegt.

Diese Zone setzt aus dem Ewixengraben auch gegen Nordosten fort, wo ganz ähnliche Linsen von Mürbsandsteinen in schiefrigen Begleitgesteinen, bunten Schiefen und Gaultflysch etwa beim Steinerbauern<sup>3)</sup> oder an den Südhängen des Kerschenberges zwischen Kleinleiten und der Gegend N Schmidlehen anstehen. Bei Schmidlehen schließen sich die bisher spärlicheren Vorkommen von Gaultflysch zu größeren Massen zusammen, die den Überschiebungsrand auf die Buntmergelserie begleiten und bis ins Gebiet des Feichsenbaches fortziehen. W Schmidlehen steht an diesem Rand auch ein wenig Neocomflysch an. Auch hier konnten gelegentlich Aufschuppungen von Buntmergelserie nachgewiesen werden, so NW Schmidlehen, wo in einem Seitengerinne rote Mergel mit Globigerinen und Globorotalien zwischen Gaultflyschgesteinen anstehen.

Die schon erwähnten Synklinale, die aus dem Flyschgebiet in den Buntmergelstreifen hineinziehen, enthalten innerhalb des Flyschgebietes Kerne von Zementmergelserie. Solche Synklinalkerne aus Zementmergelserie überqueren den östlichen Schmidleher Graben NO Schmidlehen und knapp 100 m weiter nördlich ein zweiter, der sich gegen WSW in Form einiger Späne fortsetzt, von denen einer den westlichen Schmidleher Graben etwa 300 m NW Schmidlehen überquert (ärmliche Dendrophryenfauna mit einigen zweikieligen Globotruncanen). Sie sind stark gestört und werden wenigstens teilweise von bunten Schiefen, stellenweise auch von Mürbsandsteinen begleitet (NO Schmidlehen). Ein dritter schmaler Sporn, umgeben von bunten Schiefen, zeichnet sich oben im östlichen Schmidleher Graben 300 m SSO Hochhof ab. Ferner zweigt ein Sporn von Zementmergelserie SSO Moitsberg ab und überquert in WSW-Richtung den oberen westlichen Schmidleher Graben. Eine andere Abspaltung von Zementmergelserie liegt an deren Südrand 250 m NNW Hinterberg.

<sup>1)</sup> 900 m WNW Mt. Kühberg.

<sup>2)</sup> N Kaltenberg.

<sup>3)</sup> 200 m NW Königshof.



Bei Milleck wiederum heben diese Synklinalen gegen Osten aus, und im Reiterleher Graben<sup>1)</sup> stehen bis höher hinauf bunte Flyschschiefer und cenoman-turone Mürbsandsteine an, jedoch setzen die Zementmergelserien-Schichten am Kamm östlich des Grabens wiederum fort.

Die bunten Schiefer und Begleitschiefer der Sandsteine und Linsen der Sandsteine, schließlich Gaultschichten an der Basis erreichen den Feichsenbach, wo teilweise sogar ziemlich flache Lagerung festgestellt werden kann. Östlich der Talsohle greift nun die Zementmergelserie rund 500 *m* gegen Süden vor, und ihr Rand biegt dann scharf gegen ONO um. Im Süden wird sie von hier ab begleitet von breiten bunten Schiefnern mit etwas Mürbsandstein, ganz im Süden von einigen Schuppen von Gaultflysch in Buntmergelserie. Auch im Gaultflysch bei Gr. Rothenberg ist WSW des Gehöftes etwas Buntmergelserie mit charakteristischer Fauna eingeschuppt. Der senone Flysch hebt O P. 614 *m* in die Luft aus, und am Südhang des Pöllaberges breiten sich vorwiegend ziemlich steil nordfallende Sandsteine mit Begleitgesteinen und bunten Schiefnern sehr aus. Die am Hang zwischen Mitter Pölla und Hochpölla fast allein herrschenden cenoman-turonen Sandsteine verschmälern sich bei Friedberg und setzen jenseits des Saffenbaches nur mehr in Linsen zwischen bunten Schiefnern fort. Eine Sandsteinlinse trägt als kleine Kuppe die Kote P. 392 *m*. Dafür sind im Graben bei Steinberg die bunten Schiefer breit anstehend zu finden, während am Kamm des Pöllaberges etwas Zementmergelserie und Mürbsandsteinführende Oberkreide ansteht. Aber auch am Südrand des Flyschgebietes taucht eine in Linsen aufgelöste Synklinale von Zementmergelserie tief ein und überquert fortziehend auch das Tal der Großen Erlauf.

Am Kamm des Kerschenberges und teilweise nur in seinen Südhängen steht Zementmergelserie an, darüber liegen bunte Schiefer, die im Westen größere Mächtigkeit, vermutlich infolge Verfaltung, erreichen, dafür aber in der Gegend von P. 723 *m* örtlich fast vollständig weggeschert sind. Darüber liegt der kompaktere Sandstein, der auch den Gipfel des Kerschenberges (P. 742 *m*) aufbaut. Im nördlicher gelegenen Kamm des Lonitzberges (685 *m*) und Schoisödkogels (596 *m*) begegnet man dem Gegenflügel der großen Mulde von Mürbsandsteinführender Oberkreide, die gegen Osten in der Gegend des Heiligen Brunn aushebt. Ein aus einer verquetschten Mulde sich entwickelnder Zug von Mürbsandsteinführender Oberkreide überschreitet den Feichsenbach SO Galgenleiten<sup>2)</sup> und setzt in die Nordhänge des Pöllaberges fort.

Den genannten Bergen im Norden vorgelagert ist ein breiteres niedriges Hügelland, das hauptsächlich aus Flyschgesteinen des Dan bis Altpaleozäns aufgebaut wird. Am Rand sind häufiger Rutschgebiete zu finden, so etwa NW Galgenleiten, SW und W Wiesbauer, S Hinterholz, NO Galgenleiten, S. Merkenstetten u. a. a. O. Es ist möglich, daß dieses Glied des Flysches irgendwie diskordant auf den älteren Schichtgliedern liegt. Eine Klärung dieser Frage wird wegen der schlechten Aufschlußverhältnisse ziemlichen Schwierigkeiten begegnen.

Dieselben Gesteine streichen schmaler werdend gegen Westnordwesten zwischen Wang und dem Haaberg weiter. Die von Vettters seinerzeit

<sup>1)</sup> O Milleck.

<sup>2)</sup> 500 *m* W Pyhra.

als Neocom und Jura aufgefaßten Kalke des Haaberges scheinen unmittelbar unter dem Dan-Altpleozänflysch aufzutauchen. Sie bedürfen ebenfalls noch einer genaueren Überprüfung in bezug auf ihr Alter und ihre Serienzugehörigkeit. H. Vettters (1938) hielt etwa 1 km N Wang einen Molasseaufbruch für möglich, jedoch ergaben Schurfb Bohrungen das Anstehen von Flysch (R. Grill, 1945).

Die Grenze der Flyschzone gegen die Molasse des Alpenvorlandes wäre etwa durch die Punkte: Nordhänge des Haaberges—Steinakirchen—Pögling—Purgstall zu kennzeichnen.

### Fremde Blöcke im Bereich von Buntmergelserie und Molasse

Im Bereich von Buntmergelserie und Molasse, bisweilen auch von Flysch liegen verhältnismäßig häufig Blöcke herum, die weitaus vorherrschend granitische Gesteine, selten auch basische, auch meist mehr minder veränderte Eruptivgesteine sind. Sie sind teils gut gerundet, teils nicht gerundet oder aber auch sichtlich Trümmer ehemals gerundeter Blöcke. Sie können über 1 m Durchmesser erreichen. In der Mehrzahl der Fälle muß man annehmen, daß sie unbestimmt weit von ihrem ursprünglichen Vorkommen entfernt liegen und durch Hanggleiten, Gekriech oder Transport durch Bäche verschleppt worden sind.

Die Blöcke der granitischen Gesteine stimmen teils mit gleichartigen Blöcken aus dem Eozänkonglomerat, teils aus dem groben Konglomerat der Buntmergelserie (N Wegbauer) überein, und man kann vermuten, daß sie entweder nicht aufgeschlossenen oder mit Hilfe der Tektonik aufbereiteten klastischen Gesteinen entstammen. Auf diese Blöcke wurde schon früher eingegangen (S. Prey, 1953 b), sodaß darüber keine weiteren Worte nötig sind.

In der Arbeit (S. Prey, 1953 b) nicht näher behandelt sind die Blöcke mehr minder veränderter basischer Erstarrungsgesteine.

Diabas kommt ganz selten vor. Ein großer Block ragt bei der ersten Talgabel im Graben NO Schaitten in unmittelbarer Nähe des quarzsandig-konglomeratischen Eozäns als eckiges Trum mit einer Fläche von zirka  $2 \times 1$  m aus dem Boden. Außen braun angewittert ist das frische Gestein graugrün und ziemlich dicht, sehr hart und zäh. Ob es auch aus dem Eozänkonglomerat stammt, ist nicht geklärt.

U. d. M.: Das Grundgerüst wird gebildet von einem Filz kleiner Plagioklasleistchen in einer Masse aus blassem Pennin, wenig sekundärem Kalzit und bisweilen auch büschelförmig angeordneten winzigen Hornblendenädelchen. Relativ gut begrenzte kleine Säulchen von Klinozoisit sind sicherlich als sekundäre Bildungen aufzufassen. Verwittertes Erz und häufig Titanit vervollständigen das Bild.

In einem Seitengerinne 150 m N Grafenöd ragt ein großer Block eines stark kalzifizierten und verschieferten Diabasgesteins (sichtbar zirka  $1\frac{1}{2} \times 1\frac{1}{2} \times 1$  m) aus einer Umgebung von Buntmergelserie hervor. Das Gestein ist ein wenig geschiefert, dunkel graugrün und stellenweise dunkelviolett gefärbt.

U. d. M.: Ein größerer Teil des Gesteins besteht aus stark zwillingslamelliertem Kalzit in teils größeren, teils kleineren und wie zermalmt aussehenden Körnern. Die Zwillingslamellen sind oft verbogen. In diese Kalzitmasse sind unscharf begrenzte Reste des Diabasgesteins gebettet, die aus Plagioklasleistchen, Pennin, Titanit, Kalzit und

Erzstaub bestehen, ganz ähnlich dem vorher beschriebenen. Stellenweise liegt nur ein Gemenge von Chlorit und Kalkspat vor. An Bewegungszonen und Klüften wurde Kalkspat und sehr selten auch ein wenig Quarz abgelagert, die stark tektonisch beansprucht erscheinen.

Es ist also das vorher beschriebene Gestein das Ausgangsmaterial von diesem, nur daß es stark kalzitisiert und tektonisch verschleift worden ist.

Vereinzelt wurden auch Blöcke von stark verruscheltem Serpentin beobachtet.

Quarzporphyrituff wurde als mit einer Fläche von zirka 1 m<sup>2</sup> aus dem Boden ragender großer Block im Bach zirka WSW Reiterlehen <sup>1)</sup> aufgefunden. Das Gestein ist blaßrot, von z. T. brekziösem Aussehen mit zahlreichen weißlichen, rötlichen oder selten dunkelbraunroten Bröckchen. Körnchen von Feldspat und Quarz, selten von grünlichem Biotit sind deutlich wahrzunehmen. Die Oberfläche ist löcherig angewittert.

U. d. M.: Die Hauptmasse des Gesteins besteht aus einer feinkörnigen Masse aus Bruchstücken von blasigem, vulkanischem, jetzt feinkristallinem Glas. Meist sind sie von Streifen oder Wolken von braunem Staub getrübt. In der Masse liegen, durch ihre Größe stärker hervortretend, etwas korrodierte Körner von saurem Plagioklas und korrodierte, ja auch mit schönen Korrosionsschläuchen ausgestattete Kristalle von Quarz und selten ein wenig verbogene grüne Biotitkristalle. Außerdem sind eingestreut Brocken von feinporphyrischem Gestein mit meist reichlicher braunstaubiger Trübung. Ein großer Brocken besteht aus einem feinkörnigen, quarzreichen tonigen Material. Kalzit ist selten und scheint einerseits irgendwelche Pseudomorphosen zu bilden, anderseits erfüllt er unregelmäßige ehemalige Hohlräume.

Nach dem Dünnschliffbild bestätigt sich der Tuffcharakter. Die Gesteinszusammensetzung ist etwa eine dacitische.

Es ist bemerkenswert, daß vergleichbare Gesteine an vielen Stellen aus den Karpaten, vor allem aus den bunten Schichten der Klippenhülle, beschrieben werden, auch ein Argument dafür, daß unsere Buntmergelserie in den Karpaten eine Fortsetzung hat.

Zum Schluß kann noch ein Block von Phyllit erwähnt werden, der in dem aus der Gegend SW Grafenöd abfließenden Gerinne am linken Uferhang an einer Stelle gefunden wurde, wo der Graben aus der ONO-Richtung in die O—W-Richtung einschwenkt. Es ist ein großer, zerfallener Block von violettrottem, stellenweise ins Grünliche oder Graue spielendem Phyllit. Es dürfte sich um einen Schübling handeln, wenngleich eine Abstammung aus dem Eozänkonglomerat ebenfalls möglich ist. Dünnschliff liegt keiner vor.

### Die Bohrungen Rogatsboden 1 und 1 a

Auf den ölhöffigen, von H. Vettters (1929) entdeckten und (1938) ein wenig eingehender geschilderten „Inneren Schlier“ wurde im Jahre 1936 zur Untersuchung eine Bohrung abgeteuft, die Bohrung Rogatsboden 1. Sie erreichte eine Endteufe von 461 m. Es wurde von Juni 1936 bis Feber 1939 (mit kleinen Pausen) gebohrt. Dann brachte man wenige Meter neben der Bohrung eine zweite Bohrung — die Bohrung Rogatsboden 1 a — nieder, die mit etwas größerem Durchmesser gebohrt wurde und reicheren Kerngewinn lieferte. Sie erreichte zwischen April 1939 und Mai 1940 eine Endteufe von 315 m.

<sup>1)</sup> 400 m N Groß Au.

Während von der Bohrung R 1 noch ein von Vettters bearbeitetes Profil vorhanden ist, fehlt ein solches von der Bohrung R 1 a. Es mußte aus den Berichten der Bohrmeister erst zusammengestellt werden, eine Arbeit, die deshalb lohnend erschien, weil gerade von dieser Bohrung mehr als 60 Schlammproben existieren, von R 1 hingegen nur wenige.

Wie man heute sieht, wurden die Schlammproben, dem damaligen Stand der Aufbereitungsmethoden gemäß, zu wenig aufbereitet und schienen daher häufig fossilfrei oder fossilarm zu sein, und die Foraminiferen, die man auslesen konnte, waren überdies oft nicht sehr bezeichnend. Es wurden daher zunächst zur Kontrolle einige Proben den Bohrkernen neu entnommen und nach den bei uns jetzt üblichen Methoden geschlämmt. Als sich dabei das Vorhandensein reicherer Foraminiferenfaunen herausstellte, wurden die alten Schlammrückstände einfach neuerlich geschlämmt. Dabei verminderten sich die Rückstände in drastischer Weise und schöne Faunen kamen in zahlreichen Proben zum Vorschein, sodaß heute die Bohrungen als meist gut fossilbelegt gelten können.

Die Bohrungen R 1 und 1 a standen auf dem ebenen Gelände etwa 180 m OSO—SO von der Straßengabel in Rogatsboden.

Zunächst die Mitteilung der Bohrprofile nach der neuerlichen Bearbeitung:

### Bohrung Rogatsboden 1

- 0-00— 1-00 m Verwitterungslehm.
- 1-00— 2-80 m Lehmiger grober Schutt.
- 2-80— 74-20 m Inneralpine Molasse. Grauer Schliermergel mit Kalksandstein- und Mergelbänken.
- 74-20— 97-10 m Buntmergelserie. Rote, grüne, auch graue Tone und Mergel.  
Bei 77—81 m Fauna mit *Globigerinen*, *Acarinina crassaformis*, *Cyclammina* aff. *amplectens* und einigen rot gefärbten Sandschalern.  
Bei 86—87 m ähnliche, aber an Sandschalern reichere Fauna, ebenfalls mit *Cyclammina* aff. *amplectens*.
- 97-10—105-00 m Schlier mit aufgearbeiteten Fossilien. Graue schlierähnliche Tonmergel mit Sandstein- und Mergelbänken. Blasser Glaukonit-sandstein.
- 105-00—110-20 m Buntmergelserie. Braune und graue streifige Tone.  
Bei 106 m Sandschalerfauna mit *Cyclammina* aff. *amplectens*.  
Bei 109—110 m ähnliche, etwas reichere Sandschalerfauna mit *Cyclammina* aff. *amplectens*.
- 110-20—114-70 m Schlier mit aufgearbeiteten Fossilien. Wahrscheinlich auch normaler Schlier. Graue, etwas braunrot durchwobene, von grauen und grünlichen Bröckchen durchsetzte Tonmergel, harte, weißgeaderte Kalksandsteine bzw. blasse Glaukonit-sandsteine.
- 114-70—115-10 m Buntmergelserie. Braune und dunkelgrüngraue Mergel.  
Bei 115 m Sandschalerfauna mit einigen *Globigerinen* und *Acarinina crassaformis*, *Cyclammina* aff. *amplectens*.
- 115-10—137-00 m Vorwiegend Schlier mit aufgearbeiteten Fossilien, darin auch rote Buntmergellagen; wahrscheinlich auch normaler Schlier. Graue und grüngraue bröckelige Tonmergel, bis 131 m und bei 135 m auch graue Kalksandsteinbänke. Bei etwa 136 m braunrote Tonmergel.
- 137-00—139-00 m Buntmergelserie. Rote Tone.  
Zwischen 135 und 139 m beim Waschen im Wasser irisierende Flecken und wenig Gas.

- 139-00—zirka 147 m Schlier mit aufgearbeiteten Fossilien. Grünlichgraue zerriebene, bröckelige Tonmergel.  
Bei 143 m Schmand leicht vergast, beim Waschen irisierende Flecken.
- zirka 147-00—174-15 m Buntmergelserie, dazu wohl auch etwas Schlier mit aufgearbeiteten Fossilien. Graue und grünliche, auch grüne, ferner bis braunrote Tonmergel. Bei 169-10—173-60 m harte Mergelsteine darin.  
Bei 165 m Sandschalerfauna mit *Cyclammmina* aff. *amplectens*, einige *Globigerinen*, *Acarinina crassaformis*.  
Bei 152, 154, zirka 161 und zirka 166 m Schmand leicht vergast, beim Waschen irisierende Flecken.
- 174-15—196-50 m Schlier mit aufgearbeiteten Fossilien. Graue Tone und Tonmergel, harte Mergel, meist helle glaukonitführende kalkige Sandsteine, besonders nach den Sandsteinen als Schlier mit aufgearbeiteten Fossilien zu bestimmen.  
Kern bei 189-00 m ergab bei Extraktion mit Chloroform 0-05% Bitumen.
- 196-50—225-80 m Gaultflysch und cenomaner Flyschsandstein (Reiselsberger). Dunkle Tone, auch Tonsteine, dunkelgraue Kalksandsteine mit weißen Spatadern, selten harte Mergelsteine, ferner selten grüngraue Tone. Ein Kernstück ist cenomaner Flyschsandstein (Reiselsberger).  
Bei zirka 198 und zirka 222 m Spülung leicht vergast.
- 225-80—237-40 m Bunte Flyschschiefer. Dunkel, z. T. grünliche und rötlich gebänderte Tonsteine, wahrscheinlich auch weiche Tonschiefer. Bohrkern auch von Sandsteinen (selten), die starke Zerbrechung zeigen. Charakter von bunten Flyschschiefern.
- 237-40—264-75 m Gaultflysch. Weiche (schwarze?) Tone, dunkle kieselige Tonsteine, feinkörnige Kalksandsteine.  
Bei 252 m Dickspülung mit Gasbläschen und opalisierenden Schlieren.
- 264-75—275-40 m Buntmergelserie (!) (Fleckenmergel). Graue bis grünliche, besonders im oberen Teil stärker verschieferte und verruschelte, stellenweise mehr kompakte Fleckenmergel.  
Sammelprobe aus dem Schichtstoß: gemischte Fauna mit überwiegend Kalkschalern, z. T. ziemlich großwüchsig. U. a. *Globigerinen*, *Acarinina crassaformis*, *Acarinina centralis*, *Globigerinoïdes* aff. *conglobatus*, *Globigerinoïta* sp., *Globorotalia* sp. Obereozän.
- 275-40—279-20 m Buntmergelserie. Rote und grüne, verschieferte und verruschelte Mergel und grauer Mergelstein.
- 279-20—279-32 m Gaultflysch? Glasiger graugrüner Glaukonitsandstein.
- 279-32—301-30 m Buntmergelserie. Graue, z. T. weiche Mergel, etwas Fleckenmergel. Schüblinge (?) von Gaultquarziten.  
Bei 298-70—299-75 m nicht sehr reiche, vorwiegend sandschalige Fauna mit *Dorothia pupoides* und wenigen schlecht erhaltenen zweikieligen *Globotruncanen*. Oberkreide.
- 301-30—343-30 m Hauptsächlich Buntmergelserie. Braunrote und grünliche, fleckigstreifige Mergel, auch Mergelkalke, Tonlagen, Rutschflächen. Bei 336-90 m feinkörnige grüngraue Kalksandsteine.  
Bei 323-50—325-65 m ziemlich reiche und z. T. großwüchsig Sand- und Kalkschalerfauna mit häufig zweikieligen, selten einkieligen *Globotruncanen* (schlecht erhalten), *Reussella szajnochae*, *Textularia excolata*, *Dorothia trochoides*, *Marssonella oxycona*, *Globigerina infracretacea*. Obersenon.  
Beim Waschen des Schmandes große irisierende Flecken.

- 343-30—360-20 *m* Gaultflysch mit Schuppen von Buntmergelserie (?) (oder bunten Flyschschiefern?). Dunkle harte Tonsteine, oft kieselig, feinkörnige Kalksandsteine. Weiße Spatadern. Dazwischen rote und grünliche Tonmergelschiefer. Bei 360—360-20 *m* rostbrauner Trümmersand mit eckigen Tonsteintrümmern. Wohl Kluffmylonit.
- Bei zirka 359 *m* wahrscheinlich aus Trümmersand nußgroße Gasblasen mit schwarzem Schaum. Ein Schöpfversuch erbrachte Gasblasen und braune fettige Tropfen.
- 360-20—362-40 *m* Flysch, cenoman-turoner Sandstein (Reiselsberger). Hellgrauer, glimmeriger Kalksandstein, unten dunkler. Basis zertrümmert und mit dunklem Schiefer verknüchtet.
- 362-40—461-00 *m* Vorwiegend Gaultflysch, etwas cenoman-turoner Reiselsberger Sandstein. Dunkle Tonsteine und Schiefer, oft kieselig, feinkörnige harte Kalksandsteine mit weißen Spatadern. Um 385, 391, 398, 404 *m* meist rostbraun verfärbtes zertrümmertes Gestein. Selten Bohrkerne von Reiselsberger Typus.
- Bei 364—367 *m* dürftige Fauna. Wenige Sandschaler, *Radiolarien* (z. T. pyritisiert). Fremdlinge aus Buntmergelserie (Verunreinigung?).
- Bei 369-60 *m* pyritisierte *Radiolarien*, 1 *Recurvoides*.
- Bei 380-70 *m* wenige schlechte Sandschaler (meist *Recurvoiden*), pyritisierte *Radiolarien*.
- Bei 391 *m* ähnlich der vorigen Probe.
- Öfter Angaben, daß die Spülung leicht vergast ist und schwarzen Schaum zeigt, besonders meist bei den Zertrümmerungsstreifen.

### Bohrung Rogatsboden 1 a

- 0-00— 1-50 *m* Gelber steiniger Lehm.
- 1-50— 76-25 *m* Inneralpine Molasse. Graue Tonmergel mit dünnen, im unteren Teil auch etwas dickeren Kalksandsteinbänkchen.
- Bei 31-70 *m* ärmliche Fauna mit kleinen *Globigerinen* u. w. a. Formen.
- Bei 53-00—55-90 *m* Fauna mit kleinen *Globigerinen*, *Gyroidina*, *Uvigerina*, *Bolivina* u. a.
- Bei 54-30—66-90 *m* Fauna mit kleinen *Globigerinen*, *Chilostomella cylindroides*, *Ch. czizzekei* u. e. a.
- Bei 61-85—63-45 *m* Fauna mit *Globigerinen*, *Gyroidinen*, *Chilostomellen*, *Bulimina elongata*, *Bolivina beyrichi*, *B. crenulata*, *B. substriata*, *Loxostomum chalkophilum*, *Uvigerinen*, *Cyclammina* cf. *acutidorsata* u. a. Spricht für Unteroligozän.
- Bei 75-10—76-25 *m* dürftige kleinwüchsige Fauna mit *Globigerinen*, selten *Chilostomella*, *Bolivinen* und *Loxostomum chalkophilum*.
- Bei zirka 47 *m* Spülung leicht vergast, bei 74 *m* kleine Gasblasen aus dem Kern.
- 76-25— 88-55 *m* Buntmergelserie. Rotbraune und grüne Tonmergel. Bei 83-70 bis 84-40 *m* harte Bank (Konkretion?).
- Bei 78-75, 79-70—82-50 *m* z. T. ziemlich großwüchsige Sandschalerfaunen, z. T. mit *Cyclammina* aff. *amplectens*. Alttertiär.
- Bei 83-70 *m* reichere Fauna mit Kalk- und Sandschalern, mit großen *Globigerinen*, *Acarinina crassaformis*, *Globigerinoides* aff. *conglobatus*, *Bolivina capdevilensis* var., *Eponides trümpii* u. a. Obereozän.
- Bei 86—87 *m* dürftige Fauna mit *Acarinina crassaformis*, *Cyclammina* aff. *amplectens*.
- 88-55—109-80 *m* Schlier mit aufgearbeiteten Fossilien. Wahrscheinlich auch normale inneralpine Molasse. Tonmergel, z. T. mit Sandsteinbänken. Bohrproben zeigen graue, auch grünliche etwas blättrige Tonmergel mit kreidigen Fleckchen, oft auch grauen oder braunen Bröckchen, Limonitputzen.

- Bei 93 m Fauna mit *Globigerinen*, *Acarinina crassaformis*, einigen Kalk- und Sandschalern, ferner *Globotruncanen* und Bruchstücken von *Nummuliten*. Viel Pyrit.
- Bei 99.70 m ähnlich; *Acarinina crassaformis*, *Eponides trümpii*, einige Kalk- und Sandschaler, ferner *Globorotalia crassata* und *Globigerina infracretacea*.
- 109.80—127.90 m Buntmergelserie, vermengt mit Schlier mit aufgearbeiteten Fossilien. Rotbraune Tonmergel wechselnd mit grünlichen und grauen.
- Bei 109—112 m vorwiegend rötlich gefärbte Sandschalerfauna mit *Cyclamina* aff. *amplectens*, dazu vorwiegend kalkschalige Fauna mit größeren *Globigerinen*, *Acarinina crassaformis*, dazu *Gümbelina*, *Pseudotextularia elegans*, *Globorotalia marginodentata*, Bruchstücke von *Nummuliten*. Viele Pyritsteinkerne von *Coscinodiscus*, *Triceratium*, *Radiolarien*. Die zweite Fauna ist Schlier mit aufgearbeiteten Fossilien.
- Bei 127.15—128.00 m ganz ähnliche Fauna. Aufgearbeitet sind dabei *Globotruncana*, *Globigerina infracretacea*, *Gümbelina*, *Operculina*, *Globorotalia crassaformis*. Schließlich einige seltene Molasseformen.
- 127.90—164.45 m Schlier mit aufgearbeiteten Fossilien, vielleicht auch normale inneralpine Molasse. Graue Tonmergel mit Sandsteinbänken. Bei 135 m rote Schmitze. Bohrproben zeigen graue, seltener dunkelgraue blättrige Tonmergel, stellenweise mit kleinen Bröckchen (u. a. einem Sandstein), kreidigen Fleckchen, auch Limonitputzen.
- Bei 128.00—129.55 m praktisch ohne Fauna. Pyritkügelchen, *Coscinodiscus*.
- Bei 135 m rot gefärbte mäßig reiche Sandschalerfauna mit *Cyclamina* aff. *amplectens*.
- Bei 135.30—164.00 m Faunen mit verschiedenen großen *Globigerinen*, *Acarinina crassaformis*, einigen Kalk- und Sandschalern, viel Pyrit (Stengelchen, Kügelchen, *Triceratium*, *Holothurienreste*); aufgearbeitet *Globotruncana*, *Pseudotextularia*, *Nummulitenbruchstücke*, *Globorotalia crassata*. Bei 151.20 m auch *Eponides trümpii*. Geringe Verschiedenheiten der einzelnen Proben.
- 164.45—206.75 m Gaultflysch. Graue bis dunkle Schiefer (laut Aufzeichnungen der Bohrmeister „Kalkmergel“ [?]) mit Sandsteinen. Diese sind grau, zuweilen geschichtet, oder dunkelgrau bis schwärzlich, auch grünlich und manchmal kieselig.
- Allgemein sehr dürtige Faunen mit wenigen Sandschalern (meist *Recurvoiden*, die oft glasig aussehen und deformiert sind), meist pyritisierten *Radiolarien*.
- Bei 172.85—174.20 m schwer erkennbar *Plectorecurvoides alternans*. Die Faunen entsprechen solchen aus Tagaufschlüssen in Gaultflysch.
- 206.75—207.80 m Entweder Span von Buntmergelserie oder bunten Flyschschiefern., Harter Kalkmergel mit grünen und braunen Tonsteinenlagen.“ Weder Bohr- noch Schlammproben.
- 207.80—236.30 m Gaultflysch. Harte, selten weiche graue bis schwarze Schiefer mit harten Sandsteinen (dunkel, z. T. kieselig). Die ziemlich spärlichen Proben zeigen recht typischen Gaultflysch. Bei etwa 218, 225 und 230 m intensive Zertrümmerung der kieseligen Sandsteine, stark rostige Verwitterung (Störungszonen).
- Äußerst dürtige Faunen mit wenigen vorwiegend verdrückten, glasig aussehenden *Recurvoiden* und meist pyritisierten *Radiolarien*. Bei 227.85—230.40 m *Plectorecurvoides alternans*. Ferner besonders bei 218, 225 und 230.75 m rostig verfärbte, vermutlich an Klüften eingeschwemmte Tertiärforaminiferen aus Buntmergelserie.

- 236-30—237-50 m Bunte Flyschschiefer (?) und Gaultflysch (?). Braune, im tieferen Teil auch graue und schwärzliche Tonmergel. Weder Bohrkern noch Schlammprobe!
- 237-50—240-20 m Cenoman-turoner Flyschsandstein (Reiselsberger Sandstein). Grauer glimmeriger Sandstein.  
Äußerst dürftige Fauna (vermutlich aus schiefrigen Einschaltungen). Bei 237-25—238-20 m wenige *Dendrophryen*, *Recurvoiden*, viel *Radiolarien* und Pflanzenreste. Bei 238-20 m nur Pflanzenreste.
- 240-20—270-15 m Buntmergelserie. Rotbraune und grünliche Tonmergel.  
Bei 240-60 m reiche Sandschalerfauna des Obersenons mit *Reussella szajnochae*, *Verneuilina abbreviata*, *Rzehakina epigona*, dazu etwas vom folgenden Obereozän.  
Bei 245-60 m vorwiegend obereozäne Kalk- und Sandschalerfauna mit *Globigerinen*, *Globigerinoides* aff. *conglobatus* und *Cyclammmina* cf. *amplectens*. Dazu noch ein wenig älterer Anteil mit (selten) *Globorotalia aragonensis*.  
Bei 250-75 m Sandschalerfauna der hohen Oberkreide mit *Rzehakina epigona* und *Marssonella oxycona*. Auch hier noch einige Paleozänformen.  
Bei 250-75—252-04 m Sandschalerfauna mit einigen Kalkschalern: *Rzehakina epigona*, *Cyclammmina* cf. *amplectens*, dazu *Globigerinen*, *Globorotalia crassata*. Etwa Paleozän.  
252-40 m Sandschalerfauna des Senons mit einigen Kalkschalern, mit *Reussella szajnochae*, *Marssonella oxycona*, *Dorothia trochoides* und *Globotruncana lapparenti*.  
Bei 252-40—253-45 m Sandschalerfauna mit spärlichen Kalkschalern. *Rzehakina epigona*, *Dorothia trochoides*. Obersenon. Dazu einige paleozäne Formen: *Globorotalia crassata*, *Globigerina*.  
Bei 253-45 m weniger charakteristische, fast reine Sandschalerfauna mit *Marssonella oxycona* (?).  
Bei 256-20 m vorwiegend sandschalige Fauna mit viel *Reussella szajnochae*, *Marssonella oxycona*, *Dorothia trochoides*, vereinzelt *Textularia excolata* und *Globigerina infracretacea*. Obersenon.  
Bei 256-20—257-50 m Fauna ähnlich der vorigen.
- 270-15—272-15 m Unklar. „Harter Mergelstein mit Sandsteinlagen“. Keine Bohr- oder Schlammproben.
- 272-15—273-20 m „Harter Sandstein“ unklarer Zugehörigkeit. Ohne Probe.
- 273-20—278-90 m Unklar. „Harter Mergelstein.“ Keine Bohr- oder Schlammprobe.
- 278-90—283-70 m Buntmergelserie. Rotbraune und grüngraue Tonmergel.  
Bei 279-50 m reine Sandschalerfauna mit *Rzehakina epigona*. Wohl Dan.  
Bei 283-70 m Sand- und Kalkschalerfauna mit *Dorothia trochoides* und häufigen, aber schlecht erhaltenen zwei- und einkieligen *Globotruncanen*. Senon.
- 283-70—284-60 m Vermutlich Buntmergelserie. Schwärzliche Schiefer mit Linsen einer bunten Brekzie. Bei 284-50 m etwas graugrüner harter Mergelkalk (wie Konkretionen der Buntmergelserie).  
Sehr ärmliche Faunen, einige Sandschaler (meist *Recurvoiden*), auch *Radiolarien*.
- 284-60—288-20 m Buntmergelserie. Grüne, teilweise dunkler gefleckte und schwarzgraue Tonmergelschiefer, harte grünliche, teilweise schwach violett geflammte Mergelkalle (286-20 m).  
Bei 285-80 m vorwiegend sandschalige Fauna mit *Rzehakina epigona* und sehr schlecht erhaltenen ein- und zweikieligen *Globotruncanen*.  
Bei 286-20 m Sandschalerfauna mit *Dorothia trochoides* und wenigen, sehr schlecht erhaltenen *Globotruncanen* (Oberkreide).  
Bei 286-50 m nicht sehr reiche Sandschalerfauna ähnlich der vorhergehenden mit *Dorothia trochoides*.



Bei 285·80—288·20 *m* (Fleckenmergel) vorwiegend sandschalige Obersenonfauna mit *Rzehakina epigona*, *Dorothia pupoides*, *Textularia excolata*, *Globotruncana lapparenti* (verdrückt), *Globigerina infracretacea* und *Neoflabellina interpunctata*.

Bei 288·20 *m* z. T. großwüchsige Sandschalerfauna mit *Rzehakina epigona*, *Nodellum velascoense*. Dan.

Spülung mit Gas und schwarzem Schaum.

288·20—298·70 *m* Vermutlich Gaultflysch. Schwarze, z. T. auch grüngraue, mitunter leicht kieselige Tonschiefer und Tonsteine, heftig verschleift. Laut Bohrmeisterprofil auch harte Sandsteine (?), von denen aber kein Kern vorhanden ist.

Bei 299 *m* dürrtige und uncharakteristische Sandschalerfauna. Bei zirka 290 *m* etwas Gas und schwarzer Schaum, mehrere Tage anhaltend.

298·70—307·20 *m* Vermutlich bunte Flyschschiefer. Braune (und grüne?) Schiefer mit Mergelbänken (öfter 5—10 oder 10—15 *cm*) und etwas Sandstein. Keine Kerne. Keine Proben.

307·20—315·00 *m* Jedenfalls Flysch, Gault? oder Oberkreide? Tonschiefer, kalkige, ziemlich feinkörnige Sandsteine mit Kalkspatadern. Keine Proben.

Bei zirka 307 *m* Spülung stärker vergast, Gase drücken die Spülung 1 *m* über das Bohrloch heraus.

Dem damaligen Kenntnisstande entsprechend interpretierte H. Vettters (z. T. 1938 publiziert) das Profil der Bohrung Rogatsboden I in folgender Weise: bis 71·4 *m*<sup>1)</sup> Schlier, darunter bis 156 *m* graue Mergeltone, rotbraune und dunkelgrünliche bis schwarzgraue Tone und Mergel mit Foraminiferen, die Petters als mittel- bis unteroligozän, vielleicht auch noch älter, bestimmte. Sie sind nach heutiger Kenntnis zum Teil von der Molasse als Buntmergelserie abzutrennen. Dann folgen bis 301·3 *m* dunkle verruschelte Tonschiefer mit Einschaltungen von dichten Mergelkalken und kieseligen Tonsteinen, ferner auch feinkörnigen bis dichten Kalksandsteinen oder gelegentlich glaukonitführenden Sandsteinen. Sie werden als älterer Klippenhüllflysch gedeutet was in bezug auf das Flyschalter ungefähr stimmt. Nur die als Begründung für den Klippenhüllflysch als Lias- oder Neocomklippen angesprochenen Fleckenmergel haben hier eine Foraminiferenfauna des Obereozäns (mit *Globigerinoides* aff. *conglobatus*) geliefert und gehören folglich zur Buntmergelserie, genauso wie die braunrot und grün gefleckten Mergelkalke und Mergelschiefer (eine Probe z. B. mit senoner Fauna) in Tiefen von 301·3 bis 343·3 *m*, die Vettters ebenfalls für Klippengesteine (zu Aptychenkalken gehörig) hielt. Im tiefsten Teil traten wieder anscheinend an Klüften zertrümmerte harte dunkle Kalksandsteine auf (Flysch).

Trotzdem die beiden Bohrungen im Abstand von wenigen Metern abgeteuft worden sind, ergeben sich doch oft merkbliche Abweichungen, die einerseits sicher ihre Ursachen in den heftigen tektonischen Störungen, andererseits aber sicherlich auch in Abweichungen der Bohrlöcher von der Geraden haben werden. Es wird auch bei der Bohrung R I öfter angegeben, daß beim Nachbohren vermutlich ein neues Loch gebohrt worden ist.

Die untere Grenze der Molasse ist in beiden Bohrungen nur wenig verschieden. Unterhalb aber scheinen die Pakete von Molasse mit aufgearbei-

<sup>1)</sup> Vettters nahm irrtümlich die Zahl der Mächtigkeit des Schliers statt der wahren Tiefe von 74·2 *m*.

teten Fossilien in beiden Bohrungen verschieden mächtig in den Buntmergeln zu liegen, sind aber meistens in R 1 a mächtiger als in R 1. Auffallend ist das Einsetzen des vorwiegend aus Gault und etwas Mürbsandstein bestehenden älteren Flysches in R 1 a in 164 *m* (bis 240 *m*), während dieselben Gesteine in R 1 erst bei 196 *m* auftreten und bis 264 *m* anhalten. Darunter liegt in beiden Bohrungen Buntmergelserie, in R 1 mit den rund 10 *m* mächtigen Fleckenmergeln des Obereozäns, wogegen in R 1 a das Obereozän nur wenige Meter mächtig ist und petrographisch nicht hervortritt. Es herrschen mehr senone und paleozäne Gesteine. Gelegentlich scheinen Schubspäne von Gaultflysch vorzukommen. Die Buntmergelserie wird in R 1 bei 343 *m*, in R 1 a schon bei 288 *m* von Gaultflysch mit wenig cenomanuronem Sandstein und fraglichen bunten Flyschschiefern unterlagert.

Die Ungleichheiten in den Bohrprofilen weisen auf einen großblinsigen Schuppenbau hin, der vermutlich außerdem noch von steilstehenden Störungszonen durchschnitten wird. Die an den Bohrkernen sichtbaren Einfallswinkel der Schichten wechseln, aber steilere Lagen sind häufiger. Die tektonische Beanspruchung ist fast durchwegs eine bedeutende. Kerne mit Rutschflächen und Harnischen, Ruschelzonen und Zertrümmerungserscheinungen (häufig kalziterfüllte Klüfte) sind recht zahlreich, die Mergel und Tonmergel der Buntmergelserie sind fast immer blättrig zerpreßt und häufig von blättchenartigen oder faserigen Kalkspatbildungen durchwoben. Eine weitere, schon von Vettters erwähnte, auffällige Erscheinung sind die limonitverkrusteten Zertrümmerungsstreifen im Gaultflysch in Tiefen unterhalb 200 *m*, die dabei sichtlich so wegsam waren, daß an ihnen Tagwässer tief eindringen und den an den Klüften bei der Zertrümmerung mobilisierten Pyrit in Limonit verwandeln konnten. Bei diesem Prozeß konnten an anderer Stelle aus den Buntmergeln ausgeschwemmte Tertiärfossilien mit dem Kluftwasser eindringen und bleiben hängen. Sie zeigen oft durch ihre Farben an, daß auch sie von Limonit überkrustet worden sind.

Die heftigen Störungen, die die beiden Bohrungen so deutlich zu beobachten gestatten, fügen sich ganz in das Bild, das auch an anderen Stellen des Nordrandes der inneralpinen Molasse zu gewinnen ist, ja es zeigte sich sogar, daß die Störungen noch bedeutend intensiver sind, als die Oberflächenaufschlüsse erkennen lassen. Diese Erkenntnis dürfte für die Beurteilung der Störungen am Rande der inneralpinen Molasse auch für andere Stellen von größter Bedeutung sein. Was die Verknüpfung der Serien betrifft, so besteht auch hier keine Ausnahme, denn es sind praktisch nur Molasse, Buntmergelserie und ältere, keine jüngeren Flyschschichten in den Bohrungen nachzuweisen gewesen.

Der Vollständigkeit halber sei nur noch erwähnt, daß S der Bundesstraße etwa S Robitzhof die Bohrung Rogatsboden 2 (durchgeführt von der Rohöl-Gewinnungs-A. G.) begonnen, aber dann bei 95 *m* Tief noch in Schichten der inneralpinen Molasse eingestellt wurde. Die Proben enthielten zwar öfter Fischschuppen und Fischreste, aber keine Foraminiferen.

Das bisher erarbeitete Beobachtungsmaterial wurde also zu einem vorläufigen Bericht zusammengefaßt. Der Schwerpunkt liegt hier zunächst bei den stratigraphischen Ergebnissen, die wertvolle Rückschlüsse auf die Tektonik gestatten. Die Tektonik wurde zwar nach dem derzeitigen Erkenntnisstand skizziert, es dürfte aber feststehen, daß endgültiges über

den Bau der inneralpinen Molasse von Rogatsboden und ihrer Umgebung erst wird gesagt werden können, wenn der ganze Streifen von Gresten bis Rabenstein fertig untersucht ist. Die Fortführung dieser Untersuchungen nach Osten wird Hauptaufgabe der nächsten Zeit sein, um das begonnene Gebäude vollenden zu können.

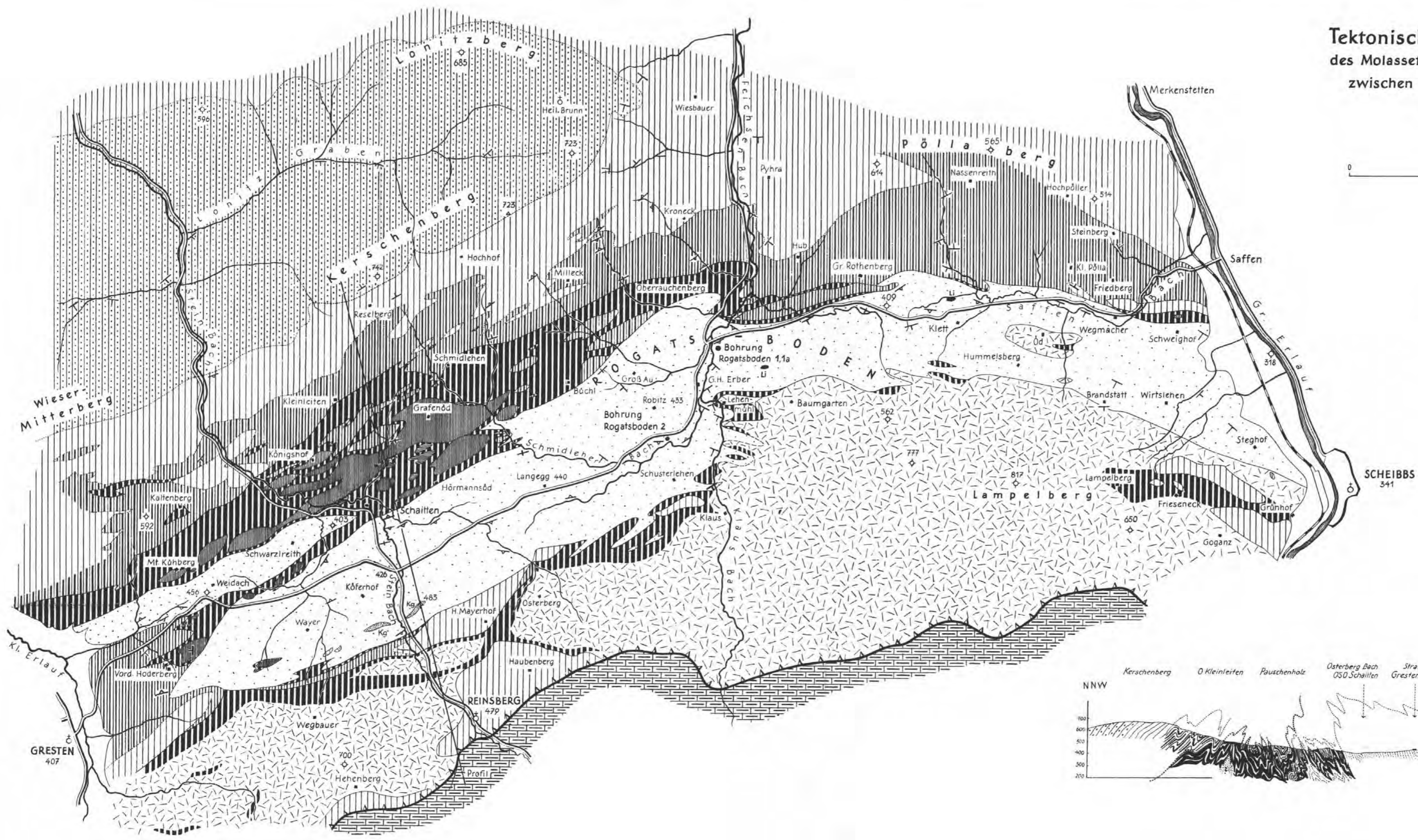
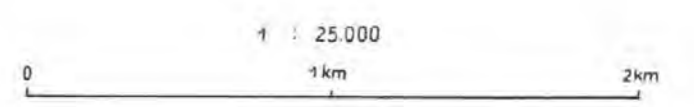
### Schriftenverzeichnis

- Aberer F., 1951: Beiträge zur Stratigraphie und Tektonik der Randzonen der nördlichen Kalkalpen zwischen Neustift und Konradsheim. Mitt. Geol. Ges. Wien, Bd. 39—41.
- Aberer F. und Braunmüller E., 1957: Über Helvetikum und Flysch im Raume nördlich Salzburg. Mitt. Geol. Ges. Wien, Bd. 49.
- Allemann F., Blaser R., Nänny P., 1951: Neuere Untersuchungen in der Vorarlberger Flyschzone. Ecl. Geol. Helv., Vol. 44.
- Birkenmajer K., 1953: Preliminary Revision of the Stratigraphy of the Pieniny Klippen-Belt Series in Poland. Bull. de l'Acad. Pol. des sciences, Cl. III, Vol. I.
- Birkenmajer K., 1954: O wieku tak zwanych margli puchowskich w pieninach. Inst. geolog., Biul., 88. Warszawa.
- Brinkmann R., 1936: Über Fenster von Flysch in den nordöstlichen Kalkalpen. Sitzber. d. Preuß. Akad. d. Wiss., Jahrg. 1936, Berlin.
- Ganss O., 1956: Geologie des Blattes Bergen. Geologica Bavarica, Nr. 26, München.
- Göttinger G., 1952: Aufnahmen im Flysch auf den Blättern Ybbs und St. Pölten (Bericht 1951). Verh. G. B. A. Wien.
- Göttinger G., 1954: Die Flyschzone. In: Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Wien, G. B. A. Wien.
- Göttinger G. und Becker H., 1932: Zur geologischen Gliederung des Wienerwald-flysches. Jahrb. G. B. A. Wien, Bd. 82.
- Grill R., 1945: Über erdölgeologische Arbeiten in der Molassezone von Österreich. Verh. G. B. A. Wien 1945.
- Hagn H., 1950: Über Umlagerungserscheinungen in der subalpinen Molasse Oberbayerns und ihre Bedeutung für die alpine Tektonik. Geologica Bavarica, Nr. 5, München.
- Heermann O., 1954: Erdölgeologische Grundlagen der Aufschlußarbeiten im ostbayerischen Molassebecken. Bull. Ver. Schweiz. Petrol.-Geol. u. Ing., Vol. 21, Nr. 60.
- Heim Arn. und Seitz O., 1934: Die mittlere Kreide in den helvetischen Alpen von Rheintal und Vorarlberg usw. Denkschr. d. Schweiz. Naturforsch. Ges., Bd. LXIX, Zürich.
- Heißel W., 1951: Beiträge zur Tertiär-Stratigraphie und Quartärgeologie des Unterinntales. Jahrb. G. B. A., Bd. 94, Jahrg. 1949—1951. Wien.
- Heißel W., 1956: Zur Geologie des Unterinntaler Tertiärgebietes. R. v. Klebelsberg-Festschr. d. Geol. Ges. Wien, Bd. 48, 1955.
- Hiltermann H., 1943: Zur Stratigraphie und Mikrofossilführung der Mittelkarpaten. Öl und Kohle, Bd. 39.
- Janoschek R., Küpper H., Zirkl E. J., 1956: Beiträge zur Geologie des Klippenbereiches bei Wien. Mitt. Geol. Ges. Wien, Bd. 47.
- Janoschek R., 1957: Die Molassezone. In: Erdöl in Österreich. Verl. Natur und Technik, Wien.
- Kölbl L., 1944: Interner Bericht an das Reichsamt für Bodenforschung, Wien.
- Kordiuk B., 1938: Zur Entwicklung des subalpinen Molassetroges. Abh. Preuß. Geol. Landesanst., N. F., Heft 187, Berlin.
- Kraus E., 1944: Über den Flysch und den Kalkalpenbau von Oberdonau. Jahrb. d. Ver. f. Landeskunde u. Heimatpfl. (Musealver.), Bd. 91, Linz.
- Ksiazkiewicz M., 1949: On the age of variegated marls in the Flysch of the Western Carpathians. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, XIX, 1949, Krakow 1950.
- Ksiazkiewicz M., 1956: Geologie of the northern Carpathians. Geol. Rundschau. Bd. 45, Stuttgart.
- Noth R., 1951: Foraminiferen aus Unter- und Oberkreide des österreichischen Anteils an Flysch, Helvetikum und Vorlandvorkommen. Jahrb. G. B. A. Wien, Sonderband 3.
- Prey S., 1950: Geologie der Flyschzone im Gebiete des Pernecker Kogels westlich Kirchdorf a. d. Krems. Jahrb. G. B. A. Wien, Bd. XCIV.
- Prey S., 1950/51: Aufnahmsbericht 1950. Verh. G. B. A. Wien.

- Prey S., 1951: Helvetikum und Flysch. In: Geologischer Führer zu den Exkursionen (Wiederaufbau- u. Hundertjahrfeier d. G. B. A.). G. B. A. Wien.
- Prey S., 1952—1956: Aufnahmeberichte 1951—1955. Verh. G. B. A. Wien.
- Prey S., 1952: Helvetikum in der oberösterreichischen Flyschzone. Verh. G. B. A. Wien, Sonderheft C.
- Prey S., 1953 a: Flysch, Klippenzone und Kalkalpenrand im Almtal bei Scharnstein und Grünau (O. Ö.), Jahrb. G. B. A. Wien, Bd. *XCVI*.
- Prey S., 1953 b: Streiflichter zum Problem der „Scherlinge“ in der Flyschzone. Verh. G. B. A. Wien.
- Richter M., 1950: Molassefenster in der Flyschzone von Niederösterreich. Neues Jahrb. f. Geol. u. Paläont., Abh., Bd. *92*, Stuttgart.
- Richter M., 1956: Die Allgäu-Vorarlberger Flyschzone und ihre Fortsetzungen nach Westen und Osten. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. *108*, Jahrg. 1956. Hannover.
- Richter M., Custodis A., Niedermayer J., Schmidt-Thome P., 1939: Geologie der Alpenrandzone zwischen Isar und Leitzach in Oberbayern. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. *91*.
- Richter M. und Müller-Deile G., 1940: Zur Geologie der östlichen Flyschzone zwischen Bergen (O. B. B.) und der Enns (Oberdonau). Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. *92*.
- Ruttner A., 1955: Geologische Arbeiten auf den Blättern Reichraming (69), Ybbsitz (71) und Mariazell (72). Verh. G. B. A. Wien.
- Schaffer F. X., 1943: Das Alpenvorland. In: Geologie der Ostmark. Wien, Verl. F. Deuticke.
- Schaffer F. X. und Grill R., 1951: Die Molassezone. In: Geologie von Österreich, Wien, Verl. F. Deuticke, 2. Aufl.
- Schaub H., 1951: Stratigraphie und Paläontologie des Schlierenflysches mit besonderer Berücksichtigung der paleozänen und untereozänen Nummuliten und Assilinen. Schweiz. Pal. Abh., Bd. *68*, Basel.
- Subbotina N. N., 1953: Erforschung der Foraminiferen der SSSR. Globigerinen, Hantkeninen und Globorotalien. Staatl. Wiss.-techn. Verl. f. Erdöl- u. Bergbauliteratur, Leningrad.
- Uhlig V., 1886: Über eine Mikrofauna aus den westgalizischen Karpathen. Jahrb. G. R. A. Wien, Bd. *36*.
- Vetters H., 1928: Aufnahmebericht über das Flysch- und Kalkalpengebiet auf Blatt Ybbs (4754). Verh. G. B. A. Wien.
- Vetters H., 1929: Aufnahmebericht über die Flyschzone und das Kalkalpengebiet auf Blatt Ybbs (4754). Verh. G. B. A. Wien.
- Vetters H., 1930: Aufnahmebericht über das Flysch- und Kalkalpengebiet auf Blatt Ybbs (4754). Verh. G. B. A. Wien.
- Vetters H., 1931: Aufnahmebericht über das Flyschgebiet auf Blatt Ybbs. Verh. G. B. A. Wien.
- Vetters H., 1932: Dgl.
- Vetters H., 1933: Dgl.
- Vetters H., 1934: Dgl.
- Vetters H., 1935: Aufnahmebericht über die Umgebung von Gresten usw. Verh. G. B. A. Wien.
- Vetters H., 1938: Über die Möglichkeiten von Erdölvorkommen in der nordalpinen Flyschzone Österreichs. Bohrtechnikerzeitung, Jg. *56*, Nr. *5*. Wien.
- Vetters H., 1947: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Österreich und seinen Nachbargebieten, Geol. B. A. Wien.
- Zeil W., 1953: Zur Kenntnis der Deutenhauser Schichten (Subalpine Molasse Oberbayerns). Geologica Bavarica, Nr. *17*. München.

# Tektonische Übersichtsskizze des Molassefensters von Rogatsboden zwischen Gresten und Scheibbs

S. Prey 1956



- Inneralpine Molasse
- Li Lithothamnienkalk  
Kg Grobsandstein bis Konglomerat
- Eozän (Sandsteine u. Konglomerate)
- Glaukonitsandsteinserie
- Buntmergelserie (in der Klippenzone nur stellenweise angedeutet)
- Tiefere Flyschschichten (Neocom - Coniac)
- Höherer Oberkreide-Flysch (Senon - Paleozän)  
Flysch i. Allgem. (besonders im Klippengebiet)
- Mürbsandstein - führende Oberkreide  
(nur im Gebiete Kerschenberg - Lanitzberg ausgeschieden)
- Klippenzone
- Kalkalpen
- Überschiebung
- 30° -60° -90° saiger

