# Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der Nördlichen Kalkalpen

Von **Erich Spengler** *)

## II. Teil: Der Mittelabschnitt der Kalkalpen

Mit einer paläogeographischen Karte 1:210.000 (Tafel I) und 5 Textabbildungen

Dem Andenken Otto Ampferers gewidmet

## Inhalt


| | Seite |
|---|---|
| Vorbemerkungen | 2 |
| Begründung der Konstruktion der Karte mit Hilfe des Schrifttums | 4 |
| Der Ablagerungsraum der Allgäudecke zwischen Schliersee und Salzburg | 4 |
| Der Ablagerungsraum der Lechtaldecke zwischen Rottach und Roter Traun | 8 |
| 1. Wendelsteingruppe | 8 |
| 2. Synklinorium und Thierseer Mulde | 9 |
| 3. Raum zwischen Inntal und Roter Traun | 11 |
| Verkürzung des Raumes der Allgäu- und Lechtaldecke in der W—E-Richtung durch die Orogenese | 14 |
| Der Ablagerungsraum der Staufen—Höllengebirgs-Decke | 14 |
| 1. Der Ablagerungsraum des Guffert-Pendlingzuges | 15 |
| 2. Der Ablagerungsraum des Kaisergebirges | 19 |
| 3. Der Ablagerungsraum des südlichen Randstreifens der Kalkalpen zwischen Zillertal und Kitzbühler Ache | 24 |
| 4. Der Ablagerungsraum des zwischen dem Kaisergebirge und dem Salzach-Quertale gelegenen Teiles der Staufen—Höllengebirgs-Decke | 25 |
| 5. Der Ablagerungsraum des zwischen dem Salzachtale und dem Almtale gelegenen Teiles der Staufen—Höllengebirgs-Decke | 27 |
| Der Ablagerungsraum der Reichraminger Decke zwischen Salzach- und Almtal | 32 |
| Der Ablagerungsraum der Juvavischen Decken | 33 |
| 1. Der Ablagerungsraum der Reiteralmdecke | 34 |
| 2. Der Ablagerungsraum der Hallstätter Decke | 37 |
| Der Ablagerungsraum der Werfener Schuppenzone | 42 |
| Die Ablagerungsräume der Dachstein—Gamsfeld-Masse und des Sparberhorns | 49 |
| Der Ablagerungsraum der Zlambachschuppe und deren Verhältnis zur Hallstätter Decke | 51 |
| Der Ablagerungsraum der Decke des Toten Gebirges | 53 |
| Der Verlauf der Faziesgrenzen der Trias in der Geosynklinale | 54 |
| Ergebnisse | 57 |
| 1. Die Breite des Ablagerungsraumes der Trias-, Jura- und Unterkreide-Sedimente des Mittelabschnittes der Kalkalpen im Vergleich mit der heutigen Breite der Kalkalpen | 57 |
| 2. Phasen der Verschmälerung durch die Orogenese | 63 |
| Anhang: Bemerkungen zu den Salzkammergutprofilen bei Kober 1955 | 67 |
| Verzeichnis des im Text angeführten Schrifttums | 70 |


*) Adresse: Wiesbaden, Dotzheimer Str. 119a.

## Zusammenfassung

Die Arbeit ist eine ausführliche Erläuterung zu der beiliegenden Karte des Ablagerungsraumes der Trias- bis Neokomsedimente des Mittelabschnittes der Nördlichen Kalkalpen, welche durch Abwicklung der Decken und Ausglättung der Falten konstruiert wurde. Westgrenze: Schliersee—Sonnwendgebirge, Ostgrenze: Traunstein—Loser—Stoderzinken. Die Vorbemerkungen bringen einige kleine Änderungen in der Darstellung gegenüber dem I. Teile der Arbeit. Der Hauptteil der Arbeit ist eine eingehende Begründung der Kartenkonstruktion auf Grund der geologischen Karten und Profile. Hierauf wird versucht, den Verlauf der Faziesgrenzen der Trias in der Geosynklinale darzustellen. Die Karte zeigt, daß der Ablagerungsraum bis gegen Ende des Neokoms in den Teilen des Mittelabschnittes, in denen die Juvavischen Decken vorhanden sind, mehr als viermal breiter war als die heutige Kalkalpenbreite. Der Ablagerungsraum der Hallstätter Decke muß über dem oberostalpinen Kristallin gelegen gewesen sein, das einst das Dach des Tauernfensters bildete. Es wird gezeigt, wie sich in den einzelnen orogenetischen Phasen die Breite der Kalkalpen schrittweise verkleinert hat.


## Vorbemerkungen

Der hier vorliegende II. Teil der Arbeit schließt unmittelbar an den im Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt XCVI. Band (1953) veröffentlichten I. Teil an.

Um das Kartenbild im Bereiche der Achentaler Schubmasse (siehe S. 17) etwas berichtigen zu können, wurde ein 15·3 mm (in der Natur 3·2 km) breiter Streifen am E-Rande der Karte des I. Teiles auch in die Karte des II. Teiles übernommen. Durch diesen beiden Karten gemeinsamen Streifen wird auch der Zusammenschluß der Karten des West- und Mittelabschnittes erleichtert.

Da die Methode der Konstruktion der paläogeographischen Karte (P. K.) dieselbe ist wie im I. Teil (I. T.), kann hier auf den Abschnitt: „Grundsätzliches zur Konstruktion der Karte (I. T. S. 3—10) verwiesen werden".

Die bereits im I. T. angewendeten Ausscheidungen wurden um folgende vermehrt:

1. Die Ablagerungsräume der jetzt von Tertiär verhüllten Trias, Jura und Unterkreide wurden von den durch Quartär und Seen verhüllten abgetrennt und durch NE—SW verlaufende unterbrochene Schraffen bezeichnet. (Die von Oberkreide verhüllten wurden wie im I. T. mit NW—SE verlaufenden unterbrochenen Schraffen versehen.) Die Abtrennung der von Tertiär verhüllten Gebiete geschah deshalb, weil das Tertiär besonders im Unterinntal, Kössener Becken und bei Reichenhall eine wichtige tektonische Rolle spielt.

2. Es mußte für die Ablagerungsräume der jetzt von der Reiteralmdecke oder der Dachsteinmasse verhüllten Teile der Hallstätter Decke eine neue Ausscheidung: „Entweder abgetragen oder von Decken verhüllt" eingeführt werden, da sich zwischen dem in der älteren vorgosauischen Phase erfolgten Schub der Hallstätter Decke und der ebenfalls noch vorgosauischen Einwicklung unter die Reiteralm- und Dachsteindecke eine Erosionszeit einschaltet, in welcher der größte Teil der Hallstätter Decke wieder abgetragen wurde (siehe S. 37). Man kann daher nicht wissen, ob unter der Reiteralm- und Dachsteindecke wirklich noch Reste der Hallstätter Decke verborgen sind. Es wurde daher eine Kombination der Signaturen II und VI gewählt (Vertikalschraffen mit Punktreihen).

Streng genommen würde dasselbe auch für die sedimentären Bedeckungen der Hallstätter Decke gelten, so z. B. für die Verhüllung der Hallstätter Deckschollen durch die Gosauschichten des Beckens von Gosau. Diese müßte daher durch eine Kombination der Signaturen III und VI dargestellt werden. Da es sich aber um viel kleinere Räume handelt, wurden diese mit III bezeichnet.

3. Durch eine punktierte Linie wurden die Ablagerungsräume des Skytb (Buntsandstein oder Werfener Schichten) von denen der Mitteltrias am S-Rande der Kalkalpen abgetrennt. Dies geschah einerseits, um die Räume in der P. K. besser zu gliedern, anderseits deshalb, weil an dieser größten Unstetigkeitsfläche in der Schichtenfolge der nordalpinen Trias wahrscheinlich häufig bedeutende schichtenparallele Bewegungen erfolgten, für deren Ausmaß wir allerdings keine Anhaltspunkte haben, so daß der verhüllte Raum nicht eingetragen werden kann (vgl. S. 25). Im Bereiche des Ahlagerungsraumes der Werfener Schuppenzone wurde diese Grenze nicht eingetragen.

4. Mit dicken Linien wurde die beiläufige Lage der Faziesgrenzen der Trias in der Geosynklinale eingetragen (vgl. S. 54).

Da sich in dem hier zur Darstellung kommenden Teile der Kalkalpen an einzelnen Stellen eine leichte jungkimmerische Faltung bemerkbar macht (siehe S. 29), gilt die durch Abwicklung der tektonischen Einheiten erhaltene paläogeographische Karte (P. K.) streng genommen nicht mehr für das Tithon und Neokom. Aber die Raumverengung durch die jungkimmerische Faltung war wohl im Vergleich mit derjenigen durch die späteren Orogenesen sehr unbedeutend, so daß der Raum im Tithon und Neokom wohl noch nicht viel schmäler war als in den vorhergehenden Zeitabschnitten.

Eine große Schwierigkeit bei der Ausglättung der Falten ergab sich aus der Seltenheit längerer geologischer Profile im Schrifttum und aus der Seltenheit von Fallzeichen in den geologischen Karten. Als sehr mangelhafte Notlösung wurde daher bei dem Vorherrschen von Fallzeichen, die auf steiles Fallen hindeuten, der Ablagerungsraum in der P. K. etwa doppelt so breit gezeichnet wie das Kartenbild in der G. K., bei Fallzeichen, die mittelsteiles Fallen anzeigen, etwa 1·5 mal so breit und beim Vorherrschen von flaches Fallen anzeigenden Zeichen etwa 1·25 mal so breit. Diese Methode ist schon deshalb sehr ungenau, weil ich weiß, daß die wenigen Fallzeichen in den geologischen Karten häufig gar nicht das mittlere Schichtfallen des betreffenden Raumes angeben, sondern — besonders im Waldgelände — nur das Schichtfallen in kleinen Zufallsaufschlüssen wiedergeben.

Häufig kommt es vor, daß Schubflächen unter Flußalluvien und anderen jungen Decksedimenten durchstreichen. Hier wurde in der Darstellung des sich durch Abwicklung der Schubfläche ergebenden Kartenbildes nicht einheitlich vorgegangen. In solchen Fällen, in denen an dem Durchstreichen der Schubfläche unter dem Flußalluvium kein Zweifel besteht, wurde meist der vertikal schraffierte (von der höheren Schuppe oder Decke verhüllte Raum) durchgezogen. Zum Beispiel wurde der jetzt von der oberen Schuppe der Allgäudecke verhüllte Teil der unteren Schuppe quer über das Priental und das Tal der Tiroler Ache durchgezogen, ebenso der breite, jetzt von der Lechtaldecke verhüllte Teil der Allgäudecke. In solchen Fällen aber, wo das verhüllende Decksediment einen sehr breiten Raum einnimmt oder es nicht eindeutig feststeht, wie sich die Schubflächen beiderseits des verhüllenden Decksedimentes entsprechen, wurde der von der höheren Schuppe oder Decke verhüllte Raum nicht unter dem Decksediment durchgezogen. Da es z. B. nicht ganz sicher ist, wie die Schuppen der Allgäudecke des Heuberggebietes

denen des Wendelsteins entsprechen, wurde der jetzt von der höheren Schuppe verhüllte Raum nicht über das Inntal durchgezogen. Ebenso wurde der jetzt von der Höllengebirgsdecke verhüllte Teil der Langbathscholle nicht über den Traunsee durchgezogen, weil die junge Blattverschiebung die Überschiebung durchschneidet. Theoretisch am richtigsten wäre es in allen diesen Fällen gewesen, eine neue Signatur: „Jetzt durch eine höhere tektonische Einheit und durch Quartär verhüllt" anzuwenden.

Wie ich bereits im I. T. S. 2 ausdrücklich festgestellt habe, ist selbstverständlich die Richtigkeit der Kartenkonstruktion von der Richtigkeit der zugrunde gelegten geologischen Karten abhängig. Nun sind bereits in dem kurzen Zeitraume, der seit dem Erscheinen des I. T. vergangen ist, einige Arbeiten erschienen, welche Änderungen der paläogeographischen Karte des W-Abschnittes der Kalkalpen nötig machen. Ich werde aber zuerst alle drei Teile der Arbeit zu Ende führen und dann erst in einem Nachtrag auf die Änderungen eingehen, die sich durch das Erscheinen neuer Arbeiten in dem gesamten Raum der Nördlichen Kalkalpen ergeben, sowie auf allfällige Kritik meiner Arbeit Bezug nehmen.

## Begründung der Konstruktion der Karte mit Hilfe des Schrifttums

### Der Ablagerungsraum der Allgäudecke zwischen Schliersee und Salzburg

(= Tiefbajuvarische Decke Hahns)

Im I. T. S. 10—18 wurde die Abwicklung der Allgäudecke vom Bregenzer Wald bis in den Raum zwischen Tegernsee und Schliersee durchgeführt. Am E-Rande der P. K. des I. T. (Tafel I) und daher auch am W-Rande der P. K. des II. T. liegen von N gegen S die Ablagerungsräume folgender Schuppen der Allgäudecke (I. T. S. 17): 1. der schmalen Randschuppe, in welcher der größte Teil des Jura und Neokom durch transgredierendes Cenoman verhüllt ist; 2. der Moosenbergschuppe, die nicht nur nördlich vom Brunstkogel, sondern auch im Fenster des Westerberges (Richter 1937, Abb. 30) zutage tritt; 3. der Ringspitzenschuppe, welcher ich den auch in der P. K. des I. T. enthaltenen Baumgartenberg und den erst in der P. K. des II. T. dargestellten Hirschgröhrkopf (zwischen Schliersee und Leitzach) zurechne [1]). Richter (1937, S. 110) rechnet Baumgartenberg und Hirschgröhrkopf bereits zur Lechtaldecke.

Den Hauptdolomit des Lechnerberges samt den aufgelagerten Cenomankonglomeraten hält Richter (1937, S. 110) für eine Deckscholle der Lechtaldecke. Ich glaube, daß der Faziesverschiedenheit gegenüber dem Cenoman der Allgäudecke schon dadurch Rechnung getragen wird, daß ich den Lechnerberg zur Ringspitzenschuppe rechne, die ja im Grenzgebiet zwischen den Ablagerungsräumen der Allgäu- und Lechtaldecke sedimentiert wurde.

Der Raum zwischen dem Lechnerberg und Birkenstein ist auf der geol. Spezialkarte „Kufstein" (1925) und der Karte Osswalds (1928) sehr verschieden dargestellt. Auf Blatt „Kufstein" setzt sich der Cenoman tragende Hauptdolomitzug des Lechnerberges bis nach Birkenstein fort, bei Osswald ist westlich von Birkenstein überhaupt kein Cenoman, sondern neben etwas Hauptdolomit vorwiegend Lias der Allgäudecke eingetragen. Ich richte mich nach der neueren Karte.

---

[1]) Wenn Habers „Riedersteinschuppe" (1934, S. 161) mit meiner „Ringspitzenschuppe" identisch ist, hat seine Bezeichnung die Priorität.

In der Wendelsteingruppe ist die Allgäudecke in drei Schuppen geteilt, welche Osswald 1928 als VZ, SI und SII, 1951 als Ib, II, III bezeichnet. Außerdem scheidet er 1951 nördlich von I b noch eine nur aus Cenoman bestehende Einheit I a aus, welche er 1928 noch zum Flysch gerechnet hatte. I a+I b entsprechen Richters Randschuppe. Da Osswald in I a nur Cenoman einträgt, muß der Ablagerungsraum dieser Schuppe in der P. K. mit schiefen unterbrochenen Schraffen bezeichnet werden, während derjenige von I h wegen der daselbst zutage tretenden vorcenomanen Gesteine als „sichtbar" eingetragen werden konnte. Die Breite des von I b verhüllten Teiles von I a mußte willkürlich angenommen werden; dasselbe gilt von dem von II verhüllten Teil von I h. In der Abgrenzung der Schuppen II (Mitter-B.) und III (Rampoldplatte) folge ich der Karte und den Profilen Osswalds [1]). Richter (1937, S. 114) betrachtet die kleinen Hauptdolomitklippen auf der Schuppe II als Reste der Lechtaldecke. Er hat dafür aber keinen Beweis außer der Analogie mit dem Schmiedlainezug nördlich der Benediktenwand. Ich halte Osswalds Deutung, daß es sich um Reste der Schuppe III handelt, für einfacher, zumal ja die Schuhweite von III auf II schon wegen der zwei kleinen Fenster von II unter III am W-Rande der Wendelsteingruppe ziemlich groß sein muß. Schuppe III entspricht wohl der Moosenbergschuppe westlich der Leitzach. Schuppe II scheint westlich der Leitzach zu fehlen. Da die Schuppen I a—II und der nördliche Teil von III im Leitzachtale von ihren westlichen Fortsetzungen durch Abtragung, der südliche Teil von III durch reichliche Quartärhedeckung unterbrochen sind, ist der Zusammenhang schwer zu erkennen.

Der Ringspitzenschuppe (= Schuppe VI bei Osswald, 1951, Tekt. Karte) gehört in der Wendelsteingruppe nur das Gebiet der „Wand" (P. 986) südlich von Fischbachau an. Wie Osswald Profil I (1928) zeigt, treten hier drei parallele Züge von Raibler Schichten auf, die auf einen Aufbau aus drei Schuppen schließen lassen.

Der im Wendelstein-Doppelfenster zwischen Wendelstein und Bockstein zutage tretende Teil der Allgäudecke gehört nach Osswald (1951) zur Schuppe III. Für den Ablagerungsraum der ganzen Allgäudecke des Wendelsteingebietes (mit Ausnahme der Ringspitzenschuppe) vom N-Rande der Randschuppe bis zum S-Rande des Doppelfensters ergibt sich eine Mindestbreite von 14 km, welche durch die Orogenese auf 5 km verkleinert wurde. Bei dieser Berechnung mußte nur die Schuhweite von I b auf I a mit 0·5 km, diejenige von II auf I b mit 1·5 km willkürlich angenommen werden.

In der Heuberggruppe treten dieselben Schuppen der Allgäudecke wie im Wendelstein auf. Nach Osswald (1951, tekton. Karte und Profil I) ist hier am N-Rande der Kalkalpen die Randschuppe I b durch Lias vertreten. Auf Eders Karte (1925) fehlt noch dieses Liasvorkommen. Der Schuppe II gehört der Sattelberg, der Schuppe III der Kogel an. Doch möchte ich die Schubfläche zwischen II und III nicht wie in Osswalds Profil I ins Stein-

---

[1]) Nach Richter (1937, S. 114) ist ein Teil des Doggers in Osswalds Karte (1928) in der Randzone Cenoman. Ferner gibt Richter S. 113 an, daß der Verlauf und die Abgrenzung der Schuppen der Allgäudecke anders ist als bei Osswald. Da aber die von Richter festgestellten Verbesserungen auf keiner Karte dargestellt sind, muß ich mich — ohne Richters Angaben bezweifeln zu wollen — bei der Konstruktion meiner Karte an Osswalds geologische Karte halten.

bachtal, sondern nach Kirchwald legen. Denn die Raibler Schichten des Steinbachtales sind nach Eders Profil I ein Sattelkern, dessen Schenkel nur durch eine Verwerfung getrennt sind. Die Hauptdolomitscholle am S-Hang des Sattelberges, die ich bereits 1928 S. 4 als Deckscholle deutete, möchte ich weder im Sinne Richters (1937, Abb. 32) zur Lechtaldecke rechnen noch im Sinne Osswalds (1951, Profil I) mit dem Hauptdolomit südlich des Steinbaches, sondern mit dem Hauptdolomit des Kogels verbinden und daher zu Schuppe III rechnen, welcher auch die Schichtenfolge: Oberrhätkalk—Cenoman in den „Klammen" angehört. Dadurch ist es nicht nötig, wie bei Osswald für den Kogel eine neue Schuppe III a anzunehmen. Durch Ausglättung der Faltung und Rückführung der ganzen Schuppe III im Raum südlich von Kirchwald ergibt sich für den Ablagerungsraum der Allgäudecke in der Heuberggruppe eine Breite von 8·5 km, die durch die Orogenese auf 2·5 km verschmälert wurde.

Der lange Zug von Oberrhätkalk, der sich nach Eders Karte vom Weißenbach (unterhalb der Spatenau-Alm) bis zum Schwarzensee verfolgen läßt und südlich Tauern samt Kössener Schichten unter der Moräne wieder auftaucht, ist offenbar die östliche Fortsetzung des Oberrhätkalkes in den „Klammen" [1]. Am NW-Abhang des Hochries wird dieser Oberrhätkalk von einer neuen, noch zur Allgäudecke gehörenden Schuppe überschoben, die am Heuberg nicht vorhanden ist (siehe Profil III bei Eder, Tafel II). Die Schubfläche unterhalb dieser am besten als Schwarzensee-Schuppe zu bezeichnenden Schuppe biegt sich nach Schottlers Karte immer mehr gegen NNE und läßt sich bis zum Hof Tauern verfolgen. Innerhalb der Schwarzenseeschuppe tritt von Schottlers Profil IV gegen E abermals eine Schubfläche auf (Ahgrabenstörung bei Schottler, S. 101), welche die Schwarzenseeschuppe wieder in zwei Schuppen teilt: III'? und IV? bei Osswald 1951, Tekt. Karte [2]. Diese Ahgrabenstörung läßt sich durch das Kampenwand—Hochgern—Hochfellngebiet 30 km weit bis Zwickling verfolgen (Arlt 1911, Geol. Karte), wo sie an der Grenze zwischen Kalkalpen und Flyschzone endet (Schmidt-Thomé 1939). Die Schuppe III'? ist in der Kampenwand (Reifenbergscholle bei Broili S. 446), im Hochgern und Hochfelln die untere, IV? die obere Schuppe der Allgäudecke (Erlbergscholle bei Broili S. 446, Rabensteinschuppe bei Dhein S. 214). Von den in der P. K. eingetragenen Punkten gehört der unteren Schuppe der Aschauer Kopf, der oberen in der Kampenwandgruppe Haindorfer Berg und Hochplatte, im Hochgerngebiet der Zinnkopf, im Hochfellngebiet der Scheichenberg und östlich der Weißen Traun der P. 1049 an. Jedenfalls trifft die Angabe Dheins nicht zu, daß sich die Rabensteinschuppe bis in den Wendelstein hinein verfolgen läßt, denn die beide Schuppen trennende Schubfläche verschwindet bereits im N-Gehänge des Schwarzenberges westlich des Prientales. Im Kampenwand- und Hochgern-Hochfellngebiet wurde die Schubweite der Rabensteinschuppe mit nur 1 km angenommen.

---

[1]) Die östliche Fortsetzung der nördlichen Streifen der Allgäudecke der Heuberggruppe ist gänzlich unter Quartär verborgen.

[2]) Im Wendelstein bezeichnet Osswald 1951 mit IV die Untere Wendelsteindecke. Ich glaube nicht, daß die von Osswald mit IV? bezeichnete obere Schuppe der Allgäudecke der Unt. Wendelsteindecke entspricht, denn diese ist zweifellos eine Abspaltung an der Stirn der Lechtaldecke und gehört daher in deren Ablagerungsraum.

Die untere Schuppe ist im Weißachtal und östlich davon noch durch eine weitere Schubfläche von wohl sehr geringer Schubweite geteilt (Abb. 7, Profil 1 bei Dhein S. 215 und Profile 3 und 4 bei Nöth, Tafel XI).

Durch Ausglätten der Faltung der Überschiebungsfläche der Lechtaldecke über die Allgäudecke in Richters Profil durch die Hochplatte (1937, Abb. 34, S. 118) ergibt sich als Länge des oberen Profiles der Abh. 34 vor Eintritt der Deckenfaltung 6·6 km. Dieser Betrag wurde auch als Breite des Ahlagerungsraumes des in diesem Profile dargestellten Teiles der Allgäudecke angenommen. Die ursprüngliche Entfernung zwischen den nördlich der Kampenwand—Halbdeckscholle und der im Fenster von Raiten zutage tretenden Teilen der Allgäudecke dürfte aber eher noch größer gewesen sein, denn es ist leicht möglich, daß außer der nach Eintritt der Deckenüberschiebung erfolgten Deckenfaltung auch eine ältere Eigenfaltung der Allgäudecke vorhanden ist. Unsicher ist die Ausglättung der Falten der oberen Schuppe der Allgäudecke im Hochgern- und Hochfellngebiete. Die Ausglättung wurde an dem Profile Dheins durch den Zinnkopf und Bairerkopf versucht und ergab eine ursprüngliche Breite von etwa 4 km. In dem zwischen der Weißen und Roten Traun aufgeschlossenen Teile der Allgäudecke wurde eine Ausglättung der Falten nach Arlt Fig. 7, S. 362 versucht.

Der Ablagerungsraum der von Schmidt-Thomé (1939, Tafel 8) nördlich vom Hochfelln kartierten Randcenomanzone wurde in willkürlicher Entfernung eingetragen, da keine Anhaltspunkte für die Schuhweite der unteren Schuppe der Allgäudecke auf die Randschuppe vorhanden sind. Das Fehlen der Randschuppe zwischen Heuberg und Hochfelln ist wohl darauf zurückzuführen, daß dort diese Schuppe gänzlich unter der eigentlichen Allgäudecke liegt.

Die Ablagerungsräume der nördlich des Staufen unter der Staufendecke zutage tretenden winzigen Reste der Allgäudecke: Hauptdolomit, Rhät und Jura südöstlich von Inzell und der Dogger von Staufeneck können natürlich nur ganz schematisch eingetragen werden. Es ist durchaus möglich, daß diese Vorkommen einem Ablagerungsraum entstammen, der südlicher lag als derjenige der Allgäudecke der Hochfellngruppe und erst durch Mitschleppen unter der Staufendecke in die östliche Streichungsfortsetzung der Allgäudecke des Hochfelln gelangte.

Östlich von Staufeneck sind vielleicht (?) Ablagerungen, die man der Allgäudecke zurechnen könnte, gänzlich unter dem breiten Quartär des Salzburger Beckens verborgen. Aber bei und östlich von Salzburg ist zwischen der Flyschzone und dem N-Rande der Staufen-Höllengebirgs-Decke nichts erhalten, was mit Wahrscheinlichkeit der Allgäudecke zugerechnet werden könnte. Denn die von Osberger beschriebenen winzigen Vorkommen an der N-Seite des Kapuzinerberges und Nocksteines entsprechen wohl eher der Langbathscholle und somit der Lechtaldecke (Vgl. S. 33). Aber das starke Vordringen des Kalkalpenrandes nach N östlich von Kirchdorf und das Ausstreichen der einzelnen Falten und Schuppen an der Flyschgrenze scheint darauf hinzudeuten, daß in dem Raume östlich von Salzburg und im Salzkammergut über der Flyschzone noch ein Streifen der Kalkalpen abgetragen ist, so daß es möglich wäre, daß hier einst Stirnteile der Allgäudecke vorhanden waren und der Ablagerungsraum der Ternberger Decke Trauths (1936) die östliche Fortsetzung desjenigen der Allgäudecke war. Anderseits aber ist es möglich, daß auch östlich von Salzburg unbekannte Teile der Allgäudecke unter der Lechtal- und Staufen-Höllengebirgs-Decke liegen oder (vor der Überschiebung der Kalkalpen über den Flysch) lagen. Denn die Überschiebung der Kalkalpen über den Flysch ist offenbar jünger als die Schubflächen innerhalb der Kalkalpen und kann diese

unter spitzen Winkeln abschneiden. Das muß besonders dann angenommen werden, wenn Brinkmanns Flyschfenster bei Grünau und Windischgarsten wirklich vorhanden sind. Doch diese Frage kann erst im III. Teile der Arbeit behandelt werden.

Wegen des 100 km langen unbekannten Zwischenraumes zwischen dem E-Ende der Allgäudecke und der Ternberger Decke ist der Zusammenhang beider tektonischen Einheiten sehr hypothetisch. Ich habe daher an dieser Stelle der P. K. einen Teil der Zeichenerklärung angebracht, um nicht genötigt zu sein, hier ganz hypothetische Verbindungen gegen E einzutragen.

Der Ablagerungsraum des unter der Lechtaldecke verborgenen Teiles der Allgäudecke wurde so breit gezeichnet, daß der Zusammenschluß mit der P. K. des I. T. (W-Abschnitt der Kalkalpen) möglich ist. Für diesen ergab sich eine so große Breite des von der Lechtaldecke verhüllten Teiles der Allgäudecke aus dem Vorhandensein der beiden großen Halbfenster von Nesselwängle und von Hinterhornbach sowie aus der Spaltung der Allgäudecke in drei Teildecken: Jochschrofen-, Iseler- und Nebelhorn-Teildecke, von denen nur die östlich des Allgäu zu einer Decke vereinigte Jochschrofen+Iselerdecke am N-Rande der Kalkalpen zutage tritt. Daß der unter der Lechtaldecke verborgene Teil der Allgäudecke auch östlich des Inn so breit ist, läßt sich nicht nachweisen. Er kann hier auch (um höchstens 10 km) schmäler sein. In diesem Falle müßte der Ablagerungsraum der Allgäudecke zwischen dem Lechtal und dem Wendelstein um einen Winkel von höchstens 6° im Sinne des Uhrzeigers gedreht werden. Immerhin sprechen die Fenster südlich Hohenaschau im Priental und bei Raiten im Achental für eine nicht unbeträchtliche Schubweite der Lechtaldecke über die Allgäudecke.

## Der Ablagerungsraum der Lechtaldecke zwischen Rottach und Roter Traun
(= Hochbajuvarische Decke Hahns)

### 1. Wendelsteingruppe

Wie ich bereits im I. T. S. 18 ausgeführt habe, betrachte ich Osswalds Schuppen IV (Untere Wendelsteindecke mit dem Bockstein), V (Obere Wendelsteindecke mit dem Wendelstein und Breitenstein) und VII (Sekundäre Lechtaldecke mit dem Wildbarren) als Bestandteile der Lechtaldecke, während ich VI (Ringspitzenschuppe) als eine höchste Schuppe der Allgäudecke ansehe (siehe auch S. 4).

Die Abgrenzung der Schuppen V und VII scheint mir auf Osswalds Karte nur vom Leitzachtale bis nördlich vom P. 1137 (westlich von Rampold-Kaser im Arzbachtale) richtig zu sein. Der weitere Verlauf dieser Grenze gegen E ergibt sich aus einer anderen Deutung der tektonischen Stellung des Cenomanzuges nördlich vom Wildbarren. Osswald betrachtet ihn als ein Fenster der Schuppe V unter der Schuppe VII, welches in seinem E-Teil nachträglich an vertikalen Brüchen horstartig herausgehoben ist (1928, Profile IX—XII; 1951, Beil. I, Profil II). Richter (1937, S. 113) hält den Zug nicht für ein Fenster, sondern für tektonisch etwas eingeklemmtes transgressives Cenoman. Auch Ganss (1951, Profile 6, 8, 10) zeichnet den Cenomanzug nicht als Fenster, sondern als gegen N überkippte Mulde. Auf einer Exkursion im Sommer 1953 gewann ich den Eindruck, daß nur am S-Rande des Cenomanzuges überall Trias auf Kreide geschoben ist [1]).

[1]) Nach Hasemann S. 42 fällt das Cenoman 25° S unter den Hauptdolomit des Wildbarren ein.

Am N-Rande dürfte nur der Hauptdolomit des Schreckenkopfes etwas auf Cenoman überschoben sein. Gegen das Vorhandensein einer Überschiebung am N-Rand sprechen die Lagerungsverhältnisse am E-Ende des Cenomanzuges, wo sich der Hauptdolomit des Einbachs im Liegenden des Cenomans zu befinden scheint, und das auf Osswalds Karte eingetragene Hinaufziehen des Cenomans fast bis zum Gipfel des Mitterberges. Ich möchte daher glauben, daß erst die Überschiebung am S-Rande des Cenomanzuges die N-Grenze der Schuppe VII (der Sekundären Lechtaldecke) ist. Dafür spricht auch, daß die Grenze zwischen V und VII bei Osswald an mehreren Stellen sehr unwahrscheinlich aussieht: die Raibler Schichten westlich des im Förchenbachtale gelegenen P. 667 sollen nicht zu derselben tektonischen Einheit gehören wie der südlich anschließende Hauptdolomit, während 1 km westlich die Folge Raibler Schichten+Hauptdolomit als normal betrachtet wird. Die westliche Fortsetzung des zur Schuppe V gerechneten Oberrhätkalkes von Asten soll der Schuppe VII angehören! Sehr unwahrscheinlich kommen mir auch die zickzackförmig verlaufenden Verwerfungen von sehr großer Sprunghöhe vor, die nach Osswald die Überschiebungsfläche nachträglich verstellen.

Allerdings muß nach meiner Deutung im Hauptdolomit des E-Abhanges des Wildbarren eine Schubfläche durchziehen. Im Inntale dürfte die Überschiebungsfläche zu Ende sein. Der große Mächtigkeitsunterschied im Hauptdolomit zwischen V und VII im W-Teil der Wendelsteingruppe scheint für eine beträchtliche Schubweite von VII zu sprechen. Am E-Ende der Wendelsteingruppe aber sieht man, daß sich schon in dem südlich dem Großen Muldenzuge benachbarten Sattel des Falkenberges eine rasche Mächtigkeitszunahme des Hauptdolomites von N gegen S vollzieht, so daß hier der Mächtigkeitsunterschied zwischen den Hauptdolomiten von V und VII nur gering ist (vgl. Profil XII bei Osswald 1928). Nimmt man eine größere Schubweite von VII an, so kommt man schon dadurch in Schwierigkeiten, daß sich diese Schubfläche nicht über das Inntal nach E verfolgen läßt.

Etwas größer, aber auch nicht sehr groß, scheint die Schubweite der Oberen über die Untere Wendelsteindecke zu sein. Ähnlich wie die Untere Vilser Decke verschwindet die Untere Wendelsteindecke gegen E schon nördlich der Hochsalwand gänzlich unter der Oberen Wendelsteindecke.

## 2. Synklinorium und Thierseer Mulde

Der südlich an das Wendelsteingebiet anschließende Raum gehört gänzlich Osswalds Schuppe VII, der sekundären Lechtaldecke an, welche in einer jüngeren Reliefüberschiebung in das durch die Erosion unter der älteren primären Lechtaldecke (Untere+Obere Wendelsteindecke) geöffnete Fenster hineingeschoben wurde (siehe Profil IV bei Osswald 1928).

Aus dem im I. T. dargestellten Raume reicht in das hier zur Darstellung gelangende Gebiet die Doppelmulde des Synklinoriums herein. Das Ausmaß des Zusammenschubes durch die Faltung war hier offenbar gleich groß wie in dem westlich anstoßenden Gebiet (siehe I. T., S. 38).

Die SE-NW streichenden Störungslinien (Ammerstörungen), die den Raum zwischen Leitzach und Inn durchsetzen, beeinflussen das Bild der P. K. nur wenig, da der Horizontalschub an diesen Störungen nur gering

war und offenbar die vertikale Komponente der Bewegung überwog. Es sind vor allem drei große Ammerstörungen vorhanden (siehe geol. Spezialkarte, Blatt Kufstein):

a) Die Linie Himmelmoos A.—Sudelfeld A. zwischen Traithen und Brünnstein. Hier konnte überhaupt kein nennenswerter Horizontalschub erfolgt sein, da die Mulde des Brünnsteins die unmittelbare östliche Fortsetzung derjenigen des Traithen ist. Hier ist nur der NE-Flügel der Verwerfung bedeutend abgesunken, was sich darin ausprägt, daß der Muldenkern des Traithen durch Kössener Schichten, derjenige des Brünnstein aus Malm gebildet wird. Diese Linie zeichnet offenbar den Verlauf des Leitzachtales zwischen Bayrischzell und Stauden tektonisch vor.

b) Die Linie Mühlbach—Larchgraben. Auch hier kann höchstens ein sehr geringer Horizontalschub erfolgt sein, da sich nach Hasemann (S. 45) Brünnsteinmulde und Oberaudorfer Mulde faziell sehr genau entsprechen (Lias in Rotwandfazies im S-Schenkel, in Fleckenmergelfazies im N-Schenkel beider Mulden, was zeigt, daß es sich in beiden Fällen um dieselbe Mulde handelt). Auch hier ist der NE-Flügel der Verwerfung abgesunken.

c) Die Wildbarrenlinie. Hier ist der SW-Flügel nach NW verschoben, u. zw. dort, wo die Linie das Cenoman westlich vom Wildbarren quert, um etwa 0·5 km [1]). Im Gegensatz zu den Verwerfungen a) und b) ist hier der SW-Flügel abgesunken und wesentlich stärker gefaltet als der aus Hauptdolomit bestehende NE-Flügel. Das prägt sich in der P. K. dadurch aus, daß der Ablagerungsraum des SW-Flügels der Wildbarrenstörung weiter gegen SE vorspringt als der Hauptdolomit des Wildbarren.

Der Raum zwischen den Störungen a) und c) erscheint somit grabenartig versenkt.

Eine verhältnismäßig starke Verschmälerung hat durch die Faltung der von Rhät, Jura und Neokom eingenommene Raum der östlichen Karwendelmulde (Thierseer Mulde) erfahren. Daß es sich hier keineswegs um eine einfache nordvergente Mulde handelt, zeigt schon das Profil durch das Hintere Sonnwendjoch und den Veitsberg bei M. Furlani-Cornelius (1921, S. 91), welches eine schmälere nördliche Nebenmulde und eine breitere südliche Hauptmulde erkennen läßt. Versucht man an diesem Profil den Faltenbau auszuglätten, erhält man für die Entfernung: Hinteres Sonnwendjoch—Grenze zwischen Neokom und Jura im S-Schenkel etwa 4·5 km ursprüngliche Breite des Ablagerungsraumes (heutige Breite der Mulde 2·3 km). Eine ähnliche Nebenmulde ist auf Blatt „Kufstein" im SW-Gehänge der Ofensteinwand eingezeichnet. Ferner trägt Ampferer an zwei Stellen auch Schubflächen innerhalb der Thierseer Mulde ein. So ist bei der Stallenalm westlich von Landl eine aus Oberrhätkalk, rotem Liaskalk und Malm bestehende Schuppe auf Neokom aufgeschoben. Ob die Grenze zwischen Jura und Neokom im N-Schenkel der Hauptmulde südlich vom Hinteren Sonnwendjoch eine Schubfläche ist, wie Ampferer annimmt, oder ob hier diskordante Auflagerung des Neokoms vorliegt, möchte ich dahingestellt lassen. Eine kleine örtliche Schuppe ist ferner durch den schmalen, zwischen Neokom gelegenen Oberrhätkalkzug östlich des Thiersees

[1]) Siehe die Karte bei Osswald 1928, die Darstellung auf Blatt „Kufstein" täuscht einen zu großen Horizontalschub vor.

angedeutet. Über die südliche Begrenzung der Thierseer Mulde und über die Störung, die sie östlich des Thiersees abschneidet, wird S. 17—18 einiges mitgeteilt.

### 3. Raum zwischen Inntal und Roter Traun.

Zur Ausglättung der Falten der Lechtaldecke im Heuberg- und Grenzhorngebiet [1]) wurden die Profile bei Eder (Tafel II), Osswald (1951, Beil. I, Profil I) und Ganss (1951, Profile zu Blatt Schliersee) benützt. Die einzige Überschiebungsfläche in diesem Raume ist die in Eders Profil I im N-Hange des Grenzhorns mit S bezeichnete Schubfläche. Daß es sich hier um eine Überschiebung mit größerer Schubweite handelt, ist vor allem deshalb unwahrscheinlich, weil sie sich anscheinend gegen E nicht über das Trockenbachtal hinaus verfolgen läßt, denn Ampferer zeichnet auf Blatt „Kufstein" in der östlichen Fortsetzung der von Eder nördlich des Basterkogels kartierten Plattenkalke nur eine einheitliche Hauptdolomitmasse ein. Nach Osswald (1951, Profil I) ist diese Schubfläche die Grenze zwischen den Schuppen V und VII. Zweifellos liegt die westliche Fortsetzung dieser Linie im Plattengraben (Wendelsteingruppe). Wie ich bereits S. 9 gezeigt habe, bezweifle ich, daß hier die Schubfläche von VII auf V vorliegt. Ebenso bezweifle ich die von Eder zwischen dem Hauptdolomit und dem Oberrhätkalk des N-Schenkels der Heubergmulde eingezeichnete Schubfläche, da nach Blatt „Kufstein" in dem Raume östlich des Inntales der Oberrhätkalk an vielen Stellen unmittelbar auf Hauptdolomit liegt und daher auch hier das Fehlen der Kössener Schichten keine tektonische Ursache zu haben braucht. Auch auf Osswalds Profil I ist dieser Kontakt nicht als Schubfläche gezeichnet.

Für den östlich an Eders Gebiet anschließenden Raum stehen Karte und Profile Schottlers (1934) zur Verfügung [2]), für den südlich und südöstlich angrenzenden Raum die österreichische Geologische Spezialkarte, Blatt „Kufstein" (1925) und die von O. Ganss bearbeitete Geologische Karte von Bayern 1 : 100.000 Blatt „Schliersee" (samt Profilen). Wenn man in Profil 18 bei Ganss durch Anlegen eines Fadens die Falten ausglättet, bekommt man für die Entfernung: Karkopf—Hausern bei Noppenberg, welche gegenwärtig 9·5 km beträgt, vor der Faltung eine Breite von 15 km [3]). Nach den Profilen Schottlers ist es infolge der enormen Zerschneidung des Großen Mnldenzuges durch Längs- und Querstörungen nicht möglich, eine Ausglättnng der Falten auf diesem Wege durchzuführen. Wenn man für die Feststellung der ursprünglichen Entfernnng der Gesteine des N-Rahmens des Prientalfensters von denen am Außenrande der Lechtaldecke nnr die Deckenfaltung der Schuhfläche der Lechtaldecke in Abb. 33 bei Richter

---

[1]) Der Berg heißt auf den bayerischen Karten Kranzhorn, auf den österreichischen Grenzhorn. Ich halte die österreichische Schreibweise für richtiger, da über die Spitze des Berges die Grenze zwischen Bayern und Tirol verläuft.

[2]) Störend für die Durchführung der Faltenausglättung wirkt es, daß Eders Aufnahmen nur wenig, Schottlers Karte gar nicht in österreichisches Gebiet hineinreichen, so daß zwischen beiden Arbeitsgebieten ein gegen NE gerichteter Streifen übrig bleibt, für den keine neue Spezialkartierung vorliegt. Es muß daher auf die österreichische geol. Spezialkarte, Blatt „Kufstein" (1925) zurückgegriffen werden, die sich an Schottlers Karte nur schlecht anfügen läßt.

[3]) Wobei im Bereiche des Hauptdolomitgebietes südlich der Lahn A. H. mit Rücksicht auf das Nachbarprofil 16 noch einige Falten angenommen wurden.

(1937, S. 117) ausglättet, ergibt dies einen zu niedrigen Wert. Ich habe daher die ursprüngliche Entfernung des Wettersteinkalkes des N-Schenkels vom Muschelkalk des S-Schenkels dieser Mulde etwas größer als diesen Betrag angenommen.

Zur Ausglättung der Deckenfaltung des Kampenwandgebietes wurden vor allem die drei Profile bei Richter (1937, Abb. 34, S. 118) benützt [1]). Der Friedenrat (Broili Tafel V, Profil I) wurde als eine von der Halbdeckscholle der Kampenwand durch die Erosion des tief eingeschnittenen Rottaner Tales völlig abgetrennte Deckscholle betrachtet, da Broili in der Tiefe dieses Tales zwischen den Wettersteinkalkmassen der Kampenwand und des Friedenrat zwei kleine Vorkommen von Aptychenkalken der Allgändecke einzeichnet. In der Deutung des Raumes zwischen dem Teufelstein und dem Fenster von Raiten folge ich gänzlich Richter 1937, S. 118 bis 119. Den Überschiebungen, die innerhalb der Lechtaldecke die schmale „Markkaserscholle" Broilis im N und S begrenzen, wurde nur eine ganz geringe Schubweite zugebilligt.

Zwischen Kampenwand und Hochgern ist sehr viel durch das breite Quartär des Achentales verhüllt. Für die von Dhein (S. 220) im Hochgerngebiete festgestellten Schuppen: Hochgernschuppe und Hochsattelschuppe wurde nur eine sehr geringe Schubweite angenommen, wie sich schon aus dem Verschwinden der trennenden Schubflächen im Hochfellngebiet ergibt (siehe tektonische Karte bei Dhein, S. 208). Die Überschiebung zwischen Hochgern- und Hochsattelschuppe setzt sich zwar nach Dhein als Reliefüberschiebung von Raiten im Achental etwas nach W fort, verliert sich aber anscheinend im Hauptdolomit der Geigelsteingruppe. Nur der Überschiebung der Eisenbergschuppe (G. Rechenberg) kommt vielleicht besonders im E eine etwas größere Schubweite zu, da sich diese im S-Gehänge des Urschlauer Tales über Cenoman schiebt. Aber auch diese Überschiebung läßt sich nicht über das Achental gegen W verfolgen.

Im Hochfellngebiet lassen die von Nöth (S. 495—497) beschriebenen, steilstehenden, mit Malm und Neokom gefüllten Mulden in der N-Wand und am Gipfel des Hochfelln eine beträchtliche Entfernung zwischen den Ablagerungsorten der Hauptdolomitmassen am Schubrand der Lechtaldecke und im S-Gehänge des Hochfellngipfels erkennen. Auch der Sattel des Thoraukopfes und das steilstehende, enggepreßte Synklinorium der Haaralp- und Kratzelschneid spricht für einen starken Zusammenschub, der sich aber leider an den vorhandenen Profilen nicht genau abmessen läßt. Der durch das Cenoman des Urschlauer Tales verhüllte Raum wurde ziemlich breit gezeichnet, da er im E den größten Teil des vorcenomanen Faltensystems des Hochfelln verhüllt (Nöth, S. 500—501).

Die ursprüngliche Breite des Ablagerungsraumes der Eisenbergschuppe läßt sich recht gut aus Nöths Profil 3 auf Tafel XI abmessen; sie beträgt

---

[1]) Leider sind die Profile, welche Broili und seine Schüler Eder und Nöth zeichnen, für meine Arbeit wenig brauchbar. In der Absicht, in diesen Profilen nur die unmittelbaren Beobachtungen an der Erdoberfläche darzustellen, bieten sie nicht mehr als die geologische Karte. Da es — besonders bei Profilen in Strichzeichnung — technisch nicht möglich ist, nur die Erdoberfläche darzustellen, mußten die einzelnen Schichtgruppen doch ein Stück in den Berg hineingezeichnet werden, wobei dann die Profile so aussehen, als ob auch der Gehängeschutt in den Gebirgsbau einbezogen wäre. Nur Schottler hat diese irreführende Art der Profilzeichnung der Broilischule vermieden.

hier 3·5 km. Im östlichen Teile der Eisenhergschuppe ist auch der von der Sulzgrabenkopfschuppe verhüllte schmale Raum schematisch eingetragen. Die in dem östlichen Teil der Eisenbergschuppe unter dem Einfluß der von S aufgeschobenen Staufendecke erzeugten Komplikationen konnten nicht im Einzelnen rückgängig gemacht werden.

Für den südlichen Teil der Lechtaldecke ist zwischen dem Iuntal und dem Tal der Weißen Traun die lange, verhältnismäßig regelmäßig gebaute Oberwessener Mulde [1]) bezeichnend, die in ihrem E-Teil Neokom im Kern enthält. Diese Mulde entspricht nicht der Thierseer Mulde [2]), sondern der Traithen—Brünnstein-Mulde. Wie ich bei einer Begebung im Sommer 1954 sah, weist diese Mulde im Bereiche des Durchbruchstales der Kössener Ache sehr steile, fast saigere Schenkel auf, so daß man auf eine sehr große Tiefe der Mulde schließen könnte. Dagegen aber spricht die Tatsache, daß sich der Malm des Muldenkerns 4 km westlicher bei der Baumgartenalm heraushebt (vgl. auch das Profil IV bei Ampferer, 1927, Tafel V). Es ist daher wahrscheinlich, daß auch im Achentalprofil der Muldenboden des

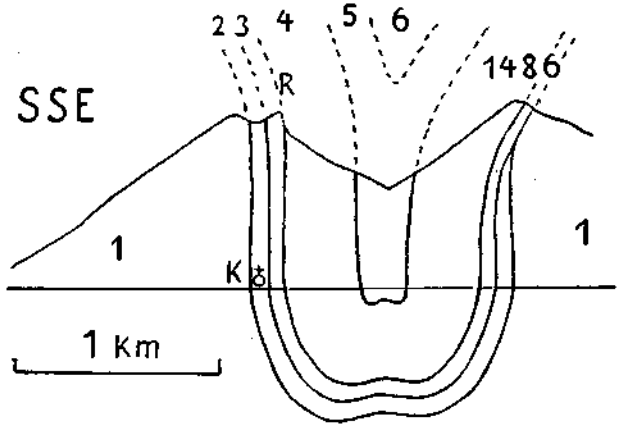



Abb. 1. Profil durch die Oberwessener Mulde im Durchbruchstal der Kössener Ache.

(Nach der geol. Spezialkarte „Lofer und St. Johann" und eigenen Beobachtungen.)

K = Kirche von Klobenstein (610 m), R = Rudersburg (1434 m); 1 = Hauptdolomit, 2 = Kössener Schichten, 3 = Oberrhätkalk, 4 = Lias, 5 = Dogger und Malm, 6 = Neokom.

Malm nahe unterhalb des Niveaus der Kössener Ache liegt. Da aber noch 900 m höher (auf der Rudersburg und beim Taubensee) die Schichten sehr steil stehen, dürfte das Profil durch die Mulde etwa so aussehen, wie Abb. 1 zeigt. Das bedeutet aber, daß hier der Raum durch die Faltung auf die Hälfte verschmälert wurde (von 5 km auf 2·5 km).

---

[1]) Hahn (1913a, S. 269) bezeichnet sie als Wessener Mulde. Die Bezeichnung Oberwessener Mulde ist aber besser, da nur Oberwessen in der Mulde liegt.

[2]) Vielleicht (?) darf der schmale Neokomstreifen, der sich von der Aßbergalm bis zur Leitstube nördlich vom Tempelberg verfolgen läßt, als östliche, sehr stark gepreßte und nach N verschleppte Fortsetzung der Thierseer Mulde betrachtet werden.

Ampferer beschreibt 1927, S. 137, Fig. 10 eine nur aus Oberrhätkalk und rotem Lias bestehende vorgosauische Schuppe aus dem Raume südlich des Taubensees. Der von der kleinen Taubenseeschuppe verhüllte Raum wurde eingetragen, der Ablagerungsraum dieser Schuppe jedoch nicht, da er wohl unterhalb der südlich angrenzenden Gosauschichten verborgen ist. Die Taubenseeschuppe kann schon deshalb nicht die Stirn der zur Staufen-Höllengebirgsdecke gehörigen Miesberg—Hochschartenwandschuppe (S. 19) sein, weil diese nachgosauisch ist. Bei der Aßbergalm taucht unterhalb der Taubenseeschuppe eine mit Neokom gefüllte Mulde auf, die vielleicht (?) als östliche Fortsetzung der Thierseer Mulde betrachtet werden darf.

Östlich der Weißen Traun ist außer dem winzigen Jura- und Neokomvorkommen beim Taubensee am Fuße des Rauschberges [1]) nichts mehr von der Lechtaldecke sichtbar. Sie ist hier fast gänzlich unter der nach N vorstoßenden Staufen—Höllengebirgsdecke verborgen. Das von Arlt 2 km östlicher bei P. 982 eingetragene Vorkommen von Kössener Schichten gehört wohl zur Allgäudecke.

Von hier bis Salzburg kommt auf fast 30 km Längserstreckung die Lechtaldecke nirgends unter der Staufen-Höllengebirgs-Decke heraus, so daß die Verbindung gegen E nur in sehr schematischer Weise zu ziehen ist.

## Verkürzung des Raumes der Allgäu- und Lechtaldecke in der W—E-Richtung durch die Orogenese

Wie die geologischen Karten und besonders anschaulich die tektonische Karte bei Osswald (1951) zeigen, ist das W—E gerichtete Streichen der Faltenzüge der Allgäu- und Lechtaldecke in dem Raum zwischen dem Förchenbachtale und der Mühlbacher Ammerstörung einerseits und der Linie Hohenaschau—Schleching—Oberwessen anderseits durch ein ENE bis NE gerichtetes Streichen ersetzt. Die beiden Knickstellen sind unscharf, aber trotzdem dürfte die Häufung von Störungen in der Gegend westlich von Niederaschau (siehe Schottlers Karte) mit der Knickung aus NE in E Streichen zusammenhängen.

Ich vermute, daß die Faltenzüge zuerst ein streng W—E gerichtetes Streichen besaßen und erst nachträglich geknickt wurden. Dadurch wurde der Raum einerseits in der W—E-Richtung verkürzt, anderseits östlich des Inntales weiter gegen N verschoben. Ich habe versucht, den Zustand vor der Faltung und somit auch vor Eintritt dieser Bewegung in der P. K. darzustellen und daher einerseits den Ablagerungsraum der Allgäu- und Lechtaldecke zwischen dem Inntale und dem Tale der Weißen Traun um 3 km länger als die gegenwärtige Länge, anderseits den N-Rand des Ablagerungsraumes der Kalkalpen auch östlich vom Inntal genau W—E gezeichnet.

## Der Ablagerungsraum der Staufen-Höllengebirgsdecke
(= Tirolische Decke Habns)

Ich habe 1928, S. 9, angegeben, daß Pendling und Krestenberg die beiden primären Enden der Staufen-Höllengebirgsdecke sind. Da sich nun durch die Abwicklung der Achentaler Schuhmasse (I. T., S. 46) ergeben hat, daß

[1]) Siehe Arlt S. 367, Fig. 12. Nicht zu verwechseln mit dem im vorhergehenden Absatz erwähnten Taubensee bei Kössen!

schon diese Schubmasse 7 km weit gegen N geschoben wurde, muß man bereits mit der Achentaler Schubmasse die Staufen-Höllengebirgs-Decke beginnen lassen. Das entspricht der von F. F. Hahn 1913 a geäußerten Ansicht. Siehe auch Thurner 1954, S. 51, 54.

### 1. Der Ablagerungsraum des Guffert-Pendling-Zuges

Als N-Rand des Guffert-Pendling-Zuges betrachte ich den S-Rand des Neokomkernes der Thierseer Mulde, als S-Rand und E-Rand das Inntal, als W-Rand das Achenseetal. Das westlichste Stück dieses Raumes mit Unnutz und Sonnwendgebirge wurde bereits im I. T., S. 45—50 behandelt.

Die im I. T., S. 47 beschriebene Drehbewegung der Achentaler Schubmasse hat schwerwiegende Folgen für den östlich anschließenden Raum. Wie aus der dem I. T. beiliegenden P. K. ersichtlich ist, ist zur Erklärung der Überschiebung der Achentaler Schubmasse auf das Neokom keine Drehung um 90° erforderlich, sondern es genügt eine Drehung um 60° [1]). Der Knickstelle bei der Basill-Alm (nordwestlich der Seebergspitze) muß eine zweite Knickstelle folgen, an der die südlich der Thierseer Mulde gelegene Triasmasse wieder in das normale W—E-Streichen zurückgedreht wird. Diese zweite Knickstelle ist offenbar die heute vom SE—NW verlaufenden Fleistal eingenommene Grenze zwischen der Unnutz- und Guffertmasse. Dies ergibt sich daraus, daß nach Ampferers Karte, Blatt „Achenkirch und Benedictbeuern" der Wettersteinkalk des Unnutz S—N, derjenige des Guffert hingegen W—E streicht, und daß die beiden Streichrichtungen im Fleistale rechtwinkelig aneinandergrenzen.

Den scharfen Knick zwischen dem S—N-Streichen des Unnutz und dem W—E-Streichen des Guffert glaube ich darauf zurückführen zu können, daß die um einen Punkt bei der Basillalm gedrehte Achentaler Schubmasse nur bis zur Fleistallinie reicht, während die Guffertschubmasse nicht gedreht wurde, sondern nur eine Parallelverschiebung gegen NW erlitten hat (siehe Abb. 2). Die Fleistallinie wäre daher eine Blattverschiebung zwischen beiden Schubmassen. Vielleicht ist das merkwürdige NW—SE verlaufende Fleistal durch Gesteinszerrüttung längs dieser Störungslinie tektonisch vorgezeichnet. Wie Abb. 2 zeigt, braucht der Verschiebungsbetrag an dieser Linie nicht sehr groß zu sein, so daß es möglich ist, daß sie im großen Hauptdolomitgebiet südlich von Steinberg erlischt. Abb. 2 zeigt ferner, daß durch die Bewegung der beiden Schubmassen die Entfernung einzelner Punkte vergrößert, anderer verkleinert wurde. Ersteres ist z. B. für die Entfernung von Hochplatte und Mahmooskopf der Fall: heute beträgt die Entfernung beider Bergspitzen 7·5 km, vor Eintritt der Bewegung waren die Gipfelgesteine beider Berge nur 4 km voneinander entfernt. Letzteres ist z. B. für die Entfernung von Hinter Unnutz und Guffert der Fall: heute sind beide Berge 4·4 km voneinander entfernt, vor der Bewegung waren es nach meiner Konstruktion 5·5 km.

---

[1]) Verbindet man in dieser Karte z. B. den Ablagerungsort des Gipfelgesteines der Hochplatte mit dem NW des Seebergspitzes gelegenen Drehpunkt durch eine Gerade und tut dasselbe mit dem Ablagerungsort des von der Deckscholle der Hochplatte verhüllten Malms, so bilden beide Gerade einen Winkel von etwa 60°.

Bei der Rekonstruktion des vortektonischen Zustandes muß auch die dem Überschiebungsvorgang vorausgehende Bildung einer nordvergenten liegenden Falte berücksichtigt und diese ausgeglättet werden. Aus diesem Grunde wurde in der P. K. die Entfernung zwischen dem Ablagerungsort des Gipfelgesteines des Guffert und dem N-Rande der Guffertschubmasse bedeutend größer gezeichnet als die heutige Entfernung.

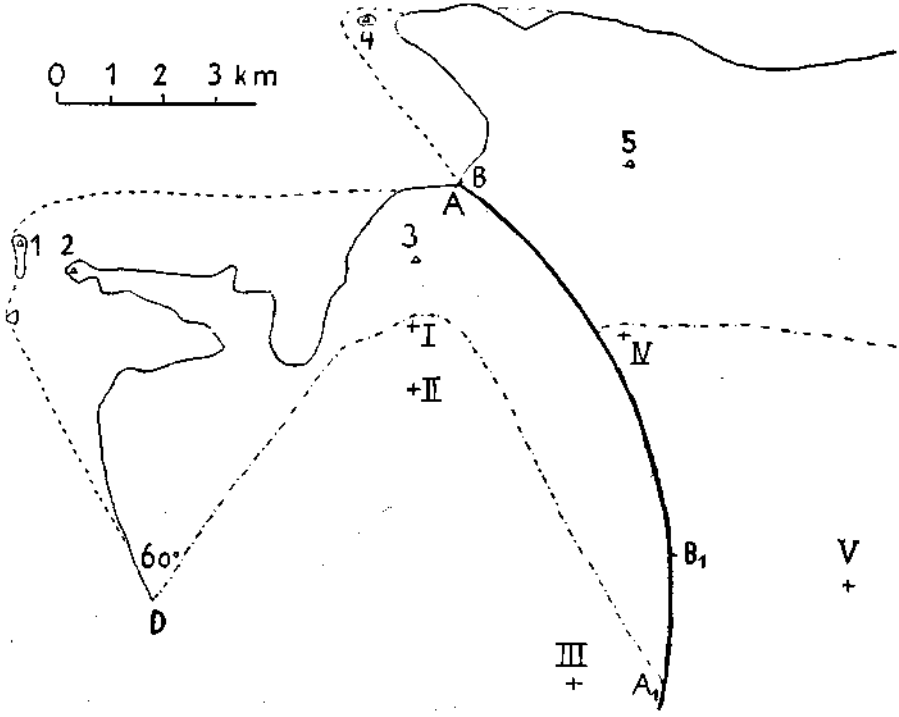



Abb. 2. Bewegungsschema der Achentaler und der Guffert-Schubmasse.

——— = heutige Erosionsränder der Schubmassen.

····· = hypothetische Ränder der noch nicht durch die Erosion angeschnittenen Schubmassen.

—.—.— = Lage dieser Ränder vor Eintritt der Bewegung.

▬▬▬ = Blattverschiebung zwischen der um den Punkt D (bei der Basillalm) um 60° gedrehten Achentaler Schubmasse und der gegen NW geschobenen Guffert-Schubmasse.

$A_1$ = Lage des Punktes A der Achentaler Schubmasse vor Eintritt der Drehbewegung.

$B_1$ = Lage des (jetzt dem Punkt A unmittelbar benachbarten) Punktes B der Guffert-Schubmasse vor Eintritt der Parallelverschiebung gegen NW.

Dreiecke und arabische Ziffern = heutige Lage der Berge.

Kreuze und römische Ziffern = Ablagerungsorte der Gipfelgesteine der Berge. 1,I = = Marbichler Sp.; 2,II = Hochplatte; 3,III = Hinterer Unnutz; 4,IV = Mahmoos K.; 5,V = Guffert.

Die heutigen Erosionsränder der Schubmassen wurden nach W. Quenstedt (Geol. Karte von Bayern 1 : 100.000, Blatt „Tegernsee") gezeichnet. Der Einfachheit halber wurde angenommen, daß die Achentaler Schubmasse während der Drehbewegung keine Formänderung erlitten hat. Bei der Guffert-Schubmasse wurde die sich vor (oder gleichzeitig mit) der NW-Verschiebung vollziehende Faltung dadurch berücksichtigt, daß die Entfernung der Ablagerungsorte des Gipfelgesteines des Guffert und des N-Randes der Schubmasse um 2 km größer gezeichnet wurde als die heutige Entfernung.

Die unter dem Einfluß der Schubmasse im basalen Jura und Neokom hervorgerufenen Falten und Schuppen (Quenstedt, 1951, S. 64) konnten infolge des Fehlens einer geologischen Karte großen Maßstabes nicht abgewickelt werden.

Ein Vergleich des den P. K. des I. und II. T. gemeinsamen Streifens von 3·2 km Breite auf beiden Karten zeigt, daß ich hier jetzt einige kleine Änderungen vorgenommen habe. Ampferers Überschiebung zwischen dem Wettersteinkalk des Unnutz und dem westlich darunter hervortretenden Hauptdolomit habe ich jetzt nicht mehr berücksichtigt, da mir Herr Professor Quenstedt bei einem Besuch in Achenkirch sagte, daß die in Ampferers Karte zwischen Hauptdolomit und Wettersteinkalk eingetragenen Plattenkalke nicht existieren, sondern nur Raibler Schichten dort vorhanden sind, so daß hier eine nur wenig durch Schubflächen gestörte verkehrte Schichtenfolge vorliegt.

Durch die Zurückführung der Guffertschubmasse in ihr Ablagerungsgebiet ergibt sich, daß der u. a. von Leuchs (1921, S. 48) angenommene normale Kontakt zwischen dem aus Neokom bestehenden Muldenkern und dem Jura des S-Schenkels der Thierseer Mulde nur vorgetäuscht sein kann. An dieser Grenze muß vielmehr eine Schubfläche ausstreichen, an welcher eine gegen NW gerichtete Bewegung erfolgt ist, die man in eine S—N-Komponente von über 7 km und eine E—W-Komponente von 5·5 km zerlegen kann. Daraus ergibt sich, daß der Ablagerungsort des Wettersteinkalkes des Guffert nicht wie heute 5 km südlich vom Halser Spitz, sondern 17 km südlich vom Ablagerungsort des Schinder lag. Das Profil, welches Haber (1934, S. 172, Abb. 12, c) durch Guffert und Halser Spitze zieht, scheint mir ganz richtig zu sein.

Auch die von Ampferer in der geologischen Spezialkarte, Blatt „Kufstein" südwestlich von Landl und bei Vorderthiersee zwischen den Neokommergeln und dem Jura des S-Schenkels eingezeichneten, offenbar fossilleeren „Sandsteine und sandige Mergel (Zenoman?, Gosau?)" sind eine Stütze für die Vorstellung, daß zwischen Kreide und Jura eine Überschiebung verläuft, u. zw. auch dann, wenn es sich bei diesen Gesteinen nicht um Oberkreide, sondern um den Roßfeldschichten entsprechende höhere Unterkreide handelt. Das kommt mir deshalb wahrscheinlicher vor, weil die Überschiebung der Achentaler Schubmasse nach Quenstedt (1951, S. 61) vorgosauisch ist. Auch Leuchs (1927, S. 76) stellt die „sandigen, glimmerführenden, flyschartigen Schiefer und grauen sandigen Mergel" bei Landl noch ins Neokom.

Auch noch am E-Ende der Mulde, östlich des Thiersees, muß der S-Schenkel und die die Mulde im E abschneidende Hauptdolomitmasse des Thierberges von SE an den Muldenkern herangeschoben worden sein.

Dazu kommt aber hier noch eine jüngere, nachgosauische Bewegung, wie sich aus dem Folgenden ergibt.

Bis zu der Linie Embach—Pretzltalklause streicht der Wettersteinkalksattel Guffert—Roßkopf—Lärcheck streng W—E. Hier aber biegt er um 30° in die Richtung N 60° E um, so daß die Wettersteinkalkmasse des Kegelhörndls und des Pendling dieses geänderte Streichen aufweisen. Dasselbe Streichen zeigt auch der Hauptdolomit des S-Schenkels und vom Wäschkogel an auch derjenige des N-Schenkels des Sattels. Hingegen

streichen Rhät und Jura fast unverändert W—E bis zum Thiersee. Das hat zur Folge, daß sich die zwischen Pretztal- und Fürschlachtklause noch 2 km breite Hauptdolomitzone am Maistaller Berg auf 0·5 km verschmälert hat. Erst östlich der auffallenden Querstörung, die bei Wachtel die Thierseer Mulde abschneidet, gewinnt die Hauptdolomitzone des N-Schenkels des Pendlingsattels plötzlich wieder eine Breite von über 2 km [1]).

Dieses tektonische Bild wird wohl am besten dadurch erklärt, daß der inverse Schenkel des gegen N überkippten Pendlingsattels auf der Strecke Schmied A.—Maistaller Berg an einer N 60° E streichenden Schubfläche unter dem Wettersteinkalkkern des Sattels zurückbleibt. Die Schubweite nimmt an dieser Schubfläche gegen E stetig zu, so daß hier ein Raum von der Gestalt eines rechtwinkeligen Dreieckes unter der Trias des Kegelhörndl-Pendling-Zuges verborgen ist. Unter der Schubfläche verschwindet nördlich des Maistaller Berges auch Rhät und Jura. Erst an der Querstörung östlich des Thiersees gelingt es dem von S wirkenden Druck, die Thierseer Mulde in ihrer ganzen Breite zu überschieben, und auch Rhät und Jura sind wieder — genau wie auf der Strecke Föstl H. A.—Thiersee — in inverser Lagerung von Wachtel bis Kohlstatt zu sehen. Diese Schubfläche an der N-Seite von Kegelhörndl und Pendling muß jünger sein als die Überschiebung am S-Rande der Thierseer Mulde (Guffertschubmasse), u. zw. ist sie nachgosauisch, wie das Auftreten von — allerdings schlecht aufgeschlossenen, weil größtenteils von Quartärschottern verhüllten — Gosauschichten am Fuße des steilen, aus Wettersteinkalk bestehenden N-Hanges des Kegelhörndls und Pendlings zu zeigen scheint (Abb. 3). Vgl. dazu auch Klebelsberg, 1935, S. 117, Z. 12—21. Nur mit Hilfe dieser jüngeren Überschiebung erklärt sich die auffallende Tatsache, daß sich die von Leuchs (1927, S. 150) als Blattverschiebung bezeichnete Querstörung nicht in den Wettersteinkalk des Pendling fortsetzt.

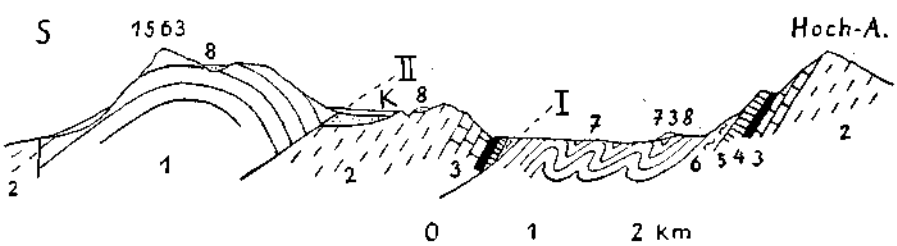



Abb. 3. Profil durch die Thierseer Mulde.

(Nach der geol. Spezialkarte „Kufstein", entsprechend dem von O. Ganss unterhalb der geol. Karte von Bayern 1 : 100.000, Blatt „Schliersee" gezeichneten Profil.)

1 = Wettersteinkalk, 2 = Hauptdolomit, 3 = Plattenkalk, 4 = Kössener Schichten, 5 = Oberrhätkalk, 6 = Jura, 7 = Neokom, 8 = Gosauschichten.

I = Vorgosauische Guffert-Überschiebung, II = Nachgosauische Pendling-Überschiebung. K = Hof Kran; die hier unter den Quartärschottern eingetragenen Gosauschichten hat Ampferer 500—1300 m westlich der Profillinie in die geol. Spezialkarte eingezeichnet.

---

[1]) Den schmalen Kalkzug des Thierberges halte ich nach einer im Sommer 1953 im Gelände durchgeführten Besichtigung nicht wie Ampferer für Wettersteinkalk, sondern mit Leuchs (1927, S. 150) und Max Richter (1937, S. 122) für obertriadisch.

Da es kein Gesamtprofil durch den W-Teil des Guffert—Pendling-Zuges in der neueren Literatur gibt, ist eine genaue Ausglättung des Faltenbaues dieses Gebietes nicht möglich. Es wurde angenommen, daß der Raum vor der Faltung um etwa ein Drittel breiter war als jetzt. Da aber in den Einzelprofilen bei Ampferer (1909, 1921, 1922) auch steile Fallwinkel vorkommen und auch Leuchs (1921) an mehreren Stellen steiles Einfallen angibt, ist es möglich, daß dieser Raum ursprünglich noch breiter war. Anhaltspunkte für die Breite des Ablagerungsraumes des Pendlingsattels ergeben sich aus der Angabe bei Leuchs (1921, S. 45), daß der Wettersteinkalk des Pendling „70°—60°N bzw. 80°S fällt".

Im westlichsten Teile des Ablagerungsraumes des Guffert—Pendling-Zuges ist auch der E-Teil des Ablagerungsraumes des Sonnwendgebirges und des auch dazu gehörigen Pletzachkopfes enthalten (siehe I. T., S. 50).

Nach Ampferer (1922, S. 118, Fig. 12) entspricht die jetzt 2 km breite Mulde der Angerbergschichten SSE des Zimmerkopfes einem um 300 m breiteren Ablagerungsraum. Wie stark das Mesozoikum darunter durch die Faltung verschmälert wurde, wissen wir nicht; es besteht aber kein Zweifel, daß es wesentlich stärker gefaltet wurde als das Tertiär. Es wurde daher der von den Angerbergschichten verhüllte Raum doppelt so breit gezeichnet als das gegenwärtige Kartenbild. Eine ebenso große Verschmälerung haben vielleicht auch die unterhalb des Inntal-Alluviums verborgenen mesozoischen Gesteine erfahren. Das muß nämlich angenommen werden, um genügend Platz für die westliche Fortsetzung der Kaisergebirgstrias zu finden, wenn man sich nicht Ampferers Ansicht anschließt, daß das Kaisergebirge eine Deckscholle ist.

## 2. Der Ablagerungsraum des Kaisergebirges.

Der nördlichste Streifen des Guffert-Pendling-Zuges setzt sich östlich des Inntales in einem 26 km langen, aber nur sehr schmalen Gesteinsstreifen fort, den ich als Miesberg-Hochschartenwand-Schuppe bezeichnen möchte. Diese Schuppe bildet die Stirnschuppe der Staufen-Höllengebirgs-Decke und besteht nur aus Wettersteinkalk und Hauptdolomit. Nur an der Hochschartenwand treten dazwischen auch Spuren von Raibler Schichten auf.

Der von Ampferer als Wettersteinkalk kartierte schmale Kalkzug südlich der Kirche St. Nikolaus bei Ebbs wird von Leuchs (1925, S. 87—88) mit dem Thierbergkalk identifiziert und somit als obertriadisch betrachtet. Eine im Sommer 1954 durchgeführte Begehung ergab, daß nur der Kalk in dem weit sichtbaren Felsen (alten Steinbruch) am unteren Ende des kleinen Tälchens südlich des die Kirche St. Nikolaus tragenden, aus Hauptdolomit bestehenden Hügels grau oder bräunlich ist und daher dem Thierbergkalk ähnlich sieht. In der östlichen Fortsetzung dieses Aufschlusses aber ist der Kalk am Wege von St. Nikolaus zur Vorderkaiserfeldenhütte weiß wie Wettersteinkalk. Am Calvarienberg von Walchsee treten sowohl weiße als graue Kalke auf, während der nördliche Wettersteinkalkzug (1 km nördlich von Walchsee) rein weiße Kalke aufweist. Am Staffner bei Kössen ist der Kalk meist hellgrau. Es scheint demnach die Farbe der Kalke der Miesberg-Hochschartenwand-Schuppe etwas zu variieren und ich glaube doch, daß Ampferer diesen Kalkzug mit Recht als Wettersteinkalk bezeichnet. Vom Staffner läßt sich der Kalkzug ununterbrochen bis zur Hochschartenwand verfolgen, wo er durch Raibler Schichten vom Hauptdolomit getrennt ist.

Wie Ampferers Profile (1927, Tafel V) zeigen, stehen die Schichten der Miesberg-Hochschartenwand-Schuppe annähernd saiger. Das Profil V zeigt, daß der Staffner aus zwei Schuppen besteht: die tiefere baut im W den Miesberg, die höhere im E die Hochschartenwand auf. Der Hauptschub der

Staufen-Höllengebirgsdecke ist jedenfalls auch hier vor Ablagerung der Gosauschichten eingetreten, aber ebenso wie am Pendling folgte auch hier eine nachgosauische, ja sogar nacheozäne Bewegung nach. Denn in den Profilen V und VI (Ampferer, 1927, Tafel V) fallen Gosauschichten unter den Miesberg-Hochschartenwand-Zug ein, in Profil III liegt wohl eine steilgestellte Überschiebung des Hauptdolomites des Miesberges auf Gosau+ +Eozän vor (vgl. dazu auch das Profil 22 bei Ganss, 1951).

Wie sich aus der P. K. ergibt, lag der Ablagerungsraum der Miesberg-Hochschartenwand-Schuppe etwa 13 km südlicher als der S-Rand des sichtbaren Teiles der Lechtaldecke. Der größte Teil der in diesem Zwischenraum abgelagerten Sedimente ist wohl unterhalb der Staufen-Höllengebirgs-Decke verborgen, denn an der Stirn der Miesberg-Hochschartenwand-Schuppe ist schwerlich viel abgetragen worden [1]). Ich nehme an, daß an der Stirn dieser Schuppe etwa 1 km Gestein abgetragen wurde, so daß 12 km unterhalb der Staufen-Höllengebirgs-Decke verborgen wären. Davon entfallen etwa 2 km auf die Raumverkürzung durch die Faltung des verborgenen Teiles der Lechtaldecke, so daß man die Schubweite der Staufen-Höllengebirgs-Decke im Meridian von Walchsee auf etwa 10 km, im Meridian von Reit im Winkel auf etwa 12 km schätzen kann. Gegen E wird die Schubweite noch größer.

Obwohl der W-Schub der Achentaler und Guffert-Schubmasse durch die S. 14 beschriebene W—E-Verkürzung der Allgäu- und Lechtaldecke teilweise kompensiert wird, lag der Ablagerungsraum des Gipfelgesteins der Hochschartenwand 4·5 km östlicher als der Rehwaldkopf in der Lechtaldecke, der jetzt auf demselben Meridian liegt wie die Hochschartenwand. Es ist daher die Bewegung der Staufen-Höllengebirgs-Decke relativ zur Lechtaldecke nicht genau S—N, sondern in der Richtnng gegen N 15° W erfolgt (normal auf das Streichen der Miesberg-Hochschartenwand-Schuppe).

Ampferer deutet 1921a, 1922, 1925 und 1933 das Kaisergebirge als eine aus dem Raume südlich des heutigen Kalkalpenrandes herangeschobene Decke. Leuchs (1925) und Max Richter (1937, S. 122—123) bestreiten die Existenz einer Kaisergebirgsdecke. Auch mir scheint (auf Grund einiger Exkursionen in den Sommern 1953 und 1954) die von Richter verfochtene Ansicht wahrscheinlicher zu sein, daß die Überschiebungen an der N- und S-Seite des Kaisergebirges nicht zusammengehören, und daß die südvergente Überschiebung am S-Rande älter ist als die nordvergente am N-Rande [2]). Für die Südvergenz der Bewegung des S-Randes spricht vor allem der von Ampferer selbst (1933, S. 56 und Fig. 48, S. 119) beschriebene gegen S überkippte Sattel im Muschelkalk der Regalpspitze.

Allerdings stellt Richter die Verhältnisse am E-Rande des Kaisergebirges zu einfach dar, wenn er schreibt: „Hier geht der Hauptdolomit ihres Muldenkerns nach E über das Kohlental hinweg glatt in den Hauptdolomit der anderen Talseite über mit vollkommen gleichem Streichen und Fallen". Vielmehr folgt das Kohlental einer N—S verlaufenden Störungs-

---

[1]) Außer man betrachtet das Wettersteinkalkvorkommen bei Hölzelsau als einen Rest der Miesberg-Hochschartenwand-Schuppe (Vgl. dazu S. 23).

[2]) Auch die Ansicht Thurners, daß „das Kaisergebirge ein losgesplittertes Teilstück der Staufenschubmasse" (1954, S. 194) sei, nähert sich meiner Auffassung.

fläche, die als eine steil W-fallende Blattverschiebung bezeichnet werden muß. Auch ich betrachte die Mulde von Schwendt als die ursprüngliche östliche Fortsetzung der Kaisergebirgsmulde. Aber der Muldenkern liegt im W-Gehänge des Kohlentales bei Hagbühel [1]), im E-Gehänge 4 km nördlicher, bei Schwendt. Um diesen Betrag ist daher der W-Flügel der Blattverschiebung nach S verschoben. Gleichzeitig ist aber der W-Flügel stärker gefaltet und dadurch herausgehoben. Überdies macht sich an dieser Linie auch ein W—E gerichteter Druck bemerkbar, welcher das steile N—S-Streichen der Gosauschichten bei der Schwarzenbachalm erzeugt (Ampferer 1933, Fig. 53, S. 125). Daß im Kohlentale vorwiegend Horizontalverschiebungen erfolgt sind, zeigen die bei Ampferer 1933 in Fig. 53 und in der geologischen Karte dargestellten zahlreichen vertikalen Scherflächen mit horizontaler Schubstriemung (Fig. 54, S. 126). Diese aus einer Schar paralleler Scherflächen bestehende Blattverschiebung ist offenbar die E-Begrenzung des südvergenten Schubes des Kaisergebirges, der auch bereits nachgosauisch ist, wie die Tatsache beweist, daß an der SE- und S-Seite des Kaisergebirges Gosauschichten unter der Überschiebung liegen.

Wie die Aufschlüsse in der Weißachschlucht zeigen, hat die Tendenz zu steil südvergenten Überschiebungen am S-Rande der Kalkalpen noch bis nach Ablagerung der Häringer Schichten angehalten (Ampferer 1925, Fig. 8 b). Hingegen sind die S-Überschiebungen wohl älter als die dem Aquitan angehörigen Angerbergschichten (Diskordanz zwischen Häringer und Angerbergschichten nach Ampferer, 1921a, S. 164).

Das Mindestmaß des S-Schubes zeigt am besten die dem Hauptkamm vorgelagerte Deckscholle des Treffauer Kaisers, welche in einer Breite von 1·5 km mylonitisiertem Hauptdolomit und Gosauschichten aufgeschoben ist. Dazu kommt der — allerdings sehr steile — S-Schub der Hauptkette des Wilden Kaisers. Zur Erklärung muß wohl ein zweiphasiger Schub nach Schema Abb. 4 angenommen werden. Für den steilen S-Schub der Hauptkette genügt wohl eine Schubweite von 0·5 km. Der Restbetrag von 2 km auf den im Kohlental beobachteten Verschiebungsbetrag der Blattverschiebung entfällt auf die durch die stärkere Faltung des Kaisergebirges (im Vergleich mit dem östlich anstoßenden Raume) bedingte Raumverkürzung. Wenn man durch Anlegen eines Fadens die Kaisergebirgsmulde in Ampferers Profil (1933, S. 52, Fig. 11) auszuglätten versucht, kommt man zu dem Ergebnis, daß die Kaisergebirgstrias vor der Faltung in N—S-Richtung mindestens doppelt so breit war als gegenwärtig. Die Faltung muß vorgosauisch angelegt — wie die Transgression der Gosauschichten auf Hauptdolomit im Kohlental zeigt — aber im W-Flügel der Blattverschiebung nachgosauisch (gleichzeitig mit dem S-Schub) bedeutend verstärkt worden sein.

Für das Mindestausmaß des nach Ablagerung der Angerbergschichten erfolgten N-Schubes bestehen folgende Anhaltspunkte: 1. Im Habersauer Tal reichen die Gosauschichten in einem Halbfenster etwa 1·5 km weit unter

[1]) Auf Ampferers Geologischer Karte des Kaisergebirges (1 : 25.000) ist die Verteilung von Hauptdolomit und Plattenkalk bei Hagbühel etwas anders dargestellt als auf der älteren geologischen Spezialkarte (1 : 75.000) Blatt „Lofer—St. Johann". Man beachte, daß auf der Karte 1 : 25.000 nördlich von Hagbühel die Plattenkalke S, südlich dieses Hofes hingegen N fallen.

die Kaisergebirgstrias hinein. 2. Wenn die zwei kleinen Vorkommen von dunkelgrauem Kalk in der Gegend des Thierberges wirklich Reste von tieferer Trias der Kaisergebirgs-Schubmasse sind, würde hier die Mindestschubweite des nordvergenten Schubes etwa 2 km betragen.

Ampferer betrachtet 1933, S. 67—68, Fig. 16 ein kleines Kalk- und Dolomitvorkommen bei Hölzelsau als einen Rest der Kaisergebirgsdecke. Ich habe im Sommer 1954

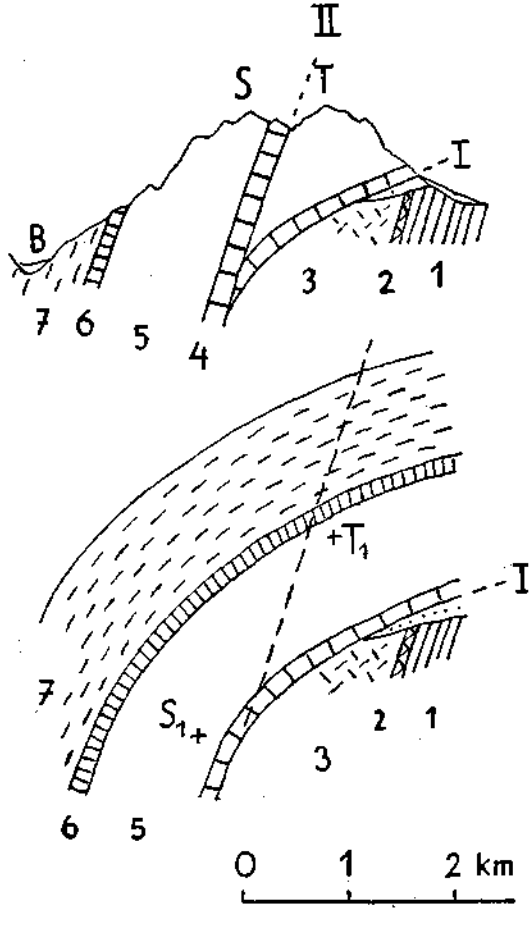



Abb. 4. Profile zur Erläuterung des zweiphasigen Südschubes an der Südseite des Wilden Kaisers.
(Mit Benützung von Fig. 11 bei Ampferer 1933, S. 52.)

Oberes Profil: heutiger Zustand. B = Hinterbärenbad, S = Sonneck, T = Treffauer, I = ältere, II = jüngere Schubfläche.

Unteres Profil: Zustand nach Bildung und Verbiegung der Schubfläche I, aber vor Entstehung der Schubfläche II. $S_1$ = damalige Lage des Gipfelgesteins des Sonnecks, $T_1$ = des Treffauer. Gestrichelte Linie = Trasse der späteren Schubfläche II.

In beiden Profilen ist 1 = Buntsandstein, 2 = Rauhwacke, 3 = Dolomitmylonit, 4 = Muschelkalk, 5 = Wettersteinkalk, 6 = Raibler Schichten, 7 = Hauptdolomit, punktiert = Gosauschichten.

die Stelle besichtigt. Die weißen Kalke und Dolomite bilden einen felsigen Hügel knapp nördlich der Straße nahe östlich der Häusergruppe Hölzelsau. In der geol. Spezialkarte, Blatt „Kufstein" sind die südlich von „au" des Wortes „Hölzelsau" anstehenden Kalke und Dolomite als Oberrhätkalk bezeichnet. Besonders der weiße zuckerkörnige Dolomit spricht dafür, daß Ampferers neue Deutung richtig ist nnd daß es sich um Gesteine des Ladin handelt. Mit Hallstätter Kalk besteht keine Gesteinsähnlichkeit.

Wenn ich auch Ampferers stratigraphischer Deutung zustimme, so bezweifle ich doch seine tektonische Deutung. Wenn man einen ehemaligen Zusammenhang mit den Wettersteinkalken des Zahmen Kaisers annimmt, würde die Mindestschubweite des nordvergenten Schubes der Kaisergebirgstrias 7 km betragen. Das wäre nur bei Annahme von Ampferers Kaisergebirgsdecke möglich. Eine andere Möglichkeit wäre, den Wettersteinkalk bei Hölzelsau mit der Miesberg—Hochschartenwand-Schuppe bei St. Nikolaus zu verbinden. In diesem Falle wären an der Stirn dieser Schuppe etwa 4 km Gestein abgetragen. Auch das kommt mir nach dem sonstigen Verhalten der Schuppe wenig wahrscheinlich vor. Ich glaube am ehesten, daß es sich um eine örtliche Schuppe der Lechtaldecke handelt, von der sonst infolge Bedeckung mit jüngeren Sedimenten nichts zu sehen ist. Nach Ampferer liegt die Triasscholle auf Cenoman, wofür der in der Karte eingetragene schmale Cenomanstreifen am S-Fuße des Hügels zu sprechen scheint. Es wäre aber auch möglich, daß das Cenoman durch einen Bruch vom Wettersteinkalk getrennt ist.

In der P. K. wurde die Stelle mit Vertikalschraffur bezeichnet; der Ablagerungsort der Scholle wurde nicht eingetragen, da er unbekannt ist.

Ich habe in der P. K. die Schubweite des nordvergenten Schubes so groß angenommen, daß vor dem N-Schub der Wettersteinkalksattel des Zahmen Kaisers genau die östliche Fortsetzung des Pendlingsattels war. Die große Verwerfung im W-Gehänge des Habersauer Tales, an der der Hauptdolomit des Scheibenkogelrückens gegen den Wettersteinkalk, Muschelkalk und die Reichenhaller Schichten des Zahmen Kaisers abgesunken ist, muß älter als die Überschiebung des Kaisergebirges auf das Tertiär der Walchseetalung sein, weil nur so die Abscherung des Hauptdolomites östlich des Habersauer Tales von seiner Wettersteinkalk-Unterlage verständlich ist. Da nach den Fallzeichen auf Ampferers geologischer Karte des Kaisergebirges die Gesteine des zwischen Walchsee und Habersauer Tal gelegenen Lappen des Zahmen Kaisers vorwiegend W—E streichen und stark gefaltet sind (Ampferer, 1933, S. 81, Fig. 23), der zwischen Habersauer Tal und Kohlental gelegene Lappen hingegen NE—NNE streicht, muß ersterer in der P. K. länger, letzterer dicker gezeichnet werden als in der G. K.

Parallel mit der Blattverschiebung des Kohlentales verläuft 2 km östlicher eine zweite Querstörung, welche sich im geologischen Kartenbilde vor allem durch das Abschneiden der mächtigen Lunzer und Opponitzer Schichten von Hinterberg gegen den westlich angrenzenden Hauptdolomit, aber auch durch das Abschneiden des Jura von Schwendt gegen den Hauptdolomit des Schnappenbergzuges verrät. Hier handelt es sich aber wohl um eine Verwerfung mit gesenktem W-Flügel (Ampferer, 1927, S. 130), so daß der Raum zwischen beiden Querstörungen ein tektonischer Graben ist, in dem sich Jura- und Kreidegesteine erhalten konnten, während beiderseits des Grabens nur Trias ansteht. Als rein radiale Störung macht sich die E-Begrenzung des Grabens bei der Rekonstruktion der Karte des Ablagerungsraumes nicht bemerkbar.

Daß Ampferer selbst die W-Begrenzung der Kaisergebirgsdecke Schwierigkeiten machte, ergibt sich daraus, daß er 1921 a (Fig. 1, S. 160) und 1933 (Fig. 12, S. 53) die Kaisergebirgsdecke im W verschieden begrenzt. Erst in der neueren Fassung wird das Eiberger Becken als Fenster betrachtet. Gegen die Abgrenzung von 1933 spricht — wie schon Max Richter, 1937,

S. 122, bemerkt — vor allem der Umstand, daß in der Klemmachschlucht nichts von einer Überschiebung zu sehen ist. Ebenso unwahrscheinlich ist es, daß der Achleitner Berg und der Kl. und Gr. Pölfen Deckschollen sind, da sich diese Berge zwanglos in den Zug: Niederkaiser—Baumgartenköpfl einreihen lassen. Überdies besteht der Achleitner Berg nach Leuchs (1925, S. 78) gar nicht aus typischem Wettersteinkalk. Gegen die Zurechnung der Wettersteinkalke der beiden Pölfen zur Kaisergebirgsdecke spricht Ampferers Profil (1922, Fig. 23, S. 133), welches zeigt, daß das Häringer Tertiär dem Wettersteinkalk des Gr. Pölfen normal aufliegt. Die Tatsache, daß der Achleitner Berg und die beiden Pölfen aus Kalk bestehen, in der Tiefe der Weißachschlucht aber Ramsaudolomit ansteht, spricht auch nicht gegen die Zugehörigkeit von Achleitner Berg und Pölfen zu derselben tektonischen Einheit wie der Dolomit in der Weißachschlucht, da ja bekanntlich in der Mitteltrias Kalk und Dolomit ungemein rasch wechselt, wie z. B. der demselben Zuge angehörige Gaisberg zeigt. Die Profile Fig. 8 a und 8 b bei Ampferer, 1925, S. 30 sind daher nicht überzeugend.

Ferner rechnet Ampferer die blockförmigen Schollen von Wettersteinkalk und mylonitisiertem Dolomit von Kötsching (nördlich von Häring), nördlich von Angath, bei Mariastein und die große Masse von Dolomitmylonit des Kochelwaldes zur Kaisergebirgsdecke (1921, S. 161; 1922, S. 134, 135). Mindestens für Kötsching und für den S-Teil der Kochelwaldmasse bei Breitenbach am Inn ist es erwiesen, daß die Trias auf dem Tertiär liegt. In der P. K. sind die von diesen Triasschollen verhüllten Teile des Untergrundes mit Vertikalschraffen eingetragen. Alle diese Schollen können vom Wettersteinkalk—Ramsaudolomit-Zug Pölfen—Kragenjoch gegen N im Jungtertiär abgeglitten sein. Allerdings möchte ich es dahingestellt lassen, ob es sich hier um tektonische oder bergsturzartige Bewegungen gehandelt hat.

### 3. Der Ablagerungsraum des südlichen Randstreifens der Kalkalpen zwischen Zillertal und Kitzbühler Ache

Die einzigen geringfügigen Anhaltspunkte für eine Konstruktion des Ablagerungsraumes des südlich vom Inntal gelegenen Triaszuges zwischen Zillertal und Brixentaler Ache sind die spärlichen Fallzeichen in der geologischen Spezialkarte, Blatt „Rattenberg". Bei Wörgl deuten die Fallzeichen auf mittelsteiles N-Fallen, es wurde daher der Ablagerungsraum der Triasdolomite um die Hälfte breiter gezeichnet als in der G. K. Südlich von Kundl steht in der Klamm der Wildschönauer Ache ein auf flaches N-Fallen hindeutendes Fallzeichen; hier wurde daher der Ablagerungsraum nur wenig breiter gezeichnet, als in der G. K. In dem Raume südlich von Rattenberg und Radfeld herrscht saigere Schichtenstellung. Hier wurde der Ablagerungsraum des Dolomitzuges etwa doppelt so breit dargestellt, wodurch er westlich von Mauken ebensoweit nach N reicht wie östlich dieses Ortes.

Aus dem Profil Fig. 11 bei Ampferer (1933, S. 52) kann man schließen, daß der Ablagerungsraum der Buntsandsteinzone südlich des Kaisergebirges vor der Faltung etwa doppelt so breit war wie jetzt. Weiter im W dürfte aber die Verschmälerung der Buntsandsteinzone durch die Faltung geringer gewesen sein. Die Grenze zwischen Buntsandsteinzone und Grauwackenzone südlich des Kaisergebirges ist nach dem Kartenbilde wohl ein Bruch (keine Überschiebung wie im Profil Fig. 11 bei Ampferer).

9 km südlicher als der S-Rand der Buntsandsteinzone südlich des Kaisergebirges hat sich die isolierte Triasinsel des Gaisberges (Ampferer, 1907), zu der auch die Buntsandsteinmasse des Hahnenkammes bei Kitzbühel gehört, über den Gesteinen der Grauwackenzone erhalten. Da es nicht feststellbar ist, ob die heutige Entfernung der Triasinsel vom S-Rande der Kalkalpen auch der ursprünglichen Entfernung der Ablagerungsräume entspricht, wurde sie in der P. K. mit Vorbehalt in der heutigen Entfernung eingesetzt. Da die Dolomite des Gaisberges steil W fallen, wurde der Ablagerungsraum etwas breiter in W—E-Richtung dargestellt als der heutige Raum in der G. K. Da unmittelbar unter dem Hauptdolomit der W-Seite des Gaisberges etwas Buntsandstein zutage tritt, dürfte die Dolomitmasse einen Schub gegen W auf ihrer Buntsandstein-Unterlage erlitten haben. Aber es bestehen keine Anhaltspunkte für die Schubweite dieser Bewegung.

Die von Ampferer 1907, S. 393 geäußerte Ansicht, daß der unmittelbare Kontakt zwischen Wildschönauer Schiefern und Hauptdolomit auf eine Abgleitung des oberen Dolomits entlang der Raibler Schichten zurückzuführen sei, kommt mir nach dem Kartenbild sehr unwahrscheinlich vor.

### 4. Der Ablagerungsraum des zwischen dem Kaisergebirge und dem Salzach-Quertale gelegenen Teiles der Staufen-Höllengebirgs-Decke

Dieses Gebiet gehört zu den am wenigsten gefalteten Teilen der Nördlichen Kalkalpen, so daß sich hier das Kartenbild der P. K. nur wenig von demjenigen der G. K. unterscheidet. Besonders das Mittelstück — das Kammerkergebiet — weist sehr flache Lagerung auf, wie z. B. das Profil bei Hahn (1910, Tafel XXV, Fig. 4) zeigt [1]). Auch die Loferer und Leoganger Steinberge, das Steinerne Meer, der Hochkönig und das Hagengebirge sind hauptsächlich nur durch Brüche gestört. Nur der S-Rand der Kalkalpen in der Kirchberggruppe, in den Leoganger Steinbergen, im Steinernen Meer und im Hochkönig ist stark aufgebogen, so daß die ursprüngliche Horizontalentfernung merklich verkürzt ist. Das zeigt z. B. das Profil durch das Birnhorn bei Ampferer (1927 a, S. 208). Im E-Teil der Leoganger Steinberge fallen die Schichten noch steiler gegen N ein. Denn die Grenze zwischen Dachsteindolomit und Dachsteinkalk liegt im Brandlhorn (1901 m) knapp unterhalb des Gipfels, im Saalachtale 2 km nördlich davon unterhalb des hier etwa 670 m hoch liegenden Talbodens. Nehmen wir an, daß die Grenze am Brandlhorn in 1900 m, im Saalachtale in 650 m Höhe liegt, so ergibt sich daraus für die Horizontalentfernung beider Punkte vor der Orogenese 2360 m.

Wesentlich stärker ist der Stirnteil der Staufen-Höllengebirgs-Decke gefaltet. Das zeigen z. B. die Profile durch das Rauschberggebiet bei Arlt (1911, S. 370). Durch Ausglätten der Falten in diesen Profilen ergibt sich, daß die Ablagerungsorte der Gipfelgesteine von Rauschberg und Sonntagshorn 2 km weiter voneinander entfernt waren als die heutigen Gipfel. Ebenso zeigen die Profile durch das Kienberggebiet bei Nöth (1926, Tafel XI, Prof. 3—5) eine starke Faltung des Stirnteiles der Staufen-Höllengebirgs-Decke.

[1]) Die von W. Vortisch aus dem Rhät und Jura des Kammerkergebietes beschriebenen annähernd schichtparallelen Bewegungen (1937, 1938) können hier nicht rückgängig gemacht werden, da Bewegungen auf der eigenen Unterlage hier nicht abgewickelt werden können, zumal die Schubweite unbekannt ist. Meine Darstellung bezieht sich hier nur auf den Triassockel.

Auch nach Ausglättung dieser Stirnfalten bleibt noch ein Zwischenraum zwischen den Ablagerungsräumen der Miesberg-Hochschartenwand-Schuppe und der Hauptmasse der Staufen-Höllengebirgs-Decke. Ich möchte daher zwischen beiden eine nachträglich steil gestellte Überschiebung annehmen, welche durch die Scharte zwischen Hochschartenwand und Tempelberg, über Grabenkohlstatt und nördlich der Eck-Kapelle (689 m) nach Reit im Winkel verläuft, wo sie unter dem Tertiär verschwindet. Denn sowohl diese hypothetische Überschiebung als die Faltung des Kienberg-Rauschberg-Gebietes ist wohl schon vor dem Obereozän erfolgt, was auch mit Ampferers Angabe einer starken vortertiären Faltung im Raume von Kössen und Reit im Winkel gut übereinstimmt (1927, S. 133—138, Tafel V, Profil 8). Die Überschiebung würde in diesem Profile in dem mit Moränen erfüllten Tale nördlich des Walmberges durchstreichen. Aber die Überschiebung dürfte nachgosauisch sein. Denn Ampferer zeichnet an dieser Linie zwei sehr kleine Vorkommen von Gosauschichten ein (zwischen Walmberg und Hochschartenwand), welche anscheinend den Hauptdolomit der Miesberg-Hochschartenwand-Schuppe überlagern und von dem Hauptdolomit der eigentlichen Staufen-Höllengebirgs-Decke überschoben werden.

Im Staufengebiet wurde der unter der Bartlmahd-Buchmahd-Schuppe (Erhardt, S. 42, Abb. 6; Kartenskizze B; Tafel 2, Profile VI—IX) liegende Raum schematisch angedeutet. Außerdem wurde der Ablagerungsraum des Staufen in seinem östlichen Teile in der P. K. etwas länger dargestellt als in der G. K., weil das E-Ende der Staufenmasse in SW—NE-Richtung durch Faltung und Schuppung verschmälert wurde (Erhardt, Profil X).

Auch sonst wurden nicht nur in N—S-, sondern auch in W—E-Richtung die Sedimente der Staufen-Höllengebirgs-Decke an mehreren Stellen durch die Orogenese zusammengepreßt. Für — nicht sehr bedeutende — Verkürzung in W—E-Richtung sprechen: 1. die steile Aufrichtung und kurze W-Überschiebung der Dachsteinkalke des Lachfeldkopfes und Grubhörndls (Hahn, 1913 a, Tafel XVI, Fig. 6 und Ampferer, 1927 a, S. 214, Fig. 9); 2. die W-Überschiebung am Hundsfuß (Ampferer, 1927 a, S. 210, Fig. 5); 3. die Bildung der SE—NW streichenden Mulde, welche die Deckschollen des Gerhardstein und Hochkranz trägt, und die südwestvergente kurze Überschiebung des Kammerlinghorns (Ampferer 1927 a S. 208, Fig. 3). Hier zeigen besonders die Jura- und Neokomgesteine eine intensive Faltung. Da sich diese Falten nach dem Herausheben des Jura- und Neokomkernes der Mulde im SE nur abgeschwächt in der Trias zeigen (Hahn, 1913, Tafel II, Fig. 4 und 5), vermute ich, daß sich die Jura- und Neokomgesteine vom Untergrund abgelöst und unabhängig von der Trias gefaltet haben. Das Kartenbild der P. K. gilt daher hier — ähnlich wie im Kammerkergebiet — für die Trias. Die von den west- bis südwestvergenten Schuppen am Lachfeldkopf, am Hundsfuß und am Kammerlinghorn verhüllten Räume konnten in der P. K. nur in etwas schematischer Weise dargestellt werden; 4. auch das Gebiet des Roßfeldes und der jurassisch-neokome Untergrund der Hallstätter Deckschollen des Halleiner Salzberges ist durch die Faltung in SW—NE-Richtung verkürzt. Das zeigen das Profil durch den Gutratsberg bei Hahn (1913 a, Tafel XVI, Fig. 7) und besonders schön das Längsprofil durch den Salzberg von Dürrenberg—Hallein bei W. E. Petrascheck (1945, Tafel III) und die Profile 8 und 9 bei Plöchinger (1955, Taf. VII).

Die gemeinsam mit den vorgosauisch aufgeschobenen Juvavischen Deckschollen erfolgten Längsverkürzungen durch junge N—S streichende Falten werden S. 34—35 besprochen.

Die heutige Entfernung zwischen Kufstein und Golling beträgt in der Luftlinie 75 km; vor der Orogenese waren die entsprechenden Punkte etwa 80 km voneinander entfernt.

### 5. Der Ablagerungsraum des zwischen dem Salzachtale und dem Almtale gelegenen Teiles der Staufen-Höllengebirgs-Decke

Der unmittelbar östlich des Salzachtales gelegene Teil der Staufen-Höllengebirgs-Decke (Tennengebirge+Osterhorngruppe) hat in S—N-Richtung durch Faltung ebenfalls nur eine unbedeutende Verschmälerung erfahren.

Der Ablagerungsraum der Trias des Tennengebirges muß nur deshalb in der P. K. etwas breiter gezeichnet werden als das heutige Tennengebirge, weil in dessen N-Teil mittelsteiles N- bis NNE-Fallen herrscht.

Trotz des bedeutenden Faziesgegensatzes, der zwischen dem Tennengebirge und dem S-Teil der Osterhorngruppe besteht, scheint die Lammer-Deckenmulde, welche die juvavischen Deckschollen des Lammertales im Kern enthält, ziemlich seicht zu sein. Auch Plöchinger zeichnet die Deckenmulde ziemlich seicht (1951, Tafel XI, Fig. 4).

Irreführend ist es, wenn Thurner (1951, Abb. 7, S. 663) das Tennengebirge als „Dachsteinschubmasse" bezeichnet und von der Staufen-Höllengebirgs-Schubmasse abtrennt. Bei der Bezeichnung „Schubmasse" wird unbedingt der Eindruck erweckt, daß es sich um eine Überschiebungsdecke mit großer Schubweite handelt. Daß aber auch Thurner selbst an keine nennenswerte Schubweite der „Dachsteinschubmasse" des Tennen- und Hagengebirges denkt, ergibt sich aus folgenden Sätzen: „Der Bruch hat hier [1]) nur eine Trennung der Dachstein- und Staufen-Schubmasse bewirkt, es sind keine Verschiebungen von Bedeutung zu erkennen. Weiter gegen W erlischt der Bruch [2]) und die Dachsteinschubmasse verschmilzt mit der Staufenschubmasse." Wenn sich schon westlich vom Torrener Joch die Vereiniguug vollzieht, kann auch im Tennengebirge die Schubweite nicht groß seiu.

Die an das Salzachtal grenzenden Teile der Osterhorngruppe sind ebenfalls nur unbedeutend in S—N-Richtung tektonisch verschmälert. Die unmittelbar an die Lammermulde grenzende Neokommulde der Weitenau ist sehr seicht (siehe die Profile 2 und 3 bei Plöchinger, 1953 a, Tafel XV). Das nördlich an Plöchinger anschließende Profil Schlagers (1952/3) von der Fagerwand zum Schlenken war vor der Faltung nur um 0·5 km breiter als jetzt. Auch das 7 km breite Profil durch das Zimmereck (Profil I bei Schlager, 1954) war vor der Faltung nur um 0·5 km breiter.

Ich habe daher den Ablagerungsraum der ganzen Staufen-Höllengebirgs-Decke vom N-Rande der Kalkalpen östlich von Salzburg bis zum S-Rande des Tennengebirges bei Werfen nur um 2·5 km breiter als heute in der P. K. dargestellt.

Im westlichen Teil der Osterhorngruppe ist der Zusammenschub in W—E-Richtung eher größer als in S—N-Richtung. Das gilt vor allem für den Raum westlich des Meridians von Kuchl, wie das Profil Fig. 7 bei Hahn, 1913 a, Tafel XVI (VI), zeigt. Die Entfernung Puch—Krispl beträgt jetzt 6·8 km, vor der Faltung waren es 9·5 km.

---

[1]) Nämlich am Torrener Joch.

[2]) Der Bruch — bzw. der „Torrener-Joch-Graben" — läßt sich nach Lebling (1935, Abb. 2 b, S. 9) vom Torrener Joch noch 12 km weit bis zum Hocheis südlich vom Watzmann verfolgen.

Hingegen ist im Trattberggebiet und im Raume von St. Koloman der Zusammenschub in W—E-Richtung nur ganz unbedeutend, wie die Profile V bei Schlager, 1952/3 und II—V bei Schlager 1954 zeigen.

Erst in dem Raume zwischen Faistenau und dem Fuschlsee ist infolge Schuppenbildung ein stärkerer nordnordostvergenter Zusammenschub der Staufen-Höllengebirgs-Decke erfolgt. Nach Del-Negro, 1950, S. 131 sind hier vier Schubflächen vorhanden, von denen ich die Störung 3 (Hof—Neßnerscharte) für die bedeutendste halte, da sie die Grenze zwischen der Osterhorn- und Schafberggruppe darstellt, welche sich faziell und tektonisch sehr verschieden verhalten. Der Jura weist in der Osterhorngruppe Adneter Schichten, Fleckenmergel und mächtige Oberalmschichten, in der Schafberggruppe Spongienkalk, Hirlatzkalk und Plassenkalk auf. Die Schafberggruppe war daher im Jura ein Schwellengebiet im Vergleich mit dem tieferen Meere der Osterhorngruppe. Und in tektonischer Hinsicht steht der vorwiegend flachen Lagerung der Osterhorngruppe der lebhafte nordvergente Faltenbau der Schafberggruppe gegenüber.

Thurner möchte diesem Gegensatze eine so große Bedeutung beimessen, daß er bereits an diese Linie die Grenze zwischen Lechtal- und Staufendecke verlegt (1954, S. 49, Abb. 2). Ich glaube aber, daß er hier die Bedeutung dieser Linie etwas überschätzt: so weist das nach Thurner bereits zur Lechtaldecke gehörige Gebiet des Leonsberges und der Hohen Schrott einen kaum viel stärker gestörten Bau auf als die nach Thurner zur Staufendecke gehörige Osterhorngruppe, anderseits ist der N-Rand der Staufendecke (Kienberg, Rauschberg, Staufen) verhältnismäßig stark gefaltet. Außerdem wird nach Thurner der anscheinend einheitliche Wettersteinkalkzug: Kienberg — Rauschberg — Staufen — Drachenwand — Höllengebirge — Traunstein—Kremsmauer—Sengsengebirge (Tirolischer Bogen Hahns, 1913 a, S. 264—280) in zwei Teile zerrissen [1]).

Ich habe die Schubfläche Hof—Neßnerscharte bereits 1911, S. 261—264 als „Übergleitungsfläche" beschrieben, d. h. als eine Schubfläche, bei der sich das Hangende (Jura) auf seinem normalen Liegenden (Trias) gegen NE bewegte. Am leichtesten verständlich ist das Zustandekommen einer derartigen Schubfläche, wenn 1. im Vorfeld der bewegten Masse vor Eintritt des Schubes ein bis zur Trias-Jura-Grenze hinabreichender Erosionseinschnitt bestand, 2. im Rücken des Ausbisses der Schubfläche während der Schubbewegung die Trias stärker gefaltet wurde als die sich ablösende Jurabedeckung. Da Vortisch Bewegungen ähnlicher Art aus der inneren Osterhorngruppe beschrieben hat (1944) und auch diese Bewegungen nordostvergent sind (Vortisch in Schaffer, S. 357), würde ich es für möglich halten, daß es sich in beiden Fällen um denselben Bewegungshorizont handelt. Ich würde die Schubweite an der Schubfläche 3 auf wenigstens 3 km schätzen. Wie mir Vortisch am 24. April 1954 brieflich mitgeteilt hat, wäre auch für die Bewegungen in der Osterhorngruppe eine Schubweite von 3 km „eher zu tief als zu hoch gegriffen".

Die Schubweite an den Schubflächen 1 und 2 zusammen erreicht wohl nicht die Schubweite von 3 allein.

---

[1]) Auch nach Osberger S. 792 gehören Osterhorn- und Schafberggruppe zu derselben Decke.

Osberger unterscheidet in dem Raume südöstlich des Fuschlsees vier Störungslinien, die er mit L, H, VN und K bezeichnet. VN entspricht der Störung 3, K der Nebenstörung von 2 bei Del-Negro. Die Störung L liegt etwa an derselben Stelle wie die Störung 4 bei Del-Negro, wird aber als der W-Ausbiß derselben Schubfläche betrachtet, deren E-Ausbiß die Linie VN ist (Osberger, S. 792). Da bei L eine Bewegung der „Gleitscholle" in der Richtung in den Berg hinein erfolgte, ist hier durch den Schub keine früher freiliegende Gesteinsmasse zugedeckt worden, so daß eine Eintragung in die P. K. ohne Einführung einer neuen Signatur unmöglich ist. Die Störung H kommt zu den von Del-Negro unterschiedenen Linien noch dazu. Da sie aber nach Osbergers Karte gänzlich innerhalb des Neokoms verläuft, ist kein Anhaltspunkt für ihre Schubweite aus der G. K. erkennbar; sie kann daher hier nicht berücksichtigt werden. Aber die Verschmälerung durch Bildung der Mulde, in deren Kern Neokom und Gosauschichten liegen (die bei Osberger nicht wie in der geologischen Spezialkarte, Blatt „Salzburg", durch einen Hauptdolomitstreifen getrennt sind), muß berücksichtigt werden. Ich habe daher die SW—NE-Komponente der Entfernung zwischen Lidaun B. und Filbling in der P. K. etwa doppelt so groß angenommen wie in der G. K.

Durch Osbergers Untersuchungen ist auch die Hypothese Haugs (1912) und Wimmers (1937) widerlegt, daß die Schafberggruppe einer höheren Decke angehört als die Osterhorngruppe. Ich habe Haugs Annahme schon 1913 abgelehnt.

In der Schafberggruppe konnte mit Hilfe der zahlreichen von mir veröffentlichten Parallelprofile (Spengler, 1911, Tafel XI) eine Ausglättung der Falten vorgenommen werden. Für die Grünsee-Scherfläche und für die Überschiebung der Teufelshauszone wurde eine sehr geringe Schubweite angenommen. Es ergab sich daraus, daß der Ablagerungsraum z. B. im Bereiche des Profiles durch den Schafberggipfel (Profil VI) 9 km breit war, während das heutige Profil eine Breite von 5·6 km besitzt. Durch Ausglätten der im Raume nördlich von St. Gilgen N—S streichenden Falten ergab sich auch in W—E-Richtung eine geringfügige Verlängerung des Ablagerungsraumes gegenüber dem heutigen Kartenbilde.

Ich habe 1911 im S-Teil der Schafberggruppe eine eigene „Plassenkalk-Schuhmasse" angenommen, um die diskordante Lagerung des Plassenkalkes zu erklären. Ich schrieb aber bereits damals: „Diese auffallende Erscheinung könnte erklärt werden durch die Annahme einer Transgression des Tithons mit vorhergehender Faltungs- und Erosionsperiode" (Spengler, 1911, S. 247). Ich habe diese Erklärung damals hauptsächlich deshalb abgelehnt, weil „eine ähnliche Erscheinung in den Alpen unbekannt ist". Seit aber Kühnel im N-Teil der Göllgruppe (1926, 1929), Schlager am Untersberg (1930), Del-Negro (1950, S. 48) und Plöchinger (1953 a) in der südlichen Osterhorngruppe die diskordante Lagerung des Tithons nachgewiesen haben, möchte ich dasselbe auch für den S-Teil der Schafberggruppe für möglich halten, so daß hier die erste Anlage der Schafbergfalten bereits der jungkimmerischen Phase angehören würde. Die von mir an der Basis der Plassenkalke an einzelnen Stellen festgestellten tektonischen Breccien und „Grundschollen" können auch auf spätere Bewegungen der Plassenkalkmassen zurückgeführt werden, für die eine viel geringere Schubweite genügt, als ich 1911 angenommen hatte.

Am Leonsbergbruch (Spengler, 1911, S. 219) stößt das Faltengebirge der Schafberggruppe an den flachliegenden Hauptdolomit des Leonsberges. Nach Ausglättung der Falten müssen daher die Trias- und Juragesteine der Schafberggruppe einen breiteren Raum eingenommen haben als jetzt (siehe oben), der Hauptdolomit des Leonsberges jedoch nicht. Da der Hauptdolomit des Leonsberges zweifellos mit der „Nördlichen Sockelregion" (Spengler, 1911, S. 211) des Schafberges zusammenhängt [1]), muß der Ablagerungsraum der Schafberggesteine um das Maß der Verschmälerung durch die Faltung (2·3 km) weiter nach S reichen als derjenige des Hauptdolomites des Leonsberges. Der Leonsbergbruch ist daher eine Blattverschiebung, an der der W-Flügel durch die Faltung nach N verschoben wurde (Spengler, 1913, S. 276).

Das Höllengebirge ist deshalb für den Rekonstruktionsversuch von besonderer Wichtigkeit, weil hier die Staufen-Höllengebirgs-Decke bis zu ihrer Stirn erhalten ist, die an der Adlerspitze und am Alberfeldkogel unmittelbar zu sehen ist (Pia, 1913, Tafel XXV, Fig. 10 auf S. 594). Da es wahrscheinlich ist, daß die Stirn zuerst ein genau W—E gerichtetes Streichen besaß, wurden die Ablagerungsorte der Gipfelgesteine von Adlerspitze und Alberfeldkogel in derselben geographischen Breite eingetragen, obwohl der Alberfeldkogel jetzt 1·4 km südlicher liegt. Das ist wohl darauf zurückzuführen, daß die Deckenstirn östlich einer im Meridian des Hinteren Langbathsees anzunehmender Querstörung etwas im S zurückgeblieben ist (Pia, 1913, S. 592, 608) und als Ausgleich eine Schuppung im östlichen Teile des Höllengebirges eingetreten ist (Geyer, 1917, S. 74, Fig. 1).

Die von Pia beschriebenen und in Fig. 1 und 10 dargestellten kleinen Klippen der Höllengebirgsdecke auf der Langbathscholle werden nicht berücksichtigt, da sie von Geyer (1917, S. 79) mit guten Gründen abgelehnt werden. Bei der westlichen „Klippe" handelt es sich um eine alte Bergsturzmasse, bei der östlichen um einen Bestandteil der Langbathscholle selbst.

Die Staufen-Höllengebirgs-Decke weist im Höllengebirge den Bau eines liegenden Sattels mit gut entwickeltem inversen Mittelschenkel auf. Der an der W- und N-Seite des Höllengebirges sichtbare Mittelschenkel läßt eine Mindestbreite von 3·8 km erkennen, denn das südliche Ende des Hauptdolomites der W-Wand der Madlschneid liegt um 3·8 km südlicher als der N-Rand des Plattenkalkes nördlich vom Hochleckenberg. Zwischen den Ablagerungsräumen des Hangendschenkels und des inversen Mittelschenkels der liegenden Falte wurde ein schmaler Raum als „abgetragen" eingesetzt, weil sich wegen der Schubfläche, die den Hangend- und Mittelschenkel trennt (I in Fig. 14 bei Pia, 1913, S. 609), beide Räume nicht unmittelbar aneinanderfügen lassen.

Daß das Höllengebirge die einzige Stelle ist [2]), wo die Staufen-Höllengebirgs-Decke bis an ihre Stirn erhalten geblieben ist, zeigt die Tatsache, daß weder die Drachenwand (Geyer, 1918, S. 201, Fig. 1) noch der Staufen (Erhardt, 1931, Tafel 2) noch der Rauschberg (Arlt, 1911, S. 370, Fig. 15) noch der

[1]) Der Plattenkalk des Elsenkogels ist wohl nur durch einen Längsbruch vom Hauptdolomit des Leonsberges getrennt.

[2]) Abgesehen von dem westlichsten Stück zwischen dem Guffert und Kiefersfelden.

Kienberg (Nöth, 1926) eine mit dem Höllengebirge vergleichbare Faltenstirn aufweist[1]).

Es ist daher auch sehr unwahrscheinlich, daß das von Spengler (1911, S. 216), Pia (1913, S. 606) und Wimmer (1936) als Stirnbildung betrachtete, gegen den Mondsee gerichtete Einfallen des Hauptdolomites und Wettersteindolomites zwischen Kreuzstein und Plomberg wirklich schon die Deckenstirn ist. Ich glaube jetzt, daß es sich hier um den Südschenkel einer Mulde innerhalb der Decke handelt, und daß der wohl auch hier aus Wettersteinkalk bestehende Stirnteil der Decke, der einst in der westlichen Streichungsfortsetzung des Höllengebirges über dem Flysch des Hollerberges lag, gänzlich abgetragen wurde. Die von Pia S. 606 versuchte Erklärung der südlicheren Lage der Deckenstirn im Schafberggebiete im Vergleich mit dem Höllengebirge scheint zwar auf den ersten Blick sehr plausibel zu sein, ist aber deshalb abzulehnen, weil der Leonsbergbruch, der das gefaltete und das ungefaltete Gebiet trennt, um 3 km östlicher liegt als der W-Rand des Höllengebirges und daher die ihm von Pia zugeschriebene Funktion nicht ausüben kann.

Vor Abwicklung des östlich des Traunsees gelegenen Teiles der Staufen-Höllengebirgs-Decke muß zu der Frage des von Hahn (1913 a, S. 277—279) vermuteten „Almfensters" Stellung genommen werden. Ich habe mich 1924 abwartend, aber eher ablehnend verhalten. Pia hat in der erst nach seinem Tode erschienenen Arbeit (1943, S. 144—145) fünf Möglichkeiten zur Lösung der Almfensterfrage nebeneinander gestellt und sich dann für die Deutung e entschieden, während ich die Deutung a für die richtigste halte (Spengler, 1951, S. 358), welche eine Ablehnung des Almfensters bedeutet. Auch Prey lehnt das Almfenster ab, wie er mir mündlich mitteilte.

Ich betrachte daher den ganzen Raum südlich vom Traunstein als Bestandteil der Staufen-Höllengebirgs-Decke.

Es ist nicht ganz leicht, die von Geyer 1917 beschriebene „Querverschiebung am Traunsee" rückgängig zu machen. Es handelt sich um eine ähnliche Querstörung wie die „Loisachstörungen" im westlichen Kalkalpenabschnitt. Im nördlichen Teile bis zum Sonnstein liegt sie unter dem Traunsee verborgen. Aber vom Sonnstein gegen S ist eine — wenigstens zu diesem System gehörige — Querstörung als mit Harnischen versehene Fläche sichtbar (Pia, 1913, S. 596, Geyer, 1917, S. 76), deren südliche Fortsetzung die Gsollstörung ist (Pia, 1913, S. 596—599, Geyer, 1917, S. 73—75). Die Gsollstörung läßt sich nach Pia höchstens bis in die Gegend von Langwies verfolgen, auf Blatt „Ischl—Hallstatt" aber ist im Trauntale keine Querverschiebung mehr vorhanden, wie das ungestörte Überqueren des Trauntales durch die lichten Liaskalke unterhalb Ischl zeigt. Die Querstörung verschwindet also alpeneinwärts, ganz ähnlich wie die Loisachstörungen im W-Abschnitt der Kalkalpen (I. T., S. 59). Im Loisachtale läßt sich die Tatsache, daß der W-Flügel der Blattverschiebung im S zurückgeblieben ist, durch stärkere Faltung und Schuppung erklären. Hier zeigt der E-Flügel die stärkere Faltung als der starre Klotz des Höllengebirges im W (man vergleiche das Profil des E-Ufers des Traunsees, Fig. 3 und 4 bei Geyer, 1917, mit dem der Staufen-Höllengebirgs-Decke angehörigen Teil der Fig. 1 bei Geyer). Man würde daher erwarten, daß hier der E-Flügel im S zurückbleibt. Tat-

[1]) Zwar zeichnet Erhardt in Profil VIII am N-Hang des Mitterstaufen eine nordvergente liegende Antiklinale im Muschelkalk, die man als eine Stirn betrachten könnte, wenn die skythischen Gesteine im Kern des Sattels liegen würden. Tatsächlich aber liegen sie unterhalb des Sattels, so daß man diesen als einen sekundären Sattel innerhalb der Staufen-Höllengebirgs-Decke betrachten muß.

sächlich ist das Gegenteil der Fall. Das ist darauf zurückzuführen, daß der Wettersteinkalk des Traunsteins nördlicher abgelagert wurde als derjenige des Höllengebirges, was sich durch die Ausglättung der Falten des E-Uferprofiles des Traunsees ergibt. Nach Eintritt der Faltung und der Bildung der Staufen—Höllengebirgs-Decke lagen trotz der stärkeren Faltung des E-Flügels der Wettersteinkalk des Traunsteins noch immer nördlicher als derjenige des Höllengebirges, weil anscheinend der ursprünglich die westliche Fortsetzung des Traunsteins bildende Wettersteinkalk zur Bildung des inversen Mittelschenkels des Höllengebirges verbraucht wurde. Denn ein solcher scheint im Traunstein nicht zu existieren, da dieser auch keine Stirnwölbung zeigt (Profil Fig. 3 bei Geyer, 1917, S. 84). Es wäre aber möglich, daß die Stirn hier einst nördlicher lag als der Traunstein, aber gänzlich abgetragen wurde, was ich auch in der P. K. zum Ausdruck gebracht habe [1]). Jedenfalls ist die Querverschiebung gleichzeitig mit der Entstehung der Decke gebildet worden und trennt zwei primär verschieden weit nach N reichende Teile der Decke. Vgl. dazu aber S. 33.

Von Langwies bis Ebensee folgt die Traun der Achse einer SW—NE streichenden Mulde, in der auch der südlichste Teil des Traunsees gelegen ist (Geyer, 1917, S. 95). Durch Ausglätten dieser Mulde ergibt sich, daß die Gipfelgesteine von Wimmersberg und Schliffkogel vor der Faltung mindestens um 1 km weiter voneinander entfernt waren als gegenwärtig.

Die weitere Fortsetzung der Staufen-Höllengebirgs-Decke kann erst im III. Teil der Arbeit behandelt werden, welcher bis zum E-Rande der Kalkalpen reichen wird.

## Der Ablagerungsraum der Reichraminger Decke zwischen Salzach- und Almtal

Als Reichraminger Decke wird im Sinne von Trauth (1936) das vermutliche Äquivalent der Lechtaldecke (oder Hochbajuvarischen Decke) östlich der Salzach bezeichnet.

Das breiteste sichtbare Stück dieser Decke in dem hier zu besprechenden Kalkalpenteile ist das von Pia (1913) als Langbathscholle bezeichnete Gebiet nördlich des Höllengebirges. Wie groß ist der Mindest-Zwischenraum zwischen den Ablagerungsräumen der Langbathscholle und der Staufen-Höllengebirgs-Decke? Pia gibt 1913, S. 588 bei rein westöstlichem Streichen eine Überdeckung von 6 km Breite an. Das ist die geringstmögliche Entfernung zwischen den Ablagerungsräumen der Langbathscholle und des inversen Mittelschenkels der Staufen-Höllengebirgs-Decke. In diesem Falle würde der Ablagerungsort des Neokoms von Unter Burgau am Attersee nur wenig nördlicher gelegen gewesen sein als derjenige der S-Spitze des Hauptdolomites des Mittelschenkels der Staufen-Höllengebirgs-Decke am NW-Hang der Madlschneid. Es muß nur so viel Raum dazwischen sein, daß sich die Trias- und Jura-Unterlage des Neokoms zur Muldenbiegung der liegenden Falte aufbiegen kann.

Es fällt auf, daß nördlich vom Höllengebirge die Langbathscholle die vollständige Schichtenfolge vom Hauptdolomit bis zum Neokom zeigt, während an der W-Seite des Höllengebirges die Reichraminger Decke

---

[1]) Dafür weist der Traunstein einen Schuppenbau auf, wie die Einschaltung der zwei schmalen Muschelkalkzüge in den Wettersteinkalk erkennen läßt.

nur durch ein schmales Neokomband zwischen Hauptdolomit und Flysch vertreten ist, unter dem sich nur an einer Stelle etwas Jura erhalten hat (Pia, 1913, Fig. 8). Hier muß die Trias und die Hauptmasse des Jura im S, unterhalb der Staufen-Höllengebirgs-Decke, zurückgeblieben sein (vgl. dazu Pia, 1913, S. 606—609). Wie gleichfalls Fig. 8 bei Pia zeigt, ist hier infolge Schuppung eine zweimalige Wiederholung von Hauptdolomit und Neokom zu beobachten. Es wurde versucht, auch diese Schuppung in der P. K. rückgängig zu machen.

Da die Falten der Langbathscholle mit Hilfe der Profile von Pia und Geyer (1917, Fig. 1 und 2) ausgeglättet wurden, wurde der Ablagerungsraum der Langbathscholle breiter gezeichnet als das heutige Kartenbild (z. B. im Meridian des Schwarzecks um 2·3 km). Am N-Rande der Langbathscholle ist ein schmaler Streifen durch Cenoman verhüllt.

Westlich der Langbathscholle sind nur sehr schmale Streifen der Reichraminger Decke am N-Rande der Kalkalpen sichtbar: 1. bei Unter Burgau (Neokom), 2. an der N-Seite des Schafberges (Pia, 1913, S. 605; Wimmer, 1936) (Jura, Neokom), 3. an der N-Seite von Drachenwand und Schober (Geyer, 1918) (Hauptdolomit bis Neokom), 4. mehrere sehr kleine Vorkommen an der N-Seite des Nocksteins und des Kapuzinerberges in Salzburg (Osberger, 1952, Del-Negro, 1933) (Untertrias bis Oberkreide). Von diesen vier Vorkommen ist nur 3 etwas ausgedehnter. Es bildet eine tiefe, nordvergente Mulde (Geyer, 1918, Fig. 1, S. 201). Die Ausglättung ergibt einen Ablagerungsraum, der etwa doppelt so breit war wie das heutige Kartenbild.

Von hier an klafft eine fast 30 km lange Lücke bis zum E-Ende des sichtbaren Teiles der Lechtaldecke beim Taubensee am Fuße des Rauschberges (S. 14). Da aber die Ablagerungsräume beiderseits dieser großen Lücke annähernd in derselben geographischen Breite liegen, liegt es nahe, sie als Teile derselben Decke zu betrachten.

Östlich des Traunsees ist der Zirler Berg (Geyer, 1917, Fig. 3) die östliche Fortsetzung der Langbathscholle. Der Ablagerungsraum des Zirler Berges wurde in der P. K. in derselben Breite eingetragen wie der N-Rand der Langbathscholle, da angenommen wird, daß die um 3·5 km nördlichere Lage des Zirler Berges erst eine Folge der Querverschiebung am Traunsee ist, die sich somit auch nach Bildung der Staufen-Höllengebirgs-Decke nochmals in Bewegung setzte. Auf diese zweiphasige Bewegung an der Blattverschiebung ist auch der Umstand zurückzuführen, daß die Schubweite an der Grenze zwischen Kalkalpen und Flyschzone gemessen 3·5 km, am N-Rande der Staufen-Höllengebirgs-Decke gemessen, hingegen 5 km beträgt.

Der Ablagerungsraum des östlich der Alm gelegenen Teiles der Reichraminger Decke wird erst im III. Teile der Arbeit behandelt.

## Der Ablagerungsraum der Juvavischen Decken

Die Gesteine der Juvavischen Decken müssen südlich des heutigen S-Randes der Kalkalpen zur Ablagerung gelangt sein, denn innerhalb derselben besteht, wie besonders die Verhältnisse im Berchtesgadener Land zeigen, keine Möglichkeit zu ihrer Wurzelung [1]). Ich habe aber — ent-

[1]) Lebling hat seine 1914 aufgestellte Hypothese, daß die Berchtesgadener Decke in der Torrener Joch-Zone wurzelt, 1935, S. 22, selbst aufgegeben.

sprechend dem auch sonst angewendeten Grundsatze — ihren Ablagerungsraum möglichst nahe südlich des heutigen Kalkalpen-Südrandes angenommen.

Wie ich bereits 1943, S. 9, festgestellt habe, ist die zuerst von J. Nowak (1911) und dann — in bezug auf das Alter der Bewegungen richtiger — von Trauth (1926, S. 162, Fußnote 1) und von Del-Negro, 1932, angegebene Folge der Ereignisse am wahrscheinlichsten: Der Ablagerungsraum der Hallstätter Decke lag südlicher als derjenige der Reiteralmdecke. Zuerst wurde vorgosauisch die Hallstätter Decke überschoben, dann diese durch die Erosion in einzelne Deckschollen aufgelöst (siehe auch S. 64). Dann erst — aber ebenfalls noch vorgosauisch — wurde die Reiteralmdecke überschoben [1]). Auch Lebling (1935, S. 9 und Abb. 2 a) ist dieser Auffassung gefolgt. Nachgosauisch und nacheozän erfolgte eine W—E-Faltung innerhalb der Reiteralmdecke und ein weiterer Vorstoß der Decke gegen NW um wenige km. Auch der Sattel des Achberges am NW-Rande des Reiteralmgebirges (Gillitzer, Profil 1) ist wohl erst ein Werk dieser nachgosauischen Orogenese. Die W—E-Faltung ergibt sich aus der NNW streichenden Mulde des Nierentales (Schlager, 1930) und aus den Profilen bei Lebling, 1911, nach denen innerhalb des Lattengebirges keine Winkeldiskordanz zwischen der Trias und den N—S streichenden Gosauschichten vorhanden ist; aus dem Profil 2 (Tafel V) bei H. Krauß, 1913, in dem Gosauschichten und Eozän gegen die Stirn der Reiteralmdecke einfallen und den Beobachtungen Ampferers (1927 a) bei Lofer ergibt sich die nachgosauische Nachbewegung gegen NW. Die Deckschollen der Hallstätter Decke wurden nach Ampferer, 1927 a, S. 232, teils unter die Reiteralmdecke eingewickelt, teils vor ihrer Stirn weitergestoßen.

### 1. Der Ablagerungsraum der Reiteralmdecke

Die Fazies der Reiteralmdecke ist derjenigen des S-Randes der Kalkalpen so ähnlich, daß es nicht nötig ist, einen größeren Zwischenraum zwischen beiden anzunehmen. Die Abspaltung der Reiteralmdecke ist am leichtesten verständlich, wenn ihr die Bildung einer Flexur vorausging (Abb. 5). Da die Reiteralmdecke anscheinend bis zu ihrer Stirn erhalten ist, ist es nicht nötig, vor ihrer N-Begrenzung eine durch Abtragung verschwundene Gesteinsmasse anzunehmen.

In welcher Richtung wurde die Reiteralmdecke geschoben? Der Stirnrand streicht zwischen Lofer und Reichenhall SW—NE. Das scheint für einen Schub gegen NW zu sprechen. Versetzen wir das Ablagerungsgebiet der Reiteralmdecke in einen SE gelegenen Raum südlich des Kalkalpen-Südrandes, so gelangt es in den Raum des Hochgründecks südöstlich von Bischofshofen. Wenn wir dies tun, kommen wir in Platzschwierigkeiten bei der Rückverlegung der Decken des Salzkammergutes. Ich glaube daher, daß der vorgosauische Hauptschub der Reiteralmdecke in S—N-Richtung erfolgte und erst die kleine tertiäre Nachbewegung gegen NW.

Um die ursprüngliche Lage der Sedimente der Reiteralmdecke zu erhalten, glättete ich zunächst die überwiegend NNW bis N streichenden jungen Falten innerhalb der Decke aus. Dadurch wird der Ablagerungsraum in

---

[1]) Nach Cadisch (1953, S. 274, Fig. 23) ist dieser Vorgang besser Deckenverschuppung als Einwicklung zu nennen.

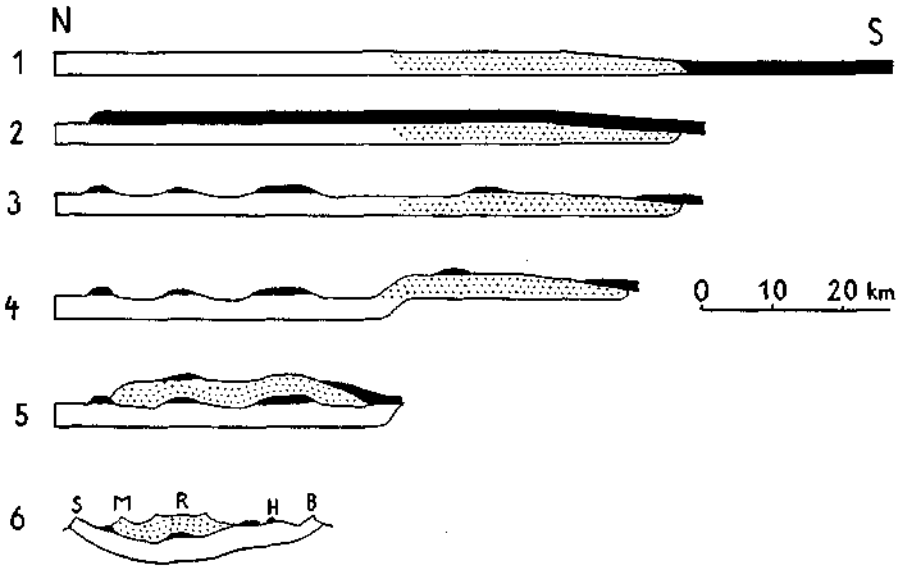



Abb. 5. Die Phasen der juvavischen Deckenschübe.

Weiß = Gesteine der Staufen—Höllengebirgs-Decke (= Tirolischen Decke), Punktiert = Gesteine der Reiteralmdecke, Schwarz = Gesteine der Hallstätter Decke.

1 = Zustand im Neokom vor der Orogenese, 2 = nach der Überschiebung der Hallstätter Decke (Austrische Phase, Gault), 3 = nach der Zerstörung der Hallstätter Decke durch die Erosion, 4 = nach der Bildung einer Flexur (als Vorstadium von 5), 5 = nach der vorgosauischen Reliefüberschiebung der Reiteralmdecke, 6 = heutiger Zustand (S = Staufen, M = Müllner Horn, R = Reiteralm, H = Hochkranz, B = Brandlhorn).

Zu Profil 5: Im Hangenden der Reiteralmdecke ist zwar keine Deckscholle der Hallstätter Decke erhalten, wohl aber im Hangenden der analogen Dachsteindecke. Die hier eingezeichneten Reste der Hallstätter Decke würden der Plassen-Deckscholle und der Rettenstein-Deckscholle entsprechen.

Zu Profil 5 und 6: Es wurde angenommen, daß sich im Liegenden der Reiteralmdecke eine Deckscholle der Hallstätter Decke erhalten hat (entsprechend dem Dietrichshorn bei Unken oder dem Kastenstein bei Berchtesgaden).

W—E-Richtung etwas länger als die heutige Decke. Gegenwärtig beträgt die Entfernung: Vokenberg (nördlich Lofer)—Schellenberg 28 km, vor der Orogenese lagen die entsprechenden Punkte etwa 31 km voneinander entfernt. Dann verschob ich die gesamte Reiteralmdecke um 2 km nach E und aus dieser Lage nach S in den Raum unmittelbar südlich des Kalkalpen-Südrandes. Sie gelangt dadurch in den Raum: Zell am See—Hundstein—Dienten.

Trotzdem kann man nicht ohne weiteres sagen, daß sie einst über dem Paläozoikum des heute südlich der Kalkalpen sichtbaren Teiles der Grauwackenzone sedimentiert wurde. Denn der nachgosauische südvergente Schub, der zur Bildung der Werfener Schuppenzone führte, hat erst den Hochkönig in die Nachbarschaft der Grauwackenzone gebracht, so daß auch das Ablagerungsgebiet der Reiteralmdecke eigentlich nördlicher lag als der jetzt südlich des Hochkönigs aufgeschlossene Teil der Grauwackenzone (Vgl. S. 42).

Infolge des Vorsprunges des Hochkönigs gegen S ist es nicht möglich, den Ablagerungsraum der Reiteralmdecke unmittelbar südlich ans Steinerne Meer anzuschließen. Es gibt daher zwischen dem S-Rande des Steinernen Meeres und dem Ablagerungsraum der Reiteralmdecke einen ziemlich breiten Raum, in dem die Trias infolge von Abtragung verschwunden ist.

Daß einst das ganze Steinerne Meer und das Hochköniggebiet von Juvavischen Decken verhüllt war, zeigen zahlreiche kleine Klippen, von denen der Stuhlgrabenkopf (Hahn, 1913 a, S. 342, Fig. 5, 6; Wirth, 1929) die am längsten bekannte ist. Die südlichste dieser Klippen hat Heißel, 1953, aus dem Hochköniggebiet beschrieben. Lebling läßt die Frage offen, ob diese kleinen Deckschollen am Steinernen Meer der Hallstätter oder der Reiteralmdecke angehören (1935, S. 9, Abb. 2 b). Da er sie aber in dieser Abbildung mit der Signatur der Reiteralmdecke bezeichnet, scheint er Letzteres für wahrscheinlicher zu halten. Nur in der langgestreckten, im „Torrener Joch—Graben" nachträglich versenkten Deckscholle nimmt Lebling Reste von beiden Decken an. Die von Heißel beschriebene Deckscholle im östlichen Hochköniggebiet möchte ich auch zur Reiteralmdecke rechnen, da sie keine faziellen Anklänge an Hallstätter Kalk-Fazies aufweist. Schon deshalb, weil die Reiteralmdecke die jüngere ist, ist es wahrscheinlicher, daß sich von dieser Decke Reste erhalten haben. Daß die Reiteralmdecke einst bis über den S-Rand der Kalkalpen hinausgereicht haben muß, ergibt sich schon daraus, daß ihre Wurzel südlich des heutigen S-Randes der Kalkalpen gelegen war.

Die tektonische Stellung des Hohen Göll ist sehr verschieden gedeutet worden. Haug (1906) rechnete ihn zur Dachsteindecke, Hahn (1913 a) zur als einheitlich betrachteten Juvavischen Decke. Hingegen wird er von Ampferer (1924, 1936) und Kühnel (1925, 1929) zur tirolischen Basis gerechnet, u. zw. von Kühnel deshalb, weil nach seinen Beobachtungen im nördlichen Teile der Göllgruppe die Oberalmschichten des Roßfeldgebietes mit Grundkonglomeraten über Dachsteinkalk transgredieren. Lebling (1935), Spengler (1943, 1951) nnd Del-Negro (1950) sind den Deutungen Ampferers und Kühnels gefolgt. Nach den neuesten Aufnahmsergebnissen Plöchingers (1953) will es aber scheinen, daß die bisher von allen Beobachtern als einheitlich betrachtete Dachsteinkalkmasse des Göll aus zwei Teilen besteht: Der nördliche Teil (Kamm vom Göllstein bis zur Ofner Schulter [2245 m]) ist tirolisch, da er die transgredierenden Oberalmer Schichten trägt, der größere S-Teil (Hoher Göll, Hohes Brett, Jänner) oberjuvavisch, da nach Plöchingers Beobachtungen die Unter- und Mitteltriasgesteine am Torrener Joch das normale Liegende der Dachsteinkalke des Hohen Göll bilden (1955, S. 114).

Wenn Plöchingers Beobachtungen zutreffen, kann man den S-Teil der Göllgruppe als die westliche Fortsetzung des Gollinger Schwarzen Berges betrachten und beide zur Reiteralmdecke rechnen (Plöchinger 1955, S. 116, 117, Taf. V, Tektonische Skizze).

Es ist aber unmöglich, die auch zur Reiteralmdecke gehörige Deckscholle der Brandköpfe als die unmittelbare westliche Fortsetzung der jetzt nur 1 km entfernten Göllgruppe zu betrachten, denn Erstere besteht aus fast flachliegendem Dachsteindolomit, Letztere aus steil W-fallendem Dachsteinkalk mit aufgelagertem Jura. Wenn man aber mit Böse (1898, S. 485—494) und Hahn (1913 a, S. 423) annimmt, daß sich die Göllmasse erst durch einen jungen W-Schub dem Dolomit der Brandköpfe genähert hat, sind die Lagerungsverhältnisse viel besser verständlich. Der W-Schub ergibt sich aus der gegen W gerichteten Stirn der Göllmasse (Lebling, 1935, Profile III—VI) und der von Kühnel (1929, S. 502, Fig. 1) beschriebenen

Schuppung im Lias unterhalb des Dachsteinkalkes des Dürreckberges. Diesem jungen, wahrscheinlich in die S. 34 erwähnte nacheozäne Phase gehörigen W-Schub wurde in der P. K. dadurch Rechnung getragen, daß der W-Rand des Ablagerungsraumes der Dachsteinkalke der Göllgruppe nicht 1 km, sondern 5 km östlich desjenigen der Brandköpfe eingesetzt wurde. Der im Torrener Joch-Graben erhalten gebliebene Teil der Reiteralmdecke hat den W-Schub nicht mitgemacht.

1943, S. 10 hatte ich angenommen, daß die Stirn des Gollinger Schwarzen Berges ursprünglich die streichende östliche Fortsetzung der Untersbergstirn war und beim Deckenschub längs einer dem Salzachtale folgenden Blattverschiebung im S zurückgeblieben war. Die neue, hier entwickelte Deutung hat nicht nur den Vorteil, daß sie diese hypothetische Blattverschiebung entbehrlich macht, sondern auch den, daß sich ein Ablagerungsraum für die Werfener Schuppenzone ergibt (siehe S. 44). Den Großen Traunstein und die Schallwand im östlichen Tennengebirge betrachte ich jetzt auf Grund der Beobachtungen Plöchingers (1950/1) nicht mehr als eine Deckscholle der Reiteralmdecke.

## 2. Der Ablagerungsraum der Hallstätter Decke.

Der Ablagerungsraum der Hallstätter Decke kann erst südlich desjenigen der juvavischen Klippen am Steinernen Meer und am Hochkönig gelegen gewesen sein. Der sich dadurch ergebende Zwischenraum von 18 km Breite zwischen den Ablagerungsräumen des noch mit ihrer ganzen Schichtenfolge erhaltenen Teiles der Reiteralmdecke und der Hallstätter Decke genügt, um den Faziesübergang aus der Dachsteinkalk-Fazies in die Hallstätterkalk-Fazies zu ermöglichen.

Von der Hallstätter Decke sind nur mehr sehr kleine Reste erhalten geblieben, der weitaus größte Teil dieser Decke ist ein Opfer der vorgosauischen und der jüngeren Erosion geworden. Da es möglich ist, daß sich unter dem Schutze der Reiteralmdecke und der sich ähnlich verhaltenden Dachsteindecke weiter im E noch Reste der Hallstätter Decke erhalten haben, wurde für diese Flächen die im I. T. noch nicht angewendete Signatur VII verwendet. Dasselbe gilt für unter dem „Schubkeil des Lammertales" (S. 45) verborgene Räume.

Da es wegen der Kleinheit des Maßstabes der P. K. und dem Fehlen benannter Punkte in der topographischen Karte nicht möglich ist, alle hier eingezeichneten noch erhaltenen und auch an der Erdoberfläche sichtbaren Deckschollen der Hallstätter Decke durch den Ablagerungsort des Gipfelgesteines eines Berges zu kennzeichnen, seien der besseren Orientierung wegen diese Deckschollen ausdrücklich angeführt:

A. Aus dem Raume nördlich und westlich des Lattengebirges und der Reiteralm: 1. der über 2 km lange, aber sehr schmale Streifen von Haselgebirge und Reichenhaller Schichten bei Bad Reichenhall und das kleinere Haselgebirgsvorkommen bei Groß Gmain, voneinander oberflächlich getrennt durch die Quartärbedeckung des Kirchholzes. 2. Die Hallstätterkalk-Masse bei Karlstein westlich von Bad Reichenhall. 3. Die fast 4 km lange, vom Saalachtale bei Schneizelreuth gequerte Masse von Hallstätter Gesteinen zwischen Müllner Horn und Ristfeichthorn. (1—3 sind der Karte von H. Krauß, 1913, entnommen.) 4. Der Unkener Calvarienberg. 5. Die in W—E-Richtung langgestreckte Hallstätterkalk-Masse des Unkenberges. 6. Die Hallstätter Gesteine des Dietrichshorns und der Soder—Voken-Alm, denen zwei sehr kleine Klippen von Hallstätter Dolomit nördlich vorgelagert

sind. 7. Das Gföllhörndl. 8. Der Lärchkogel. 9. Der Rauhenberg. 10. Der Gerhardstein. 11. Der Hochkranz. (4—11 wurden den Karten bei Hahn, 1910 und 1913, sowie der geolog. Spezialkarte, Blatt „Lofer—St. Johann" entnommen.)

B. Aus dem östlichen Berchtesgadener Land: 1. Der Kastenstein bei Bischofswiesen. 2. Der Baderlehenkopf, Kälberstein und Lochstein bei Berchtesgaden. (1 und 2 sind der Karte von Schlager, 1930, S. 247, entnommen.) 3. Das Haselgebirge westlich Gutrachberg. 4. Die große Deckscholle von Hallstätter Gesteinen, in der sich das Salzbergwerk von Hallein—Dürrnberg befindet. Diese Deckscholle wurde in der P. K. etwas größer gezeichnet als in der G. K., da sich aus den Profilen bei Plöchinger 1955 eine unbeträchtliche Zusammenpressung in allen Richtungen ergibt. Der Ablagerungsort des Gipfelgesteines des Brändlberges wurde eingezeichnet. 5. Die aus Dolomit bestehende Deckscholle nördlich des Roßfeldes. 6. Der Ahornbüchsenkopf. (3—6 wurden der geolog. Spezialkarte, Blatt „Hallein—Berchtesgaden" entnommen.) 7. Haselgebirge und Hallstätter Kalk an der N- und SW-Seite des Klingerecks. (Der Ramsaudolomit des Gipfels des Klingerecks ist eine Deckscholle der Reiteralmdecke.) 8. Das Haselgebirge an der SW-Seite der Keder—Brandstatt-Scholle, in dem sich das Berchtesgadener Salzbergwerk befindet. (Der Ramsaudolomit der Keder—Brandstatt-Scholle ist auch eine Deckscholle der Reiteralmdecke.) (7 und 8 wurden der Karte von Kühnel, 1929, entnommen.) 9. Der etwa 5 km lange Zug von Haselgebirge und Hallstätter Kalk, der sich von Berchtesgaden bis an den S-Fuß des Hinteren Brandkopfes erstreckt und nur südöstlich von Berchtesgaden und an den Brandköpfen von kleinen Deckschollen der Reiteralmdecke verhüllt ist. (Der nördliche Teil von 9 wurde der Karte von Kühnel, der südliche der Karte von Lebling, 1935, entnommen.) 10. Zwei sehr kleine Vorkommen von Hallstätter Kalk am linken Ufer der Königsee-Ache, die wohl mit 9 zusammenhängen und nur oberflächlich durch Quartär getrennt sind. 11. die Hallstätter Kalke im Torrener Joch-Graben. 12. Ein kleines Vorkommen von Hallstätter Kalk auf dem Steinernen Meer. („Röth" südlich vom Obersee, Lebling, 1935, S. 27.) (10—12 wurden der Karte von Lebling, 1935, entnommen.)

C. Aus dem Raume des Lammertales: 1. Der Hallstätter Kalk und Dolomit des Rabensteins bei Golling nnd ein sehr kleines, nur oberflächlich durch Quartär davon getrenntes Vorkommen derselben Gesteine nördlich des Rabensteins. 2. Das Haselgebirge von Grubach. 3. Das Lammereck. 4. Der Sattelberg. 5. Die große Deckscholle von Hallstätter Gesteinen im Bereiche der Struhberge. Wie Fig. 1 und 3 bei Plöchinger, 1951, Tafel XI, zeigen, sind die Hallstätter Gesteine der Strubberge in SW—NE-Richtung durch Faltung stark verschmälert [1]). Diese Falten wurden ausgeglättet und daher der Ablagerungsraum in der Richtung normal auf das Faltenstreichen um etwa 2 km breiter gezeichnet. 6. Der Breitenberg an der S-Seite des Abtenauer Beckens. (Pailwand und Schoberstein betrachte ich nicht als Bestandteile

[1]) Bei Fig. 1 und 3 ist als Richtung des Profiles Fig. 3 N—S angegeben. Ich glaube, daß hier ein Irrtum vorliegt und daß das Profil in Wirklichkeit NE—SW, normal auf das Streichen, gezogen ist. Denn es schneidet die karnischen Dolomite und karnisch-norischen Hallstätter Kalke des Vord. Strubberges, während die in Fig. 1 eingezeichnete Gerade nur anisische Gesteine des Vord. Strubberges quert.

der Hallstätter Decke, siehe S. 45.) 7. Haselgebirge und der Dolomit der Thurnhofhöhe im N-Teil des Abtenauer Beckens und im Rigaustal. (1—7 wurde den Karten von Plöchinger [1951 und 1953] entnommen, nur die Verhüllung durch Gosauschichten bei 7 der Karte von Spengler, 1912, da die fossilführenden Gosauschichten des Abtenauer Beckens [Spengler, 1912, S. 1077] auf Plöchingers Karte 1951 fehlen.)

D. Aus dem Raume des Strobler Weißenbachtales und des Ischltales: 1. Der Hallstätter Kalk der „Kulisse" (Spengler, 1912, S. 1067) an der W-Seite des Rinnkogels. 2. Haselgebirge und Hallstätter Kalk an der E-Seite des unteren Strobler Weißenbachtales und Werfener Schiefer bei Aigen-Voglhub. Wahrscheinlich ist der größte Teil der zu dieser Deckscholle der Hallstätter Decke gehörenden Trias unter den Gosauschichten des Fahrenberges verborgen. (1 und 2 wurden den Karten von Spengler [1912] und Plöchinger [1948] entnommen.) 3. Der etwa 7 km lange Hallstätter Kalkzug Nussensee—Wildenstein und die von diesem wahrscheinlich nur oberflächlich durch Gosauschichten getrennten, nördlich vorgelagerten kleinen Haselgebirgs- und Hallstätter Kalk-Schollen bei Rabennest und Kaltenbach. 4. Das Haselgebirge und der norische Hallstätter Kalk des Siriuskogels bei Ischl. (3 und 4 wurden nach der geol. Spezialkarte, Blatt „Ischl und Hallstatt", gezeichnet.)

E. Aus dem Raume zwischen Ischl und Aussee. Dieses ausgedehnte Gebiet hat eine Neubearbeitung durch W. Medwenitsch erfahren (1949, 1950). In diesen Arbeiten hält sich Medwenitsch an die von E. Haug (1912) gegebene Deckengliederung und unterscheidet vier Decken: „1. Tirolische Totengebirgsdecke, 2. Untere Hallstätter Schuppe, 3. Obere Hallstätter Decke, 4. Dachsteindecke," wobei seine Untere Hallstätter Schuppe der „Nappe du Sel", seine obere der „Nappe de Hallstatt" Haugs entspricht. Auch ich möchte den Namen „Hallstätter Decke" nur auf die Obere Hallstätter Decke bei Medwenitsch beschränken. Da aber für die Untere Hallstätter Schuppe die Haugsche Bezeichnung „Salzdecke" abzulehnen ist, weil die Salzlager von Ischl und Aussee der (Oberen) Hallstätter Decke angehören, möchte ich die untere Schuppe als „Zlambachschuppe" bezeichnen, da sie im Bereiche der beiden Zlambachgräben ihre Hauptverbreitung besitzt und die Zlambachschichten ihr bezeichnendstes Gestein sind (näheres siehe S. 51). Auch Medwenitsch wendet neuerdings die Bezeichnung „Zlambachdecke" an (1954).

Ich habe aus dem Raume zwischen Ischl und Aussee die Ablagerungsräume folgender sichtbarer Teile der Hallstätter Decke in der P. K. eingetragen: 1. Die von D3 und D4 nur oberflächlich durch Quartär getrennte Haselgebirgs- und Ramsaudolomitmasse südlich von Reiterndorf. 2. Die von 1 durch das Halbfenster von Unter Eck getrennte Masse von Hallstätter Gesteinen, die vom Brunner Berg bis zum Burgstallkogel bei Lauffen reicht. 3. Nur durch das Alluvium des Trauntales ist von 2 ein kleines Vorkommen von Hallstätter Kalk am linken Traunufer getrennt. 4. Zwei kleine Vorkommen von Haselgebirge im Goiserner Weißenbachtal und westlich von Steinach. 5. Die größte Deckscholle der Hallstätter Decke ist diejenige des Raschberges und Sandlings, die sich von der Jochwand 13 km weit bis Altaussee erstreckt. Die Salzberge von Ischl und Aussee befinden sich in dem zu dieser Deckscholle gehörigen Haselgebirge. Heute liegt die N-Grenze

dieser Deckscholle um 4 km südlicher als der Siriuskogel. Ich habe deren Ablagerungsraum aber zum Teil nördlicher eingetragen als denjenigen des Siriuskogels, weil die Hallstätter Gesteine von D und E1—4 an der nachgosauischen Gamsfeld-Überschiebung nach N geschoben wurden, während die Raschberg-Sandling-Masse samt den unter 6 angeführten kleineren Deckschollen im S zurückgeblieben ist. Die E-Begrenzung der Gamsfelddecke ist die Querstörung von Perneck. 6. Südwestlich von 5 haben sich einige sehr kleine Reste der Hallstätter Decke erhalten: Wurmstein, Herndl, Illing K., Rehkogel, Hornkogel. (1—6 wurden der Karte von Medwenitsch [1950] entnommen, nur in den von Medwenitsch nicht mehr dargestellten Gebieten wurde die geologische Spezialkarte Blatt „Ischl und Hallstatt" benützt.)

F. Plassengruppe und Umgebung. 1. Als Bindeglied zwischen den Resten der Hallstätter Decke im Lammertal (C) und der Plassen-Deckscholle können die unter der Gosaubedeckung zutage tretenden kleinen Vorkommen von Werfener Schiefern und Haselgebirge im Triebengraben und in linken Seitenbächen des Elendgrabens sowie zwei Vorkommen von dunklem anisischen Dolomit im Rußbachtale unterhalb Rußbachsag betrachtet werden (Spengler, 1914, S. 279). 2. Plassengruppe. Wie ich 1919, S. 410 bis 417 ausgeführt habe, zeigt die zur Hallstätter Decke gehörige Deckscholle der Plassengruppe keine einfache Schichtenfolge, sondern besteht aus mehreren Schuppen, die hier auch abgewickelt werden müssen. Demnach bilden Solinger- und Klauskogel, die Kaunwände, ferner Sulz- und Leitgebkogel die tiefste und daher am nördlichsten abgelagerte Schuppe I. Westlich vom Leitgebkogel gehört auch das oberflächlich durch das Alluvium des Gosautales getrennte Riffkalkvorkommen am linken Ufer des Gosaubaches dazu, welches auf der geolog. Spezialkarte, Blatt „Ischl und Hallstatt", irrtümlicherweise als Hauptdolomit eingetragen ist (Spengler, 1913 a). Unmittelbar südlich folgte der Ablagerungsraum der Schuppe des Plankensteinplateaus (I a); hier muß der nordvergente Sattel der Hohen Scheibe ausgeglättet werden. Noch weiter südlich lag der Ablagerungsraum der Schuppe des Schiechlingkammes und der Schreyeralm (II), zu der wohl auch das Salzgebirge des Hallstätter Salzberges gehört. Noch weiter südlich lag der Ablagerungsraum des Plassenkalkes des Plassen. Die Hallstätter Trias, die einst das stratigraphisch Liegende des Jura des Plassen bildete, ist offenbar irgendwo über dem Dachsteinkalk des Dachsteingebirges zurückgeblieben und dort ein Opfer der — wahrscheinlich schon vorgosauischen — Erosion geworden. Nach Bildung der Hallstätter Decke, aber vor der Entstehung der Schuppen innerhalb der Decke lag nach meiner Konstruktion der Plassenkalk des Plassen etwa über dem Dachsteinkalk, der heute den Hochkreuzgipfel bildet. Bei der Rekonstruktion der Ablagerungsräume der einzelnen Schuppen der Plassengruppe habe ich auch berücksichtigt, daß am tertiären Roßalpenbruch eine kleine W-Verschiebung des S-Flügels eingetreten ist [Spengler, 1919, S. 427], so daß die Ablagerungsorte der Hohen Scheibe und des Solingerkogels um etwa 700 m östlicher liegen müssen als diejenigen der jetzt nördlich des Roßalpenbruches gegenüberliegenden Punkte der anderen Schuppen. 3. Westlich der Plassengesteine wurde der Ablagerungsort des im Beereiblgraben aufgeschlossenen

und beim Gosauschmied erbohrten kleinen Vorkommens von Gips führenden Werfener Schiefern eingezeichnet, die Schadler beschrieben hat (Erl. zur Dachsteinkarte, S. 74).

Die weitaus südlichsten erhaltenen Reste der Hallstätter Decke sind der Rettenstein an der S-Seite der Dachsteingruppe (Spengler, 1943 a, 1954, S. 24—27) und zwei dem Rettenstein wohl entsprechende winzige Vorkommen, die dem E-Teil der S-Wände der Dachsteingruppe vorgelagert sind: 1. Der Plassenkalk des Ramsauer Hühnerkogels (Kümel, 1954, S. 36). 2. Der Hallstätter Kalk der Kalchwand (Ganss, 1954, S. 48). Beide wurden nachgosauisch von den Gesteinen des Dachsteingebirges südvergent überschoben (siehe S. 42, 48). Damit die P. K. wegen des weit südlich gelegenen Ablagerungsraumes des Rettensteins nicht zu groß wird, wurde der Zwischenraum zwischen den Ablagerungsräumen der Plassengruppe und des Rettensteins nicht in der richtigen Breite zur Darstellung gebracht, sondern in den dazwischen gelegenen Streifen: „13—22 km Zwischenraum" hineingeschrieben. Wenn nämlich der jetzt die Plassengruppe aufbauende Teil der Hallstätter Decke bei der Bildung der Schuppen vom hinteren Teile der Decke abgerissen und auf dem Haselgebirge gleitend als Gleitdecke an seine heutige Stelle gelangt ist, beträgt der Zwischenraum zwischen den Ablagerungsorten des Plassen und des Rettensteins nur etwa 13 km. Wenn es sich aber um eine reine Schuhdecke handelt und bei der Bildung der Plassenschuppen der Plassenkalk des Plassen mit demjenigen des Rettensteins in Verbindung geblieben war, muß der Zwischenraum zwischen den Ablagerungsorten beider Plassenkalkvorkommen um etwa 9 km breiter gewesen sein, was der heutigen Entfernung Plassen—Hochkreuz entspricht.

Da der Jura des Rettensteins nach den Beobachtungen Neumanns der darunterliegenden Hallstätter Trias nicht normal aufgelagert ist, sondern mehrere annähernd schichtenparallele Schubflächen dazwischen liegen (Erl. z. Dachsteinkarte S. 24—25), ist die in der P. K. als Ablagerungsort des Rettensteins eingetragene Stelle eigentlich der Ablagerungsraum der Hallstätter Trias des Rettensteins, während derjenige des Jura noch etwas südlicher zu liegen käme. Auf diese interne Abwicklung der Schuppen des Rettensteins wurde aber verzichtet, da keine Anhaltspunkte für die Schubweiten der schichtenparallelen Schubflächen vorliegen.

Wahrscheinlich ist auch das winzige, von Ganss (Erl. zur Dachsteinkarte, 1954, S. 54) beschriebene Haselgebirgsvorkommen bei der Brunngrube oberhalb des Koppenwinkels ein Rest der Hallstätter Decke. Der vermutliche Ablagerungsort wurde in der P. K. eingetragen.

Von dem Ablagerungsraum der Deckscholle des Röthelsteins (bei Kainisch) liegt nur der W-Teil noch auf der P. K. des II. Teiles der Arbeit. Der E-Teil dieser Deckscholle sowie die übrige Mitterndorfer Deckschollengruppe kommt erst auf der P. K. des III. Teiles der Arbeit zur Darstellung.

Die Ablagerungsorte der zahlreichen Deckschollen der Hallstätter Decke wurden in der P. K. meist in ihrer heutigen Lage zueinander eingetragen. Es ist aber selbstverständlich möglich, daß sie in der Geosynklinale teils weiter, teils näher voneinander lagen als heute. Letzteres wäre dann möglich, wenn sie durch Auswalzung unter und Vorsichherschieben vor der Reiteralmdecke und Dachsteindecke auf größerem Raume ausgebreitet wurden.

## Der Ablagerungsraum der Werfener Schuppenzone

Die „Hochgebirgsüberschiebung" oder „Hochalpine Überschiebung" Trauths (1916, 1928) trennt die Dachsteinkalkserie des Hochkönigs, des Hagen-, Tennen- und Dachsteingebirges von der Werfener Schuppenzone.

Im Gegensatz zu den vorgosauischen Juvavischen Decken ist das nachgosauische Alter der „Hochgebirgsüberschiebung" durch die wichtige Entdeckung von fossilführenden Gosauschichten unter den S-Wänden der Scheichenspitzengruppe durch A. Meier (Meier und Trauth, 1936) einwandfrei bewiesen.

Diese Überschiebung wird von Hahn (1913 a, S. 305), Trauth (1916, 1926, S. 161), Spengler (1918, S. 64; 1951, S. 364; 1952, S. 65—70); Kraus (1951, II, S. 48) und Del-Negro (1950, S. 83; 1955, S. 19) als südvergent, von Staub (1924, Profil 3), Kober (1938, 1955, S. 240) und Grubinger (1953, S. 156) hingegen als nordvergent betrachtet nnd mit der am N-Rande der Kalkalpen zutage tretenden Überschiebung der Staufen-Höllengebirgs-Decke über die Bajuvarische Zone Hahns vereinigt.

Der fazielle Vergleich der Werfener Schuppenzone mit anderen kalkalpinen Zonen ist dadurch sehr erschwert, daß die heute noch vorhandene Schichtenfolge — von wenigen, zum Teil unsicheren [1]) Ausnahmen abgesehen — nicht über die karnische Stufe binausreicht. Diese Schwierigkeit gilt in erster Linie für den Vergleich mit der bajuvarischen Zone. Denn die Hochbajuvarische Decke (=Lechtaldecke=Reichraminger Decke) zeigt an der N-Seite des Salzkammergutes, z. B. in der Langhathscholle, eine erst mit dem Hauptdolomit beginnende Schichtenfolge. Es muß daher die Reichraminger Decke östlich des Almtales zum Vergleich herangezogen werden, wo die anisische, ladinische und karnische Stufe noch vorhanden sind. Dort zeigt es sich, daß die karnische Stufe Lunzer Sandstein und Opponitzer Kalk aufweist (Pia, 1943, S. 96—99), während in der Werfener Schuppenzone nur Reingrabener Schiefer vorhanden sind. Das ist aber ein Merkmal der Aflenzer Fazies, die südlich der Riff-Fazies zur Ablagerung gelangte, wie vor allem das Profil von Aflenz einwandfrei erkennen läßt (Spengler, 1920). Auch die Anklänge an die Hallstätter Fazies, die besonders die Hofpürglschuppe zeigt (Trauth, 1926, S. 185, 186; Spengler, 1952, S. 67; 1954, S. 27), weisen auf die Ablagerung der Schuppenzone südlich vom Dachstein hin. Da sich außerdem im S-Teil der Dachsteinmasse selbst Anklänge an die Hallstätter Fazies einstellen (Einschaltung von roten Kalken mit Ammoniten — Schreyeralmkalken — in den unteren Teil des Wettersteinkalkes der Scheichenspitze [Kümel, 1954, S. 34], petrographi-

---

[1]) Die von Trauth (1926, Karte Tafel II) als Dachsteinriffkalk eingetragenen hellen Kalke des Steinberges, Eiersberges und des P. 1598 sind wohl eher Wettersteinkalk (Trauth 1926, S. 176), da sie nicht von Raibler Schichten, sondern von geringmächtigem Gutensteiner Kalk oder Dolomit unterlagert werden. Hingegen dürfte der von Grubinger (S. 149) beschriebene dunkelgraue Hauptdolomit der Schuppenzone von oberkarnischem bis unternorischem Alter seiu.

Dasselbe Alter besitzen nach Trauth (1926, S. 186) die Halobienkalke der Hofpürglschuppe. Ob die Kalke der Sulzenschneid Dachsteinkalk sind, wie sie Neumann auf der geol. Karte der Dachsteingruppe kartiert hat, oder Muschelkalk, wie Sabata (ungedruckte Dissertation) annimmt, ist noch unsicher.

scher Übergang des Dachsteinkalkes in Hallstätter Kalk [Ganss, 1954, S. 47, 56]), scheint zwischen den Ablagerungsräumen der Dachsteinkalkfazies und der Schuppenzone kein großer Zwischenraum zu liegen.

Hingegen hat der von Grubinger so besonders hervorgehobene dunkelgraue Hauptdolomit der Schuppenzone nicht viel zu bedeuten. Wenn er schreibt: „Typisch ist ferner die Ausbildung des grauen Hauptdolomites. Damit sind aber die Behauptungen, das nördliche Schuppenland zeige Anklänge an die nördlich davon heheimatete Hallstätter Fazies, widerlegt" (S. 155), so ist darauf zu entgegnen: Auch der Hauptdolomit der Zwieselalmschuppe, welche Grubinger selbst zur Hallstätter Decke rechnet (Tafel 1, tektonische Skizze), ist zum Teil ziemlich dunkelgrau (Spengler, 1914, S. 296).

Mit der Überschiebung der Staufen—Höllengebirgs-Decke kann die Hochalpine Überschiebung schon deshalb nicht identisch sein, weil jene bei Achenkirch nnd am Krestenberg im östlichen Sengsengebirge ihre primären Enden im Streichen hat (Spengler, 1928, S. 9) und daher die Überschiebung gar nicht unter den ganzen Kalkalpen hindurch bis zu ihrem S-Rand reichen kann.

Viel entscheidender noch als die Fazies spricht der Platzmangel in der Geosynklinale (S. 63) für die Lage des Ahlagerungsraumes der Werfener Schuppenzone südlich der Dachsteinkalkfazies.

Eine weitere Frage betrifft die Lage des Ablagerungsraumes der Werfener Schuppenzone in bezug auf denjenigen der Juvavischen Decken. Lag das Heimatgebiet der Werfener Schuppenzone nördlich oder südlich desjenigen beider Juvavischer Decken oder zwischen denjenigen der Reiteralm- nnd Hallstätter Decke? Trauth beantwortet diese Frage in dem Sinne, daß der Ablagerungsraum der Werfener Schuppenzone südlich desjenigen der beiden Juvavischen Decken lag. (1926, S. 162, Fußnote 1). Die Lage zwischen den Ablagerungsräumen der Hallstätter und Reiteralmdecke hält er mit Rücksicht auf die Fazies für weniger wahrscheinlich. Ich selbst nahm 1943, S. 16, Abb. 1 an, daß das Heimatgebiet der Hallstätter Decke zwischen den Ahlagerungsräumen des nördlichen Teiles der Werfener Schuppenzone und des Mandlingzuges lag. Diese Anordnung hat aher den Nachteil, daß die Ablagerungsräume des N-Teiles der Schuppenzone durch einen weiten Zwischenraum von denjenigen des Mandlingzuges getrennt sind, der doch wohl als die südlichste Schuppe der Werfener Schuppenzone betrachtet werden muß. Mein „Schema der räumlichen Verbreitung der Faziesgehiete der Trias" (1951, S. 317) entspricht jedoch eher der Anordnung der Räume bei Trauth. Del-Negro weist mit Recht darauf hin, daß es unmöglich ist, die Heimatgebiete der Schuppenzone und der Hallstätter Decke in denselben Raum zu verlegen, da in beiden Gebieten die Trias in fazieller Hinsicht nicht ganz übereinstimmt (1950, S. 88).

Der Abwicklungsversuch hat erst ergeben, wie groß die Mindesthreite des Ablagerungsraumes der Juvavischen Decken des Berchtesgadener Landes war. Selbst dann, wenn man — wie dies hier geschah — die Heimat des Untersberges unmittelbar südlich an den Hochkönig anschließt, hefand sich der S-Rand des Ahlagerungsraumes der Hallstätter Decke (Hochkranz) 72 km südlicher als der Hochkönig. Nur die Hallstätter Decke setzt sich in annähernd gleicher Breite ins Salzkammergut fort, hei der Reiteralmdecke

reicht nur der südliche Teil (Gollinger Schwarzer Berg) etwas weiter nach E, der Untersberg hat keine Fortsetzung östlich der Salzach. Da außerdem der Ablagerungsraum der Dachsteinmasse, wie aus der P. K. ersichtlich ist, zwar etwas südlicher als derjenige des Tennengebirges, aber nördlicher als derjenige des Untersberges lag, ergibt sich bei der Abwicklung östlich der Heimat des Untersberges ein Raum, in welchem das Ablagerungsgebiet der Werfener Schuppenzone Platz haben könnte.

Wenn es wirklich dort lag, war das Ablagerungsgebiet nach Eintritt der juvavischen Deckenschübe noch in ungestörter Verbindung mit der Dachsteinkalkfazies der Hauptmasse des Hagen-, Tennen- und Dachsteingebirges. Dann setzte hier die Arbeit der Erosion ein und beseitigte das Nor und alle anderen Schichtglieder, die eventuell einst noch darüber lagen. Dadurch entstand eine Kerbe in der Landschaft, welche in der Laramischen Phase die südvergenten Bewegungen erst möglich machte, die zu der Bildung der Schuppenzone führten.

Eine andere Möglichkeit wäre, daß die mit dem Nor beginnenden jüngeren Schichtglieder nicht durch die Erosion, sondern auf tektonischem Wege entfernt wurden. Man könnte sich vorstellen, daß als östliche Fortsetzung des Untersberges einst eine Decke über der Osterhorngruppe lag, welche nur aus Obertrias und Jura bestand, aber gänzlich abgetragen wurde. Diese Möglichkeit kommt mir aber weniger wahrscheinlich vor, weil der Dachsteinkalk des Gollinger Schwarzen Berges wie eine Deckenstirn aussieht (Plöchinger im geologischen Führer 1951, Tafel XI, Fig. 4).

Wenn der Ablagerungsraum der Schuppenzone in der östlichen Fortsetzung desjenigen des N-Teiles der Reiteralmdecke lag, erklärt sich auch die auffallende Tatsache, daß westlich vom Hochkönig die Werfener Schuppenzone fehlt, obwohl westlich vom Hochseiler der Erosionsrand der Trias wieder nach N zurücktritt. Die einst in der westlichen Fortsetzung der Trias der Schuppenzone gelegenen Kalke und Dolomite waren aber zur Zeit der Laramischen Phase bereits nicht mehr hier, da sie als Reiteralmdecke nach N abgewandert waren. Nur der größte Teil der Werfener Schichten dürfte im S zurückgeblieben sein. Da die Schubweite der Hochalpinen Überschiebung im E-Teil des Hochkönigs noch mindestens 9 km beträgt (Entfernung Blühnbachtal—S-Wand des Hochkönigs), kann wenige Kilometer westlich die südvergente Bewegung nicht plötzlich zu Ende sein. Die Hochalpine Überschiebung wird dort wohl durch Bewegungsflächen abgelöst, die sich innerhalb der Skythischen Stufe und an der Grenze zwischen der Untertrias und dem Paläozoikum der Grauwackenzone gebildet haben (Heißel, 1945). Die Feststellung Heißels, daß durch diese Bewegungen drei Fazies von Werfener Schichten übereinander gelangt sind (1945, S. 127), spricht für Schubflächen von bedeutenderer Schubweite. Da aber keine genaueren Anhaltspunkte für die Schubweite vorliegen, ist es nicht möglich, eine Abwicklung zu versuchen. Vermutlich haben sich diese Bewegungen in den Werfener Schichten vollzogen, welche einst das stratigraphisch Liegende der Mittel- und Obertrias der Juvavischen Decke bildeten und beim vorgosauischen Deckenschub im S zurückgeblieben sind.

Eine Schwierigkeit für die hier angenommene Heimat der Werfener Schuppenzone östlich der Untersbergtrias scheinen die großen Faziesunterschiede zwischen dem Untersberg und der Trias der Schuppen darzustellen. Die Faziesunterschiede sind aber ganz ähnliche und auch nicht größer als zwischen der Riff-Fazies und der Aflenzer Fazies des Hochschwabgebietes. Dort aber konnte ich einwandfrei nachweisen, daß sich der Faziesübergang auf der kurzen Strecke von 1 bis 2 km vollzieht (Spengler 1920, S. 248). Außerdem ist es möglich, daß an einzelnen Stellen die Faziesunterschiede auf der geo-

logischen Karte noch größer aussehen als in der Natur. Wenn z. B. Schlager 1930, S. 245 von der Mitteltrias des Untersberges schreibt: „Die untersten Lagen des Ramsaudolomites können lokal als geschichteter, dunkler, bituminöser Reichenhaller Dolomit ausgebildet sein, der manchmal auch Hornstein führt", so bedeutet das eine gewisse Annäherung an die Fazies der Werfener Schuppenzone.

Die Tatsache, daß die an der E-Seite des Untersberges aufgeschlossenen Werfener Schichten mit denen der tieferen Schuppen an der S-Seite des Hochkönigs nicht übereinstimmen, kann man so erklären, daß die Trennungsfläche zwischen dem nach N gewanderten und dem im S zurückgebliebenen Teil der Schichtenfolge innerhalb der Skythischen Stufe verläuft. Die „grünen" und die „quarzitischen" Werfener Schichten vertreten wohl ein tieferes Niveau des Skyth als die normalen.

Das weite Vorspringen des Hochkönigs gegen S im Vergleich mit dem Tennengebirge läßt wohl darauf schließen, daß auch in dem Raume östlich der Salzach der Kalkalpenrand einst so weit südlich lag wie am Hochkönig und erst durch die Rückwitterung des Kalkalpenrandes die Werfener Schuppenzone unterhalb der Dachsteinfazies freigelegt wurde. Zeugenberge sind der Flachenberg[1]) östlich vom Hochkönig und der Hofschober (= Schoberl B.) südlich des Tennengebirges, die aber der gemeinsamen Untertriasbasis von Hochkönig und Tennengebirge aufsitzen und daher nicht als abgetrennte Klippen bezeichnet werden dürfen. Zeugenberge sind aber auch Pailwand, Schoberstein und Quechenberg, die erst durch den jungen Vorschub des „Schubkeiles des Lammertales" (Spengler, 1952) in eine nördlichere Lage gelangten[2]).

Als ich meine Arbeit „Zur Frage des tektonischen Zusammenhanges zwischen Dachstein- und Tennengebirge" (1952) schrieb, lag die Schrift von Cornelius und Plöchinger (1952) noch nicht vor. Diese Arbeit enthält nichts, was mich von meiner 1952 ausgesprochenen Deutung des Ostendes des Tennengebirges abbringen könnte. Auch Plöchinger (S. 188) erkennt die von Sickenberg (Profil V) erkannte, in östlicher Richtung einfallende, junge Schubfläche am Schober an, die auch bei Spengler 1952, Abb. 2 dargestellt ist. Der Sulzenkopf ähnelt durch den mächtigen Gutensteiner Dolomit dem Arlstein und muß ebenso wie dieser der Hallstätter Decke zugerechnet werden, während der Schober und die Pailwand durch ihre Schichtenfolge und ihre Lagerungsverhältnisse vom Sulzenkopf stark verschieden sind.

Bei der Abwicklung der Werfener Schuppenzone muß zuerst die jüngste Schubmasse, der Schubkeil des Lammertales, rückgängig gemacht werden, welcher jetzt die Verbindung zwischen den Dachsteinkalken des Tennengebirges und den mit den Gosauschichten des Beckens von Gosau bedeckten Dachsteinkalken des Dachsteingebirges verhüllt (Spengler, 1952, Abb. 2). Dadurch wird auch die Blattverschiebung von Sankt Martin (Spengler, 1952, S. 76) rückgängig gemacht und der ursprüngliche Zusammenhang der Schuppen beiderseits dieser Querströmung wiederhergestellt.

Für die Abwicklung der Werfener Schuppenzone wurden die geologischen Karten von Trautb (1926, Tafel II und III), Sickenberg (1926, Tafel II), Plöchinger (1948, Tafel I), Grubinger (1953, Tafel I) und für den Abschnitt südlich der Dachsteingruppe die „Geologische Karte der Dachsteingruppe" von Ganss, Kümel und Neumann (1954) sowie die zugehörigen Profile verwendet.

---

[1]) Wichtig ist der von Del-Negro (1955, S. 17) festgestellte, mir erst nach Vollendung der Karte und des Textes bekanntgewordene Aufbau des Flachenberges aus zwei Schuppen. Ich wäre nicht abgeneigt, nur die obere Schuppe der Hochalpinen Schubmasse zuzurechnen.

[2]) Auch Grubinger rechnet noch diese drei Berge zur Hallstätter Decke. Wie ich 1952, S. 81 gezeigt habe, ist es aber wahrscheinlicher, daß sie tirolisch sind.

Der Ablagerungsraum der Frommerschuppe Grubingers wurde durch die Eintragung der Ablagerungsorte der Gipfelgesteine der Bischlinghöhe, des Karrein und des Höheneckls, derjenige der Steinbergschuppe durch die Ablagerungsorte des Steinberges und des P. 1598 gekennzeichnet. Weil die Faltung innerhalb dieser Schuppen ausgeglättet wurde, erscheinen sie in der P. K. etwas breiter als in der G. K. Nördlich vom Ablagerungsraum der Frommerschuppe wurde auch das Ablagerungsgebiet der Grundalmschuppe eingetragen. In dem Raume östlich vom Höheneckl weicht das Kartenbild Grubingers stark von der Trauthschen Karte ab. Leider aber ist hier — vielleicht infolge der allzu großen Kürze — die Darstellung Grubingers im Text recht unklar. Zu welcher Schuppe soll z. B. das aus Werfener Schiefern, Haselgebirge, Gutensteiner und Reiflinger Kalk sowie aus Ramsaudolomit aufgebaute Gebiet zwischen Hofschober und Höheneckl gehören? Ich habe es als Verbindungsstück zwischen der Grundalmschuppe und der Eibensteinschuppe betrachtet. Die Schoberhofschuppe scheint nach Grubingers Karte von der Frommerschuppe nicht getrennt zu sein, denn die Reingrabener Schiefer der Frommerschuppe (nördlich des Höheneckls) streichen gegen NE über P. 1116 in den Muldenkern der Schoberhofschuppe. Es ist auch nicht möglich, den Ablagerungsraum der Göglhofschuppe abzutrennen, da die Darstellung auf der Karte und in Profil 4 nicht übereinstimmt. Südlich der Steinbergschuppe folgt noch eine tiefere Schuppe, die Schuppe des Weyerberges, wie sich aus der Karte und den Profilen, Fig. II und auf Tafel B bei Trauth, 1928, ergibt.

Es ist sehr zu bedauern, daß infolge der früheren strengen Absperrung des Blühnbachtales von diesem Gebiet noch keine geologische Karte existiert. Auch auf der Karte von Trauth (1926, Tafel II) ist das Blühnbachtal noch weiß gelassen. Daß aber die Werfener Schuppenzone auch noch in der Tiefe des Blühnbachtales aufgeschlossen ist, ergibt sich aus der Arbeit Fuggers (1907), aus dem Profile 8 bei Trauth (1928, Tafel B) und aus dem Profile Heißels (Geol. Führer 1951, Tafel XII, Fig. 2). Die in der Schlucht der „Hundskehle" im vorderen Blühnbachtale aufgeschlossene, meist steil N fallende Schichtenfolge (Fugger, 1907, S. 93—95, Fig. 1) gehört wohl der Frommerschuppe an. Nur im vorderen Teile der Schlucht (unterhalb der zwei Straßentunnels) steht noch eine höhere, nur aus Werfener Schiefern, Haselgebirge und Gutensteiner Kalken aufgebaute Schuppe an, welche eine ähnliche Lage wie die Grundalmschuppe an der S-Seite des Tennengebirges hat [1]). Die in Heißels Profil eingetragenen Hallstätter Kalke bauen (nach einer brieflichen Mitteilung Heißels) das Niedere Tenneck (1464 m) auf. Wenn diese Kalke auch zur Werfener Schuppenzone gehören, ist diese bis ins innerste Blühnbachtal hinein im Liegenden der Hochalpinen Schubmasse [2]) aufgeschlossen. Am Blühnteckkamm hingegen scheint die Hochalpine Schubmasse weit nach E vorzuspringen. Die Hochalpine

[1]) In dem von Del-Negro 1955 veröffentlichten Profil des Blühnbachtales bei Werfen würde der größere S-Teil der Frommerschuppe, das Haselgebirge im Strubgraben der höheren Schuppe angehören.

[2]) Als „Hochalpine Schubmasse" bezeichne ich hier die an der „Hochalpinen Überschiebung" südvergent bewegte Dachsteinkalkserie des Hochkönig-, Hagen-, Tennen- und Dachsteingebirges. Es handelt sich somit um etwas ganz anderes als bei Kobers hochalpiner Decke. In den Erläuterungen zur Geol. Dachsteinkarte habe ich die Hochalpine Schubmasse des Dachsteingebirges als „Dachsteinmasse" bezeichnet (1954, S. 7).

Überschiebung prägt sich an einzelnen Stellen, z. B. bei der Wegalm, dadurch aus, daß Reingrabener Schiefer der Schuppenzone mit Werfener Schiefern der Hochalpinen Schubmasse in unmittelbaren Kontakt kommen (eigene Beobachtungen im Sommer 1954). Fuggers Fig. 3 (S. 99) ist vielleicht so zu deuten, daß mit den bei der Köckalpe und beim Stadlmoos zutage tretenden Werfener Schiefern die hier eine Mulde bildende Hochalpine Schubmasse beginnt, während die mächtigen Gutensteiner Kalke im Immelaugraben und im Blühnbachtale noch der Schuppenzone angehören. Ob die hier ausgesprochenen Vermutungen der Wirklichkeit entsprechen, wird wohl erst die im Gange befindliche Aufnahme des Spezialkartenblattes „St. Johann i. P." durch W. Heißel ergeben.

Die in der P. K. mit dem Lineal gezogene Grenze zwischen dem von der Hochalpinen Schubmasse verhüllten Teile der Werfener Schuppenzone und dem der Abtragung anheimgefallenen Raume östlich der Untersbergtrias soll nur die Grenze andeuten, bis zu welcher der Ablagerungsraum der tieferen Trias gegen W und derjenige der (größtenteils als Reiteralmdecke nach N abgewanderten) höheren Trias gegen E in der P. K. eingetragen ist. In Wirklichkeit übergreifen sich natürlich diese Räume, da die im S zurückgebliebene tiefere Trias noch eine — allerdings unbekannte — Strecke unter die Hochalpine Schubmasse hineinreicht, während die ursprünglich darüber gelegenen jüngeren Trias- und Juragesteine teils im Untersberg noch erhalten, teils durch Abtragung verschwunden sind. Würde man getrennte P. K. für die tiefere und die höhere Trias zeichnen, würde diese gerade Linie aus dem Kartenbilde verschwinden.

Östlich der Blattverschiebung von St. Martin setzt sich die Schuppe des Weyerberges in die gleichfalls durch mächtige Werfener Quarzite ausgezeichnete Schuppe des Gerzkopfes fort (Spengler, 1952, S. 69, Abb. 1), die ich im Dachsteingebiete als Wurmeggschuppe bezeichnet habe (Spengler, 1954, S. 27, Tafel II, Profil 2). Die quarzitischen Werfener Schichten der Wurmeggschuppe lassen sich nach E bis zum Brandriedl verfolgen.

Die Frommer- und Steinhergschuppe zusammen haben östlich der Querstörung von St. Martin ihre Fortsetzung in der Schuppe des Neubachtales (mit P. 1095), in der aber auch das Lammertal von Lungötz bis zur Mündung des Rußbachtales verläuft. Im Dachsteingebiet habe ich sie „Schuppe der Wiesenhöhe" genannt. In dieser Schuppe treten die quarzitischen Werfener Schichten zugunsten der normalen Werfener Schiefer zurück. Häufig ist gipsführendes Haselgebirge und Rauhwacke vorhanden. Als Reste dieser Schuppe betrachte ich daher auch das Rauhwackenvorkommen am Marchegg und den Raubwackengürtel des Rettensteins, über dem die Hallstätter Deckscholle des Rettensteingipfels liegt. Im Gebiete von Ramsau dürften die mächtigen, bei der Austriahütte gipsführenden Werfener Schiefer am Fuße der Scheichenspitzgruppe zu dieser Schuppe gehören, da in der Ramsau als unmittelbares Liegendes der normalen Werfener Schiefer der Pinzgauer Phyllit aufgeschlossen ist, was zeigt, daß hier die Quarzite fehlen. Ein völliges stratigraphisches Auskeilen der Werfener Quarzite auf 2 km Entfernung im Streichen ist wenig wahrscheinlich. Die Grenze zwischen der Wurmegg- und der Wiesenhöhenschuppe ist ferner durch den Dolomitblock am Pürstling und durch das kleine Vorkommen von Pinzgauer Phyllit bei der Neustatt-Alm (Kümel, S. 42, 43) angedeutet [1]). Am N-Rande

[1]) Kümel betrachtet diese Vorkommen als Grenze zwischen der Raucheckschuppe (= Hofpürglschuppe) und der Brandriedlschuppe (= Wurmeggschuppe). Die hier vorgenommene tektonische Deutung wird jedoch besser der Zusammengehörigkeit von Rettenstein und Hühnerkogel sowie dem Umstande gerecht, daß an der Basis der Hofpürglschuppe nirgends Werfener Schiefer in größerer Mächtigkeit erhalten sind.

sind schmale Streifen der Wiesenhöhenschuppe durch die kleinen vorgosauischen Deckschollen der Hallstätter Decke (Ramsauer Hühnerkogel und Kalchwand S. 41) verhüllt.

Über der Wiesenhöhenschuppe folgt im Dachsteingebiet die Hofpürglschuppe, welche sich vom Kopfberg (1159 m) östlich von Annaberg bis zum Schönbühel südlich der Südwandhütte verfolgen läßt (Spengler, 1952, S. 65—70). Die kleine Kesselwandschuppe ist nur eine örtliche obere Abspaltung von der Hofpürglschuppe (Spengler, 1954, S. 28; Tafel II; Tafel IV, Bild 1). Einen Anhaltspunkt für die Schubweite der Hochalpinen Überschiebung über die Hofpürglschuppe bietet das kleine Fenster beim Hinteren Gosausee, wo fossilleere Fleckenmergel (Lias ?) den Dachsteinkalk unterlagern (Ganss, 1954, S. 58). Nördlich des Sulzenhals ist ein Teil der Hofpürglschuppe durch die zur Hochalpinen Schubmasse gehörige Deckscholle der Eiskarschneid verhüllt (Spengler, 1943 a, Abb. 2).

Die von Trauth (1928, Tafel D, Profil 34) beschriebene, Halobienschiefer und fossilführenden unternorischen Hallstätter Kalk führende Schuppe am S-Abhang des Stoderzinkens darf vielleicht als ein östliches Analogon zur Hofpürglschuppe betrachtet werden.

Die Zwieselalmschuppe (Spengler, 1954, S. 28) wird als eine örtliche Abspaltung von der Hochalpinen Schubmasse betrachtet, die vom Gosaukamm durch eine nordwestvergente Schubfläche von geringer Schubweite getrennt ist. Sie hat dadurch dieselbe tektonische Stellung wie die Pailwand, zu der auch fazielle Beziehungen bestehen (Plöchinger, 1948, S. 32). Hingegen wird die untere Schuppe des Buchhergriedls (Edalm-Schönau-Schuppe) als ein Äquivalent der Hofpürglschuppe angesehen (Spengler, 1952, S. 82).

Der südlichste Teil der Schuppenzone ist der Mandlingzug. Die auffallendsten tektonischen Merkmale des Mandlingzuges sind seine Geradlinigkeit (besonders der N-Randstörung) und der Umstand, daß er nicht parallel mit den anderen Schuppen W—E, sondern WSW—ENE streicht. Die Geradlinigkeit der N-Randstörung spricht dafür, daß sie sehr jung ist. Jedenfalls ist sie erst nach Ablagerung des Ennstaler Miozäns eingetreten. Dafür spricht die starke Störung des Miozäns der Lobenau (Winkler-Hermaden, 1951, S. 419, Abb. 2 a), die Tatsache, daß sich das Miozän von Wagrein in der genauen Fortsetzung des Mandlingzuges erhalten hat (Trauth, 1926, Tafel II) und die von Cornelius (1944, S. 128, Abb. 1 a) beobachtete Einschuppung von Miozän zwischen Karbon und Trias. Die N-Randstörung des Mandlingzuges ist jedenfalls keine flache Überschiebung, sondern eine sehr steile südvergente Aufschiebung des Pinzgauer Phyllits des Roßbrandzuges auf die Trias (Trauth, 1928, S. 49, Fig. III; Ganss, 1954, Tafel III). Vielleicht ist hier die Störung erhalten, an welcher durch das Aufsteigen der Kalkalpen die Augensteinflüsse außer Funktion gesetzt wurden. Östlich der Ramsau muß aber diese steile Störung ältere flache südvergente Schubflächen abschneiden, an denen die Hochalpine Schubmasse über die höheren Schuppen hinweg an den Mandlingzug herangeschoben wurde. Weiter im E scheint die flache Überschiebung der Hochalpinen Schubmasse über den Mandlingzug nach Trauths Profilen (1928, Tafel D, Profil 33, 34) unmittelbar zutage zu treten. Für den Dachsteinkalk des Eichberggipfels scheint mir Schwinners Deutung wahrscheinlicher zu

sein (Trauth, 1928, S. 51). Aus dem oben erwähnten Profil bei Trauth (Fig. III) ergibt sich als Breite der Mandlingtrias an dieser Stelle vor der Orogenese 2·7 km, während der steilgestellte und geschuppte Mandlingzug hier jetzt 2 km breit ist. Trauth bezeichnet die Triaskalke des Mandlingzuges als Dachsteinkalk, da sie Megalodonten geliefert haben (1926, S. 181 bis 183). Es ist nun bemerkenswert, daß sich bei der hier vorgenommenen Abwicklung ergeben hat, daß die Dachsteinkalke des Mandlingzuges östlich derjenigen des Gollinger Schwarzenberges sedimentiert wurden. Es scheint sich also eine Schwelle, auf der Megalodontenkalke abgelagert wurden, aus dem zusammenhängenden Dachsteinkalkgebiet im W (Ablagerungsraum der Reiteralmdecke), zwischen der Hallstätter Fazies im N und S, gegen E erstreckt zu haben.

## Die Ablagerungsräume der Dachstein-Gamsfeld-Masse und des Sparberhorns

Wie ich bereits 1912, S. 1060 gezeigt habe, wurde die Dachsteinkalkserie der Gamsfeldgruppe und die damit zusammenhängende [1]) der Dachsteingruppe schon vorgosauisch an der Rettenkogel-Überschiebung auf die Hallstätter Deckscholle des Ischltales aufgeschoben und diese dadurch in ähnlicher Weise unter Gesteine der Dachsteinkalkfazies eingeschuppt, wie die Hallstätter Deckschollen des Berchtesgadener Landes unter die Reiteralmdecke (Del-Negro, 1932). Aber die Dachstein-Gamsfeld-Masse ist nicht dieselbe Decke wie die Reiteralmdecke, sondern nur ein Analogon zu dieser (Spengler, 1943, S. 10). Wie ich 1943, S. 11 festgestellt habe, dürfte die Schubweite der vorgosauischen nordvergenten Rettenkogelüberschiebung 7 km, diejenige der nachgosauischen nordnordwestvergenten Gamsfeldüberschiebung 4·5 km betragen. Dem entsprechend habe ich in der P. K. den N-Rand des Ablagerungsraumes des Katergebirges 13·5 km südlicher eingetragen als den S-Rand der von diesem jetzt überschobenen Gosauschichten beim Nussensee. Dieser Betrag setzt sich aus folgenden Schubweiten zusammen:

| | |
|---|---|
| 1. Nordkomponente der etwa 3 km Schubweite aufweisenden Schubfläche „Hof-Neßnerscharte" (S. 28), die sich wohl unterhalb der Gamsfeldecke noch in diesen Raum fortsetzt (Schubfläche B bei Spengler, 1918, Tafel I) + Ausglättung der schwachen Faltung ..... | 2·5 km |
| 2. Schubweite der Rettenkogelüberschiebung ..... | 7 km |
| 3. Nordkomponente der nordnordwestvergenten Gamsfeldüberschiebung ..... | 4 km |
| Summe ... | 13·5 km |

Da die Dachstein—Gamsfeld-Masse — abgesehen von der Stirnbildung am Rettenkogel und Katergebirge — durch Faltung nur eine sehr geringe Verschmälerung erfahren hat, wurde die Entfernung: N-Rand des Kater-

[1]) Der von Thurner (1951, S. 666) vorgeschlagenen Abtrennung der Gamsfeldmasse von der Dachsteinmasse kann ich nicht zustimmen, da der am W-Ufer des Hallstätter Sees aufgeschlossene Dachsteinkalk einen durchaus einheitlichen Eindruck macht und offenbar dem des Sarsteins entspricht. Die südlich und nördlich des Rudolfsturmes anstehenden Dachsteinkalke sind nur durch einen jungen Bruch, den Roßalpenbruch (Spengler 1919, S. 426), voneinander getrennt.

gebirges—Dachsteinsüdwand in der P. K. nur um 2·5 km größer gezeichnet als gegenwärtig (28·5 statt 26 km). Dasselbe Ergebnis erzielte ich schon 1918 bei der an dem geologischen Querschnitt durch das Salzkammergut vorgenommenen Abwicklung.

Die Masse der Braunedlköpfe und des Taborberges wurde westlich der Blattverschiebung des Rinnbachtales um 3·5 km weniger weit nach N geschoben als die zentrale Gamsfeldmasse (Spengler, 1914, S. 268). Durch die Rückgängigmachung dieser Blattverschiebung gelangen — wie schon die von mir im Jahre 1914 vorgenommene Abwicklung ergeben hat — die Ablagerungsorte von Braunedlkopf und Rinnkogel annähernd in dieselbe Breite (1914, Oleate I zu Tafel III).

Das Sparberhorn schließt sich in fazieller Hinsicht an die Schafberggruppe an (Spengler, 1912, Plöchinger, 1948, S. 24). Gegen E tauchen die mit Gosauschichten bedeckten Trias- nnd Juragesteine des Sparbers unter die nachgosauische Gamsfelddecke, an ihrem NNW-Rande sind sie auf die Gosauschichten des Wolfgangseebeckens aufgeschoben (Plöchinger, 1948, Abb. 4, 5). Der Sparber verhält sich also in bezug auf die nachgosauische Tektonik wie eine Schuppe, welche zwischen den zur Schafberggruppe gehörigen Gosauschichten des Wolfgangseebeckens und der Gamsfelddecke gelegen ist. Welcher Art die Störungen sind, welche Sparberhorn und Bleckwand trennen, ist infolge der von der Bleckwand abgestürzten Bergsturzmassen schwer zu erkennen (siehe die Karte, Tafel I bei Plöchinger, 1948). Daß beide Berge nur durch einen Bruch getrennt sind, ist wegen der beträchtlichen Faziesverschiedenheit unwahrscheinlich. Die von Plöchinger, 1948, geäußerte, aber inzwischen wieder von ihm selbst verlassene (1953, S. 366) Ansicht, daß der Sparber samt dem Einbergzug eine über der Osterhorngruppe liegende, selbständige Decke bildet, würde den Zusammenhang zwischen Sparber und Schafberg zerreißen.

Ich halte es daher für wahrscheinlich, daß zuerst die NE-vergente Schubfläche, an der die Osterhorngruppe auf die Schafberggruppe aufgeschoben wurde (Störung 3 „Hof-Neßnerscharte", S. 28) die Gesteine der Bleckwand an diejenigen des Sparbers herangeschoben und dadurch den Raum überbrückt hat, in dem sich die Faziesänderung vollzogen hat. Dann erst wurde die Sparberschuppe mit einer nordwestvergenten Schubfläche auf die Gosauschichten des Wolfgangseetales aufgeschoben. Diese letztere Überschiebung dürfte eine durch den Anschub der Gamsfelddecke ausgelöste, örtliche Reliefüberschiebung sein, welche durch eine Hohlform im Bereiche des Wolfgangseebeckens ermöglicht wurde. Diese nordwestvergente Sparberschuppe war von der damals schon benachbarten Bleckwandmasse durch eine NW streichende Blattverschiebung getrennt, welche die ältere Störung 3 gewissermaßen maskiert. Anf Grund dieser Erwägungen habe ich den Ablagerungsort des Sparbergipfels etwa 5 km östlich desjenigen des Bleckwandgipfels eingetragen. Gegenwärtig beträgt die Entfernung der beiden Gipfel nur 1·5 km.

Am S-Rand der Dachsteinmasse wurde die Reißgangstörung, u. zw. die Verschiebung des SW-Flügels um 2·5 km gegen NW, rückgängig gemacht. Die Reißgangstörung betrachte ich als die östliche Randstörung des Schubkeiles des Lammertales (Spengler, 1952, S. 70). Durch diese Zurückschiebung des SW-Flügels gegen SE gelangen Bischofsmütze und Hoher

Dachstein in dieselbe geographische Breite. Da sich die Reißgangstörung noch bis ins Windlegerkar fortsetzt, wo die Windlegerspitze dem E-Flügel, die Eiskarschneid dem W-Flügel der Reißgangstörung angehören (siehe geol. Karte der Dachsteingruppe), waren die Ablagerungsorte der Gipfelgesteine der beiden Berge vor Eintritt der Blattverschiebung um 2·5 km weiter voneinander entfernt als die heutige Entfernung beider Gipfel voneinander.

Da in dem Raume östlich des Trauntales der ursprüngliche Stirnteil der Dachstein-Gamsfeldmasse abgetragen ist, ist der Verlauf des primären Stirnrandes der Decke hier unsicher. Ich habe angenommen, daß er etwa bis zur SW-Ecke des Raschberges gegen SE und von da an wieder gegen E verlief, so daß die (erst im III. Teil der Arbeit zu behandelnden) Berge Türkenkogel und Lawinenstein noch der Dachsteinmasse angehören. Östlich vom Salzsteig erfolgt dann ein zweites, dem Gamsfeldlappen vergleichbares lappenförmiges Vorspringen des Stirnrandes gegen N in der Warscheneckgruppe.

Im Bereiche des Ablagerungsraumes der Hallstätter Decke sind in der P. K. mit der Signatur VII diejenigen Räume bezeichnet, aus denen sich vielleicht noch Reste der Hallstätter Decke unter dem Schutze der Dachstein-Gamsfeldmasse erhalten haben, mit der Signatur VI diejenigen Räume, in denen die Teile der Hallstätter Decke abgelagert wurden, die sich einst im Hangenden der Dachstein-Gamsfeldmasse befanden.

## Der Ablagerungsraum der Zlambachschuppe und deren Verhältnis zur Hallstätter Decke

1943, S. 11, sprach ich die Vermutung aus, daß das ausgedehnte Zlambachschichtengebiet südlich vom Raschberg und Sandling, das sich gegen E noch bis in den Raum nördlich des Lawinensteins erstreckt, nur eine lokale Fazies innerhalb der tirolischen Einheit ist. Das erfolgte aber noch vor Erscheinen der Arbeiten von W. Medwenitsch. Das Profil der von 1872 bis 1880 im Poserner Graben bei Goisern abgeteuften Tiefbohrung [1]) zeigt, daß die Zlambachschichten auf tiefer als der Talboden der Traun liegende Tressensteinkalke aufgeschoben sind (Medwenitsch, 1949, S. 14). Allerdings braucht es sich hier nicht um eine Fernüberschiebung zu handeln. Diese Bohrung ist die einzige Stelle, wo das Liegende der Zlambachschichten bekanntgeworden ist.

Die Überschiebung der von Liasfleckenmergeln überlagerten Zlambachschichten über (wohl tirolische) Tressensteinkalke liegt in der Tiefbohrung 239 m unterhalb der Erdoberfläche. Die Tressensteinkalke gehen gegen unten in Hornstein führende Oberalmschichten über. Von 362·57 bis 385·90 m folgt laut Bohrjournal: „Glanzschiefer mit eingelagerten Rollstücken von verschieden gefärbtem Kalk mit Kalkspatadern und reich mit Schwefelkieskristallen bedeckt", von 385·90 bis 388·10 m: „schwarzgraue Sandschicht". Der tiefste Teil der Bohrung verläuft bis 656·69 m im Hauptdolomit. Medwenitsch deutet die von 362·57 bis 388·10 m angetroffenen Schichten als Neokom. Wenn diese Deutung zutrifft, bedeutet die Lage des Neokoms zwischen Trias und Malm eine sehr merkwürdige tektonische Komplikation innerhalb der tirolischen Einheit.

Die tektonische Stellung der landschaftlich so auffallenden Tressensteinkalktafeln: Jochwand, Anzenberg (mit dem Predigtstuhl), Zwerchwand, Hoher und Niederer Rosenkogel ist wegen des außergewöhnlich ver-

[1]) Herr Dr. Medwenitsch hat mir auch das Originalprofil der Bohrung zugänglich gemacht, wofür ich ihm bestens danke.

wickelten Baues schwer mit Sicherheit festzustellen. Schadler (1949, Abb. 1) betrachtet sie als tirolisch — ebenso wie ich es bis 1943 angenommen habe. Dagegen spricht vor allem die Tiefbohrung im Poserner Graben. Medwenitsch deutet sie als „Stirnschollen" der (oberen) Hallstätter Decke. Dafür spricht die in seinen Profilen 5—8 und II dargestellte Unterlagerung der Tressensteinkalke durch Hallstätter Kalke und Haselgebirge [1]). Aber auch Schadlers nach genauen Beobachtungen im Ischler Salzberg gezeichnetes Profil (Abb. 2) scheint mir vom regionaltektonischen Standpunkte aus am leichtesten verständlich zu sein, wenn man alle über den „Quetschgesteinen" liegenden Gesteinsmassen — also auch die Tressensteinkalke der Rosenkögel und der Zwerchwand — zur Hallstätter Decke rechnet. Die Quetschgesteine können dann als Mylonitzone an der Deckenüberschiebung betrachtet werden. Die Hallstätter Decke ist in sich jedenfalls durch salztektonische Vorgänge sehr stark gestört.

Da in dem Raume zwischen Anzenau und der Pernecker Störung noch Gesteine der Hallstätter Decke (Burgstall Kogel bis Siriuskogel) nördlich der Stirn des Anzenberges liegen, muß man sich vorstellen, daß die Stirn am Anzenberg nnr für die vorgosauische Hallstätter Decke gilt. Die jetzt zwischen Anzenau und Ischl liegenden Teile der Hallstätter Decke lagen unmittelbar nach der vorgosauischen Überschiebung der Hallstätter Decke noch südlich der „Ewigen Wand" im Raume von Goisern und wurden erst mit der nachgosauischen Gamsfeldüberschiebung unterhalb der Dachsteinkalkserie des Katergebirges über die Stirn der primären Hallstätter Decke hinweg an ihre heutige Stelle geschoben. Dafür spricht auch das N-Fallen der Tressensteinkalke des Anzenberges (siehe geol. Spezialkarte „Ischl—Hallstatt", geol. Übersichtskarte von Medwenitsch, 1950 und Profil 7 bei Medwenitsch, 1949).

Wo lag nun die Heimat der Zlambachschuppe? In fazieller Hinsicht ist die Ähnlichkeit mit der Hallstätter Decke gering, weil in der karnischen Stufe im Liegenden der Zlambachschichten und Pedatakalke nicht karnische Hallstätter Kalke wie in der Hallstätter Decke (Raschberg, Feuerkogel) sondern Lunzer Sandstein und Cardita-Oolith (Geyer, 1916, S. 207, Fig. 1) oder Halobienschiefer (Medwenitsch, 1955) auftreten. Die einzige Ähnlichkeit mit der Hallstätter Decke beschränkt sich daher auf die stratigraphischen Einschaltungen von sevatischen Hallstätter Kalken in die Zlambachmergel (Medwenitsch, 1949, S. 15). Es wäre infolge dieser geringen Faziesähnlichkeit auch denkbar, daß die Ablagerungsräume der Zlambachschuppe und der Hallstätter Decke durch größere Zwischenräume getrennt waren.

Nun ist es wichtig, daß in den Hallstätter Deckschollen auf der Dachsteinmasse (Plassengruppe, Mitterndorfer Deckschollengruppe) nur die Hallstätter Decke, nicht auch die Zlambachschuppe auftritt. Es muß daher

---

[1]) Ein Vergleich der von Medwenitsch aufgenommenen geologischen Karte (1950) mit seinen Profilen (1949) läßt allerdings erkennen, daß in den Profilen die Beobachtungen an der Erdoberfläche oft in sehr hypothetischer Weise in den Berg hinein verlängert wurden. So ist z. B. in der Karte nicht zu sehen, ob die in Profil 8 im Liegenden der Liasfleckenmergel der Jochwand eingetragenen Hallstätter Kalke irgendwo tatsächlich beobachtet wurden. Gegen die Verlängerung der Beobachtungen an der Erdoberfläche ins Innere der Berge hinein ist nichts einzuwenden, das macht jeder Tektoniker. Aber es wäre von Vorteil gewesen, wenn in den Profilen von Medwenitsch tatsächliche Beobachtungen nnd hypothetische Eintragungen deutlicher getrennt wären.

nur die Hallstätter Decke aus dem Raume südlich der Dachsteingruppe stammen, die Zlambachdecke könnte auch aus dem Raume zwischen der Hohen Schrott und dem Sarsteiu gekommen sein. Ich habe daher den Ablagerungsraum der Zlambachschuppe in der P. K. in dieser Lage einzutragen versucht. Dadurch würde sich der von Geyer (1916, S. 224) beschriebene Übergang der Zlambachschichtenfazies in die Hauptdolomitfazies nördlich des Lawinensteins erklären.

Da aber der zwischen den Ablagerungsräumen des Toten Gebirges und des Dachsteingebirges zur Verfügung stehende Raum verhältnismäßig eng ist, ist es nur dann möglich, den Ablagerungsraum der Zlambachschuppe an diese Stelle zu legen, wenn mau einen raschen seitlichen Übergang der Zlambachfazies in die Dachsteinkalkfazies für möglich hält. Nach meiner und Roseubergs Ansicht ist ein unmittelbares stratigraphisches Aneinandergrenzen von Zlambachschichten und Dachsteinkalk an der W-Seite der Donnerkögel vorhanden (Spengler, 1954, Erl. zur Dachsteinkarte, S. 29).

Wenn der Ablagerungsraum der Zlambachschuppe wirklich an der in der P. K. eingetragenen Stelle lag, würde deren Schubweite nur 4—5 km betragen. Das würde aber schon das Profil der Bohrung im Poserner Graben erklären.

Wie die Profile 1—3 bei Medwenitsch zeigen, bilden die Pötschenkalke und -dolomite noch eine besondere Schuppe über der Zlambachschuppe. Der Ablagerungsraum der Pötschenschuppe (mit dem Dimmelberg und dem Sommersberger Kopf) wurde etwa 2·5 km südlich desjenigen der Zlambachschuppe eingetragen. Daß die Schubweite der Pötschenschuppe mindestens so groß ist, ergibt sich aus dem Fenster im Luppitschtal (Profile 1, 2), in dem die Zlambachschuppe unterhalb der Pötschenschuppe zutage tritt.

Sollten aber künftige Untersuchungen zeigen, daß der Ablagerungsraum der Zlambachfazies doch in der Nachbarschaft desjenigen der Hallstätter Decke liegen müßte, so hätte er auch zwischen den Ablagerungsräumen des Mandlingznges und der Raschberg-Deckscholle reichlich Platz. In diesem Falle müßte man natürlich von einer Zlambach-Decke sprechen, denn dann wäre ihre Schubweite nur wenige Kilometer kleiner als die der Hallstätter Decke.

## Der Ablagerungsraum der Decke des Toten Gebirges

Der Totengebirgsdecke kann ich nicht die Ausdehnung zuerkennen, welche ihr Haug (1912) gegeben hat. Wie ich bereits 1913 gezeigt habe, gehört der Schafberg keinesfalls zur Decke des Toten Gehirges. Aber auch Schadler (1949, Abb. 1) und Medwenitsch (1949) geben der Totengebirgsdecke eine zu große Ausdehnung gegen W, wenn sie auch die Hohe Schrott dazurechnen. Denn die Hohe Schrott ist durch keine Schubfläche vom Höllengebirge getrennt und gehört daher zur Staufen—Höllengebirgs-Decke. Hingegen trifft die Abgrenzung, die ihr Thurner gibt (1954, Abb. 2) zu, aber er parallelisiert die Totengebirgsdecke mit der Staufendecke, während er das Höllengebirge zur Lechtal—Lunzer-Decke rechnet.

Die N-Begrenzung der Decke des Toten Gebirges ist durch die von Geyer (1911) beschriebene Kasberg-Überschiebung gegeben, während die NW-Begrenzung durch die Überschiebung von Dachsteinkalk auf Jura

längs des Kargrabens gebildet wird. Wie das Schwarzenbergfenster und die Deckscholle des Gamskogels zeigt, wurde die Dachsteinkalkmasse des Toten Gebirges mindestens 3 km weit gegen NW auf die von Jura bedeckten Dachsteinkalke der Hohen Schrott aufgeschoben (siehe die Profile VI—VIII bei Ganss, 1937, Tafel XV). Mit Rücksicht auf die Kasberg-Überschiebung wurde in der P. K. eine etwas größere Schubweite (4·5 km) angenommen. Eine untergeordnete Schuppung ist auch am Schaßboden erfolgt (Waagen, 1924).

Der weitaus größere Teil der Decke des Toten Gebirges wird erst im III. Teil der Arbeit zur Darstellung gebracht.

## Der Verlauf der Faziesgrenzen der Trias in der Geosynklinale.

Es soll hier der Versuch gemacht werden, in der durch Abwicklung der Decken erhaltenen paläogeographischen Karte den Verlauf der Faziesgrenzen der Trias einzuzeichnen [1]). Es werden die Grenzen zwischen den von mir 1951, S. 316, unterschiedenen Faziesgebieten der Trias eingetragen, wobei aber innerhalb der Hallstätter Kalk-Fazies noch die Zlambachfazies unterschieden wird (siehe die Zeichenerklärung der Karte). Bei den Faziesgrenzen wurden die an der Erdoberfläche sichtbaren und nicht sichtbaren verschieden bezeichnet. Bei ersteren handelt es sich um Faziesgrenzen innerhalb der Decken, u. zw. in solchen Räumen, in denen an der Erdoberfläche Trias ansteht, bei letzteren um Faziesgrenzen, die entweder in den verhüllten oder in den abgetragenen Teilen der Triassedimente liegen. Ein Blick auf die P. K. zeigt, daß in den weitaus meisten Fällen die Faziesgrenzen nicht unmittelbar beobachtet werden können. Es ist klar, daß überall dort, wo die Faziesgrenze mit der gestrichelten Linie eingetragen ist, deren Lage nur annähernd angegeben werden kann, u. zw. ist die Eintragung umso unsicherer, je weiter entfernt die Linie von tatsächlich aufgeschlossenen Triasgesteinen verläuft. Aber auch dort, wo die Faziesgrenzen unmittelbar aufgeschlossen sind, machen sich diese nicht — wie auf der Karte — als scharfe Linien, sondern als mehr oder minder breite Übergangszonen bemerkbar.

Der Übergang zwischen der Hauptdolomitfazies (u. zw. des Nordtiroler Typus) und der Dachsteinkalkfazies (Gesäusetypus) ist in der Norischen Stufe besonders deutlich im S-Teil der Kammerkergruppe erkennbar, wo er von Hahn (1910, S. 332—335) beschrieben wurde. Obwohl Hahns „Dachsteinkalk des Loferer Steinbergtypus" mit dem geschichteten Dachsteinkalk der Gesäusefazies identisch ist, wurde doch — nach der geol. Spezialkarte „Lofer—St. Johann" — die Faziesgrenze durch das Strubtal gezogen, weil nördlich dieses Tales der Hauptdolomit noch dunkle Farbe besitzt und noch Kössener Schichten auftreten. Von Lofer gegen E verschwindet die Faziesgrenze unter der Reiteralmdecke.

Westlich der Loferer Steinberge ist der Dachsteinkalk abgetragen, so daß im Nor die Faziesgrenze nicht mehr erhalten ist. Doch darf man auch die Kalkstein—Kirchberg-Gruppe noch zur Dachsteinkalkfazies rechnen, da hier im Ladin der für diese Fazies bezeichnende Ramsaudolomit vorherrscht. Auch

[1]) Im I. T. war wegen der Einheitlichkeit der Triasfazies des W-Abschnittes der Kalkalpen die Eintragung von Faziesgrenzen nicht erforderlich.

der Niederkaiser und die südliche Randzone des Kaisergebirges weisen vorwiegend Ramsaudolomit auf (Ampferer, 1933, S. 40) und gehören daher zur Übergangszone zur Dachsteinkalkfazies [1]). Zweifellos gehören zur Dachsteinkalkfazies die auf Blatt „Rattenberg" gelegenen Triasberge südlich des Inntales und der Gaisberg (Ampferer, 1907); denn diese Gebiete weisen durchwegs Ramsaudolomit auf. Die Faziesgrenze habe ich bei Wörgl südlich des aus Wettersteinkalk bestehenden Grattenbergls gezogen. Am W-Rande der P. K. verläuft die Grenze zwischen der Hauptdolomit- und Dachsteinkalkfazies wohl N—S, da gegen W in gleicher geographischer Breite das Heimatgebiet der Inntaldecke des Karwendelgebirges anschließt, welche typisch Nordtiroler Fazies aufweist.

Im Roßfeldgebiet und in der Osterhorngruppe ist die Grenze zwischen der Hauptdolomit- und der Dachsteinkalkfazies unter den mächtigen Oberalmschichten und Neokomgesteinen verborgen, so daß ihre genaue Lage nicht angegeben werden kann. Jedenfalls weist der N-Teil der Göllgruppe (Kehlstein und P. 2245) bereits typische Dachsteinkalkfazies auf. In der Osterhorngruppe zeigt die Trias im Alm-, Hintersee- und Zinkenbachtal typische Hauptdolomitfazies, während der S-Rand (Einbergzug) bereits Dachsteinkalkfazies aufweist (Plöchinger, 1953 a, Tafel XV). Östlich der Osterhorngruppe ist die Faziesgrenze unter der Gamsfelddecke verborgen. Östlich von Ischl verläuft sie nicht an der Überschiebung der Decke des Toten Gebirges, sondern bereits innerhalb der Gruppe der Hohen Schrott. In der geol. Spezialkarte „Ischl und Hallstatt" ist der Kamm der Hohen Schrott als Hauptdolomit, in der Karte bei Kittl, 1903, als Dachsteinkalk eingetragen. Letztere Eintragung ist insofern richtiger, als der Kamm der Hohen Schrott aus Kalken besteht. Ob diese Kalke mehr das Aussehen von Plattenkalk oder Dachsteinkalk haben, müßte allerdings erst durch eine Begehung festgestellt werden. Der E-Teil der Gruppe der Hohen Schrott zeigt bereits Dachsteinkalkfazies (Ganss, 1937). Da nach der geol. Spezialkarte von Mojsisovics im W-Teil der Gruppe noch Kössener Schichten auftreten, rechne ich ihn noch zur Hauptdolomitfazies. Wahrscheinlich läßt sich der Faziesübergang in der Hohen Schrott ebenso schrittweise verfolgen wie im S-Teil der Kammerkergruppe.

Die Grenze zwischen der Gesäusefazies (geschichtete Dachsteinkalke) und der Riff-Fazies innerhalb der Dachsteinkalkfazies wurde hauptsächlich deshalb in der P. K. nicht eingetragen, weil sich zwischen beiden Gebieten meist ein breiter Streifen einschaltet, in dem der tiefere Teil der Obertrias aus Riffkalk, der höhere aus geschichtetem Dachsteinkalk besteht. Siehe besonders die geolog. Spezialkarte Blatt „Liezen", auf der Geyer den geschichteten Dachsteinkalk und den Dachsteinriffkalk getrennt hat. Eine weitere Schwierigkeit für die Einzeichnung einer Grenze ist darin gelegen, daß auf keiner geologischen Karte diese Grenze auf den Plateauflächen des Hagen- und Tennengebirges eingetragen ist.

Im allgemeinen liegt die Riff-Fazies südlich der Gesäusefazies. Gänzlich der Gesäusefazies gehören an: Loferer und Leoganger Steinberge, Hochkalter

---

[1]) Der Umstand, daß die Mitteltrias des Wilden und Zahmen Kaisers aus Wettersteinkalk und nicht aus Ramsaudolomit besteht, spricht auch gegen eine von S herangeschobene Decke; denn unmittelbar südlich des Kaisergebirges beginnt bereits die Ramsaudolomit-Fazies.

und Watzmann, fast ganz das Steinerne Meer. Hingegen wird der Hochkönig gänzlich aus Riffkalken aufgebaut. Im Hagen- und Tennengebirge gehört der N-Teil der Gesäusefazies, der S-Teil der Riff-Fazies an. Nach Fugger (1915, S. 427) verläuft an der W-Seite des Tennengebirges die Grenze zwischen beiden Arten des Dachsteinkalkes südlich von Stegenwald.

An der S-Seite scheint das Hochkönigriff ähnlich wie an der N-Seite von geschichteten Dachsteinkalken begleitet zu sein. Nach Gillitzer (1912, S. 178) weist der Dachsteinkalk der Reiteralm eine deutliche Bankung auf; dasselbe gilt nach Schlager (1930, S. 348) für den Dachsteinkalk des Untersberges.

Die als „Hallstätter Kalk-Fazies" zusammengefaßten Faziesgebiete: Zlambachfazies, Aflenzer Fazies und Salzbergfazies haben nur das gemeinsam, daß in allen diesen Gebieten neben mehreren anderen Gesteinen auch sehr verschieden aussehende Kalke vorkommen, die wegen des Auftretens von Hallstätter Ammoniten oder Halobien als Hallstätter Kalke bezeichnet werden. Sonst aber sind diese drei Faziesgebiete voneinander so verschieden, daß es nicht unbedingt nötig ist, daß sie einen zusammenhängenden Ablagerungsraum hatten.

Ich habe daher S. 53 angenommen, daß die Zlambachfazies eine lokale, allseits von Dachsteinkalk umgebene Bildung darstellt.

Die Fazies der Werfener Schuppenzone wird im Sinne von Hahn (1913 a, S. 321) als Aflenzer Fazies bezeichnet, obwohl die Übereinstimmung mit der an der S-Seite der Bürgeralpe bei Aflenz auftretenden Triasfazies keine vollständige ist. Aber immerhin bestehen folgende Beziehungen zur typischen Aflenzer Fazies:

1. Meist ziemlich mächtige Halobienschiefer (Reingrabner Schiefer), aber keine Lunzer Sandsteine in der Karnischen Stufe.

2. Karnische Hornsteinknollenkalke (Hüpflinger Kalke) (Bittner, 1884, Spengler, 1914, S. 295, Trauth, 1926, S. 176—177, Grubinger, 1953, S. 149). Die Hüpflinger Kalke kommen zwar in dem Profil der Bürgeralpe bei Aflenz nicht vor, wohl aber in dem sonst ähnlichen Profil des Hüpflinger Halses in den südlichen Gesäusebergen (Bittner 1886).

3. Dunkle Hornsteinkalke der norischen Stufe, welche von Sickenberg (1928, S. 116) vom Gipfel des Schobersteins beschrieben werden, und die Plöchinger (1952, S. 157) durch die Auffindung von *Halorella pedata* als Pedatakalke bestimmen konnte, entsprechen den Aflenzer Kalken des Profiles der Bürgeralpe, welche gleichfalls *Halorella pedata* geliefert haben (Spengler 1920, S. 226).

Der wichtigste Unterschied der Fazies der Werfener Schuppenzone von derjenigen bei Aflenz ist das Auftreten von Hallstätter Kalken, was ja bei der Nachbarschaft zur typischen Hallstätter Fazies (Salzbergfazies) nicht zu wundern ist (Bittner, 1884, Trauth, 1926, S. 184—186, Plöchinger, 1948, S. 31, 32, 1952, S. 157).

Wenn hier die Fazies der Werfener Schuppenzone als Aflenzer Fazies bezeichnet wird, so soll damit keineswegs gesagt sein, daß im Triasmeer eine räumliche Verbindung mit der Trias bei Aflenz bestand. Wahrscheinlicher ist es, daß beide Räume durch ausgedehnte Gebiete getrennt waren, in denen typische Hallstätter Fazies zur Ablagerung gelangte.

Wie die P. K. zeigt, rechne ich zur Aflenzer Fazies nicht nur die Werfener Schuppenzone, sondern in dem Zwischenraume zwischen Tennen- und Dachsteingebirge auch einige Triasmassen, die jetzt oberhalb der „Hochalpinen Überschiebung" liegen (Pailwand, Schoberstein, Gwechenberg, Zwieselalpe).

Bei Aflenz ist der Übergang der Pedatakalke in Dachsteinriffkalk auf einer Strecke von wenigen Kilometern in der Westwand des Schönleitenplateaus unmittelbar aufgeschlossen (Spengler 1920, S. 230; Taf. IV, Profil I). Es ist möglich, daß auch am Ostende des Tennengebirges ein ähnlicher rascher Übergang aus Dachsteinriffkalk in Pedatakalk bestand, der erst durch die Bildung des „Schuhkeiles des Lammertales" zerrissen wurde.

Von der Salzbergfazies (typischen Hallstätter Fazies) war der Ablagerungsraum der Aflenzer Fazies durch einen von W hereinragenden Sporn von Dachsteinkalkfazies getrennt, der den Hohen Göll, den Gollinger Schwarzen Berg und die Zaimberge im Mandlingzug aufbaut. Östlich dieses Spornes vereinigte sich wohl ohne scharfe Grenze die Aflenzer Fazies mit der Salzbergfazies. Da uns aus diesem Raume gar keine Gesteine erhalten geblieben sind, ist es unmöglich, die Lage der Grenze zwischen Aflenzer und Salzbergfazies auch nur annähernd anzugeben.

Die Salzbergfazies ist vor allem durch das salzführende Haselgebirge und darüber durch eine geringmächtige, an bunten Ammonitenkalken in der oberanisischen, karnischen und norischen Stufe reiche, von terrigenen Einschwemmungen fast freie Schichtenfolge ausgezeichnet, die aber nach den Untersuchungen von W. Schwarzacher nicht in der Tiefsee, sondern in verhältnismäßig seichtem Meere abgelagert wurde. Die Salzbergfazies ist zum großen Teil in der mittleren Kreide als Hallstätter Decke nach N gewandert, dort aber durch die Erosion sehr weitgehend zerstört und durch das Darüberschieben der Reiteralm- und Dachsteindecke unseren Blicken zum großen Teile entzogen worden, so daß nur verschwindend wenig von dem überliefert ist, was in dem großen Faziesraum der Salzbergfazies abgelagert wurde.

## Ergebnisse:

### 1. Die Breite des Ablagerungsraumes der Trias-, Jura- und Unterkreide-Sedimente des Mittelabschnittes der Nördlichen Kalkalpen im Vergleich mit der heutigen Breite der Kalkalpen.

Durch Abmessen auf der P. K. ist es möglich, für jeden Meridian des dargestellten Gebietes die ursprüngliche Breite des Ablagerungsraumes und dadurch das Ausmaß der durch die Orogenese hervorgerufenen Verschmälerung festzustellen. Als Beispiel soll dies in der folgenden Tabelle für die Meridiane von Kufstein, Berchtesgaden und Hallstatt durchgeführt werden. Da aber die Unterschiede zwischen der ursprünglichen und der heutigen Breite bei den einzelnen tektonischen Einheiten sehr verschieden groß sind, sind die ursprünglichen und die heutigen Breiten für die einzelnen Decken getrennt angegeben. Die Zahlen bedeuten Kilometer.

| | Kufstein | | Berchtesgaden | | Hallstatt | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | vor der Orogenese | heute | vor der Orogenese | heute | vor der Orogenese | heute |
| Allgäudecke ..... | 48 (38) | 1·5 | 51 (35) | 0 | 27 (25) ? | 0 |
| Lechtaldecke..... | 39 | 13 | 18·8 | 0 | 12·8 | 3 |
| Staufen—Höllengeb.-D. | 37·5 | 23·1 | 48·6 | 40·6 | 63 | 43 |
| Werfener Schuppenz. . | — | — | — | — | 18·6 | 4 |
| Reiteralmdecke ..... | — | — | 40·5 | 34·7 | — | — |
| Zwischenraum ..... | — | — | — | — | 21·8 | 0 |
| Hallstätter Decke .... | — | — | 30 | 26 | 58 (67) | 30 |
| Gesamtbreite ... | 124 (114) | 37·6 | 189 (173) | 40·6 | 199 (210) ? | 50 |

Erläuterungen zur Tabelle:

Die eingeklammerten Zahlen bei „Allgäudecke" gelten für den Fall, daß sich der Ablagerungsraum dieser Decke von den Allgäuer Alpen bis zum Inntal stetig um 10 km verschmälert (siehe S. 8) und sich auch auf der Strecke zwischen den Meridianen von Kufstein und Berchtesgaden in gleichem Sinne verschmälert und daher auch der in der P. K. des II. T. eingezeichnete Ablagerungsraum des sichtbaren Teiles der Allgäudecke um einen Winkel von 6° im Sinne des Uhrzeigers gedreht werden muß. Die in der Kolonne „heute" eingesetzten Zahlen beziehen sich auf die heutige Breite des an der Erdoberfläche sichtbaren Teiles der Decke. Bei der Allgäudecke ist der Unterschied zwischen beiden Kolonnen deshalb so groß, weil im Meridian von Kufstein etwa 40 (30) km der Allgäudecke unter den höheren Kalkalpendecken verborgen sind. Im Meridian von Berchtesgaden wurde angenommen, daß 45 (35) km der Allgäudecke unter den höheren Decken verborgen sind; der Rest entfällt auf die durch die Erosion zerstörte Stirn der Allgäudecke und die gänzlich unter der Allgäudecke liegende Randschuppe. Das bedeutet aber nicht, daß die Allgäudecke 40 (30) km bzw. 45 (35) km weit unter den höheren Kalkalpendecken nach S reicht. Viel wahrscheinlicher ist es, daß die Allgäudecke in sich mehrfach geschuppt unter der Lechtaldecke liegt. Das Fragezeichen bei „Allgäudecke" im Meridian von Hallstatt bedeutet, daß wir dort keine Anhaltspunkte für die Breite des Ablagerungsraumes dieser Decke haben. Die oben eingesetzten Zahlen ergeben sich aus der halbwegs sicheren Annahme, daß die Ternberger Zone im Steyrtale dem sichtbaren Teile der Allgäudecke entspricht. Wie ich zu den Zahlen 27 (25) gelange, kann erst im III. Teile der Arbeit erläutert werden.

Die bedeutende Verschmälerung der Lechtaldecke durch die Orogenese im Meridian von Kufstein ist auf ihre starke Faltung und vor allem darauf zurückzuführen, daß ein beträchtlicher Teil dieser Decke unter der Staufen—Höllengebirgs-Decke verborgen ist (S. 17). Außerdem sind wohl an der Stirn einige Kilometer abgetragen. Im Meridian von Berchtesgaden ist vielleicht ähnlich wie bei der Allgäudecke der größte Teil unter der Staufen-Höllengebirgs-Decke verborgen und ein kleiner Teil an der Stirn abgetragen. Es kann aber auch die ganze Lechtaldecke unter der Staufen-Höllengebirgs-Decke verborgen sein. Im Meridian von Hallstatt ist die Breite des Ablagerungsraumes der Langbathscholle und des verkehrten Mittelschenkels der Liegendfalte des Höllengebirges in der Zahl 12·8 enthalten, in der Zahl 3 jedoch nur die heutige Breite der Langbathscholle in diesem Meridian.

Im Meridian von Kufstein ist die Breite der Staufen-Höllengebirgs-Decke von Kohlstatt bei Kiefersfelden bis zum S-Rande des Gaisberges bei Kirchberg in Tirol gemessen und die Verschmälerung durch die Orogenese ist auf die Überschiebungen am N- und S-Rand der Kaisergebirgsscholle und auf deren muldenförmige Verbiegung zurückzuführen. Im Meridian von Berchtesgaden ist die Breite der Staufen-Höllengebirgs-Decke vom N-Rande des Staufen bis zum S-Rande des Hochkönigs gemessen. Der Ablagerungsraum wurde um 8 km breiter gezeichnet als die heutige Breite, da die Verschmälerung durch Faltung und Schuppung auf 4 km und die Rückwitterung an der Stirn und südlich vom Hochkönig gleichfalls auf 4 km geschätzt wurde. Im Meridian von Hallstatt ist die Breite der Staufen-Höllengebirgs-Decke vom N-Rande des Höllengebirges bis zum S-Rande der Scheichenspitze in der Dachsteingruppe gemessen. Die Verschmälerung durch die Orogenese beträgt hier 20 km, da in diesem Betrag außer verschiedenen Faltungen und Schuppungen die Schubweite der Dachstein-Gamsfeld-Decke (S. 49) enthalten ist.

Im Meridian von Berchtesgaden ist die Reiteralmdecke vom N-Rande des Untersberges bis zum S-Rande der Deckscholle im Hochkönigbiet (Heißel 1953) gemessen, die Hallstätter Decke von Reichenhall bis zum S-Rande der kleinen Klippe von Hallstätter Kalk südlich des Obersees (Lebling 1935, S. 27). Die heutige Gesamtbreite ist in diesem Meridian gleich der Breite der Staufen-Höllengebirgs-Decke, da die Juvavischen Decken gänzlich auf dieser Decke liegen, „Ultradecken" im Sinne von Ampferer sind.

Im Meridian von Hallstatt wurde die Werfener Schuppenzone auf mehr als ein Viertel durch die Orogenese verschmälert. Der größte Teil der Schuppen ist hier unter den nächsthöheren Schuppen oder unter der Dachsteinmasse verborgen. Das im Zwischenraum zwischen den Ablagerungsräumen der Werfener Schuppenzone und der Hallstätter Decke abgelagerte Sediment ist wahrscheinlich gar nicht als Decke nach N gewandert, sondern in seiner Heimat südlich vom Mandlingzug der Abtragung zum Opfer gefallen. Die eingeklammerte Zahl bei der Hallstätter Decke gibt die Breite des Ablagerungsraumes an, wenn der Ablagerungsort des Rettensteins 22 km südlicher lag als derjenige des Plassen (S. 41). Die Verschmälerung durch die Orogenese ist hier sehr stark, weil sich neben Faltung und Schuppung die Einschuppung der Hallstätter Decke durch die Dachstein-Gamsfeld-Decke bemerkbar macht.

Nach der obigen Tabelle beträgt somit die relative tektonische Abwicklung (im Sinne von Arnold Heim, 1916, S. 477) im Meridian von Kufstein 3·3 (3·0), im Meridian von Berchtesgaden 4·6 (4·3), im Meridian von Hallstatt 4·0 ? [1]). Im Meridiau von Kufstein ist sie nur deshalb geringer, weil dort keine Juvavischen Decken vorhanden sind. Auch im Meridian von Innsbruck ist sie mit 3·6 (I. T., S. 57) wegen des Vorhandenseins der Inntaldecke größer als im Meridian von Kufstein.

Es sollen nun Betrachtungen darüber angestellt werden, wie weit der Ablagerungsraum der Juvavischen Decken nach S reichte. Zuerst muß festgestellt werden, daß wir selbst dann, wenn wir für das Mesozoikum dieselhe Pol-Lage annehmen wie heute, keine Anhaltspunkte über die geographische Breite haben, in der das Meer lag, in dem die Sedimente der Kalkalpen abgelagert wurden. Es können daher hier nur relative Beziehungen festgestellt werden. In relativ zueinander hewegten Massen kann man nach Belieben eine als fix betrachten und die Bewegungen auf diese als fix betrachtete Masse beziehen. Wir betrachten als fix den Mandlingzug, der dem südlich angrenzenden metamorphen oberostalpinen Paläozoikum (Pinzgauer Phyllit und dem darunter liegenden Radstädter Quarzphyllit-Quarzit nach Trauth, 1926, S. 109) normal aufgelagert ist [2]) und dadurch gegenüber dem oberostalpinen Kristallin keine hedeutende Horizontalverschiebung erfahren hat.

---

[1]) Im Meridian von Hallstatt wurde mit Rücksicht auf die schwer zu schätzende Breite der Allgäudecke nur der kleinste Wert mit ? eingesetzt.

[2]) Das zeigt die von Trauth festgestellte Tatsache, daß der Triasdolomit des Mandlingzuges mit Werfener Schichten dem Pinzgauer Phyllit aufgelagert ist (Karte Tafel II bei Trauth 1926 und Profile 20, 22, 24, 32, 33, 34 sowie Fig. III auf S. 49 bei Trauth 1928).

Nach der P. K. liegen die Ablagerungsorte des Hohen Göll und des Gr. Hundshorns im S-Teil der Reiteralmdecke annähernd in derselben geographischen Breite wie der Mandlingzug bei Radstadt, u. zw. ist der Ablagerungsort des Hohen Göll 31·5 km, derjenige des Gr. Hundshorns 61·5 km von Radstadt entfernt. Der Ablagerungsort des Hohen Göll lag daher in der Gegend der Dienter Alm (südlich vom Hochkönig), derjenige des Gr. Hundshorns 2 km östlich von Saalbach. Gegenwärtig liegt der Hochkönig nur 3·5 km nördlich der Dienter Alm, nach der P. K. hingegen lag der Ablagerungsort des Hochkönigs 25·5 km nördlicher und 8 km westlicher als die Dienter Alm.

Die größere Entfernung in N—S-Richtung ergibt sich aus der Abwicklung der südvergenten Überschiebungen am S-Rande der Kalkalpen, die westlichere Lage aus der Rückgängigmachung der tektonischen Verkürzung im Streichen (junger Westschub des Hohen Göll [S. 36], N—S streichende Mulde zwischen Tennen- und Dachsteingebirge). Der Südschub des Hochkönigs erfolgte wohl an den Schubflächen zwischen den einzelnen Fazies der Werfener Schichten, die Heißel in seiner Karte des W-Endes des Mitterberger Kupfererzganges (1947) eingetragen hat.

Somit lag der Ablagerungsort des Hochkönigsgipfels etwa 3 km westlich von Berchtesgaden.

Wo lag nun der Ablagerungsraum der Hallstätter Decke? Der Ablagerungsort des Hochkranz lag 47 km südlich und 4 km östlich desjenigen des Gr. Hundshorns, d. h. — bezogen auf die heutige Karte — an einem Punkte, der 12 km südlich vom Großglockner und 3 km nördlich vom Hochschober liegt. Der Ablagerungsort des Sandlings lag 20 km südlich und 19 km östlich von Radstadt, d. h. bei Kocher im Lignitztal in den Niederen Tauern, derjenige des Plassen 59 km südlicher und 10 km östlicher als Radstadt, d. h. in der Gegend des Tschirnock (Schirneck) südlich von Gmünd in Kärnten, derjenige des Rettensteins 75 km südlich und 7 km östlich von Radstadt, d. h. 2 km östlich von Stockenboi in Kärnten [1]).

Es soll nun festgestellt werden: Welcher Raum steht uns für den Ablagerungsraum der Juvavischen Decken zwischen dem S-Rande der Kalkalpen und dem Drauzug zur Verfügung? Der Hochkönig ist heute vom N-Rand des Drauzuges bei Dellach im Drautale 75 km entfernt. Nach obigen Ausführungen betrug aber die Entfernung vor der Orogenese um 22 km mehr, also 97 km. Nun ist aber weiter zu berücksichtigen, daß das oberostalpine Kristallin über dem Tauernfenster ein Gewölbe bildet und der Bogen länger ist als die Sehne. Wenn wir in dem Querprofil durch die Ostalpen bei H. P. Cornelius 1940 die Länge der aufgewölbten Unterfläche des oberostalpinen Kristallins abmessen, so zeigt es sich, daß dieser Bogen um 5 km länger ist als die zugehörige Sehne. Dadurch erhöht sich die Breite des zur Verfügung stehenden Raumes auf 102 km. Es ist aber außerdem wahrscheinlich, daß das oberostalpine Dach des Tauernfensters kein einfaches Gewölbe bildete, sondern in sich gefaltet und geschuppt war. 102 km ist also als Mindestbreite des zur Verfügung stehenden Raumes zu betrachten [2]).

---

[1]) Es wurde nur der kleinere Wert (13 km Zwischenraum) in Betracht gezogen, der mir auch sonst wahrscheinlicher dünkt.

[2]) Selbstverständlich liegen auf Grund dieser Erwägungen die Ablagerungsorte der oben angegebenen Gipfel der Hallstätter Decke (Hochkranz, Sandling, Plassen, Rettenstein) um einige Kilometer nördlicher als dort angegeben wurde.

In diesem Raume hat somit der im Meridian von Berchtesgaden nach der Tabelle 70·5 km breite Ablagerungsraum der Juvavischen Decken bequem Platz, und es ist südlich von diesem noch Raum für den Übergang von der Hallstätter Kalk-Fazies zu der Fazies des Drauzuges, die bekanntlich nicht die geringste Ähnlichkeit mit der Hallstätter Kalk-Fazies aufweist, sondern der Hauptdolomitfazies nahesteht. Etwas knapper ist der Raum weiter im E, aber auch dort ist nördlich des Drauzuges Platz für den Ablagerungsraum der Hallstätter Decke vorhanden.

Ernstliche Schwierigkeiten hingegen bereitet die Tatsache, daß der Raum, welcher sich nach meiner Rekonstruktion für die Heimat des südlichen Teiles der Hallstätter Decke ergibt, zum Teil durch die Trias von Innerkrems (Holdhans 1921) und Paal (Thurner 1935) besetzt ist. Obwohl Letztere nicht durch Fossilien belegt ist, besteht doch an dem triadischen Alter kein Zweifel, da Stowasser (1945) den Zusammenhang mit der Trias von Innerkrems nachgewiesen hat. Den ganzen Zug bezeichnet man mit Stowasser am besten als Stangalpen-Mesozoikum, da er über der Trias auch etwas Jura angetroffen hat (S. 206). Der Ablagerungsraum der (erst im III. Teil der Arbeit zur Darstellung kommenden) Hallstätter Deckschollengruppe von Mitterndorf lag etwa 48—56 km südlich des Mandlingzuges, aber die von der Hallstätter Trias faziell sehr verschiedene Stangalpentrias nimmt gegenwärtig einen Raum ein, dessen N-Rand 40 km und dessen S-Rand 67 km südlich des Mandlingzuges liegt.

Es bestehen hier folgende Möglichkeiten der Erklärung:

A. Der Ablagerungsraum der Hallstätter Decke lag nördlich desjenigen des Stangalpen-Mesozoikums.

1. Die Entfernung des Ablagerungsraumes der Hallstätter Decke vom Mandlingzug war doch kleiner als oben angegeben wurde. Das ist besonders dann möglich, wenn man annimmt, daß die Hallstätter Decke eine Gleitdecke war (S. 64) und schon bei ihrer Bewegung zerrissen ist, so daß ihre Stirn (Raschberg—Sandling) im Vergleich zu ihren rückwärtigen Teilen (Plassen, Mitterndorf) vorausgeeilt ist. Dann braucht man im Ablagerungsgebiet den Zwischenraum zwischen Raschberg—Sandling einerseits und Plassen—Mitterndorf anderseits nicht so groß anzunehmen wie in der P. K.

2. Der kristalline Untergrund, auf dem die Hallstätter Trias abgelagert wurde und der jetzt die Niederen Tauern aufbaut, ist nach Abwanderung der Hallstätter Decke durch heute nicht mehr erkennbare Faltungen so stark verschmälert worden, daß der ursprünglich wesentlich größere Abstand zwischen dem Mandlingzug und der Trias von Paal auf sein heutiges Maß verkürzt wurde.

3. Der Abstand zwischen Mandlingzug und Trias von Paal ist heute dadurch so klein, daß das Stangalpen—Mesozoikum unter der Belastung durch die Decke des Stangalpen-Karbons aus seinem Ablagerungsraum nach N verschleppt wurde. Vergleiche dazu die von Thurner und Stowasser beschriebenen Phyllonite, welche auf eine starke tektonische Durchbewegung des Stangalpen-Mesozoikums hindeuten.

B. Der Ablagerungsraum der Hallstätter Decke lag südlich desjenigen des Stangalpen-Mesozoikums, und zwar im Hangenden des früher viel ausgedehnteren Stangalpen-Karbons. Das würde etwa der Vorstellung entsprechen, welche Fallot 1953 für die Trias der Inntaldecke geäußert hat,

die nach seiner Hypothese ursprünglich über dem Karbon des Nößlacher Jochs lag, welches in tektonischer Hinsicht dem Stangalpen-Karbon analog ist, so daß beide Karbonvorkommen von Staub (1924) zur „Steirischen Decke" gerechnet werden. Nach der Hypothese B lag somit der Ablagerungsraum des Stangalpen-Mesozoikums zwischen demjenigen der Dachsteinkalk-Fazies und der Hallstätter Kalk-Fazies. In diesem Falle aber wäre der Übergang der Dachsteinkalk-Fazies in die Hallstätter Kalk-Fazies am S-Rande der Dachsteingruppe schwer verständlich. Außerdem müßte die Schubweite der Hallstätter Decke noch größer angenommen werden als S. 35 in Abb. 5, Profil 2 und S. 64 angegeben ist.

C. Der Ablagerungsraum nicht nur der Hallstätter Decke sondern auch der gesamten übrigen Kalkalpen lag südlich des Stangalpen-Mesozoikums. Das würde (bei gleichzeitiger Annahme des Tauernfensters) der Ansicht von Thurner (1935, S. 228) entsprechen, daß „alle diese paläozoischen Schubmassen, welche das Mesozoikum von Semmering, Thörl, Radstadt, Innerkrems und Murau überlagern, gleiche tektonische Stockwerke sind". Oder mit anderen Worten, das Stangalpen-Mesozoikum wäre unterostalpin, wenn auch samt ihrer kristallinen Unterlage eine höhere unterostalpine Decke als das Mesozoikum der Radstädter Tauern. Faziell würde diese Lösung insofern befriedigen, als die Stangalpentrias — auch in bezug auf ihre Metamorphose — derjenigen der Radstädter Tauern ähnlicher sieht als derjenigen der Nördlichen Kalkalpen (nach Stowasser, S. 201, „Bockbühelschiefer"=„Pyritschiefer"). Anderseits allerdings spricht das Auftreten von magmatischem Material (Tuffite nach Stowasser, S. 202) ebenso wie in den Unterengadiner Dolomiten eher für eine Beziehung zu der südalpinen Trias. Aber die Hypothese C hätte zur Folge, daß auch der größte Teil des Kristallins der Muralpen als unterostalpin zu betrachten wäre, was eine äußerst einschneidende und sonst schwer zu rechtfertigende Änderung unserer Anschauungen über den Deckenbau der Ostalpen bedeuten würde.

Ich möchte daher den Erklärungsversuch A als den einfachsten und wahrscheinlichsten betrachten, wobei $A_1$, $A_2$ und vielleicht $A_3$ zusammengewirkt haben, um den Abstand zwischen Mandlingzug und Stangalpen-Mesozoikum zu verkürzen.

Wir gelangen daher zu dem Ergebnis: Der Ablagerungsraum der Reiteralmdecke lag einst über der Grauwackenzone, derjenige der Hallstätter Decke über dem oberostalpinen Kristallin, das einst das Dach des Tauernfensters bildete. Das ist ein wichtiger neuer Beweis für die Existenz des Tauernfensters. Denn die Gegner des Tauernfensters müßten in dem Raume zwischen dem S-Rande der Kalkalpen und dem Drauzug außer dem Ablagerungsraum der Juvavischen Decken noch die Ablagerungsräume des Mesozoikums der Radstädter Tauern und der Schieferhülle der Hohen Tauern unterbringen. Das wäre aber nur möglich, wenn der Raum zwischen dem S-Rande der Kalkalpen und dem Drauzug im Mesozoikum etwa dreimal so breit gewesen wäre wie heute. Es müßte daher eine gewaltige Zusammenpressung dieses Raumes erfolgt sein, die aber nicht auf die Hohen Tauern beschränkt gewesen sein könnte, sondern auch in den Muralpen östlich vom Katschberg erfolgt sein müßte. Denn wenn im Meridian von Radstadt der Raum zwischen

Nördlichen Kalkalpen und Drauzug auf ein Drittel zusammengepreßt wurde, muß dasselbe auch für die Muralpen gelten. Dort aber sind — abgesehen von der sich aus der Anwesenheit des Stangalpen-Mesozoikums ergebenden, verhältnismäßig bescheidenen jungen Verschmälerung der Schladminger Gneismasse — keine Anzeichen einer so starken alpidischen Zusammenpressung der Zentralalpen vorhanden. Man denke z. B. an die ruhige Lagerung des Mesozoikums des Krappfeldes in Nordkärnten.

Dieses Ergebnis ist aber gleichzeitig eine Bestätigung des Zutreffens der südvergenten Überschiebungen im Bereiche der Werfener Schuppenzone. Denn erst durch die Rückgängigmachung dieser Überschiebungen erhält der Raum zwischen dem S-Rande des Hochkönigs und dem Drauzug die für die Aufnahme des Ablagerungsraumes der Juvavischen Decken notwendige Breite.

Wie aber steht die Sache bei Annahme der Ansicht von Kober und Grubinger, daß die Schuppen südlich des Tennengebirges Teile der Bajuvarischen Decken sind? Vorausgeschickt sei, daß Kober mit mir in dem Punkte einig ist, daß der Drauzug südlich des Mesozoikums der Nördlichen Kalkalpen abgelagert wurde (1955, S. 268). Dann muß nicht nur der Ablagerungsraum der Juvavischen Decken, sondern auch der Staufen-Höllengebirgs-Decke (Tirolischen Decke) in dem Zwischenraum zwischen dem S-Rande der Werfener Schuppenzone und dem Drauzug gelegen gewesen sein. Wie sich aus der Tabelle auf S. 58 ergibt, muß dieser Zwischenraum im Meridian von Berchtesgaden mindestens 119 km breit gewesen sein, d. h. wir kommen mit dem S-Rande des Ablagernngsraumes der Juvavischen Decken weit über den Drauzug hinaus bis in die Gegend von Tolmezzo in Italien! Kobers Auffassung führt also zu ähnlichen Schwierigkeiten in der Platzfrage wie die Ansicht der Gegner des Tauernfensters.

## 2. Phasen der Verschmälerung durch die Orogenese

Die Zahlen der Tabelle bedeuten die beiläufige Breite der Kalkalpen in den angegebenen Zeitpunkten in km.

| | Kufstein | Berchtesgaden | Hallstatt |
|---|---|---|---|
| Vor der Orogenese ..... | 114 | 173 | 199? |
| Nach dem Gault ..... | 112 | 141 | 139? |
| Nach dem Cenoman und Turon (?) | 86 | 92 | 128? |
| Kreide—Tertiär-Grenze ..... | 84 | 92 | 116? |
| Nach dem Unteroligozän ..... | 43 | 53 | 75 |
| Nach dem Aquitan..... | 40 | 45 | 75 |
| Heutige Breite ..... | 37·6 | 40·6 | 50 |

In der Reihe „Vor der Orogenese" wurden nur die kleineren Zahlen aus der Tabelle S. 58 in Betracht gezogen. In der Kolonne „Hallstatt" wurden die Zahlen in den ersten vier Reihen mit ? versehen, weil in diesen Zahlen der ganz unsichere Posten „Allgäudecke" (Tabelle S. 58) enthalten ist.

Die Verschmälerung nach dem Gault ist durch die Bewegungen in Stilles „Austrischer Phase" bedingt. Dazu gehören: 1. Die vorcenomane Faltung im N-Teil der späteren Lechtaldecke. Die Verschmälerung durch diese Faltung wurde ziemlich willkürlich auf 2 km geschätzt. 2. Die Überschiebung der Hallstätter Decke. Die Hallstätter Decke ist die älteste Decke der Kalkalpen [1]) und gleichzeitig diejenige mit der größten Schubweite (etwa 80 km). Daß sich die Hallstätter Decke bereits in der Austrischen Phase gebildet hat, ergibt sich vor allem aus den Beobachtungen von Medwenitsch (1949, S. 5), daß die oberneokome Sedimentärbreccie des Ischler Salzberges bereits Gerölle von typischem Hallstätter Kalk enthält [2]). Die große Schubweite ergibt sich daraus, daß sie im Meridian von Berchtesgaden die Ablagerungsräume der späteren Reiteralmdecke und der späteren Staufen-Höllengebirgs-Decke bis in die Gegend von Reichenhall überfahren hat und im Meridian von Hallstatt bis zum Ischler Salzberg vorgedrungen ist. Ich glaube, daß die Hallstätter Decke genetisch ein Gebilde anderer Art ist als die jüngeren Decken. Für die jüngeren Decken scheint mir die von Ampferer begründete Unterströmungstheorie (I. T., S. 59) die beste Erklärung zu bieten. Ich glaube — im Gegensatz zu Kraus — daß die penninischen und unterostalpinen Gesteine von N her unter den Kalkalpen hindurch bis in den Raum des späteren Tauernfensters unterschoben wurden. Aber die Hallstätter Decke ist ein so dünnes und gebrechliches Gebilde, daß ich mir nicht vorstellen kann, daß hier der kompakte Untergrund das Bewegte und die Decke das Ruhende war. Ich möchte vielmehr die Hallstätter Decke als eine Gleitdecke betrachten, bei der das so bewegliche Haselgebirge als Gleithorizont gedient hat. Ich stelle mir vor, daß das sehr langsame Abgleiten der Hallstätter Decke durch eine flache Hebung in ihrem Heimatgebiet (welches dem oberostalpinen Anteile der heutigen Zentralalpen entspricht) veranlaßt wurde. Dadurch wurde das Gefälle geschaffen, welches für das Abgleiten durch Gravitationswirkung erforderlich ist. In derselben Weise erklärt P. Fallot die Entstehung der Juvavischen Decken [3]). Selbstverständlich hatte diese der Austrischen Phase angehörige Aufwölbung nichts mit der heutigen Kuppelform der Hohen Tauern zu tun. Diese ist wohl jünger als der Deckenbau, wie besonders Clar (1953, S. 98) dargelegt hat.

In der vorgosauischen, nach dem Cenoman und Turon (?) eingetretenen Gebirgsbildungsphase, welche offenbar Stilles „Subherzynischer Phase" entspricht, ist im Bereiche des Meridians von Kufstein die Eigenfaltung der späteren Lechtaldecke und des Guffert—Pendling-Zuges eingetreten. Daß nur ein kleiner Teil der Faltung innerhalb der Lechtaldecke vorcenoman, die Hauptfaltung aber in dem Zeitraum zwischen dem Cenomau und der Ablagerung der Gosauschichten erfolgt ist, ergibt sich aus der

---

[1]) Auch nach Del-Negro ist die Hallstätter Decke die älteste Decke (1955, S. 20).

[2]) Eine ähnliche Beobachtung hat Kühnel (1929, S. 473) in den Grundkonglomeraten der Oberalmschichten im N-Teil der Göllgruppe gemacht. Doch kann ich mir nicht vorstellen, daß die Bewegung der Hallstätter Decke bereits im Malm begonnen hat. Ich vermute, daß die Hallstätterkalk-Gerölle in den Oberalmschichten Kalken entstammen, die mit dem Dachsteinkalk sedimentär verbunden sind.

[3]) „De vastes écailles glissèrent alors vers le Nord tout au long du flanc septentrional du pli de fond" ... „charriages par gravité" (Fallot 1954).

geol. Spezialkarte, Blatt „Kufstein"[1]). Die am G. Riesenkopf, bei Fahrenberg und bei der Schoißeralm eingezeichneten Cenomanvorkommen liegen in Muldenkernen, nur das Cenoman nördlich von Wildbarren transgrediert über Hauptdolomit. Aber die Gosauschichten am Nußlberg bei Kiefersfelden transgredieren über den Hauptdolomit im Kern des Trainsjochsattels. Im Bereiche des Guffert—Pendling-Sattels transgredieren die Gosauschichten des Brandenberger Tales, des Kegelbörndls, beim Hechtsee und an anderen Punkten über Wettersteinkalk und Hauptdolomit des Sattelkerns. Auch die Bildung der Kaisergebirgsmulde ist wohl bereits vor Ablagerung der Gosauschichten erfolgt. Ferner gehört in diese Phase die Bildung der Achentaler Schubmasse mit einer 7 km betragenden Nordkomponente der Bewegung (S. 17). Um diesen Betrag ist daher schon vorgosauisch der S-Schenkel der Thierseer Mulde über den Muldenkern geschoben. Es setzt sich somit die vorgosauische Verschmälerung im Bereiche des Meridians von Kufstein aus folgenden Teilbeträgen zusammen:

1. Verschmälerung der Lechtaldecke durch Faltung ..... 15 km
2. Überschiebung des S-Schenkels der Thierseer Mulde..... 7 km
3. Verschmälerung des Guffert—Pendling-Zuges durch Faltung ..... 4 km

Summe ... 26 km

Im Meridian von Berchtesgaden erfolgte vor allem in dieser Phase die Überschiebung der Reiteralmdecke, deren Schubweite mindestens 44 km beträgt (Abb. 5, Profil 5). Der vorgosauische Anteil des Vorschubes der Staufen-Höllengebirgs-Decke, die vorgosauische Faltung der späteren Lechtaldecke und die — sehr geringe — vorgosauische Faltung der Staufen-Höllengebirgs-Decke darf man zusammen auf etwa 5 km schätzen. Daher nehme ich an, daß in dieser Phase die Kalkalpen im Meridian von Berchtesgaden um 49 km schmäler wurden.

Im Meridian von Hallstatt entfällt auf die vorgosauische Einschuppung der Hallstätter Decke unter die Dachsteindecke etwa 7 km (Spengler, 1943, S. 11) während man für die vorgosauische Faltung vielleicht 4 km annehmen kann, so daß sich eine Gesamtverschmälerung um 11 km ergibt.

An der Wende von Kreide und Tertiär (Laramische Phase Stilles) sind nach meiner Ansicht die südvergenten Schübe am S-Rande der Kalkalpen eingetreten. Im Meridian von Kufstein haben sich die Kalkalpen dadurch verschmälert, daß das dem Kaisergebirge südlich vorgelagerte Gebiet 2 km weit unter dieses hineingeschoben wurde, im Meridian von Hallstatt hat sich durch die Bildung der Werfener Schuppenzone die Breite der Kalkalpen um 12 km verkleinert. Infolge dieser Unterschiebungen von S her muß sich an der Wende von Kreide und Tertiär vorübergehend unter dem S-Teil der Kalkalpen eine kleine Verschluckungszone gebildet haben, die auf den ersten Blick für die Nordalpine Narbe von Kraus zu sprechen scheint. Aber an der Wende von Kreide und Tertiär lagen die Gesteine der Nördlichen Kalkalpen noch südlich des penninischen und unterostalpinen Ablagerungsraumes (siehe den folgenden Absatz) und daher haben sich auch die südvergenten Bewegungen am Südrande der Nördlichen Kalkalpen noch südlich des penninischen und unterostalpinen

[1]) Oder aus der Geol. Karte von Bayern 1 : 100.000, Blatt „Schliersee".

Ablagerungsraumes vollzogen und die dadurch entstandenen Schuppen wurden erst durch den großen Deckenschub in der Hauptphase der alpinen Orogenese passiv nach N transportiert. Es können daher die südvergenten Schubflächen am kalkalpinen Südrand nicht als Argument für das Vorhandensein einer Nordalpinen Narbe angeführt werden, wenn man an die Existenz des Tauernfensters glaubt.

Von der Überschiebung der Lechtal- über die Allgäudecke wissen wir eigentlich nur, daß sie jünger als das Cenoman ist. Ich glaube aber, daß es sich bei dieser gewaltigen Überschiebung um eine Bewegung handelt, welche gleichzeitig mit der Überschiebung des ostalpinen Deckensystems über das Penninische eingetreten ist, die infolge des Auftretens von Untereozän im Bündner-Schiefer-Flysch des Prätigau (Nänny, 1948) jünger als Untereozän sein muß. In demselben Sinne spricht auch die Tatsache, daß das jüngste Gestein der bayerischen Flyschzone die untereozänen Unternoggschichten sind (M. Richter, 1937, S. 140) [1].

In dieser Hauptphase der alpinen Orogenese sind im Meridian von Kufstein mindestens 32 km der Allgäudecke (und der unteren Wendelsteindecke) unter der Lechtaldecke verschwunden, während die Verschmälerung des jetzt noch sichtbaren Teiles der Allgäudecke durch Schuppung und Faltung mindestens 5 km beträgt. Die Staufen-Höllengebirgs-Decke ist um etwa 4 km vorgerückt, so daß die Gesamtverschmälerung in dieser orogenetischen Phase etwa 41 km beträgt. Im Meridian von Berchtesgaden sind mindestens 39 km der Allgäu- und Lechtaldecke unter der Staufen-Höllengebirgs-Decke verschwunden, so daß die Gesamtbreite der Kalkalpen um diesen Betrag verschmälert wurde. Im Meridian von Hallstatt setzt sich die Verschmälerung aus folgenden Beträgen zusammen:

| | |
|---|---|
| 1. Verhüllung der Allgäudecke durch die höheren Decken . | 25 (?) km |
| 2. Bildung der Liegendfalte des Höllengebirges..... | 9 km |
| 3. Überschiebung der Osterhorngruppe über die Gosauschichten des Wolfgangsee-Beckens [2] + kleinere Schubflächen ..... | 3 km |
| 4. Tertiäre Gamsfeldüberschiebung ..... | 4 km |
| Summe ... | 41 (?) km |

Nach dem Aquitan erfolgte als jüngste Überschiebung im Meridian von Kufstein die Überschiebung des Kaisergebirges über die Angerbergschichten am N-Fuße des Zahmen Kaisers (und die Faltung der Angerbergschichten), wodurch die Gesamtverschmälerung der Kalkalpen noch um etwa 3 km gewachsen ist.

---

[1]) Mit der Feststellung, daß die oben genannten Deckenüberschiebungen nach dem Untereozän eingetreten sind, ist natürlich noch nicht gesagt, daß sie sofort nach dem Untereozän erfolgt sind. Eine obere Grenze zur Feststellung des Alters dieser Hauptphase der alpinen Orogenese ist erst durch das Auftreten von kalkalpinen Geröllen in der mittel-oligozänen unteren Meeresmolasse gegeben.

[2]) Diese Überschiebung dürfte schon vorgosauisch ihre Bewegung begonnen haben und erst nachgosauisch vollendet worden sein. Da sich aber der ältere und jüngere Anteil des Schubes schwer trennen lassen, ist die ganze Schubweite hier berücksichtigt. Wenn auch der sichtbare Teil der Überschiebung nicht bis zum Meridian von Hallstatt nach E reicht, so ist doch anzunehmen, daß die entsprechende Raumverschmälerung auch hier eingetreten ist.

Im Meridian von Berchtesgaden muß das letzte Vordringen der Stirn der Staufen-Höllengebirgs-Decke jünger sein als die Überschiebung der Lechtaldecke über die Allgäudecke. Denn nur so erklärt sich das von Max Richter (1937, S. 120) beschriebene, mit ESE-Streichen verbundene gemeinsame Verschwinden der Allgäu- und Lechtaldecke unter der Staufendecke. Die dadurch bedingte letzte Verschmälerung der Kalkalpen in diesem Meridian wurde in der Rubrik „Nach dem Aquitan" eingetragen, womit aber nicht gesagt sein soll, daß dieser letzte Schub wirklich erst nach dem Aquitan eingetreten ist. Die Schubweite wurde im Meridian von Berchtesgaden auf 8 km geschätzt.

Die kleine Differenz zwischen der Breite nach dem Aquitan und der heutigen Breite ist auf Abwitterung der Deckenstirnen am N-Rande der Kalkalpen zurückzuführen. Der Betrag der Abwitterung ist äußerst schwer zu schätzen. Dort wo heute noch Deckenstirnen erhalten sind (z. B. Höllengebirge, Katergebirge südlich des Ischltales, Untersberg) wurde bei der Konstruktion der P. K. gar keine Abwitterung an der Stirn angenommen. Dort aber, wo keine Stirnen mehr vorhanden sind (z. B. N-Rand der Lechtaldecke in den Bayerischen Alpen), wurde stets eine Abwitterung von wenigen Kilometern an der Deckenstirn angenommen (in der P. K. ist der abgewitterte Raum punktiert).

Im Meridian von Kufstein kommt nur die Abwitterung an der Stirn der Lechtaldecke in Betracht [1]). Nach der Karte hat hier die Stirn der Lechtaldecke nach dem alttertiären Deckenschub noch etwas über 2 km über den heutigen N-Rand der Allgäudecke hinausgeragt. Die Abwitterung südlich vom Gaisberg (bei Kirchberg) kommt nicht in Betracht, da die hier abgewitterten mesozoischen Gesteine nicht in der Zahl 114 enthalten sind.

Im Meridian von Berchtesgaden wurde an der Stirn der Staufendecke ein Abwitterungsbetrag von 3 km und an der S-Seite des Hochkönigs ein solcher von nur 1·4 km angenommen (was wahrscheinlich zu wenig ist), weil in so geringer Entfernung bereits der Ablagerungsraum der Reiteralmdecke eingezeichnet ist.

Im Meridian von Hallstatt wurde — sehr hypothetisch — an der Stirn der Langbathscholle eine Abwitterung von 3 km angenommen. Die zwischen dem Mandlingzuge und dem Ablagerungsraum der Hallstätter Decke durch Abtragung verschwundene Trias ist der „Zwischenraum" in der Tabelle auf S. 58. Es ist selbstverständlich ohne weiteres möglich, daß die Abtragung der einst im Zwischenraum zwischen den Sedimenten des Mandlingzuges und der Hallstätter Decke gelegenen Sedimente auch schon vor dem Aquitan erfolgt ist, wir haben gar keine Anhaltspunkte für das Alter dieses Erosionsvorganges, der eine Verschmälerung der Kalkalpen um 22 km gebracht hat.

## Anhang: Bemerkungen zu den Salzkammergutprofilen bei Kober 1955

Das Manuskript zu der vorliegenden Arbeit war fast abgeschlossen, als die zweite, völlig neubearbeitete Auflage von L. Kober: „Bau und Entstehung der Alpen" erschien. In diesem Buche sind drei von Kober und

---

[1]) Die Breite der an der Stirn der Allgäudecke abgewitterten Gesteine ist in der Zahl 114 nicht mehr enthalten.

Medwenitsch gezeichnete Profile durch das Salzkammergut enthalten (Abb. 71 auf S. 246, Abb. 72 und 73 auf S. 249). Diese Profile entsprechen den Ansichten, die Kober in Anlehnung an Haug auch schon früher vertreten hat und gegen die ich bereits wiederholt Stellung genommen habe. Aber einige neue Angaben sind doch in diesen Profilen und in dem zugehörigen Text enthalten, die mich veranlassen, mich nochmals zu Kobers Ansicht über die Tektonik dieses Teiles der Nördlichen Kalkalpen zu äußern.

Zum „Hallstätter Diapir" (Abb. 73) sei Folgendes bemerkt: Die Hypothese des „Hallstätter Diapirs" vertrat Kober bereits 1929 und ich nahm gleich nach Erscheinen seiner Arbeit dagegen Stellung. Die Auffindung von Haselgebirge unter Dachsteinkalk beim Bau des Hallstätter Erbstollens hat ihn neuerdings in seiner Ansicht bestärkt. Wie sich aber die Aufschlüsse im Erbstollen auch mit meiner Ansicht über den Bau des Plassengebietes vereinbaren lassen, habe ich 1954, S. 74 gezeigt. Daß man beim Hallstätter Salzstock auch mit salztektonischen Bewegungen rechnen muß, habe ich bereits 1919, S. 430—437 festgestellt. Von Kober aber werden dem Hallstätter Salzlager Titanenkräfte zugeschrieben, die das Salz sonst nirgends auf der Erde hat. (Aber nur dem Hallstätter Salzlager, nicht demjenigen von Ischl und Aussee, weil ihm dort die Lagerung der Hallstätter Decke paßt.) Nach Kober hat der etwa 1 km breite Hallstätter Salzstock eine bis 4 km breite (Spengler, 1919, Taf. XV, Profil IV) und mindestens 3000 m mächtige Gesteinsmasse (Hallstätter Trias+Lias+Plassenkalk eher mehr als 1000 m, Dachsteinserie mindestens 2000 m) genau so hoch gehoben, daß der Eindruck entsteht, daß die Hallstätter Gesteine mit ihren ältesten Schichtgliedern auf den Jura der Dachsteinserie aufgeschoben sind. Diese angeblich vom Salz emporgehobene Gesteinsmasse zeigt aber keineswegs ein chaotisches Durcheinander von der Hallstätter- und Dachsteinserie entnommenen Schollen, sondern noch ganz ungestörte Schichtverbände. Da ich nachgewiesen habe, daß an der W-Seite des Brieltales die Gosauschichten mit Grundkonglomeraten die Überschiebung der Hallstätter Decke über die Dachsteindecke diskordant überlagern (1919, Tafel XV, Profil I), müßte der Hallstätter Salzdiapir bereits vor Ablagerung der Gosauschichten entstanden sein und alle folgenden gewaltigen tektonischen Beanspruchungen unversehrt überstanden haben! Das kann aber auch Kober nicht glauben, denn er schreibt S. 252: „Die Hallstätter Decke liegt weiter westlich, im Becken von Gosau, offen zutage. Die Gosau transgredierte bereits über der Hallstätter Decke. Diese ist offenbar ganz jung, jungpliozän, zwischen den Dachsteinblöcken im Salzberg emporgepreßt worden, orogenartig, wie zwischen den Backen der Schraubstöcke der Dachstein-Decke". Der letzte Satz dieses Zitates steht in unlösbarem Widerspruch mit den beiden vorhergehenden, denn dieselben Gosauschichten transgredieren im Becken von Gosau über die Dachsteinserie und über die auf ihr liegende Hallstätter Decke.

Kober erwähnt aber gar nicht die von Geyer (1916, S. 229) beschriebene Hallstätter Deckschollengruppe bei Mitterndorf, die in der östlichen Streichungsfortsetzung der Plassengruppe dieselbe Lage auf der Dachsteinmasse erkennen läßt wie die Deckscholle der Plassengruppe. Besonders überzeugend sind die Lagerungsverhältnisse des Wandlkogels (Spengler, 1919,

S. 444—448 und 1934). Bei Mitterndorf steht kein Salzlager zur Verfügung, das die Arbeit des Heraushebens durch die Dachsteinmasse geleistet haben könnte.

Zu Profil Abb. 72 sei zunächst vermerkt, daß es mehrfach geknickt verläuft und in den Längenverhältnissen nicht stimmt. Vom Raschberg bis zum Krippenstein verläuft es wirklich N—S und auch die Länge stimmt annähernd mit dem unten angebrachten Maßstab überein. Aber vom Krippenstein bis Filzmoos verläuft das Profil NE—SW. Die Entfernung Krippenstein—Torstein beträgt in dem Profil 5·2 km, in Wirklichkeit sind es 9·6 km. Weniger falsch ist die Entfernung Torstein—Filzmoos (im Profil 5 km, in Wirklichkeit 6·5 km). An der S-Seite des Hoferecks liegt in Kobers Profil der Mandlingzug merkwürdigerweise nördlich vom Ennstal; in Wirklichkeit liegt er hier südlich der Enns. Von der Kemathöhe nach Untertauern sind es im Profil 2·5 km, in Wirklichkeit sind beide Punkte 5 km voneinander entfernt.

Für mich sehr erfreulich ist es, daß Kobers Schüler R. Fuker im Plassenkalk des Rettensteins Nerineen fand (S. 248) [1]). Nicht erwähnt wird aber, daß ich der erste war, der auf Grund der Übereinstimmung der Gesteinsbeschaffenheit und der Lagerungsverhältnisse zwischen den Kalken des Plassen und denen des Rettensteins erkannt hat, daß auch der Rettenstein aus Plassenkalk besteht (1943a, S. 62). Wenn nun im Rettenstein beide Hallstätter Decken unterschieden werden, so ist dazu zu bemerken, daß nach den Aufnahmen von Neumann in den Trias- und Juragesteinen der S-Seite des Rettensteins mindestens fünf etwa schichtenparallele Schubflächen verlaufen (Spengler, 1954, S. 24—25). Wenn nun aber eine dieser fünf Flächen als Überschiebung der oberen auf die untere Hallstätter Decke betrachtet wird und das unter dieser Schubfläche liegende Schichtpaket unter dem Dachstein hindurch mit den Gesteinen des Zlambachgebietes verbunden wird, so ist das reine Willkür.

Daß der Rettenstein von der Dachsteinmasse überschoben wird, ist zwar richtig (Spengler, 1943a, S. 64, Abb. 2). Aber diese Überschiebung muß nachgosauisch sein (Meier und Trauth, 1936). Sie kann daher nichts mit dem vorgosauischen juvavischen Deckenbau zu tun haben, sondern gehört einer jüngeren, nachgosauischen Phase an, welche durch südvergente Bewegungen ausgezeichnet ist (Spengler, 1954, S. 26, Abb. 2).

Gegen Kobers Ansicht, daß das 100—200 m mächtige Rauhwackenband unterhalb des Rettensteins die mächtige Tirolische Trias des Tennengebirges, Hochkönigs, Steinernen Meeres usw. vertreten soll, habe ich mich auch schon 1943, S. 56 gewendet. Nach meiner allerdings auch hypothetischen, aber meiner Ansicht nach besser zu begründenden Ansicht, versinkt der Tirolische Dachsteinkalk des Tennengebirges an dessen E-Ende unter die Trias des Schobersteins und Gwechenberges, zieht unter dem großen Werfener Schiefergebiet bei Annaberg, unter der Zwieselalm und unter den Gosauschichten des Beckens von Gosau durch und taucht im Modereck (Dachsteingruppe) östlich vom Gosauschmied wieder auf. Der Tirolische Dachsteinkalk

[1]) Bei der unter meiner Führung stattgefundenen Exkursion, die sich an die Tagung der Geologischen Bundesanstalt 1952 in Schloß Tandalier anschloß, hat Prof. Kieslinger im Schutt des Rettensteinkalkes auch Nerineen gefunden.

bildet also eine tiefe, etwa N—S streichende Mulde, in welche im Tertiär der „Schubkeil des Lammertales" von S hineingeschoben wurde (Spengler, 1952, Abb. 2).

Zu Abb. 71 sei nur bemerkt, daß die liegende Falte des Eibenberges und der Hohen Schrott auf sehr schwachen Beinen steht, wenn die Kobersche Annahme, daß der bei Langwies im Trauntale anstehende Dachsteinkalk einen Mittelschenkel andeutet (S. 247), der einzige Anhaltspunkt dafür ist. Aus den Fallzeichen in der geologischen Spezialkarte Gmunden und Schafberg geht doch klar hervor, daß das Trauntal von Langwies bis Ebensee der Achse einer SW—NEstreichenden Mulde folgt, in deren Kern sowohl der Dachsteinkalk bei Langwies als der Lias des Erlakogels gelegen ist.

## Verzeichnis des im Text angeführten Schrifttums[1]).

Abkürzungen: Jb. = Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, bzw. Bundesanstalt in Wien. Verh. = Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, bzw. Bundesanstalt in Wien. M. G. G. W. = Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien. S. B. Akad. = Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften in Wien, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse. D. Akad. = Denkschriften derselben Akademie. N. J. Min. Beil. Bd. = Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Beilagebände. Z. D. G. G. = Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft. Geol. Rdsch. = Geologische Rundschau. Zbl. Min. B. = Zentralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Abteilung B. Geogn. Jh. = Geognostische Jahreshefte. Geol. Bav. = Geologica Bavarica, herausgegeben vom Bayerischen Geologischen Landesamt.


Ampferer O.: Die Triasinsel des Gaisberges bei Kirchberg in Tirol. Verh. 1907.

Ampferer O. und Ohnesorge Th.: Über exotische Gerölle in der Gosau und verwandten Ablagerungen der tirolischen Nordalpen. Jb., *59*, 1909.

Ampferer O.: Geologische Spezialkarte 1 : 75.000, Blatt „Achenkirch und Benedictbeuern". Wien 1912.

Ampferer O. und Ohnesorge Th.: Geologische Spezialkarte 1 : 75.000, Blatt „Rattenberg". Wien 1918.

Ampferer O.: Über die kohleführenden Gosauschichten des Brandenberger und Thierseer Tales in Tirol. Jb., *71*, 1921.

Ampferer O.: Über die regionale Stellung des Kaisergebirges. Jb., *71*, 1921.

Ampferer O.: Zur Geologie des Unterinntaler Tertiärs. Mit geol. Karte 1 : 40.000. Jb., *72*, 1922.

Ampferer O.: Beiträge zur Auflösung der Mechanik der Alpen. II. Jb., *74*, 1924.

Ampferer O.: Über die Kaisergebirgsdecke. Verh. 1925.

Ampferer O.: Beiträge zur Morphologie und Tektonik der Kalkalpen zwischen Inn und Salzach. Jb., *75*, 1925.

Ampferer O.: Geologische Spezialkarte 1 : 75.000, Blatt „Kufstein". Wien 1925.

Ampferer O.: Geologische Profile aus dem Gebiet des Kössener Beckens. Jb., *77*, 1927.

Ampferer O.: Über den W-Rand der Berchtesgadener Decke. Jb., *77*, 1927.

Ampferer O.: Geologische Spezialkarte 1 : 75.000, Blatt „Lofer und St. Johann". Wien 1927.

Ampferer O.: Geologischer Führer für das Kaisergebirge. Mit geol. Karte 1 : 25.000. Wien 1933. Herausgegeben von der Geologischen Bundesanstalt.

Ampferer O.: Die geologische Bedeutung der Halleiner Tiefbohrung. Jb., *86*, 1936.

Arlt H.: Die geologischen Verhältnisse der östlichen Ruhpoldinger Berge mit Rauschberg und Sonntagshorn. Mitteil. d. Geographischen Gesellschaft in München 6. 1911. Mit geol. Karte 1 : 25.000.


[1]) Wenn zwei (oder mehr) Arbeiten eines Verfassers aus demselben Jahre vorliegen, wird die in diesem Verzeichnis an zweiter Stelle angeführte Arbeit im Text mit dem Zusatz a, die an dritter Stelle angeführte mit dem Zusatz b zur Jahreszahl versehen. Bei Gemeinschaftsarbeiten mehrerer Verfasser wird im Text in der Regel nur der Verfasser genannt, auf dessen Abschnitt sich das Zitat bezieht. Bei Arbeiten in Zeitschriften wird nach dem Autornamen das tatsächliche Erscheinungsjahr der Arbeit angeführt.

Bittner A.: Aus den Salzburger Kalkhochgebirgen. Zur Stellung der Hallstätter Kalke. Verh. 1884.

Bittner A.: Aus den Ennstaler Kalkhochgebirgen. Verh. 1886.

Bittner A. und Fugger E.: Geologische Spezialkarte 1 : 75.000, Blatt „Salzburg". Wien 1903.

Bittner A. und Fugger E.: Geologische Spezialkarte 1 : 75.000, Blatt „Hallein uud Berchtesgaden". Wien 1907.

Böse E.: Beiträge zur Kenntnis der alpinen Trias. Z. D. G. G., *50*, 1898.

Brinkmann R.: Über Fenster von Flysch in den nordöstlichen Kalkalpen. Sitzungsber. preuß. Akad. der Wiss. 1936.

Broili F.: Kampenwand und Hochplatte, ein Beitrag zur Geologie der Chiemgauer Berge. Mit geol. Karte 1 : 25.000. N. J. Min. Beil. Bd., *37*, 1914.

Cadisch J.: Geologie der Schweizer Alpen. II. Aufl. Verlag Wepf u. Co. Basel 1953.

Clar E.: Zur Einfügung der Hohen Tauern in den Ostalpenbau. Verh. 1953.

Cornelius H. P : Zur Auffassung der Ostalpen im Sinne der Deckenlehre. Z. D. G. G., *92*, 1940.

Cornelius H. P.: Zur Schichtfolge und Tektonik des Kammspitz—Grimming-Zuges. Ber. d. Reichsamtes f. Bodenforschung Wien 1944.

Cornelius H. P. † und Plöchinger B.: Der Tennengebirgs-N-Rand mit seinen Manganerzen und die Berge im Bereiche des Lammertales. Jb., *95*, 1952.

Cornelius Marta: Siehe bei Furlani.

Dacqué E.: Geologische Aufnahme der Gebirge um den Schliersee und Spitzingsee in den oberbayerischen Alpen. Mit geol. Karte 1 : 25.000. Landeskundl. Forsch. Geogr. Ges. München, *15*, 1912.

Del-Negro W.: Über die Bauformel der Salzburger Kalkalpen. Verh. 1932.

Del-Negro W.: Beobachtungen in der Flyschzone und am Kalkalpenrand zwischen Kampenwand und Traunsee. Verh. 1933.

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

Del-Negro W.: Der S-Rand der Salzburger Kalkalpen (Vortragsbericht). Mitt. Naturwiss. Arbeitsgemeinschaft in Salzburg 1955.

Dhein A.: Geologie der Alpenrandzone zwischen Marquartstein und Bergen in Oberbayern. Mit geol. Karte 1 : 25.000. N. J. Min. Abhandl., *88*, 1944.

Eder W.: Das Heuberg-Gebiet und sein Vorland. Beitrag zur Geologie des Unterinntales. Mit geol. Karte 1 : 25.000. N. J. Min. Beil. Bd., *52*, 1925.

Erhardt W.: Der Staufen. Geologische Aufnahme der Berge zwischen Reichenhall und Inzell. Wissensch. Veröffentl. des D. u. Ö. Alpenvereins, *11*, 1931. Mit geol. Karte 1 : 25.000.

Fallot P.: Résumé des cours de 1952—1953. Annuaire du Collége de France, *53*, 1953.

Fallot P.: Résumé des cours de 1953—1954. Annuaire du Collége de France, *54*, 1954.

Fugger E.: Siehe bei Bittner A. 1903.

Fugger E.: Das Blühnbachtal. Jb., *57*, 1907.

Fugger E.: Siehe bei Bittner A. 1907.

Fugger E.: Das Tennengebirge. Jb., *64* (1914). Ersch. 1915.

Furlani-Cornelius Marta: Stratigraphische Studien in Nordtirol. Beiträge zur Kenntnis der Jura- und Neokomschichten der Karwendelmulde bei Landl in Nordtirol. Verh. 1921.

Ganss O.: Zur Geologie des westlichen Toten Gebirges. Mit geol. Karte 1 : 25.000. Jb., *87*, 1937.

Ganss O.: Geolog. Karte von Bayern 1 : 100.000, Blatt „Schliersee". Mit Profiltafel. Herausgeg. v. Bayer. Geol. Landesamt. München 1951.

Ganss O., Kümel F. und Spengler E.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Dachsteingruppe. Mit geol. Karte 1 : 25.000. Wissenschaftliche Alpenvereinshefte, *15*, 1954. Universitätsverlag Wagner, Innsbruck.

Geyer G.: Über die Kalkalpen zwischen dem Almtal und dem Traungebiet. Verh. 1911.

Geyer G.: Aus den Umgebungen von Mitterndorf und Grundlsee im steirischen Salzkammergut. Jb., *65* (1915), Ersch. 1916.

Geyer G.: Über die Querverschiebung am Traunsee. Verh. 1917.

Geyer G.: Zur Geologie des Schobers und der Drachenwand am Mondsee. Verh. 1918.

Geyer G.: Geologische Spezialkarte 1 : 75.000, Blatt „Liezen". Wien 1918.

Geyer G.: Geologische Spezialkarte 1 : 75.000, Blatt „Gmunden und Schafberg". Wien 1922.

Gillitzer G.: Geologischer Aufbau des Reiteralpgebirges im Berchtesgadener Land. Geogn. Jb., *25* (1912). Ersch. 1913. Mit geol. Karte 1 : 25.000.

Grubinger H.: Geologie und Tektonik der Tennengebirgs-Südseite. Kober-Festschrift. Wien 1953.

Haber G.: Bau und Entstehung der bayerischen Alpen. Deutsche Landschaftskunde 3. München 1934, C. H. Beck'sche Verlagsbuchhandlung.

Hahn F. F.: Geologie der Kammerker—Sonntagshorn-Gruppe. Mit geol. Karte 1 : 25.000. Jb., *60*, 1910.

Hahn F. F.: Geologie des oberen Saalachgebietes zwischen Lofer und Diesbachtal. Mit geol. Karte 1 : 25.000. Jb., *63*, 1913.

Hahn F. F.: Grundzüge des Baues der nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Enns. M. G. G. W., *6*, 1913.

Hasemann W.: Geologie des Brünnstein- und Traithengebietes. Mit geol. Karte 1 : 25.000. Waldshut 1929. Druckerei H. Zimmermann.

Haug E.: Les nappes de charriage des Alpes calcaires septentrionales. Bulletin de la Société géologique de France 1906, 1912.

Heim Arnold: Über Abwicklung und Fazieszusammenhang in den Decken der nördlichen Schweizer Alpen. Vierteljahresschrift d. Naturforsch. Ges. in Zürich, *61*, 1916.

Heißel W.: Die geologischen Verhältnisse am W-Ende des Mitterberger Kupfererzganges (Salzburg). Jb., *90*, 1945. Mit geol. Karte 1 : 15.000.

Heißel W.: Grauwackenzone der Salzburger Alpen (Geologischer Führer zu den Exkursionen aus Anlaß der Wiederaufbau- und Hundertjahrfeier der Geologischen Bundesanstalt am 12. Juni 1951). Wien 1951.

Heißel W.: Zur Stratigraphie und Tektonik des Hochkönigs (Salzburg). Jb., *96*, 1953.

Holdhaus K.: Über den geologischen Bau des Königstuhlgebietes in Kärnten. M. G. G. W., *14*, 1921.

Kittl E.: Geologische Exkursionen im Salzkammergut. (Exkursionsführer des IX. Internationalen Geologenkongresses in Wien.) Wien 1903.

Klebelsberg R. v.: Geologie von Tirol. Mit geol. Karte 1 : 500.000. Verlag Gebr. Borntraeger, Berlin 1935.

Kober L.: Der geologische Aufbau Österreichs. Verlag Jul. Springer, Wien 1938.

Kober L.: Bau und Entstehung der Alpen. 2. Aufl. Verlag F. Deuticke, Wien 1955.

Kraus E.: Baugeschichte der Alpen. Akademie-Verlag, Berlin 1951.

Krauss H.: Geologische Aufnahme des Gebietes zwischen Reichenhall und Melleck. Geogn. Jb., *26* (1913). Ersch. 1914. Mit geol. Karte 1 : 25.000.

Kühnel J.: Zur tektonischen Stellung des Göll im Berchtesgadener Lande. Geol. Rdsch., *16*, 1925.

Kühnel J.: Geologie des Berchtesgadener Salzberges. N. J. Min. Beil. Bd., *61*, 1929. Mit geol. Karte 1 : 25.000.

Kümel F.: Siehe bei Ganss 1954.

Lebling Cl.: Geologische Beschreibung des Lattengebirges im Berchtesgadener Land. Geogn. Jb., *24*, 1911. Mit geol. Karte 1 : 25.000.

Lebling Cl.: Geologische Verhältnisse des Gebirges um den Königsee. Mit geol. Karte 1 : 25.000. Abh. d. Geol. Landesuntersuchung am Bayerischen Oberbergamt. *20*, 1935.

Leuchs K.: Tektonische Untersuchungen im Guffert-Pendlinggebiet (Nordtirol). N. J. Min. 1921.

Leuchs K.: Kaisergebirgsdecke und Unterinntaler Tertiär. Verh. 1925.

Leuchs K.: Geologie von Bayern II. Bayerische Alpen. Handbuch der Geologie und Bodenschätze Deutschlands. Verl. Gebr. Borntraeger, Berlin 1927.

Medwenitsch W.: Die Geologie der Hallstätter Zone von Ischl—Aussee. Mitt. d. Gesellschaft d. Geologie- und Bergbaustudenten in Wien, *I*, 1949.

Medwenitsch W.: Geologische Übersichtskarte 1 : 50.000 der Hallstätter Zone Bad Ischl—Bad Aussee. Mitt. d. Ges. d. Geologie u. Bergbaustudenten in Wien, *II*, 1950.

Medwenitsch W.: Exkursion in das Salzkammergut. Führer zu den Exkursionen der Paläontologischen Gesellschaft. Wien 1954.

Medwenitsch W.: Geologie und Tektonik der alpinen Salzlagerstätten (Vortragsbericht). Mitt. Naturwiss. Arbeitsgemeinschaft in Salzburg 1955.

Meier A. und Trauth F.: Ein Gosauvorkommen am S-Gehänge der Dachsteingruppe. Verh. 1936.

Mojsisovics E. v.: Geologische Spezialkarte 1 : 75.000, Blatt „Ischl und Hallstatt". Wien 1905.

Nänny P.: Zur Geologie der Prätigauschiefer zwischen Rhätikon und Plessur. Dissertation Zürich 1948.

Nöth L.: Der geologische Aufbau des Hochfelln—Hochkienberggebietes. Mit geol. Karte 1 : 25.000. N. J. Min. Beil. Bd. 1926.

Nowak J.: Über den Bau der Kalkalpen in Salzburg und im Salzkammergut. Bull. acad. sc. Cracovie 1911.

Osberger R.: Der Flysch-Kalkalpenrand zwischen der Salzach und dem Fuschlsee. S. B. Akad., *161/1*, 1952. Mit geol. Karte 1 : 50.000.

Osswald K.: Die Wendelsteingruppe. Mit geol. Karte 1 : 25.000. Mitt. Geogr. Ges. München, *21*, 1928.

Osswald K.: Geologische Exkursion zum Wendelstein. Geol. Bav., *6*, 1951.

Petrascheck W. E.: Der tektonische Bau des Hallein—Dürrnberger Salzberges. Jb. 1945.

Pia J. v.: Geologische Studien im Höllengebirge und seinen nördlichen Vorlagen. Mit geol. Karte 1 : 75.000, Jb., *62* (1912). Ersch. 1913.

Pia J. v.: Geologische Skizze der Südwestecke des Steinernen Meeres bei Saalfelden (mit besonderer Rücksicht auf die Diploporengesteine). S. B. Akad., *132*, 1924. Mit geol. Karte 1 : 50.000.

Pia J. v.: Geologische Untersuchungen in der Salmgruppe. Annalen d. Naturhist. Museums in Wien, *53* (1942). Ersch. 1943. Mit geol. Karte 1 : 25.000.

Plöchinger B.: Ein Beitrag zur Geologie des Salzkammergutes im Bereich von Strobl am Wolfgangsee bis zum Hang der Zwieselalm. Mit geol. Karte 1 : 75.000. Jb. 1948.

Plöchinger B.: Gosau-Golling. (Geologischer Führer zu den Exkursionen aus Anlaß der Wiederaufbau- und Hundertjahrfeier der Geol. Bundesanstalt am 12. Juni 1951.) Wien 1951.

Plöchinger B. 1952: Siehe bei Cornelius H. P.

Plöchinger B.: Aufnahmen 1952 auf Blatt Hallein—Berchtesgaden. Verh. 1953.

Plöchinger B.: Der Bau der südlichen Osterhorngruppe und die Tithon-Neokomtransgression. Mit geol. Karte 1 : 25.000. Jb., *96*, 1953.

Plöchinger B.: Zur Geologie des Kalkalpenabschnittes vom Torrener Joch zum Ostfuß des Untersberges; die Göllmasse und die Halleiner Hallstätter Zone. Jb. *98*, 1955.

Quenstedt W.: Geologische Exkursion in das Achentalgebiet (Tirol). Geol. Bav., *6*, 1951.

Richter M.: Die deutschen Alpen und ihre Entstehung (Deutscher Boden V). Verlag Gebr. Borntraeger, Berlin 1937.

Sabata H.: Die Dachstein-Südwestseite von der Zwieselalm bis zum Rettenstein. Unveröff. Dissertation.

Schadler J.: Die Ergebnisse der geologischen Neukartierung im Gebiete des Ischler und Ausseer Salzberges. Berg- u. hüttenmännische Monatshefte, *94*, 1949.

Schaffer F. X.: Geologie von Österreich, 2. Aufl. Verlag F. Deuticke, Wien 1951.

Schlager M.: Zur Geologie des Untersberges bei Salzburg. Mit geol. Karte 1 : 75.000. Verh. 1930.

Schlager M.: Beitrag zur Geologie des Trattberges. Mit geol. Karte 1 : 25.000. Mitt. Naturw. Arbeitsgemeinschaft, Salzburg, *3/4*, 1952/3.

Schlager M.: Der geologische Bau des Plateaus von St. Koloman. Mit geol. Karte 1 : 25.000. Mitt. Naturw. Arbeitsgemeinschaft Salzburg, *5*, 1954 oder Mitt. d. Gesellschaft f. Salzburger Landeskunde, *94*, 1954.

Schlosser M.: Das Triasgebiet von Hallein. Z. D. G. G., *50*, 1898.

Schmidt-Thomé P.: Geologische Aufnahme der Alpenrandzone zwischen Bergen und Teisendorf in Oberbayern. Z. D. G. G., *91*, 1939.

Schottler W.: Die Geologie der westlichen Sachranger Berge in den Chiemgauer Alpen (Hochriß—Laubenstein—Spitzsteingebiet). Mit geol. Karte 1 : 25.000. N. J. Min. Beil. Bd., *72 B*, 1934.

Schwarzacher W.: Sedimentpetrographische Untersuchungen kalkalpiner Gesteine. Hallstätter Kalke von Hallstatt und Ischl. Jb. 1946.

Sickenberg O.: Das Ostende des Tennengebirges. Mit geol. Karte. M. G. G. W., *19*, 1926.

Spengler E.: Die Schafberggruppe. Mit geol. Karte 1 : 75.000. M. G. G. W., *4*, 1911.

Spengler E.: Untersuchungen über die tektonische Stellung der Gosauschichten I. Die Gosauzone Ischl—Strobl—Abtenau. Mit geol. Karte 1 : 50.000. S. B. Akad., *121*, 1912.

Spengler E.: Einige Bemerkungen zu E. Haug: Les nappes de charriage des Alpes calcaires septentrionales, 3éme partie, le Salzkammergut. Zbl. Min. 1913.

Spengler E.: Der angebliche Hauptdolomit bei Gosau. Zbl. Min. 1913.

Spengler E.: Untersuchungen über die tektonische Stellung der Gosauschichten II. Das Becken von Gosau. Mit geol. Karte 1 : 50.000. S. B. Akad., *123*, 1914.

Spengler E.: Geologischer Querschnitt durch die Kalkalpen des Salzkammergutes. M. G. G. W., *11*, 1918.

Spengler E.: Die Gebirgsgruppe des Plassen und Hallstätter Salzberges im Salzkammergut. Mit geol. Karte 1 : 25.000. Jb., *68* (1918). Ersch. 1919.

Spengler E.: Das Aflenzer Triasgebiet. Mit geol. Karte 1 : 50.000. Jb., *69* (1919). Ersch. 1920.

Spengler E.: Zur Frage des „Almfensters" in den Grünauer Voralpen. Verh. 1924.

Spengler E.: Über die Länge und Schubweite der Decken in den nördlichen Kalkalpen. Geol. Rdsch., *19*, 1928.

Spengler E.: Zur Einführung in die tektonischen Probleme der Nördlichen Kalkalpen. Das Problem der Hallstätter Decke. Mitt. d. Reichsamtes f. Bodenforsch. Zweigstelle Wien, *5*, 1943.

Spengler E.: Über den geologischen Bau des Rettensteins (Dachsteingruppe). Mitt. d. Reichsamtes f. Bodenforsch. Zweigst. Wien, *5*, 1943.

Spengler E.: Die Nördlichen Kalkalpen, die Flyschzone und die Helvetische Zone. In: F. X. Schaffer: Geologie von Österreich 1951.

Spengler E.: Zur Frage des tektonischen Zusammenhanges zwischen Dachstein- und Tennengebirge. Verh. 1952.

Spengler E.: Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der Nördlichen Kalkalpen. I. Teil: Der W-Abschnitt der Kalkalpen. Jb., *96*, 1953.

Spengler E.: 1954. Siehe bei Ganss 1954.

Staub R.: Der Bau der Alpen. Beitr. z. Geol. Karte der Schweiz, *52*, 1924.

Stowasser H.: Zur Schichtfolge, Verbreitung und Tektonik des Stangalm-Mesozoikums (Gurktaler Alm). (Vorläufige Mitteilung.) Verh. 1945.

Thurner A.: Die Stellung der fraglichen Trias in den Bergen um Murau. S. B. Akad., *144*, 1935.

Thurner A.: Die Puchberg- und Mariazeller Linie. S. B. Akad., *160*, 1951.

Thurner A.: Die tektonische Stellung der Reiflinger Scholle und ähnlicher Gebilde. Mitt. Naturw. Verein Steiermark, *84*, 1954.

Trauth F.: Die geologischen Verhältnisse an der S-Seite der Salzburger Kalkalpen. M. G. G. W., *9*, 1916.

Trauth F.: Geologie der nördlichen Radstädter Tauern und ihres Vorlandes. D. Akad., *100* u. *101*, 1926 u. 1928. Mit geol. Karten 1 : 75.000.

Trauth F.: Über die tektonische Gliederung der östlichen Nordalpen. M. G. G. W., *29* (1936). Ersch. 1937.

Trauth F. u. Meier A. 1936. Siehe bei Meier.

Vortisch W.: Über schichtenparallele Bewegungen (Kammerker—Sonntagshorn-Gruppe und Osterhorngruppe). Zbl. Min. B. 1937.

Vortisch W.: Ein geologischer Querschnitt durch die Kammerker—Sonntagshorn-Gruppe. I. Abh. Deutsch. Ges. d. Wiss. u. Künste, Prag 1938.

Vortisch W.: Die Geologie der Inneren Osterhorngruppe. I. Abh. Deutsch. Akad. d. Wiss., Prag, 14, 1944. 2. Aufl. N. J. Geol. Abh. 102, 1955.

Waagen L.: Zur Stratigraphie und Tektonik des Toten Gebirges. Verh. 1924.

Wimmer R.: Geologische Beobachtungen am Nordsockel des Schafberges. Verh. 1936.

Wimmer R.: Beitrag zum Aufbau der Landschaft rings um den Fuschlsee. Verh. 1937.

Winkler v. Hermaden A.: Die jungtertiären Ablagerungen an der Ostabdachung der Zentralalpen und das inneralpine Tertiär. In F. X. Schaffer: Geologie von Österreich 1951.

Wirth E.: Der geologische Bau des Funtenseegebietes. N. J. Min. Beil. Bd., 62, 1929.

# Der Ablagerungsraum der Trias-, Jura- und Unterkreide-Sedimente der Nördlichen Kalkalpen

## II. Teil

Wendelstein, Chiemgauer Voralpen, Kaisergebirge, Berchtesgadener und Salzburger Alpen, Salzkammergut

von

E. SPENGLER

0 5 10 15 20 km

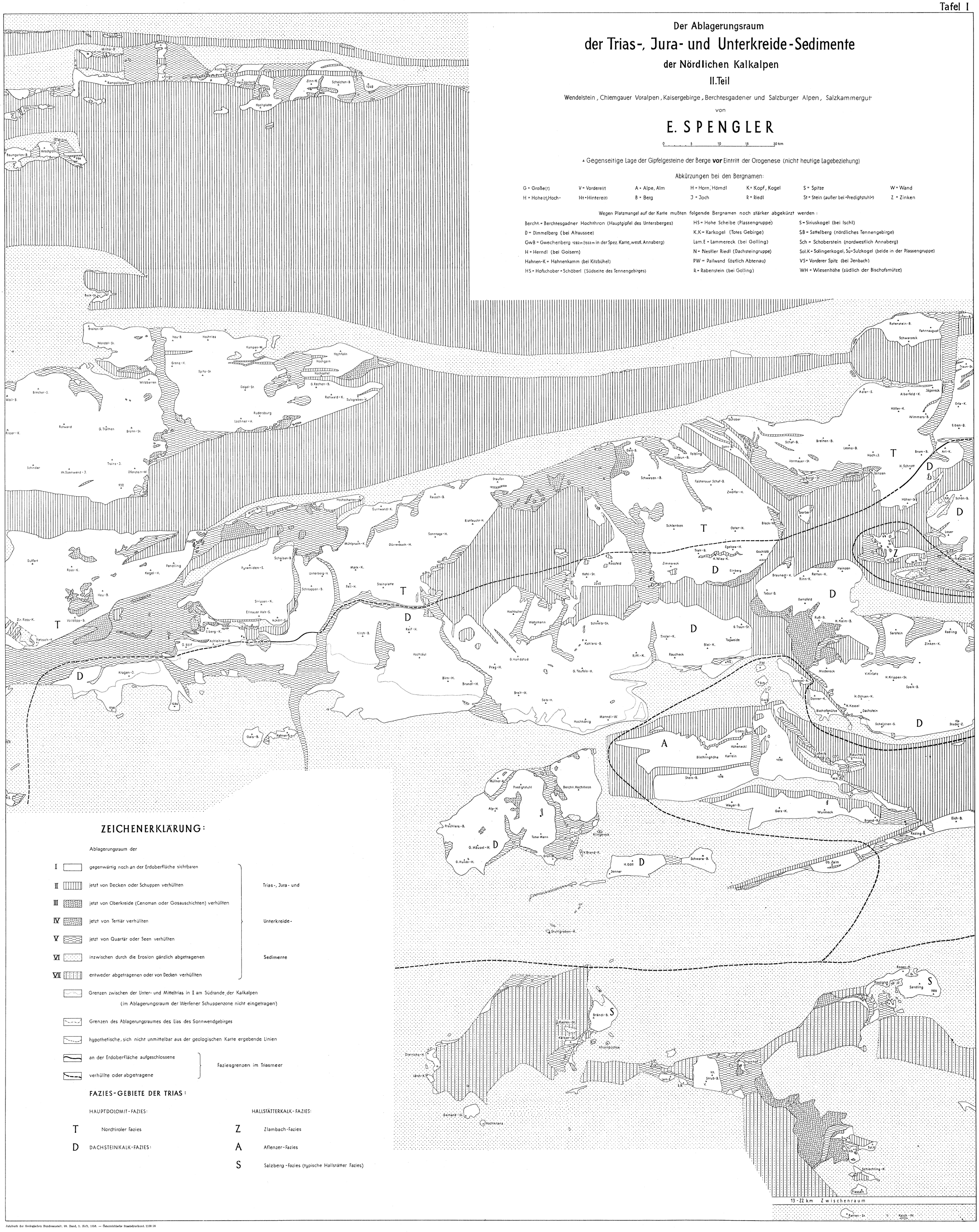
▵ Gegenseitige Lage der Gipfelgesteine der Berge **vor** Eintritt der Orogenese (nicht heutige Lagebeziehung)

Abkürzungen bei den Bergnamen:

| | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| G = Große(r) | V = Vordere(r) | A = Alpe, Alm | H = Horn, Hörndl | K = Kopf, Kogel | S = Spitze | W = Wand |
| H = Hohe(r), Hoch- | Ht = Hintere(r) | B = Berg | J = Joch | R = Riedl | St = Stein (außer bei »Predigtstuhl«) | Z = Zinken |

Wegen Platzmangel auf der Karte mußten folgende Bergnamen noch stärker abgekürzt werden:

Bercht. = Berchtesgadner Hochthron (Hauptgipfel des Untersberges)
D = Dimmelberg (bei Altaussee)
GwB = Gwechenberg 1282 m (1322 m in der Spez. Karte, westl. Annaberg)
H = Herndl (bei Goisern)
Hahnen-K = Hahnenkamm (bei Kitzbühel)
HS = Hofschober = Schöberl (Südseite des Tennengebirges)
HS = Hohe Scheibe (Plassengruppe)
K.K = Karkogel (Totes Gebirge)
Lam.E = Lammereck (bei Golling)
N = Nestler Riedl (Dachsteingruppe)
PW = Pailwand (östlich Abtenau)
R = Rabenstein (bei Golling)
S = Siriuskogel (bei Ischl)
SB = Sattelberg (nördliches Tennengebirge)
Sch = Schoberstein (nordwestlich Annaberg)
Sol.K = Solingerkogel, Sü = Sulzkogel (beide in der Plassengruppe)
VS = Vorderer Spitz (bei Jenbach)
WH = Wiesenhöhe (südlich der Bischofsmütze)




## ZEICHENERKLÄRUNG:

Ablagerungsraum der

| | | |
|---|---|---|
| I | gegenwärtig noch an der Erdoberfläche sichtbaren | Trias-, Jura- und Unterkreide-Sedimente |
| II | jetzt von Decken oder Schuppen verhüllten | |
| III | jetzt von Oberkreide (Cenoman oder Gosauschichten) verhüllten | |
| IV | jetzt von Tertiär verhüllten | |
| V | jetzt von Quartär oder Seen verhüllten | |
| VI | inzwischen durch die Erosion gänzlich abgetragenen | |
| VII | entweder abgetragenen oder von Decken verhüllten | |

Grenzen zwischen der Unter- und Mitteltrias in I am Südrande der Kalkalpen (im Ablagerungsraum der Werfener Schuppenzone nicht eingetragen)

Grenzen des Ablagerungsraumes des Lias des Sonnwendgebirges

hypothetische, sich nicht unmittelbar aus der geologischen Karte ergebende Linien

an der Erdoberfläche aufgeschlossene / verhüllte oder abgetragene — Faziesgrenzen im Triasmeer

### FAZIES-GEBIETE DER TRIAS:

HAUPTDOLOMIT-FAZIES:

T Nordtiroler Fazies

D DACHSTEINKALK-FAZIES:

HALLSTÄTTERKALK-FAZIES:

Z Zlambach-Fazies

A Aflenzer-Fazies

S Salzberg-Fazies (typische Hallstätter Fazies)

Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 99. Band, 1. Heft, 1956. — Österreichische Staatsdruckerei. 1100 56

# Zur Schichtfolge, Verbreitung und Tektonik des Stangalm-Mesozoikums
## (Gurktaler Alpen)

Von **Hermann Stowasser** *)

(Mit Tafel II und III und 11 Textabbildungen)

## Inhalt


| | Seite |
|---|---|
| Zusammenfassung | 76 |
| Einleitende Erforschungsgeschichte und Vorwort | 76 |
| A. Die gesteinlichen Einheiten und die Grundzüge deren Verbreitung | 82 |
| I. Das altkristalline Grundgebirge: | |
| 1. Radentheiner Glimmerschiefer | 83 |
| 2. Priedröf-Schiefergneis und phyllitische Glimmerschiefer | 85 |
| 3. Bundschuh-Orthogneis | 92 |
| 4. Quarzitische Ausbildungen („Pseudo-Verrucano") | 97 |
| II. Die Schichtfolge des Stangalm-Mesozoikums | 100 |
| 1. Basalgruppe — ? Perm — Skyth — Anis | 101 |
| 2. Unterer Dolomit — Ladin | 109 |
| 3. Dolomit, hellbraun, brecciös — Karinth | 112 |
| 4. Bockbühelschiefer („Pyritschiefer") — Ladin — Basalgruppe / Rhät — Karinth | 113 |
| 5. Tuffitlagen im Bockbühelschiefer — Karinth | 117 |
| Anhang: Phyllonite und Serizitphyllit als tektonische Einschaltungen. | 120 |
| 6. Netzkalk, Rippenkalk — Karinth | 122 |
| 7. Oberer Dolomit und Lannernockkalk — Nor — Rhät | 123 |
| 8. Mergelschiefer und Kalke — Rhät — Lias | 124 |
| 9. Kieselkalkschiefer, Kalkschiefer — Jura | 127 |
| Anhang: Zur Vererzung des Stangalm-Mesozoikums | 129 |
| III. Die Gesteine der Gurktaler Überschiebungsdecke | 130 |
| 1. Pfannockgneis | 131 |
| 2. Gurktaler Quarzphyllit | 132 |
| 3. Eisenhutschiefer (Metadiabase) | 133 |
| 4. Oberkarbone Trümmergesteine | 135 |
| 5. Werchzirmschichten — ? Perm, ? Skyth, ? Anis | |
| Bock-Breccie — Perm | 138 |
| B. Die Lagerung und die örtliche Ausbildung der gesteinlichen Einheiten | 142 |
| I. Der innere Bau des Grundgebirges | 143 |
| II. Das Bild der Lagerung und der örtlichen Entwicklung des Stangalm-Mesozoikums, im Streichen verfolgt von Profil zu Profil | 147 |
| III. Die Interntektonik der Gurktaler Überschiebungsdecke | 186 |
| C. Der Gesamtbauplan | 192 |
| Literaturnachweis | 197 |


*) Adresse: Mödling bei Wien, Anningerstraße 56

## Zusammenfassung

Einleitend wird der geologische Erscheinungsraum des Kalkgesteinszuges Aigen bei Klein Kirchheim—Innerkrems—Turrach—Flattnitz (Gurktaler Alpen) eingeengt und die grundsätzliche Stellung dieses Kalkzuges im Verhältnis zu seiner altkristallinen Unterlage und der überdeckenden Grauwackenserie des steirisch-kärntnerischen Phyllitgebietes dargelegt. Die erforschungsgeschichtliche Darstellung der Entwicklung der durch fast völlige Fossilfreiheit unsicheren Alterszuteilung dieses Kalkzuges ergibt zwanglos das zu lösende Problem, nämlich durch zusammenfassenden Vergleich von Stoff und Verband des von einem Teil der bisherigen Bearbeiter für alterszweiteilig (paläozoisch und triadisch), von anderen einheitlich für triadisch befundenen Kalkzuges Bestätigung in diesem oder jenem Sinne zu erstreben. Grundlage bildete hiezu eine geologische Kartierung bisher nicht im einzelnen aufgenommener wesentlicher Anteile als auch Begehungen des gesamten Kalkzuges.

In einem ersten Teil der Arbeit werden die gesteinlichen Einheiten des Kalkzuges sowie jene, die diesen im Liegend wie Hangend begleiten, erläutert und deren Verbreitung im Grundzug beschrieben. Daraus ergab sich für den gesamten Kalkzug die Möglichkeit der Aufstellung einer einzigen, in ihren Stufen identifizierbaren — wenn auch paläontologisch kaum zusätzlich belegten — Schichtfolge, die nach einem altersmäßig bereits länger feststehendem Glied (Rhät der Eisentalhöhe bei Innerkrems) insgesamt dem Mesozoikum zuzuteilen ist.

Im zweiten Abschnitt wird die Tektonik im weiteren Sinn zergliedert und hiebei die durch jene abgewandelte örtliche Ausbildung in Menge und Tracht der gesteinlichen Einheiten in das Blickfeld gestellt. Dabei waren das kristalline Grundgebirge, der mesozoische Kalkzug und die überdeckende Grauwackenserie als gesonderte, die beiden letztgenannten aber als einander zugeordnete, großtektonische Körper erkennbar. Abschließend wird der Gesamtablauf der Tektogenese entworfen, der für die Kenntnis des Baues des jüngeren Daches (Grauwackenzone plus Kalkalpin) des oberostalpinen Grundgebirges bedeutungsvoll ist.

## Einleitende Erforschungsgeschichte und Vorwort

(Siehe hiezu Geologische Karte von Österreich 1 : 500.000 von H. Vetters und tektonische Übersichtskarte 1 : 75.000 des Verfassers, Tafel III)

Die drei österreichischen Länder Salzburg, Kärnten und Steiermark vereinigen sich am Gipfel des 2331 *m* hohen Königstuhl (Karlnock), der altberühmten Fundstelle pflanzlicher Versteinerungen des Oberkarbons [1]). Die ruhig lagernden Konglomerat- und Sandsteinbänke dieses Berges bilden den nordwestlichen Eckpfeiler einer sonst vorwiegend aus älteren, phyllitischen Gesteinen aufgebauten Gebirgslandschaft, die nach E bis etwas übers Krappfeld hinaus, nach S an die Drau reicht und nach dem es der Länge nach gegen E durchziehenden Flusse Gurk, Gurktaler Alpen genannt wird. N-wärts, mehr im Osten, liegen mit Murau als Herz bis an den Fuß der Niederen Tauern bei Oberwölz gleichartige Gesteine.

Während an der Drau die gegen N blickenden Kalkmauern der Karawanken die Unterlage dieses Phyllitgebietes wie ein Rahmen verbergen, ist diese in den drei anderen Himmelsrichtungen weithin entblößt. Meridional begleiten in auffälliger Symmetrie höchster Metamorphose genäherte kristalline Schiefer: Die Seetaler Alpen und die Saualpe im E und die Berge des Mirnock zwischen Millstatt und Villach im südlichen Westen. Den Nordwesten aber und den Norden nehmen weite Gefilde einförmiger, bald durch Granitgneiszüge, bald durch Amphiholit und Marmor belebter Glimmerschiefer und Schiefergneise ein, welche gegen die Hohen Tauern zu, in der Linie Mauterndorf—Katschberg—Gmünd, an den Manteldecken

---

[1]) Westfal D nach W. J. Jongmans (1938).

des Zentralgneises, den Radstädter Einheiten, klare Grenzen haben. Nach N zu aber bietet erst nach Überschreiten des Kammes der Niederen Tauern die am Ennstal erreichte Nördliche Grauwackenzone entschieden Neues. Näheres Zusehen zeigt noch, daß sich diese Unterlage von Schiefergneis und Glimmerschiefer im W als ein schmales Band auf die erwähnte höhermetamorphe Zone des Mirnock legt [1]), im E aber von der übertretenden Einheit der Saualpe zu einem gleichfalls schmalen Streifen eingeengt wird [2]). Auch im S, im Vorfeld der Karawanken zeugen Kristallinaufbrüche von der Anwesenheit dieser Gesteine. Im SE der Gurktaler Phyllitberge endlich, entlang dem Flüßchen Wimitz, tritt der kristalline Unterbau feusterförmig zu Tage.

Die kristallinen Schiefer der Umrahmung und damit wohl auch der Unterlage der Gurktaler Berge weisen einen einheitlichen Grundzug der metamorphen Prägung auf. Mannigfache Ausgangsgesteine als Produkte älterer Regionalmetamorphose erfuhren nur örtlich durch eine schon variscisch-alpidischen Phasen zuzuordnende, retrograde Verarbeitung letzte Beeinflussung. Das heutige Hangend, das Gurktaler Phyllitgebiet, kann gemäß der feststehenden Größenordnung seiner Mächtigkeit nur für diese letzte, rückschreitende Beanspruchung angrenzender, engster Bereiche des Grundgebirges ursächlich gemacht werden. Damit ist der kennzeichnende Gesamtzustand in der Metamorphose unseres Grundgebirges aus den gegenwärtigen Beziehungen zum Alpenbau nicht ableitbar und wird weiters von allen Gesteinen, die mit mehr oder weniger guter Begründung für paläozoisch anzusehen sind [3]), nirgends erreicht. Unter der Bezeichnung „Altkristallin" für unser Grundgebirge ist somit eine Großeinheit einer metamorphen Fazies mit bestimmter stratigraphischer Aussage zu begreifen.

Der „Hiatus" in der Metamorphose zwischen Altkristallin- und Phyllitstockwerk gehört zur ältesten Erkenntnis [4]) unseres Gebietes. Noch ein weiterer Umstand erhöhte die Einprägsamkeit dieser Unterscheidung: Von dem am NW-Fuß des Königstuhles gelegenen Gebirgsdorfe Innerkrems aus erscheint altkristallines Grundgebirge und phyllitischer Oberbau gegen E (Turrach—Flattnitz) wie gegen S (Aigen bei Klein Kirchheim) auf je fast zwei Dutzend Kilometer Erstreckung getrennt durch einen lückenlosen, wenn auch stärker in der Mächtigkeit schwankenden Zug von Karbonatgesteinen. Nicht nur die Auffälligkeit dieser Lagerung, mehr noch der Reichtum an Eisenerz hauptsächlich des W—E streichenden Flügels dieses Dolomit-Kalkzuges im Raume Innerkrems-Turrach, heischte frühe Aufmerksamkeit. Mit dem Blick nach dem stratigraphischen Angelpunkt — nicht nur der engeren Umgebung —, dem Königstuhlkarbon, häufiger noch benannt nach dem am S-Hang dieses Bergmassivs gelegenen Hauptfundort der Pflanzenpetrefakte, der Stangalpe (Stangalm), erfolgte zwanglos die stratigraphische Einordnung dieses Kalkzuges zum Kohlenkalk [5]). Im Hinblick auf die spätere Erforschungsgeschichte unseres Gebietes darf der Angabe von K. Peters (1855) über die lithologische Ähnlichkeit mit Gutensteiner mancher kalkiger Abänderungen im Raume Innerkrems—

[1]) R. Schwinner (1927).
[2]) E. Haberfelner (1933).
[3]) R. Schwinner (1927).
[4]) F. Rolle (1854), K. Peters (1855), V. Pichler (1858).
[5]) F. Rolle (1854), K. Peters (1855), V. Pichler (1858).

Leobengraben des N—S streichenden Anteiles unseres Felserzuges keineswegs ein erweiterter Sinn unterlegt werden. K. Peters hatte keinerlei stratigraphischen Verdacht. Sucht doch noch (1895) v. Kerner im Liegendkalk bei Turrach nach dessen paläontologischer Bestätigung als Kohlenkalk. Mit der einmal erkannten Schichtfolge Urgebirge—Kohlenkalk—Flözführendes Karbon war dem Erkenntnisanspruch der damaligen Ära Genüge getan, welche für jedes Übereinander dem additiven Absatz als axiomatische Ursache vertraute. Freilich paßte nicht jede Feldbeobachtung in den Akkord. Wieviel Mühe nimmt sich V. Pichler (1858), das E-fallende Oberkarbon am Turracherseе zum entgegengesetzten Verflächen zurückzubiegen, nur um das Prinzip der Steinkohlen„mulde" aufrechtzuerhalten. Nach der Erkenntnis der Entstehung der Gebirge durch seitlichen Schub, und der Alpen als Teilstück eines weltweit zu verfolgenden Systems (Eduard Sueß, 1875, und sein Zeitalter) erhielt das Karbon der Stangalpe dokumentäre Bedeutung als Zeuge für das Bestehen älterer Gebirgsreste innerhalb des Rahmens der jüngeren, alpiden Faltenzüge (E. Sueß, 1909).

Ausgenommen dem höherer Ordnung dienenden Einbau des Stangalmkarbons in die Bewegtheit der Grauwackenzone durch L. Kober (1912) erhielt unser Gebiet späterhin kaum zusätzlich Beachtung. Während noch 1915 F. Heritsch keine Veranlassung hat, von der Alterszuteilung unseres Kalkzuges zum Kohlenkalk abzugehen, kann aber K. Holdhaus (1921, 1 und 2) seine Begehungen durch den Nachweis von fossilführendem Rhät krönen, das sich auf der Eisentalhöhe, einem westlich benachbarten Vorgipfel des Königstuhles in Form regelrechter Kössener Lumachelle darbot. K. Holdhaus (l. c.) interpretierte das Rhät als Dach einer lückenlosen Triasschichtfolge, deren Profil in der engeren Umgebung der Eisentalhöhe mit permischem Grundkonglomerat (Verrucano) an der Basis beginnt, über dem sich mehrere hundert Meter mächtiger Dolomit aufbaut, der durch ein auffälliges Band von Tonschiefer und Quarzphyllit als vermutlich karnisches Niveau in auch lithologisch wohlunterschiedenen Wetterstein- und Hauptdolomit trennbar ist. Im Dach des Schichtstoßes liegt das fossilführende Rhät, in dessen Hangend, an der Basis des überschobenen Karbons, nochmals Dolomit als tektonischer Span folgt. Bei der durch sichtbaren Zusammenhang und durch Beständigkeit der Stellung im Gebirgsbau ausgedrückten Einheitlichkeit des Kalkzuges war dieser zur Gänze in die Trias zu stellen. Die Überlagerung des Kalkzuges durch das mit phyllitischen Gesteinen vereinte Oberkarbon wurde zu augenfälliger alpidischer Überschiebung. Ebenso eindringlich ergab sich der regionale Vergleich mit der verblüffend ähnlichen Überdeckung des Tribulaunmesozoikums durch das Nößlacher Karbon, in symmetrischer Ortsstellung am anderen Ende der Hohen Tauern (K. Holdhaus, l. c., L. Kober, 1922, R. Staub, 1924).

R. Schwinner in „Geologie von Steiermark" (F. Heritsch, 1922) ersieht auf Grund gleicher Gesteinsvergesellschaftung weitgehendste Ähnlichkeit mit der Grauwackenzone und ordnet unseren Kalkzug zu einem Äquivalent des „erzführenden Kalkes" derselben. Hervorzuheben ist R. Schwinner's damalige Auffassung quarzitischer Gesteine an der Basis des Kalkzuges bei Turrach als „rekrystallisierter Granitgrus", als Äquivalent des Plattelquarzes (Weißstein) der Grauwackenzone. Die mit dem Karbonkonglomerat verknüpften phyllitischen Schiefer („untere" und

„obere" der Alten) werden in Analogie zum Grazer Paläozoikum etwa mit Grenzphyllit und Semriacher Schiefer parallelisiert [1]). Zwischen W—E streichendem Altkristallin und den ENE bis NE streichenden Falten des Paläozoikums, worunter also Kalkzug plus Schiefer plus Oberkarbon verstanden wird, ist eine deutliche Diskordanz wahrnehmbar, vor allem aber ein Hiatus in der Metamorphose. Tektonische Ablösung des Paläozoikums von der altkristallinen Unterlage wird auf Grund von Zertrümmerung im Kalkzuge vermutet. In der Anmerkung auf S. 222 verarbeitet R. Schwinner die sichtlich nach dem Satze des oben zitierten Textes eingelangte Anzeige K. Holdhaus' (1921, 1) über die Auffindung des Rhät: Das Paläozoikum, im W fast nur mehr durch Karbonkonglomerat vertreten, überschiebt die N—S (Innerkrems—St. Oswald) streichende Trias mit kurzer Förderweite gegen Westen. Die Einheitlichkeit des W—E (Innerkrems—Turrach—Flattnitz) streichenden Kalkzuganteils wird aufgespalten in verschiedene, ENE schief zur Grenze ausstreichende Kalkzüge, wodurch die offensichtlichen „tektonischen Erscheinungen am N-Rand" als Blattverschiebung zu deuten sind.

R. Schwinners's Auffassung bestätigt sich im maßgeblichen durch die Kartierungsarbeit von A. Thurner (1927). Demnach ist Triasalter nur für den N—S streichenden Teil des Kalkzuges zuzubilligen, der sich in Innerkrems tektonisch über den W—E streichenden, paläozoischen Anteil legt. Letzterer Zug ist dadurch tektonisch gequält. Der Verrucano K. Holdhaus' wird von A. Thurner textlich nicht erwähnt, auf der beigegebenen Karte aber an einer Stelle, wo K. Holdhaus Verrucano angibt, feldspatführender Kristallinmylonit ausgeschieden; das karnische Schieferband wird als Mylonit, bzw. Phyllonit nach Hochkristallin angesehen, während der Hauptdolomit des Holdhaus'schen Profiles nach Thurner im Hangend des Rhät liegt und diesem zuzuordnen ist. Zusammengefaßt lautet A. Thurners's Profil vom Liegend zum Hangend: Paläozoische Kalke und Dolomite (Bänderserie) mit W—E-Streichen ohne sedimentäre Basisbildung auf Altkristallin. Darüber W-bewegt die Schuppe des N—S streichenden triadischen Peitlerdolomites; in dessen Hangend ein schmales Phyllonitband als aufgeschürfter Untergrund, im Dach gefolgt von fossilführendem Rhät, welches zuoberst durch Dolomit vertreten wird. Im Hangend des gesamten Schichtstoßes folgt die gleichfalls W-bewegte Schubmasse des Königstuhl-Karbons. Ein sehr junger, besser gesagt persistenter, im Ausklingen noch diluviale Verebnungen schneidender, NE verlaufender Bruch zerstückelt den Schuppenbau.

F. Heritsch (1926) gibt im Bornträger-Führer unter Ankündigung A. Thurner's Arbeit von 1927, mithin wohl sicher unter Wissen um deren Ergebnisse, ein Profil der Eisentalhöhe, welches bemerkenswerterweise noch im Hangend des Rhät als Basis des Karbons einen Diaphthorit angibt. Bei Turrach gibt F. Heritsch (l. c. pag. 41) Kalk vom Charakter der Murauer Kalke und des Schöckelkalkes an, u. zw. in einem „großen Steinbruch aufgeschlossen". Pag. 44 vermutet der gleiche Forscher allerdings in dem hinter dem Gasthof Pfeffer in Turrach aufgeschlossenen Kalk-Mesozoikum. Die Örtlichkeiten von pag. 41 und 44 decken sich aber praktisch. Auf

[1]) Letztere Parallele erfolgte für die gleichen Bildungen der Murau—Neumarkter Mulde bereits durch G. Geyer (1893).

dem Wege im Streichen unseres Kalkzuges gegen NE werden von F. Heritsch rhätähnliche Kalke angegeben; am Kamm, der vom Eisenhut nördlich abstreicht, bei P. 1758 — Triasdolomit mit Fragezeichen. Das gleiche Profil hat schon vorher die Bemerkung „gebänderte Kalke (Trias?)" erhalten. Am Wege Allachalm—Harderalm, d. i. an der Basis des Kalkzuges N vom Wintertaler-Nock, sieht der gleiche Autor „Rauchwacken (vom Typus jener der Radstädter Tauern)". Und schließlich wird der Kalk des Wurmsteins wieder durch ein „(Trias?)" hervorgehoben. Dieses anscheinend überflüssig genaue Zitat wurde deswegen gebracht, um zu zeigen, wie wenig sich die paläozoische Bänderserie Innerkrems—Turrach—Flattnitz für jenen Beobachter verschieden zeigt, der gerade das Profil der Eisentalhöhe begangen hat.

Im Jahre 1932 nimmt K. Holdhaus Stellung zu A. Thurner's Aufnahme der Innerkrems von 1927. A. Thurner (1937) antwortet. Beide Autoren beharren auf ihren früheren Aussagen. Die dargebotenen Einzelheiten aus dem engen Raum der Innerkrems sind nicht sehr geeignet ein weiter ausgreifendes Bild zu geben. K. Holdhaus' Ausblicke in die weitere Erstreckung des Kalkzuges hieten Hoffnung auf Klärung: Ein Profil am Pfannock liefert anisverdächtige Crinoidenstielglieder, schwarze Kalke in der Flattnitz erinnern an Rhät. Insbesondere aber ist die Mitteilung wertvoll, daß sich regelmäßig ein kalkiger Horizont an der Oberkante des Raiblerniveaus findet. A. Thurner führt — zumindest örtlich gültig— den Nachweis, daß der Verrucano-„Teppich" Holdhaus' durch das Herantreten heterogener quarzitischer Glieder des Altkristallins an die Basis des Kalkzuges vorgetäuscht erscheint. Der Hinweis nach dem entfernteren Murau, wo in nächster Nachharschaft einer besonders in der tektonischen Stellung mit unserem Kalkzug vergleichbaren Kalkgesteinsserie graphtolithenführendes Silur nachgewiesen wurde (F. Heritsch-A. Thurner, 1932), ist ein gewichtiges Argument.

Etwa um die gleiche Zeit legt aber A. Thurner (1935) selbst Bresche in seine eigene, angeblich paläozoische Vergleichskette Murau—Innerkrems: Rauchwacken und brecciöse Dolomite — letztere von großer gesteinlicher Ähnlichkeit mit dem Rhätdolomit der Eisentalhöhe — ließen sich von der Stolzalpe bei Murau westwärts bis zum Hansennock in der Paal verfolgen, u. zw. in ebenderselben tektonischen Stellung zwischen Grundgebirge und überschobener Karhon-Phyllitserie, wie sie in der Innerkrems gegeben ist. Befremdend erscheint aber das Außerachtlassen einerseits der Angabe von F. Heritsch (1926) über die Rauchwacke zwischen Allach- und Harderalm an der Basis des Kalkzuges zwischen Turrach und Flattnitz und anderseits der Aufzeigung des Widerspruches, „daß die in der Innerkrems sehr spärlich auftretenden Rauchwacken" (A. Thurner, l. c. pag. 224, 4. Abs.) dort in der für paläozoisch angesehenen Bänderserie liegen (A. Thurner, 1927).

In diesen eben dargestellten Zeitraum des Widerspruchs der Meinungen K. Holdhaus' und A. Thurner's fällt R. Schwinners' Veröffentlichung (1932), die unseren Kalkzug in eine — insbesondere tektonisch — zusammenfassende Darstellung auch des weiteren Nockgebietes einhaut. Hervorgehoben erscheint die Bedeutung des Phyllonithandes (= Raibler K. Holdhaus') als trennendes Element zweier Schuppen innerhalb der gegen S sich fortsetzenden Innerkremser Trias. Die paläozoische Bänder-

serie enthält zwar „manche Dolomite" als „kosmopolitische Durchläufer", wie sie auch in der sicheren Trias der Innerkrems auftreten, im übrigen aber erscheint A. Thurner's (1927) Auffassung bestätigt, daß in der Innerkrems die W—E streichende, paläozoische Bänderserie durch die gegen W bewegte, N—S streichende Trias überschoben erscheint. Diesen lokalen Bauplan ordnet R. Schwinner (l. c.) nun folgendermaßen in ein Gesamtgeschehen ein: In der variszischen Faltungsära wurde Gurktaler Phyllit plus Eisenhutschiefer — letztere als Äquivalent der Wildschönauer Serie — in W—E streichende Falten gelegt, die in N-vergenter Überschiebung die von Innerkrems nach der Flattnitz ziehende Bänderserie überdeckten. Nach der Ablagerung von Oberkarbon und Trias erzeugte die alpidische Faltungsära eine Schar N—S streichender Falten, die in W-wärts gerichteter Überschiebung die von Innerkrems nach S ziehende Trias überwältigten. Zum Beweis wird insbesondere ein örtliches Triasprofil N von St. Oswald als nur tektonisch deutbar angeführt, dessen Gegenüberstellung zu einem Schnitt aus der Bänderserie aber schon des Gesteinsgegensatzes wegen als unvergleichbar abgelehnt. Meridional bis NW streichende tektonische Elemente — von Blattverschiebungen bis zu liegenden Falten — innerhalb der Karbon-Phyllit-Schubmasse werden dem NE streichenden Kremsbachbruch A. Thurner's (1927) „spiegelbildlich konjugiert" als Komponenten des alpidischen Faltungsaktes. Mit einer späteren, ausführlicheren Darstellung des eben skizzierten Bildes bringt R. Schwinner (1938) im Grundzug nichts zusätzliches.

Im Jahre 1935 erhielt der Verfasser von dem verewigten Professor Dr. F. E. Sueß den Versuch einer Klärung des durch die vorhergehenden Zeilen beleuchteten Zwiespaltes der Anschauungen als frei erfüllbaren Rahmen zu einer Doktorarbeit überantwortet. In den Sommern 1935 bis 1937 wurde mit geldlicher Unterstützung des damaligen Deutschen und Österreichischen Alpenvereines eine Kartierung des Raumes Turrach—Flattnitz sowie der Pfannockgruppe im Maßstabe 1 : 25.000 auf der Grundlage der Originalaufnahmssektionen der österreichischen Spezialkarte ausgeführt (Tafel II). Weiters wurde auf Grund der veröffentlichten Karten verschiedenen Maßstaben der Autoren K. Holdhaus (1932), W. Petrascheck (1927), R. Schwinner (1927, 1931), A. Thurner (1927, 1929, 1930, 1935, 1936) und der obengenannten Aufnahmen des Verfassers eine Zusammenzeichnung zu einer tektonischen Übersichtskarte im Maßstabe 1 : 75.000 vorgenommen (Tafel III). Die Niederlegung dieses Textes erfuhr durch Berufsaufnahme in die Erdölindustrie und Krieg Verzögerung. Erinnernde Exkursionen in den späteren Jahren, zuletzt eine umfassendere von vierwöchiger Dauer 1946 sowie frühere Bereisungen der Brennertrias, der Radstädter Tauern, des Semmeringmesozoikums als auch natürlich der Murauer Berge und der engeren Umgebung der Aufnahmsgebiete boten Ergänzung.

In den Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt Wien, 1945, erschien im Jahre 1947 ein gedrängter Auszug der vorliegenden Arbeit unter gleichem Titel; leider konnten damals weder Karten noch Profile beigegeben werden. Jene kurze Mitteilung hat seitdem dem Verfasser mehrfache Zustimmung eingetragen, worunter nur jene von Herrn Professor O. M. Friedrich (Leoben) genannt sei. Anderseits hat sich Herr Professor

A. Thurner weiterhin mit dem angrenzenden Raum des Murauer Paläozoikums befaßt und ist, soweit sich Beziehungen zum „Stangalm-Mesozoikum" des Verfassers ergeben, auf seinem oben zitierten Standpunkt verblieben. All diese neueren Ergebnisse zu berücksichtigen, sieht sich Verfasser jedoch außerstande; ist er doch in den letzten Jahren in einem mit der Geologie nur mittelbar verknüpften Berufe, zudem fern der heimatlichen Berge tätig. Trotz des Umstandes, daß die Ergebnisse der vorliegenden Arbeit bald zehn Jahre, die Feldaufnahmen zum Teil sogar 20 Jahre zurückliegen, erfreut es den Verfasser, daß Herr Direktor H. Küpper der Geologischen Bundesanstalt Wien, vor allem auf Grund des Fehlens neuerer wesentlicher Erkenntnisse in dem im folgenden behandelten Gebiete, die Veröffentlichung des vollständigen Textes anregte und im Jahrbuche der altehrwürdigen Geologischen Bundesanstalt Wien Raum gewährte. Hiefür möchte der Verfasser Herrn Direktor Dr. H. Küpper den aufrichtigsten Dank aussprechen.

Tiefbewußte Dankesschuld will der Verfasser erstatten: In Gedenken an seinen vergangenen ersten Mentor Professor Dr. F. E. Sueß, für die freundliche Einführung im Felde und stete Bereitwilligkeit zu jeglicher Auskunft an Herrn Reg.-Rat Direktor Dr. K. Holdhaus und au Herrn Professor Dr. L. Kober, der dem von der Hochschule längst geschiedenen Verfasser wieder die Brücke zur Einarbeit am Geologischen Institut der Universität Wien öffnete und die Fortführung und Vollendung der Arbeit unter seine Betreuung nahm.

Seinem lieben Freunde Herrn Direktor Dr. R. Janoschek möchte der Verfasser vieleu herzlichen Dank sagen für die tatkräftige Hilfe, die er in den schweren Nachkriegsjahren durch die Förderung der Ausführungsmöglichkeit der Arbeit gegeben hat.

Weiters sagt der Verfasser seinen Freunden Dr. E. Braumüller und Dr. S. Prey herzlichen Dank für viele Hilfe im doch so wichtigen einzelnen.

Für einige wertvolle Ratschläge sei dem verewigten Forscher H. P. Cornelius ein ehrfurchtsvolles Gedenken gewidmet. Schließlich möge Herrn Professor L. Waldmann für einige freundliche Auskünfte herzlich gedankt sein.

## A. Die gesteinlichen Einheiten und die Grundzüge deren Verbreitung

Die folgende Beschreibung der gesteinlichen Einheiten, die einerseits den Kalkgesteinszug Aigen/Klein Kirchheim—Innerkrems—Turrach—Flattnitz selbst zusammensetzen und anderseits denselben im Hangend wie Liegend begleiten, ist dem Umfang nach verschieden, dem Inhalt aber nach gleichwertig der Bedeutung, welche ihnen einzeln für die Grundfrage zukommt, welche lautet: Läßt sich durch Vergleich der Zusammensetzung der sich von Innerkrems über Turrach nach Flattnitz erstreckenden, angeblich paläozoischen Bänderserie mit jener, die sich von Innerkrems aus in der südlichen — allgemein als triadisch gewerteten [1]) — Ausdehnung des Kalkzuges erkennen läßt, die A. Thurner'sche Auffassung der Alters-

[1]) K. Holdhaus (l. c.), W. Petrascheck (1927), R. Schwinner (l. c.), A. Thurner (l. c.).

zweiteilung des Gesamtzuges unterbauen, oder ist die Verbreitung der Innerkremser Trias auf Kosten eines Teiles oder der ganzen Bänderserie im Sinne K. Holdhaus' auszudehnen? Hiezu ist einer Durchleuchtung der mit tektonischer Zerschlitzung bestrittenen [1]) triadischen Schichtfolge der Eisentalhöhe, die sich unter dem fossilhelegten Rhätdach hirgt, als Angelpunkt einer sich mehr und mehr entfernenden Vergleichung besonderes Augenmerk zu schenken. Örtliche Aushildung und tektonisches Schicksal kann das gültig vergleichhare — den gesteinlichen Stoffhestand — allerdings in Menge und Tracht schwer wiedererkennhar gestalten. Deshalb wird dieser Verknüpfung hei der später erfolgenden Besprechung der Lagerung der gesteinlichen Einheiten der umfassendere Raum vorhehalten.

## I. Das altkristalline Grundgebirge

### 1. Radentheiner Glimmerschiefer [2])

Als tiefstes Glied der altkristallinen Unterlage des Turracher Eisensteinzuges (Bänderserie nach A. Thurner, l. c.) erscheinen in der NW-Ecke des auf der geologischen Karte der Umgebung von Flattnitz dargestellten Aufnahmsgebietes (Tafel II), N von Turrach den Bergkamm Vorderhütteneck (2203 *m*)—Am Hohen Sitz (1976 *m*) aufbauend, helle bis silberige, bald an Muskowit, bald an Quarz reichere Granatglimmerschiefer. Ihr wellig-knolliger Hauptbruch ist übersät mit stecknadelkopf- bis erbsengroßen Granaten. Manchmal reichlich, im allgemeinen aber in sehr lockerer Streuung finden sich auf den S-Flächen winzige — gerade noch dem freien Auge erkennbare — Porphyroblasten von tief schwarzbraunem Biotit. Der Querbruch, in dem die hellen feinen Quarzlagen besonders hervortreten, ist nur selten ebenschiefrig, sondern erscheint zumeist durch Scherflächen langlinsig zerlegt; vielfach ist aber heftige phyllitische Fältelung wahrnehmbar.

In der Tiefe des Predlitzgrabens sind die Granatglimmerschiefer im Dach gegen den hangenden Schiefergneis wegen der reichlichen Führung von großschuppigem, goldgelbem Biotit, der die S-Flächen mit fast lückenlosen Häuten überzieht, hervorzuheben. Etwa 600 *m* S des Hannehauers finden sich am westlichen Straßenrande, südlich einer kleinen Hangverbauung bei einer Quelle, einige kleine aber deutliche Aufschlüsse in solchem hellgrauen, quarzreichen Glimmerschiefer, der neben den die S-Flächen überstreuenden stecknadelkopfgroßen Granaten reichliche Biotitführuug erkennen läßt; u. zw. einerseits in goldgelben Häuten auf vereinzelten, die allgemeine Feinlagentextur schräg schneidenden Scherflächen, vor allem aber als wirr gelagerte, zum großen Teil deutlich senkrecht zum S stehende, schwarzbraune Querhiotite. Lagen, in denen der helle Glimmer vorherrscht, zeigen bei starker phyllitischer Fältelung erhsengroße Granaten und winzige, tiefhraune Porphyroblasten von Schichtflächenbiotit.

U. d. M. (S 12) [3]) zeigt dieses Gestein: Quarz als ungeregeltes, eckig bis seichtbuchtig verzahntes Haufwerk von Körnern mit Durchmessern von 0·08 bis 0·5 *mm*, die nur geringe undulöse Auslöschung zeigen. Muskowit füllt als feines, aus kleinen Scheitern zusammengesetztes Zerreibsel die Zwickel zwischen den Quarzkörnern und

[1]) A. Thurner (1927).
[2]) R. Schwinner (1927).
[3]) S 12 = „Schliff 12" als Inventarbezeichnung.

erscheint in unscharf begrenzten Lagen angereichert, derart das allgemeine s des Gesteines markierend. Biotit tritt dagegen in 2 Erscheinungsformen auf: einerseits im feinen Zerreibsel zwischen den Quarzkörnern, dem Muskowit an Größe gleich, anderseits in großen, eigengestaltlichen Porphyroblasten von 0·4 bis 1·2 *mm* Länge. Der dunkle Glimmer — Pleochroismus blaßgelb — kräftig gelbbraun — liegt im allgemeinen parallel zum s der Muskowitstreifen, manchmal mit größeren Exemplaren des Muskowits parallel verwachsen, doch sehr oft auch senkrecht zum s. Biotit-Muskowit-Porphyroblasten ziehen oft von den gewälzten Granaten (siehe unten!), in Form gleichsam weggeschleuderter, geschwänzter Aggregate in die Glimmerlagen hinein, zum Teil erscheinen die Granaten aber auch von Glimmersträhnen gänzlich umflossen, wobei die Glimmer deutliche Polygonbögen bilden. Auf den c-Flächen mancher Biotite — weil nur besonders gut sichtbar in Schnitten, die der Basis genähert sind (ohne oder wenig Spaltrisse und verringerter Pleochroismus) — erscheinen lanzettförmige Ausscheidungen schwarzer, opaker Substanz. Ein vereinzelter Feldspat von 0·3 *mm* Durchmesser zeigt neben Spaltrissen den Schnitt annähernd ⊥ zu einer optischen Achse, wodurch sich sein optisch + Charakter erkennen läßt. Die Lichtbrechung n'γ in Kreuzstellung zu ω-Quarz ist deutlich geringer. Mithin Albit. Granat tritt in deutlich 4—eckigen (Dodekaeder), kantenrunden Körnern von 1 bis 3 *mm* Durchmesser auf; stark rissig und zum Teil reich an Einschlüssen von Quarz und schuppig-körnigem Graphit. Alle Körner sind gedreht, so daß ihr s i ⊥ auf das s e des Schiefers steht, einige aber sind zertrümmert und zwischen die Fragmente hat sich Chlorit angesiedelt, der teils lavendelblaue, teils normale Interferenzfarben zeigt. Von Nebengemengteilen können Apatit und Rutil beobachtet werden. Selten sind Einschlüsse winziger Zirkone mit pleochroitischen Höfen im Biotit.

Im NE verlaufenden Kammprofil Kilnprein (2410 *m*) — Vorderhütteneck ist das Hangendste der Glimmerschiefer durch sehr starke, in rasch aufeinanderfolgenden Lagen auftretende, feinlagige Sekretionsverquarzung ausgezeichnet; damit ist heftige Fältelung verbunden, die sich örtlich zu förmlicher Zerknetung steigert. Gegen das Vorderhütteneck zu werden die Schiefer glimmerreicher und lagenweise dunkler — durch Hornblendeführung —, die Granaten wachsen, bis sie endlich am Gipfel des genannten Berges als schön ausgebildete Rhombendodekaeder Kirschengröße erreichen. Winzige wirr gelagerte Turmalinnädelchen erscheinen auf den S-Flächen. Auf dem gegen E zum Hohen Sitz ziehenden Kamm tritt als langlinsige, einmal unterbrochene Einlagerung prächtiger Granatgarbenamphibolit mit bis schreibfedergroßen, wirrsperrig gelagerten Hornblendebüscheln auf. In dem dünnplatteligen Gestein wechseln an spärlich glimmerbesetzten S-Flächen hellgraue, quarzreiche Lagen mit solchen, in denen dunkelgrüne Hornblende überwiegt. Granaten mit bis 2·5 *mm* Durchmesser sind besonders in den hellen, quarzreichen Lagen ziemlich reichlich eingestreut. Der graugrüne Ton der letzteren gibt Verdacht auf Mineralien der Zoisit-Epidot-Gruppe.

In der streichenden, ostsüdöstlichen Fortsetzung des Amphibolites vom Hohen Sitz erscheint unten im Predlitzgraben knapp S des Hannebauers, den Predlitzgraben und den N-Fuß des Eisenhutmassivs nach dem Miniggrahen zu übersetzend, ein aus schmalen Lagen gebündelter Zug von nur sehr vereinzelt und dann spärlich Granat führendem Amphibolit, der von einigen gleichfalls nur dünnen Marmorbändern begleitet wird. Dunklere, mehr feinkörnige Typen dieser Marmore scheinen Hornblende zu führen, die heller grauen sind feingebändert und ziemlich grobkristallin. Der Glimmerschiefer selbst zeigt in dieser Gegend manchmal sehr schmale graphitische Lagen, in denen die schwarz glänzenden S-Flächen eine feinriefige phyllitische Fältelung annehmen. Weiters ist zu erwähnen, daß von dem normalen Glimmerschiefer zu den Amphibolitschnüren eine Reihe wechselnd stark Hornblende führender Übergänge vermitteln.

Einige kleine, von der eben beschriebenen Hauptmasse der Granatglimmerschiefer auffällig getrennte Vorkommen sind an die Grenze Schiefergneis—Bundschuhorthogneis im Bereiche des gegen S blickenden, orographisch linken Hanges des Steinbachgrabens W von Turrach geknüpft. Alle diese kleinen Vorkommen zeigen die gleiche Vergesellschaftung der verschiedenen Ausbildungen, wie wir sie in der Hauptverbreitung der Granatglimmerschiefer kennengelernt haben. Insbesondere finden sich auch amphibolitische Schlieren in den Vorkommen an dem Wege, der ziemlich horizontal gegen W zum Steinbachsattel führt; etwa 200 m W des großen, vom Geiger (1999 *m*) herabziehenden Grabens in 1830 *m* Seeböhe. Diese Örtlichkeit ist außerdem durch das häufige Auftreten bis *cm*-starker Sekretionsquarzlinsen ausgezeichnet. Als letztes seien zwei schmale Lagen von granatführendem Glimmerschiefer im Rohrerwald NE von Turrach innerhalb der im nächsten Absatz besprochenen Schiefergneise angeführt. Doch handelt es sich hier um sehr glimmerreiche Lagen innerhalb des Schiefergneises, der ebenfalls manchmal sporadisch winzige Granaten führt, hier aber örtlich angereichert ist.

Auf der beiliegenden Karte der Pfannockgruppe erscheinen im N des dargestellten schmalen Kristallinstreifens, am orogr. linken S-Hang des Leobengrabens, die aus dem Pressingbergzuge, der jenseitigen, nördlichen Begrenzung dieses Tales, herüberziehenden Hellglimmerschiefer A. Thurner's (1927) angedeutet, aus denen ein Vorkommen amphibolitischer Schlieren W der Stürzeralm, SW der Zechneralm hervorzuheben ist.

Nach den eben mitgeteilten Kennzeichen wie auch nach ihrer Stellung im Verband der übrigen gesteinlichen Einheiten des Kristallins bestehen wohl keine Bedenken, unsere Granatglimmerschiefer zu den Radentheinern R. Schwinner's (1927) zu stellen, wie dies schon im Titel des Abschnittes ausgedrückt wurde.

### 2. Priedröf-Schiefergneis (R. Schwinner, 1927) und phyllitische Glimmerschiefer

Die ausgedehnteste Verbreitung unter den kristallinen Schiefern der beiden Aufnahmskarten (Tafel II) nehmen in der Ausbildung im einzelnen stark schwankende, im ganzen aber recht eintönige Schiefergneise ein, die im Raume Turrach—Flattnitz sowie W von St. Oswald große Schuppen des Bundschuhorthogneises beherbergen. Auf der Flattnitzer Karte erscheinen diese Gesteine in einem breiten, W—E ziehenden Streifen, im W den Kilnprein, dann nach Querung des Predlitz- und Miniggrabens gegen E zu die Berge Grünbühel (2169 *m*), Dameggernock (2105 *m*) und dessen östliche Rückfallkuppe Sonntagsbügl (1924 *m*) aufbauend. Nach Übersetzen des obersten Paalgrabens tauchen sie im N unter die phyllitischen Glimmerschiefer oberhalb des Grafenriegels, während sie weiter südlich nur bis zu dem Wegsattel ziehen; der über den östlichen Begrenzungskamm des Flattnitzer Hochtales gegenüber der Scharalm in das Felfernigtal hinüberleitet. Auch hier sinken sie unter die phyllitischen Glimmerschiefer.

Die Pfannockkarte weist Schiefergneise in den schmalen dargestellten Streifen von Lenzbauerkopf (2204 *m*) am Leobengraben im N bis zum Priedröfberg (1959 *m*) im S auf. Der N von letztgenanntem Gipfel gelegene Priedröfnock (ohne Höhenangabe — etwa 1890 *m*) hat durch R. Schwinner (1927) den Namen für die ihn aufbauende gesteinliche Einheit gegeben.

Die Schiefergneise dieser beiden Aufnahmsgebiete sind mit einer noch aufzuzeigenden Ausnahme sehr feinkörnige Gesteine von meist gut feinlagiger Textur, die durch allgemeine Quarzvormacht, die sich zu immer wiederkehrenden, manchmal bis mehrere *dm* mächtig werdenden Quarzitlagen steigert, und Vorherrschen des dunklen Glimmers — besonders in Form typischer S-Flächen-Porphyroblasten — vor dem hellen, der aber stets gemeinsam auftritt, charakterisiert erscheinen. Sind die Glimmerlagen, die die quarzreichen Lagen bis Bänkchen begleiten, nur Bestege, dann erfolgt daraus ein verhältnismäßig glatter Hauptbruch, macht sich der Glimmer aber zu stärkeren, meist gehäuft auftretenden Lagen auf, dann ergibt dies einen kleinwelligen, rauhen Hauptbruch, nach dem die Schiefer verwittern und unter dem Hammer brechen; das Gestein gleicht dann sehr einem Glimmerschiefer. Quarz tritt ferner noch in Form von ganz feinen bis mehrere *cm*, ja manchmal 2 *dm* starken Sekretionsquarzflatschen auf. Bis 1 *cm* lange, 1 *mm* starke, stets zerbrochene Turmalinsäulchen lassen sich verhältnismäßig häufig in wirrer Lagerung erkennen. Feldspat ist im Handstück meist nicht erkennbar.

Die petrographische Ausbildung der Schiefergneise soll nun an einigen Beispielen erläutert werden. So zeigt eine quarzreiche Lage, orogr. links an der Mündung des Rohrerwaldgrabens, 700 *m* NE der unteren Brücke im Orte Turrach, im Handstück ziemlich ebenflächige, plattelige Absonderung und bricht an klein- und rauhwelligen, glimmerigen Bestegen, die sich zwischen im Durchschnitt 3 *cm* mächtige, im Querbruch feinebenschiefrige, sehr feinkörnige bis dichte quarzitische Lagen einschalten. Der Hauptbruch zeigt silberige und goldgelbe Häute, die aus beiden Glimmern in fleckiger Verteilung bestehen, wobei der Biotit sich auch noch in schärfer ausgeprägten, schwarzbraunen Porphyroblasten hervorhebt. Weiters deutet sich eine Streckung in einer schwachen linearen Anordnung der Glimmer an.

U. d. M. (S 60) liegt ausschließlich der Schnitt durch eine quarzitische Lage vor, ⊥ zum Hauptbruch und ⊥ zur Streckung, die folgenden Mineralbestand nach Flächenprozenten zeigt: Quarz 75, Biotit 15, Muskowit 4, Granat 3, Feldspat 2, Chlorit 1 und Akzessoria von Apatit, Zirkon und Magnetit. Der Quarz tritt in im Durchschnitt 0·5 *mm* starken, langgestreckten, oft nur aus einem einzigen Kristall bestehenden Linsen auf, wodurch ein ausgezeichnetes, feinlagiges s markiert erscheint. Bei stark wogender Auslöschung erscheint er sehr gut eingeregelt, weil Schnitte ⊥ zur c-Achse selten sind. Die Verzahnung ist kleinwellig gut. Der Biotit erscheint recht regelmäßig verteilt in gut in s liegenden, lanzettförmigen Querschnitten, während der viel spärlichere Muskowit bei gleichartigem Auftreten zum Teil mit dem Biotit parallel verwachsen ist. Granat bildet wenige, trübe Körner von im Durchschnitt 0·3—0·5 *mm* Durchmesser, die zertrümmert und zu langlinsigen, in s liegenden Häufchen zerlegt sind. Spärlicher Chlorit (Pennin, mit den charakteristischen lavendelblauen Interferenzfarben) findet sich manchmal in den Zwischenräumen der Granattrümmer oder umschließt die Granathäufchen in langgeschwänzten Hüllen, die in s auskeilen. Selten kommt Chlorit auch nicht als Begleiter des Granates vor, zeigt aber dann bei blättriger Aggregation normale Interferenzfarben. Feldspat kann nur sehr vereinzelt und in sehr kleinen (0·1—0·2 *mm*), aber einschlußreichen (Muskowit) Exemplaren in Aufblätterungen der Quarzlagen ausfindig gemacht werden. Es zeigen sich weder Zwillingslamellen noch Spaltrisse, so daß eine nähere Bestimmung unmöglich ist. Nach der Lichtbrechung liegt sehr saurer Plagioklas vor.

Ein Schliff (S 17) aus Schiefergneis von der gegenüberliegenden, orogr. rechten Flanke des Rohrerwaldgrabens an dessen Mündung zeigt Quarzlagen, die einerseits aus wenigen, gut verzahnten, langlinsigen Kristallen zusammengesetzt sind, anderseits bestehen sie jedoch aus einem Haufwerk völlig ungeregelter, feiner Körner, die in einem nur schwachwellig verzahnten Pflasterverband stehen. Das schon durch die Quarzlagen deutliche s wird ausgeprägt durch sehr dünne, aber langgestreckte (0·15 × 1·5 *mm*) Biotitporphyro-

blasten — Pleochroismus blaßgelb : kräftig gelbbraun —, die in seltene, das allgemeine s schräg durchsetzende Scherflächen einbiegen und in diesen ausdünnen. Die Biotite führen sehr reichlich stattliche Rutile, zum Teil in Sagenit-Ausbildung. An den schrägen Scherflächen finden sich ferner Spuren von Chlorit. Feldspat, sehr selten und klein (0·1 *mm* Durchmesser), zum Teil lamelliert, ist nach der Lichtbrechung albitreicher Plagioklas. Granat, verhältnismäßig reichlich, aber stets unter 0·1 *mm* Durchmesser bleibend, tritt in schönen Dodekaedern auf. Muskowit ist sehr selten, bildet aber kräftige Scheiter. Akzessoria: Apatit und Erz.

Eine schon mit freiem Auge vermutbare Abänderung des Mineralbestandes läßt eine feinschieferige Lage in 1310 *m* SH am orogr. rechten Hang des Rohrerwaldgrabens erkennen, indem der Hauptbruch hell-dunkelgrüne Fleckigkeit aufweist.

U. d. M. (S 31) umschließt feinbalkiger Muskowit in Strähnen linsenförmige, gut buchtig verzahnte Quarzlagen von 0·2 bis 0·5 *mm* Stärke, während der reichliche Chlorit (Klinochlor) sichtlich jüngere Scherflächen bevorzugt, die der durch das Quarz-Muskowitgefüge gegebenen Schieferung gleichlaufen. An diesen Scherflächen, die mit Erzstäubchen erfüllt sind, bricht das Gestein. Gut parallel dem s liegt Hornblende ($n\alpha'$ hellgrünlich : $n\gamma'$ kräftigbläulichgrün) in einzelnen großen (bis 0·5 × 2 *mm*) Porphyroblasten, randlich zu Biotit umgewandelt und letzterer zu blättrig-strahlig aggregiertem Chlorit. Meist aber ist nur der Sprung Hornblende zu Chlorit zu sehen, während vom Zwischenstadium Biotit nur mehr Reste — besonders in geschützten Zwickeln der Hornblendewirte — aufzufinden sind. Man beobachtet hiebei geradezu blättchenweisen Ersatz des Biotites durch Chlorit in Form regelrechter Wechsellagerung. Während Klinozoisit in örtlich gehäuften winzigen Körnchen auftritt, ist winziger Granat spärlich und von Feldspat nichts zu sehen. Ein winziger, blaugrüner Turmalin präsentiert sich in einem Basisschnitt. Ferner etwas Apatit.

Aber auch im Hangend der großen Bundschuhorthogneisschuppe W von Turrach ist am orogr. rechten S-Hang des Steinbachgrabens der hier sehr quarzreich ausgebildete Schiefergneis in mehreren Lagen merklich Chlorit führend, was sich in einer graugrünen Gesteinsfärbung ausdrückt.

In R. Schwinner's Karte (1931) der Umgebung von Turrach ist im Hangend des Bundschuhorthogneises „Quarzitgneis", im Liegend desselben „Schiefergneis" ausgeschieden. Einige Aufschlüsse am unteren Ausgange des Steinbachgrabens zeigen tatsächlich Vorherrschen von durchwegs quarzitischem Schiefergneis, aber schon am S-Hang des oberen Grabens ist das Gestein mit seinen mannigfach abändernden Glimmerlagen von der Hauptmasse der Schiefergneise nicht verschieden. Ebenso läßt sich der schmale Streifen von Schiefergneis unmittelbar NE von Turrach im Hangend des Orthogneis nicht aussondern, umso mehr weil nach dem östlichen Schluß der großen Orthogneisschuppe jedwede Trennung weiterhin unmöglich erscheint, einfach weil — kurz gesagt — Liegend und Hangend dasselbe sind.

Das schmale Schiefergneisband knapp NE von Turrach zeigt im Hangend des Orthogneises ziemlich dunkelgrauen, biotitreichen Schiefer mit welligem Hauptbruch. Im Querbruch fallen bis 3 × 20 *mm* messende Sekretionsquarzlinsen auf. Während das Gestein allgemein einen grünlichen Stich aufweist, bildet der dunkle Glimmer vieler — aber nicht aller — S-Flächen förmliche Häute, die stellenweise individualisierte Porphyroblasten enthalten.

U. d. M. (S 18) erscheint Quarz vor allem als rundliche bis polygonale Körner (0·04 bis 0·15 *mm* Durchmesser) in einem seicht-buchtig verzahnten, sehr deutlichen Pflasterverband, der absolut ungeregelt ist. Undulöse Auslöschung tritt nur selten und schwachgradig auf. Außerdem treten langlinsige Lagenquarze (bis 3 × 20 *mm*) auf, die aus wenigen aber größeren, innig buchtig verzahnten Einzelkristallen bestehen, welche die Trener'sche Einregelung und stärkere undulöse Auslöschung aufweisen. Reichlich Biotit (Pleochroismus hellgelb bis grünlichtiefbraun), dessen große Menge von 30% des Schliff-

bildes durch die ziemlich schräge Schlifflage noch übertrieben erscheint, durchzieht als förmliche S-Bestege den Schliff in langen Strähnen, derart eine ausgezeichnete Schieferung abbildend. Dem langwelligen s sind die Glimmerlamellen durch Verbiegungen angepaßt. Deutliche Querbiotite sind nicht gar selten. Örtlich erscheint der dunkle Glimmer ausgebleicht unter Änderung des Pleochroismus zu hellgelb—grünlichgelb und Darbietung muskowitähnlicher Polarisationsfarben. Vereinzelt Einschlüsse von Zirkon mit plechroitischen Höfen. Sehr bemerkenswert erscheint, daß sich entlang eines die Schieferung annähernd ⊥ durchsetzenden Klüftchens Biotit angesiedelt hat, besser gesagt dieses förmlich erfüllt. Muskowit kommt verhältnismäßig spärlich in schönen, mit dem Biotit parallel verwachsenen Scheitern vor. Chlorit erscheint nur ganz wenig am Biotit, insbesondere in dem gerade genannten Haarriß. Feldspat in der Durchschnittsgröße von 0·3 *mm* Durchmesser ist nicht sehr häufig zu finden. Xenomorph zeigen sie vereinzelt Lamellierung, meist aber nicht einmal Spaltrisse. Zum Teil sind sie sehr einschlußreich und erweisen sich nach der Lichtbrechung im Verhältnis zu Quarz praktisch als Albite. Ein Achsenschnitt liefert optisch + Charakter. Akzessorisch ist Magnetit in würfeligen Durchschnitten ziemlich häufig; ferner Apatit.

Ganz im Dach dieses Schiefergneisbandes, schon nahe der leider nicht aufgeschlossenen Grenze gegen den Dolomit des Stangalm-Mesozoikums erscheinen mit bis einige *dm* mächtigen Lagen von reinem, fast glimmerfreiem Quarzit graugrüne, chloritische, hellglimmer- und quarzreiche Schiefer mit großwelligem, feinphyllitischen Hauptbruch. Einzelne S-Flächen zeigen goldgelbe Biotithäute mit einzelnen dunkelbraunen Porphyroblasten. Der Querbruch ist feinlagig-schiefrig. Senkrecht auf die feinphyllitische Fältelung der S-Flächen und senkrecht auf diese selbst verläuft eine enge Schar feiner Klüfte.

Im Dünnschliff (S 42) erscheint Quarz als feinkörniges — Korngröße stark wechselnd — verzahntes Haufwerk aggregiert zu teils rundlichen, teils linsenförmigen Gruppen. Zusammen mit großen (bis 2 *mm* Durchmesser), ungemein einschlußreichen — Quarz, Muskowit, wenig winziger Zirkon, doch auch Granat und ein Biotit —, nach der Lichtbrechung sehr albitreichen, xenomorphen Plagioklasen sind sie durch ein Flechtwerk von ein schlechtes s bildenden Muskowitsträhnen in mehrminder langlinsige Partien zerrissen. Hauptsächlich, aber nicht ausschließlich wird der reichliche Chlorit von diesen Muskowitsträhnen beherbergt. Der Chlorit ist in der Hauptmenge Pennin mit lavendelblauen Interferenzfarben, zum Teil aber auch Klinochlor, besonders in blätterigen Aggregaten. Von dem aus dem Handstück leicht zu präparierendem und optisch zu bestätigenden Biotit ist in dem Schliff nichts zu sehen außer einem einzigen Basisschnitt mit Rutilnädelchen. Turmalin [Pleochroismus $n\alpha$ ($\varepsilon$) graugelb : $n\gamma$ ($\omega$) olivgrün] sehr viel, in zerbrochenen Säulchen bis 1·2 × 2·6 *mm*, ist oft stark zonar gebaut und führt manchmal Einschlüsse von Quarz, Muskowit, Chlorit und auch Albit. Entlang der Muskowit-Chloritsträhne findet sich diffuses Karbonat. Ferner reichlich Magnetit und wenig aber stattlicher Titanit.

Der Lagerung nach zweifellos den liegenden Anteilen desselben Schiefergneisbandes angehörig ist das aus historischen Gründen für die später zu behandelnde Frage einer permischen Grundbildung des Kalkzuges wichtige Vorkommen an der unteren Brücke im Orte Turrach [1]). Es ist ein dünnlagiger, durch sehr deutliche dicksäulige Streckung ausgezeichneter Quarzitgneis. Feldspat ist nur wenig erkennbar, desto deutlicher, wenn auch nicht allzu reichlich eingestreuter, grobschuppiger Biotit.

Das kleine Schiefergneisvorkommen, das bei der Allachalm am S-Fuß des Grabensteinecks aufgeschlossen ist, zeigt sich lagenweise als ziemlich massiger, nur undeutlich geschieferter, hornblendereicher Gneis.

U. d. M. (S 1) zeigt sich ein sehr verschiedenkörniges, absolut ungeregeltes und ungeordnetes Quarzgefüge von guter, eckiger Verzahnung. Zahlreiche sehr saure Plagioklase, die nur ganz selten Zwillingslamellierung erkennen lassen, fallen durch

[1]) Siehe hiezu Abschnitt Erforschungsgeschichte, pag. 7: R. Schwinner's (1922) „Plattelquarz".

ihren großen Reichtum an Einschlüssen auf, die in ihrer Hauptmenge aus Muskowitschüppchen, dann aus etwas Quarz und Klinozoisit sowie gut idiomorphen Granaten bestehen. Große, stets zertrümmerte Hornblenden — Pleochroismus blaßgelbgrün: blaugrün — sind oft bis auf Reste in feinschuppigen Biotit umgewandelt. Auch der reichliche Granat erscheint manchmal biotitisiert. Muskowit tritt nicht besonders reichlich, aber in kräftigen, gleichsam abgehackten Scheitern auf. Ein Fortschreiten der Umprägung bezeugt das Auftreten von reichlich Chlorit (Klinochlor), zum Teil in blätterigen Aggregaten, der einerseits deutlich aus Biotit hervorgeht, anderseits isoliert vorkommend die großwellige Schieferung markiert, die außerdem durch Einschwenken der Glimmer und durch Lagenquarze gekennzeichnet ist. Von Nebengemengteilen ist ziemlich reichlicher Titanit sowie Apatit zu nennen. Weiters sind lagenweise gehäufte, kleine Klinozoisite zu vermerken.

Ein durch sein Anftreten unmittelbar im Liegend des Dolomites des Stangalm-Mesozoikums besonders auffälliger, nur wenige Meter mächtiger Quarzitzug findet sich im Hangend des eben beschriebenen Schiefergneisvorkommens der Allachalm. Unterhalb einer kleinen Brücke W der Almhütte erscheint gut aufgeschlossen im Handstück grünsticbiggrauer, sehr feinkörniger, platteliger Quarzit. Der Hauptbruch zeigt winzige Schüppchen von Muskowit, vor allem aber an Biotit.

U. d. M. (S 2): Gut in s liegender Biotit trennt in sehr dünnen Lamellen 0·15—0·3 *mm* starke Quarzlagen, die aus gut buchtig verzahnten, parallel s verlängerten Quarzkörnern mit Durchmesser von 0·08—0·15 *mm* bestehen. Der Biotit zeigt schuppige Struktur und einen Pleochroismus von hellgrünlichgelb—dunkelgraugrün. Manchmal ist noch ein Kern erkennbar, dessen Pleochroismus gelbbraun—kräftig dunkelbraun ist. Muskowit, spärlich, aber als kräftige Scheiter, ist zum Teil parallel mit dem dunklen Glimmer verwachsen und oft deutlich verbogen. Ziemlich reichlicher Feldspat in rundlichen „Augen", deren Durchschnittgröße (bis 0·15 × 0·4 *mm*) über jener der Quarzkörner liegt, erweist sich nach der Lichtbrechung — sehr viel kleiner als Quarz, vereinzelter Mikroklingitterung sowie Andeutung kryptoperthitischer Schnüre und fast ausnahmslos gewisser Trübung zumeist sicher als Kalifeldspat. Zwei Achsenschnitte ergeben damit übereinstimmend optisch negativen Charakter. Von Akzessorien kann nur Magnetit genannt werden.

Weniger das gut buchtig verzahnte Quarzgefüge — das auch sonst manchmal vorkommt — als die reichliche Führung von Kalifeldspat lassen dieses Gestein etwas aus der Reihe der Schiefergneise treten.

Das Quarzitband ist gegen den Sattel E der Allachalm deutlich zu verfolgen. Hier kann graugrüner, mittel- aber ungleichkörniger Quarzit von ebenschiefriger Textur geschlagen werden, der auf den s-Flächen einen dichten Filz beider Glimmer erkennen läßt.

U. d. M. (S 4): Ein deutliches s ist gegeben durch den ganzen Schliff im Abstand von 0·15 bis 0·4 *mm* durchziehende Glimmerlamellen, die linsenförmige Quarzaggregate umschließen. Hiebei ist Biotit — Pleochroismus hellbräunlichgelb: dunkelgraugrün, Struktur stark schuppig — sehr oft mit schönen Muskowitscheitern parallel verwachsen. Die oft deutlich gebogenen Glimmerlamellen sind vielfach von Scherflächen begleitet, die von einem diffusen Erzstauh erfüllt sind. Quarz — sehr verschiedenkörnig und stets gut buchtig verzahnt — setzt einerseits linsenförmige Aggregate (bis 1·2 × 3·0 *mm*) weniger abor gut verzahnter Körner mit stark undulöser Auslöschung und Mörtelsäumen zusammen, bildet aber anderseits hauptsächlich ein feinkörniges (0·3—1·4 *mm* Durchmesser), unregelmäßiges Körnerwerk, das in einem förmlichen Mörtelbrei noch feinkörnigerer (0·015 *mm* Durchschnittsdurchmesser) Quarze liegt. Von kleinen, seltenen Feldspäten zeigt einer ohne Spaltrisse die Lichtbrechung nach n′ nur sehr wenig größer als Kanadabalsam: mithin praktisch Albit. Von Nebengemengteilen ist neben wenig Zirkon und Magnetit ein Granat von 0·15 *mm* Durchmesser zu nennen.

Von der Einmündung des Felfernigbaches in den oberen Paalgraben zieht gegen S der Kamm des Lerchriegels. In 1350 *m* Höhe wurde von hier ein Schiefergneis u. d. M. untersucht (S 30), dessen Biotitlamellen oft stark gebogen erscheinen und einen Pleochroismus von hellgelblichgrün—schuppig graugrün aufweisen. Es mag dies wohl

eine beginnende Chloritisierung bedeuten, wenn auch Chlorit (Klinochlor) selbst nur sehr spärlich auftritt. Das schon bekannte eckig bis seichtbuchtig verzahnte, feinkörnige Quarzgefüge birgt noch gefüllten Plagioklas sowie ziemlich reichlich Klinozoisit und Epidot.

Etwas höher am Kamm des Lerchriegels, fast unmittelbar im Liegend des Dolomites des Sumperbühels (E Wurmstein) tritt geringmächtiger, weißlichgrauer, dünnplatteliger, sehr feinkörniger Quarzit auf, dessen ziemlich ebenflächiger Hauptbruch dicht mit sehr kleinen Muskowitporphyroblasten besetzt ist.

U. d. M. (S 28) bildet Quarz ein eckig bis seichtbuchtig verzahntes Gefüge von ziemlich gleichmäßigem Korn von im Durchschnitt 0·05—0·1 *mm* Durchmesser. Eine schwache Regelung wird sehr verdeutlicht durch das deutliche s kleiner Muskowitscheiter. Seltener, zum Teil spärlich glimmererfüllter Feldspat in der Größenordnung der Quarzkörner, ohne Zwillingslamellen und nur selten mit Spaltrissen, erweist sich nach seiner Lichtbrechung als Albit. Akzessorisch Titanit, etwas erdig zersetzt, zum Teil in spitzrhomboedrischen Querschnitten. Ferner Apatit, winzige Zirkone und etwas Erz.

Auf die petrographische Ausbildung dieser letztgenannten Quarzitvorkommen der Schiefergneise, die an die Basis des Stangalm-Mesozoikums als „Pseudo-Verrucano" herantreten, wird im Zusammenhang mit der Frage einer psammitischen, permischen Grundbildung („Verrucano") des Kalkgesteinszuges in einem eigenen, anschließenden Kapitel hingewiesen werden.

Die im Anfange dieses Abschnittes (S. 86) erwähnte Ausnahme von der allgemein recht feinkörnigen Struktur der Schiefergneise kommt einem mittel- bis grobkörnigem, durch Feldspatreichtum auffallend hellen, festen, plattenförmigen Gneis zu, der reichlich grobschuppigen, teiles goldgelben, teils tiefbraunen Biotit führt. Das Vorkommen dieses Gesteines, das von A. Thurner (1927) in der Innerkrems als Meroxengneis beschrieben wurde, läßt sich in einem Zuge verfolgen, der etwas östlich des Steinbachsattels in der Mulde S des Kilnprein beginnt und sich nach dem zum Geiger abfallenden E-Kamm dieses Berges hinzieht, ihn in etwa 2150 *m* Höhe erreichend. Hier ist der helle Gneis bereits merklich feinkörniger geworden und ist in seiner weiteren Fortsetzung in der Tiefe des Predlitzgrabens, wo er 2 *km* N von Turrach orogr. links in einer Weitung des Grabens aufgeschlossen ist, nach der Größe des Kornes nicht mehr von den begleitenden Schiefergneisen zu trennen.

Ein Handstück von diesem Vorkommen zeigt einen hellen, innerhalb der platteligen Lagen massigen, feinkörnigen Gneis mit gut in s liegenden Biotitporphyroblasten, die im Hauptbruch besonders hervortreten. Der Querbruch zeigt schon mit freiem Auge reichlich Feldspat, während die Handlupe noch blaßrosa Granat aufdeckt.

Das Schliffbild (S 14) läßt erkennen, daß eine schiefrige Textur nur durch die gute Parallellage der Biotitporphyroblasten gegeben ist, während das Quarz-Feldspatgefüge als granoblastisch — im Sinne von blastopsammitisch — zu bezeichnen ist. Die sehr ungleichmäßig großen (0·04—0·5 *mm* Durchmesser) Quarzkörner stehen in einem eckigen, nur schwach wellig-buchtig verzahnten, pflasterartigen Verband. Die stark xenoblastischen Feldspäte verzahnen sich zum Teil sehr innig mit dem Quarz derart, daß zwischen den im Plagioklas eingeschlossenen Quarzen und den durch Verzahnung mehrminder partiell umschlossenen fließende Übergänge bestehen. Die Feldspäte — ausgesprochene Xenoblasten bis 1×2 *mm* Durchmesser, etwa $^1/_6$—$^1/_4$ der Schliffläche einnehmend — sind fast alle „gefüllt" mit Einschlüssen von Muskowitschüppchen, Quarz und wenig Klinozoisit. Während ein einziger Zwillingslamellierung zeigt, ist ein anderer, einschlußleerer, senkrecht zu einer optischen Achse geschnitten und zeigt positiven Charakter. Seine Lichtbrechung n'γ ist in Kreuzstellung annähernd gleich ω von Quarz, was auf Plagioklas

mit zumindest 15% Anorthitgehalt zu schließen erlaubt. Ein anderes diesem Feldspat benachbartes Quarzkorn in Parallelstellung liefert deutlich $\varepsilon' > n'\gamma$. Ein weiteres, gleichfalls nicht gefülltes Feldspatkorn bringt mit einem Mittellinienschnitt annähernd $\perp$ $n\alpha$ gegen M eine Auslöschungsschiefe von $+12°$, was einen Gehalt von 29% An bedeutet. Bestätigt wird diese Basizität durch ein in Kreuzstellung anliegendes Quarzkorn, dessen $\omega$ nur ganz wenig geringer als $n'\alpha$ des Feldspates ist, woraus auf einen An-Gehalt von 25 bis 30% zu schließen ist. Ein dritter Feldspat zeigt $n'\gamma$ in Parallelstellung zu $\varepsilon'$ Quarz deutlich geringer. Ein viertes Korn hat $n'\alpha$ deutlich kleiner als Kanadabalsam. Somit treten Albit-Oligoklase bis Oligoklase auf. Der Biotit tritt in auffällig frischen Porphyroblasten (Durchschnittsgröße $0{\cdot}15 \times 0{\cdot}7$ *mm*) auf, deren Enden wie zerfranst aussehen. Der Pleochroismus ist hellgelb—gelbbraun; Einschlüsse winziger Zirkone mit pleochroitischen Höfen sind ziemlich verbreitet. Bei allgemeiner, das *s* — wie bereits gesagt — einzig beweisender Parallel-Lage, ist auch häufig eine Stellung $\perp$ zu derselben als Querbiotit erkennbar. Vereinzelt treten ausgebleichte Biotite auf, die randlich Erzstäubchen führen und deren Pleochroismus $n\alpha$-hellgelblichgrün, $n\beta/n\gamma$-gelbgrün, in Lagen gelbbraun ist. Regelmäßig und reichlich eingestreut ist meist ausgezeichnet idiomorpher Granat in einer Durchschnittsgröße von 0·3 *mm* Durchmesser. Höchst wenig Muskowit tritt in kleinen, zerstreuten Scheiterchen vor allem in der Nähe der Plagioklase und innerhalb derselben auf. Chlorit (Pennin) ist nur spurenhaft am Granat vorhanden. Apatit in rundlichen Körnchen, vereinzelt aber auch in sechsseitigen Basisschnitten ist nicht gerade selten. Schließlich fallen noch Aggregate von Ilmenit mit dessen stark lichtbrechendem, weißlichem Zersetzungsprodukt Leukoxen auf.

Seine helle Farbe und die reichliche Biotitführung lassen diesen Fels auch wieder auf dem N-Kamm des Eisenhuts in 1760 *m* erkennen, wo er die Kante eines Steilabfalles bildet. Schließlich war dieses Gestein jenseits des Miniggrabens, zu beiden Seiten des gegen E zum Dammeggerbock emporziehenden, gleichnamigen Grabens wiederzufinden.

Ost- und südostwärts an die bald östlich des oberen Paalgrabens untertauchenden Schiefergneise schließen in deren Hangend, in dem auf der Flattnitzer Karte dargestellten Raum als höchstes Glied des Altkristallins, phyllitische Glimmerschiefer an. Sie bilden die Umrahmung und den Schluß des Felfernigtales und bauen den das Flattnitzer Hochtal östlich begrenzenden Bergkamm der „Unter Wänden" (1828 *m*) auf. Auf der W-Seite des oberen Flattnitzbaches erscheinen sie in kleinen Aufbrüchen in der NE-Flanke und am Fuße des Bock-Bühels (1672 *m*) als Erosionsfenster in der mesozoischen Bedeckung.

Im Handstück zeigen diese Gesteine einen zwischen Phyllit und Glimmerschiefer stehenden Habitus. Mit den Phylliten haben sie die feine Schichtung und eine lebhaftere Fältelung gemeinsam. Letztere erreicht aber, in der Gesamtheit der Einheit betrachtet, niemals jene Intensivität und Allgegenwart, wie sie der weiter unten besprochene Gurktaler Phyllit innehat. Den auf den ersten Blick „serizitischen" Glanz der S-Flächen des Hauptbruches läßt aber schon die Handlupe als dichten Filz kleiner Muskowitindividuen erkennen. Näheres Zusehen zeigt in einzelnen Lagen goldgelbe Häutchen, in denen sich manchmal als Kern ein tiefbrauner Biotitporphyroblast ausnehmen läßt. Selten auftretende chloritische Lagen sowie Sekretionsquarzausscheidungen von weit geringerem Ausmaß als in den Schiefergneisen vervollständigen das Bild. Aber zu den kennzeichnenden Merkmalen dieser gesteinlichen Einheit gehört das örtlich gehäuft vorkommende Auftreten schmaler Einschaltungen von Kalkphyllit, welche durch Übergang im Streichen und innige Wechsellagerung mit karbonatfreiem phyllitischen Glimmerschiefer keinerlei Verdacht auf einheitsfremde tektonische Einbeziehung aufkommen lassen. Solche Kalkphyllitlagen finden sich insbesondere auf dem NW-Kamm der Unter Wänden nahe den liegenden

Schiefergneisen, hier zum Teil breccienartig verknetet und am westlichen Hang des oberen Klaussbaches, am Fuße der NW-Flanke des Kusters (1672 *m*), SE des Almdorfes Flattnitz.

Ein Schliff (S 6) aus phyllitischem Glimmerschiefer, der etwa 500 *m* östlich des Flattnitzer Sattels an dem durch den oberen Teil der Johanniswand ziehenden Almweg („Römerstraßel") geschlagen wurde, zeigt ein sehr feinkörniges Quarzgefüge, dessen im Durchschnitt 0·05 *mm* Durchmesser besitzende Körner ohne jede Regelung in einem gut eckig bis buchtig verzahnten Verband stehen. Selten sind größere Körner von 0·2 *mm* Durchmesser. Durch Strähne kleinster (etwa 0·05 *mm* Durchmesser) Muskowitscheiterchen, die durch Bestäubung kohliger Substanz verdeutlicht sind, ist eine meist heftig gefältelte Schieferung erkenntlich. Der sehr reichliche Chlorit (Klinochlor) ist zwar in den Glimmerlagen besonders kräftig aufgeblüht, im übrigen aber im ganzen Gestein gleichmäßig verteilt. Bemerkenswert sind einige winzige Biotite (0·05 *mm* Durchmesser) mit einem Pleochroismus von blaßgelb zu gelbbraun. Ebenso vereinzelt sind einige winzige Angehörige der Zoisit-Epidotgruppe. Ein einziger größerer Turmalin. Weiters sehr reichliche Streuung winziger Rutilnädelchen. Ferner etwas Magnetit.

Schon im Titel dieses Abschnittes wurde die Zugehörigkeit der eben beschriebenen Schiefergneise zu dem „Priedröf-Horizont" von R. Schwinner (1927) ausgedrückt. Zu dem Hauptmerkmal der Führung reichlicher Biotitporphyroblasten hat A. Thurner (1927) das kennzeichnende eckig verzahnte Quarzgefüge hervorhebend hinzugesellt und aus dem Gebiete der Innerkrems die Variationsbreite dieses Gesteinskomplexes genügend umrissen, daß sich auch die weniger häufigen Typen unseres Aufnahmsgebietes einordnen lassen. Auf das Verhältnis der Schiefergneise zu den eingelagerten Schuppen von Bundschuh-Orthogneis wird in dem dafür zuständigen Abschnitt über die Lagerung der gesteinlichen Einheiten eingegangen werden. Hier sei vorweggenommen, daß der Umprägungszustand beider Gesteine — Priedröfschiefergneis und Bundschuh-Orthogneis — sie zu einer Einheit gleicher metamorpher Fazies („Zone" im Sinne von A. Kieslinger, 1928) vereinigt, womit sich Gleichschlichtung im Gefüge verbindet.

Die Zuteilung der phyllitischen Glimmerschiefer der Flattnitz, die im Dache der Schiefergneise auftreten, ist an bereits bekanntes nicht ohne weiteres durchzuführen. Mit den „phyllitischen Zweiglimmerschiefern" von Arriach (W. Petrascheck, 1927) wären sie an sich vergleichbar, doch hat R. Schwinner (l. c.) dieselben zufolge der Führung von Bänken des typischen Priedröfschiefergneises letzterem Horizonte zugeordnet. Da Priedröfgneislagen in den phyllitischen Glimmerschiefern der Flattnitz fehlen und außerdem die erwähnten Kalkphyllitschmitzen dem Priedröfhorizonte fremd sind, müssen diese Gesteine selbständig ausgeschieden werden. Inwieweit sie mit dem nach A. Thurner (1931) ähnlich entwickeltem, hangendsten Altkristallin des nördlich anschließenden Kreischberggebietes (Blatt Murau) in Beziehung zu bringen sind, ist auf Grund der Literatur allein nicht aufklärbar, während die eigenen Untersuchungen dieses Gebiet nicht mehr erreichten.

### 3. Bundschuh-Orthogneis

Hauptsächlich Mineralbestand und Tracht, in geringerem Maße als zu erwarten auch die Gestaltung der Landschaftsform, lassen den Bundschuh-Orthogneis als ausgeprägte Persönlichkeit aus den gesteinlichen Einheiten des Altkristallins hervortreten.

Die Flattnitz-Karte läßt zwei deutlich getrennte W—E verlaufende Züge erkennen. Der westliche beginnt etwa einen halben Kilometer östlich des Steinbachsattels, bildet anfangs beide Hänge des Steinbachgrabens bis über 2000 *m* Höhe hinauf, steigt am orogr. rechten S-Hang rasch zur Sohle, um etwa vom Beginn des untersten Grabendrittels an nur mehr im unteren Teil des orogr. linken N-Hanges des Steinbachgrabens aufzutreten. Sich allmählich verjüngend übersetzt der Gneiszug den Grund des Predlitzgrabens unmittelbar N der Ortschaft Turrach und taucht aber sogleich am rechten Talhang tunnelförmig in den Schiefergneisen unter, die ihn schon im Steinbachgraben im Liegend wie Hangend begleitet haben. Der östliche Zug des Bundschuh-Orthogneises setzt schlank ausspitzend im Rohrerwald nordöstlich von Turrach ein, übersteigt in seinem östlichen Verlaufe den N-Kamm des Eisenhutes (2441 *m*) etwas N des Sattels „Im Karnerboden" (1758 *m*), senkt sich zur Sohle des Mmiggrabens, hier den Diesingbach übersetzend, um sich sodann zum grobblockigen, graufelsigen Grabensteineck (2079 *m*) zu erheben. Knapp NE des Gipfels verläßt der Gneis wieder den Kamm, zieht gegen den Zusammenfluß des Schar- und Flattnitzbaches hinab und taucht hier, nachdem das unmittelbare Hangend etwa schon vom Meridian des Grabensteinecks an von Quartär verhüllt war, unter den Schutt des Talkbodens. Einen sehr wesentlichen Aufschluß von Bundschuh-Orthogneis zeigt schließlich der W-blickende Hang des P. 1502 („Sumperbichl" der Älpler), hart NE und E des trigonometrischen Zeichens 1315 *m* beim Wurmstein. Hier zeigt sich zweifellos die Fortsetzung des vom Grabensteineck kommenden Gneiszuges, der ebenso wie sein westlicher Turracher Nachbar durch tunnelförmiges Eintauchen in dem ummantelnden Schiefergneis endigt. Die Verbindung dieses Vorkommens zum W-Kamm des Grabensteinecks ist in ihrem nördlichen Anteil der Erosion zum Opfer gefallen, im südlichen Bereich durch Schutt verdeckt.

Auf der Karte der Pfannockgruppe (Tafel II) erscheinen im Kammprofil W von St. Oswald in den Gipfelregionen des Wiesernocks (1969 *m*) und des Priedröfs (1959 *m*) zwei etwa W—E streichende Bundschuh-Orthogneiszüge ausgeschieden.

Die gesteinliche Ausbildung des Bundschuh-Orthogneises ist in seiner gesamten eben geschilderten Verbreitung in einer einem verschieferten Massengestein geziemenden nur wenig schwankenden Einheitlichkeit anzutreffen. Zwei Merkmale sind es, die in Aufschluß und Handstück hervortreten: Der fast völlige Mangel dunkler Gemengteile sowie die auffällig gegen die Ränder der Gneiskörper zu stärker ausgeprägte, meist ausgezeichnete Regelung des Gefüges, die sich in einer überaus deutlichen Streckung ausdrückt.

In der Hauptmasse ist der Bundschuh-Orthogneis ein gut gebankter und geschieferter, heller Augengneis, dessen oft bis mehrere *cm* Durchmesser erreichende Mikroklinaugen besonders im Querbruch auffallen. Der Hauptbruch zeigt grünlich glänzende Häute von hellem Glimmer. Der Beschreibung u. d. M., die F. Heritsch (1924) gegeben hat, ist wenig hinzuzufügen. Die Kataklase zeigt sich an den wogend auslöschenden, oft von Mörtelkränzen umsäumten Quarzen; besonders deutlich aber an den zertrümmerten und verbogenen Zwillingslamellen der Plagioklase. Die zunehmende Ver-

schieferung gegen den Rand der Gneiszüge prägt sich in einer immer stärkeren feinschiefrigen Textur aus. Die Mikroklinaugen werden immer kleiner und bald dem freien Auge unkenntlich. Als Endprodukt ergeben sich sehr feinkörnige bis dichte, feinlagige, quarzitische Gesteine, die oft nichts mehr von dem Feldspat des ursprünglichen Gneises erkennen lassen. Diese Endglieder für sich betrachtet, würden kaum Anhalt für die Natur des ursprünglichen Ausgangsgesteines ergeben. A. Thurner (1927) hat einige Typen dieser mylonitischen Umwandlungsreihe aus der Innerkrems beschrieben. Diesen quarzitischen Myloniten kommt — ebenso wie den oben genannten Quarziten der Priedröf-Schiefergneise — infolge ihres Herantretens an die Basis des Stangalm-Mesozoikums als „Pseudo-Verrucano" erhöhte Bedeutung zu, so daß ihre petrographische Ausbildung im folgenden näher zu beleuchten ist.

Während an dem westlichen Gneiszug quarzitische Mylonite nur an seinem untertauchenden Ende bei Turrach auftreten, konnten solche Gesteine vor allem im Hangend des östlichen Gneiszuges, aber vereinzelt nur an dessen Liegendsaum aufgefunden werden. Dies mag nur zum Teil den Aufschlußverhältnissen zuzuschreiben sein, besser wird dies durch eine weiter unten folgende tektonische Deutung erklärlich erscheinen.

Das Jagdsträßchen, das von Turrach zu dem Sattel „Im Karnerboden" im Eisenhut-N-Kamm führt, erreicht in etwa 1620 *m* SH den östlichen Gneiszug, wobei es in Hochwald (anno 1946) eintritt. Der Grenze des Bundschuh-Orthogneises entlang verläuft hier ein von NE (Eisenhutkamm) gegen SW steil herabziehender Graben, in welchem sich massenhaft Lesesteine von grünlichgrauem, feinschiefrigen, ziemlich feinkörnigen Quarzit finden. Hellere (quarzreichere) Lagen bedingen eine streifige Lagigkeit des Querbruches. Der Hauptbruch zeigt reichlich feinschuppigen Muskowit.

U. d. M. (S 16): Quarz, undulös auslöschend, als zumeist in s linsig verlängerte, gut buchtig verzahnte Körner von einem Durchschnittsdurchmesser von 0·08 bis 0·15 *mm* weist eine ausgezeichnete Einregelung auf, indem rund 80% der Körner n'α parallel s zeigen. Zahlreiche trübe und fleckige Feldspäte, ohne Zwillingslamellierung, und nur selten mit Spaltrissen, in großen meist langlinsigen „Augen" von 0·5 bis 1 *mm* Durchmesser, deren Lichtbrechung n'γ in einem Falle deutlich sehr geringer als Kanadabalsam ist. Vielfach zeigen winzige Spindelchen mit etwas verlagerter Auslöschung und um ein geringes höheren Interferenzfarben perthitische Entmischung an. Von Mikroklingitterung ist jedoch nichts zu sehen. Neben Kalifeldspat tritt noch Albit auf: Lichtbrechung n'γ geringer als ω-Quarz. Ein Achsenschnitt liefert optisch positiven Charakter. Feldspat, u. zw. zumeist der Albit, tritt ferner manchmal als Zwickelfüllung im Quarz mit demselben verzahnt auf. Hervorzuheben ist eine gewisse Einregelung der Feldspäte, indem n'γ fast stets parallel zum s liegt. Muskowit in kräftigen Scheitern markiert mit dem langlinsigen Quarz das gute s. Öfters werden die Feldspataugen durch den hellen Glimmer lidartig umschlossen! Ganz selten tritt Biotit auf mit schuppig-faseriger Struktur, dessen Pleochroismus hellgelb bis graugrün ist. Spärlicher Chlorit (Klinochlor) mit normalen Interferenzfarben zeigt zum Teil radialfaserige Struktur. Der Pleochroismus ist für n'α bläulichgrün, n'γ farblos aber grünstichig. Einige etwas größere Aggregate sind auffällig von Magnetit begleitet. Von Akzessorien findet sich wenig Apatit und Zirkon; ferner ein Turmalinsäulchen, dessen ε im s liegt.

In den genannten Graben mündet in 1530 *m* SH ein von links her (ESE) herabziehendes Gerinne. Nicht weit oberhalb der Einmündung steht in diesem 4 *m* mächtiger, grauer, sehr feinkörniger, im Querbruch fast dicht erscheinender Quarzit an. Der ebenflächige Hauptbruch verleiht dem Gestein eine dünnplattelige Absonderung und ist dicht mit kleinen Muskowitporphyroblasten besetzt.

U. d. M. (S 45): Quarz bildet ein ziemlich feinkörniges, gut buchtig verzahntes Gefüge vielfach in s verlängerter Körner, zwischen denen oft feiner, gleichfalls stark verzahnter Mörtel liegt. Die ausgezeichnete Einregelung der undulös auslöschenden Quarze äußert sich in einem vollkommenen Fehlen von Schnitten ⊥ der C-Achse. Nach dem Vergleich mit α des Gipses liegt in 50% der Körner α′, in etwa 30% γ′ parallel s. Der Rest zeigt Zwischenlagen. Sehr reichlich Muskowit — hellgrünstichig, schwach pleochroitisch mit stärkerer Absorption nach nγ, in wohl ausgebildeten, ziemlich großen Scheitern markiert mit Quarz zusammen die vollendete Schieferung. Seine Lamellen sind öfters schwach verbogen; einige große, aber kurze, schräg- bis querstehende Porphyroblasten fallen auf. Die Enden vieler Scheiter erscheinen auffällig abgehackt. Parallel dem s verlaufen einige feine Risse, die mit limonitischer Substanz erfüllt sind; wo durch diese ein Muskowitscheit aufgespalten wird, findet keine Serizitisierung desselben statt. An Nebengemengteilen findet sich ein Apatit im Basisschnitt sowie ein kleiner, blasser Turmalin.

Auffällig erscheint die Feldspatfreiheit; der Gedanke an dessen restlose Muskowitisierung drängt sich auf.

Das Sträßchen beschreibt nach dem Eintritt in den Hochwald eine große Schleife und quert mit deren oberem Ast abermals den erwähnten Graben. Hier findet sich etwa 15 *m* mächtig der verschieferte Randsaum des Bundschuh-Orthogneises anstehend aufgeschlossen. Im Handstück ist es ein grünstichiggrauer, sehr feinkörniger Quarzit, dessen Feldspatreichtum sich besonders im Querbruch hervorhebt. Plattelige Absonderung zeigt sich nach dem Hauptbruch, der reichlich Muskowitschüppchen führt.

U. d. M. (S 43): Ungleichkörniges, feines, granoblastisches Quarzgefüge mit guter Einregelung bei guter buchtiger Verzahnung; häufig Mörtellagen. Feldspat in Augenartigen Porphyroklasten (0·3—0·7 *mm* Durchmesser), stets trüb, zeigt eine Lichtbrechung deutlich sehr geringer als Kanadabalsam. Fleckige und streifige Auslöschung ist nur zum Teil von unregelmäßig durchsetzenden Sprüngen bedingt, meistens deutet sich damit perthitische Entmischung an. Ein Achsenschnitt liefert optisch negativen Charakter. Muskowit, zumeist in kleinen Scheiterchen, bildet öfters zusammenhängende Strähne, welche das durch geregeltes Quarzgefüge gegebene s unterstreichen. Scherflächen, kenntlich an der Führung von diffusem Erzstaub, verlaufen zumeist im s der Glimmerlamellen, oft aber auch unregelmäßig schräg.

Der Quarzitzug übersetzt, stets im Hangend des Bundschuh-Orthogneises, den Eisenhut-N-Kamm in dem 1. Sattel N von der flachen Kammsenke „Im Karnerboden", an welcher das Jagdsträßchen auf die östliche Flanke des Eisenhut-N-Kammes hinüberwechselt. In dem erstgenannten Sattel erscheint hellgrauer, etwas bräunlich anwitternder, sehr feinkörniger Quarzit mit reichlicher Führung winziger Feldspäte und platteliger Absonderung nach hellglimmerbesetzten s-Flächen.

U. d. M. (S 29): Schwach geregeltes, gleich- und feinkörniges, granoblastisches Gefüge im Durchschnitt 0·07—0·15 *m* Durchmesser aufweisender Quarze mit reichlich mörtelartigem Körnerwerk und Mörtelsäumen zwischen den größeren Körnern bei inniger buchtiger Verzahnung. Kleine, zusammenhanglose Scheiterchen von Muskowit markieren ein undeutliches s. Feldspat, ziemlich reichlich in stattlichen Augen von 0·3 bis 0·6 *mm* Durchmesser, weist bei stets deutlicher Trübung eine Lichtbrechung nach n′α sehr deutlich kleiner als Kanadabalsam auf. Neben vielfachen Einschlüssen von Serizitschüppchen als auch kleiner Muskowitscheiterchen, umfließen bemerkenswerterweise Muskowitscheiter öfters den Kalifeldspat, wobei die Glimmerlamellen oft zerbrochen und verbogen sind. Fleckige Auslöschung der Feldspäte deutet auf perthitische Entmischung; hauptsächlich aber liegt Kataklase vor. Mikroklingitterung ist nur selten und undeutlich anzutreffen. Viele Täfelchen dieser Feldspat-Trümmermosaike sind klar und ungetrübt und zeigen etwas höhere Lichtbrechung als der umgebende Kalifeldspat. Hier dürfte es sich um neugebildete Albitsubstanz handeln! Nebenbei treten auch isolierte kleine, wasserklare Albite auf. An Akzessorien kommen vor: Magnetitoktaederchen winzige Zirkone sowie ein kleiner, blaugrüner Turmalin im Basisschnitt.

Vom Eisenhut-N-Kamm ist der mylonitische Randsaum des Bundschuh-Orthogneises bis in den Miniggraben hinab zu verfolgen, wo er in der Grabensohle als grauer Muskowitquarzit deutlich aufgeschlossen ist. Hier ist die einzige Stelle, wo die Aufschlußverhältnisse klar das unmittelbare Hervorgehen des Quarzitsaumes aus dem Bundschuh-Orthogneis erkennen lassen, wobei letzterer gegen das Hangend immer stärkere Feinschieferung sowie Führung von bis kopfgroßen Milchquarzknauern und -flatschen zeigt.

Im Liegend der Gneisschuppe konnte quarzitische Randausbildung nur im Profil des Eisenhut-N-Kammes wenige Meter mächtig aufgefunden werden.

Die eben beschriebenen verschiedenen Typen des quarzitischen Randsaumes des Bundschuh-Orthogneises lassen sich — obwohl dies bei der geringen Anzahl von Proben ein Wagnis ist — zu einer Umwandlungsreihe ordnen, die von einem feinschiefrigen Augengneis zu einem praktisch feldspatfreien Muskowitquarzit führt. Der Schliff S 43 zeigt bei schon ziemlich guter Einregelung der Quarze noch deren ungleichkörniges, granoblastisches Gefüge wie im Kern des Bundschuh-Orthogneises. Die Kalifeldspäte erreichen bis 0·7 *mm* Durchmesser. S 16 bietet bei schon ziemlich gleichkörnigem Gefüge ausgezeichnete Einregelung. Der Kalifeldspat, in Augen bis 1 *mm* Durchmesser, ist meist von Muskowitscheitern lidartig umflossen. S 29 ist dem vorigen Schliff recht ähnlich. Wieder Muskowitscheiter als Lider um Kalifeldspat. S 45 endlich zeigt bei ausgezeichneter Einregelung gleichmäßige Körnung der Quarze. Sehr reichlich Scheitermuskowit, aber kein Feldspat bis auf einen winzigen, fraglichen.

Während die Hauptmasse des Bundschuh-Orthogneises makroskopisch eine deutliche Streckung aufweist, ist die damit angezeigte mechanische Regelung noch nicht bis zum Dünnschliffausmaß herabgestiegen, wodurch im Mikroskop sich lediglich richtungslose Kataklase erkennen läßt. Der wenige Meter mächtige Randsaum des Gneises hingegen ist schon so fein vermahlen, daß das damit auch stärker geregelte Gefüge innerhalb des mikroskopischen Gesichtsfeldes erscheint. Der Vorgang ist zweifellos Kataklase, u. zw. postkristallin in bezug auf Kalifeldspat und Quarz. Postkristallin nicht aber in bezug auf den hellen Glimmer. Die zertrümmerten Kalifeldspate erscheinen nicht von feinschuppigem Serizit, sondern von kräftigen Muskowitscheitern umflossen. Entweder erfolgte die Kataklase des Bundschuh-Orthogneises unter pt-Bedingungen, die die direkte Umwandlung Kalifeldspat — Scheitermuskowit gestatteten, oder eine Umbildung zu Serizit war von Rekristallisation gefolgt. In beiden Fällen hat dies gleiche geologische Bedeutung. Auch die in den Schliffbeschreibungen aufgezeigten klaren Albite müssen einem Rekristallisationsvorgang ihre Entstehung verdanken. Der zertrümmerte und rekristallisierte Randsaum des Bundschuh-Orthogneises darf demnach als Blastomylonit bezeichnet werden. Geringe Verbiegung und Stauchung der Muskowitscheiter können einer völlig gesonderten, späteren und schwächeren Umprägungsphase zugeordnet sein. Aus einem weiter unten folgenden tektogenetischen Abschnitt, der den inneren Bau des Altkristallins erläutert, können hiefür entscheidende Gründe gewonnen werden.

### 4. Quarzitische Ausbildungen des Altkristallins („Pseudo-Verrucano")

Genau in der Fuge Altkristallin—Kalkzug liegen vielenorts meist geringmächtige, quarzitische Gesteine, die auf Grund dieser Stellung — ohne nähere Prüfung — zweifellos als eine sandig-konglomeratische Grundbildung des Kalkzuges anzusehen wären. Schon K. Peters (1855) fand „im Liegend der Erzlager in Innerkrems stellenweise eine Arkose, ein Konglomerat von Quarzbrocken mit sehr stark kristallinischem, glimmerigem Bindemittel". Peters mußte „die 3 Klafter mächtige Bank mehrmals abqueren, weil dieses Gestein dem Gneis täuschend ähnlich" schien. Auch R. Schwinner (1922) in F. Heritsch: Geologie von Steiermark stellte das an der unteren Ortsbrücke von Turrach anstehende quarzitische Gestein zum „Plattelquarz", gleich dem „Weißstein" der Grauwackenzone (l. c. pag. 25), dasselbe genetisch als „rekrystallisierten Granitgrus" [1]) (l. c. pag. 144) erklärend. Diese damalige (seither revidierte) grundsätzliche Auffassung R. Schwinner's (l. c.) des Turracher Quarzites als Grundbildung einer jüngeren Sedimenthülle des Altkristallins ist unabhängig von der Alterseinstufung derselben. K. Holdhaus (1921, 1 und 2) hat in seinen ersten Mitteilungen über das Rhät und die Schichtfolge der Eisentalhöhe gleichfalls quarzitische Basisbildungen des Kalkzuges beschrieben und in Perm-Untertrias eingereiht. A. Thurner (1927) gibt jedoch für Innerkrems keinerlei Hinweis auf Vorkommen sedimentärer quarzitischer Gesteine an der Basis des Kalkzuges. In der l. c. veröffentlichten Karte erscheinen insbesondere an jener Stelle im Heiligenbachgraben, wo K. Holdhaus (1921, 2) Quarzite angibt, feldspatführende Granitgneismylonite, bzw. Quarzitmylonite ausgeschieden. Auf Grund der folgenden Veröffentlichung K. Holdhaus' (1932), die das Vorkommen quarzitischer (sandig-konglomeratischer) Gesteine an der Basis des Kalkzuges in allgemeiner Verbreitung, als ein förmlicher Verrucano-„Teppich" hervorhebt, bringt A. Thurner (1937) unter mikropetrographischer Stützung den Nachweis, daß in der Innerkrems heterogene quarzitische Gesteine des Altkristallins an die Basis des Kalkschichtstoßes herantreten, u. zw. als „feldspatführende Quarzite, die den Granitgneisen angehören, Quarzite der Paragneise und quarzitische Abarten von Hellglimmerschiefern".

Der Vergleich der Schichtfolge und tektonischen Stellung der beiden Flügel des Kalkzuges führten uns notwendig auch zu näherem Befassen mit den genannten zwiespältigen Auffassungen über die Natur der quarzitischen Gesteine an der Basis des Kalkzuges im Raume von Innerkrems. Ein Rückschluß auf Erwartung ähnlicher Verhältnisse wie im Raum NE von Turrach war zulässig, wo Mylonite des Bundschuh-Orthogneises und Quarzite des Priedröf-Schiefergneises als Pseudo-Verrucano an der Basis des Kalkzuges festgestellt werden konnten.

---

[1]) Begriffsverfehlung ist es, daß ebenda (l. c. pag. 25 und 144) der Plattelquarz als „Hangendstes des Altkristallins" bezeichnet wird, wiewohl an anderen Stellen (pag. 133 und 168) dessen postulierte Heterotope in der Grauwackenzone als sedimentäre Grundbildung der Grauwackenschiefer wohl definiert werden. Der gegebene, als ortsständiges Trümmergestein dem liegenden Altkristallin entstammende Stoffbestand der Rannachgruppe führt bei Umprägung zu „altkristalliner" Tracht. Deswegen darf es aber doch diesem nicht zugeordnet werden!

Verhältnismäßig leicht und sicher sind z. B. die quarzitischen Gesteine, die im ersten Bach E des Saueregbaches an der Sohle des Kalkzuges vorkommen, dem Altkristallin zuzuordnen. Im Handstück sind es grünstichiggraue, feinkörnige und -schiefrige Quarzite mit reichlich feinschuppigem Muskowit auf den s-Flächen. In Lagen erscheinen vereinzelt eckige, geröllähnliche Quarze bis 8 *mm* Durchmesser.

U. d. M. (S 20) zeigt sich ein feinkörniges, gut buchtig verzahntes Quarzgefüge mit rundlichen Aggregaten, die in s zu langgezogenen Linsen ausschwänzen. Scheitermuskowit markiert die gute Schieferung und bildet auch Randsäume um die linsigen Quarzaggregate. Sehr albitreiche, lamellierte Plagioklase treten gut verzahnt im Quarzkornverband auf. Ein weiterer Schliff (S 21) zeigt dazu öfters einen Mörtelbrei feiner Quarzkörner zwischen größeren. Reichlich Feldspat erweist sich zum Teil als perthitischer Kalifeldspat.

Die Quarzite im Profil des Heiligenbachgrabens (SSE Innerkrems), die K. Holdhaus (1921, 2) beschrieben hat, müssen mit A. Thurner (1927) dem Altkristallin zugeteilt werden: Bis nußgroße Quarzknauern sind von einem glimmerschieferartigen Zement umflossen, der reichlich in s liegende Biotitporphyroblasten erkennen läßt.

U. d. M. (S 25) erweist sich das Gestein als stark kataklastisch. Intragranulär sehr innig buchtig verzahnte, oft rundliche Quarzagregate schwimmen oft in einem Zerreibsel von feinem Scheitermuskowit, der schon mit schwacher Vergrößerung auflösbar ist. Die Größe der Glimmerscheiterchen geht nicht unter 0·04—0·08 *mm* Länge herab. In einem anderen Schliff (S 26), dessen Handstück bis erbsengroße, eckige Quarztrümmer in einer glimmerarmen, feldspatführenden, gneisigen Grundmasse aufweist, zeigen sich zwischen innig buchtig verzahnten Quarzaggregaten und riesigen, grobperthitischen Kalifeldspäten grobkörnige Mörtelzonen, die karbonatgetränkt sind.

In einer Rinne W der Kerschbaumeralm treten quarzitische Gesteine auf, die im Handstück gleichfalls „psephitischen" Habitus zeigen. Da diese hier mit phyllitischen Kalk- und Dolomitflaserbreccien (= „dolomithaltige Phyllite" K. Holdhaus', 1932) der Basis des Kalkzuges zusammen auftreten, war bei Einordnung besondere Vorsicht nötig.

U. d. M. (S 13) zeigen sich zertrümmerte Riesenfeldspäte (bis 4 *mm* Durchmesser) in Form von Schachbrettalbit, vorwiegend aber große, buchtig stark verzahnte Quarzlinsen. Diese grenzen mit Mörtelzonen aneinander, in welchen spärliche Muskowitflitterchen manchmal in subparellele Serizitströme übergehen. Das ganze Gestein ist reichlich mit limonitischem Karbonat infiltriert. In den Mörtelzonen auch ziemlich reichlich Magnetit. Die kataklastische Entstehung der „psephitischen" Struktur muß auch hier als wahrscheinlichste Deutung angesehen werden.

Am Fuße der aus Basalgruppe und mächtigem unteren Dolomit bestehenden NW-Wand der Melitzen im Pfannockgebiet tritt aus der Schutthalde — kümmerlich aufgeschlossen — quarzitisches Gestein hervor, das im Handstück ebenfalls Trümmerstruktur zeigt. Die s-Flächen sind mit kräftigen, goldgelben Biotitporphyroblasten besetzt.

Im Dünnschliff (S 52) bietet sich das nun schon bekannte Bild eines kataklastischen Gneises. Große, perthitische Kalifeldspäte, meist Schachbrettalbitisierung zeigend, sind ebenso zertrümmert wie das von Mörtelzonen durchsetzte, gut buchtig verzahnte Quarzgefüge. An den Zwillingslamellen von sehr sauerem Plagioklas zeigt sich besonders deutlich Verbiegung und Zertrümmerung. Grobes, dabei klares und durchsichtiges Muskowitzerreibsel ist selten; größere Muskowitscheiter sind zerbrochen. Akzessorisch findet sich reichlich Magnetit. Von dem makroskopisch erkennbaren Biotit ist im Schliff nichts zu bemerken. Fast das gleiche mikroskopische Bild (S 53) zeigen Lesesteine eines Trümmerstruktur aufweisenden, quarzitischen Gesteines, das am Hohenfürstsattel S des Ochsenstandes aufgefunden wurde. Bemerkenswert sind nur in Sprüngen von Kalifeldspat auftretende Quarze, die zu einem gut verzahnten Mörtelsaum vermahlen sind.

Bevor in eine abwägende Gegenüberstellung der petrographischen Befunde der einzelnen Quarzitvorkommen eingegangen wird, muß noch auf das gleich im nächsten Abschnitt der Schichtfolge des Stangalm-Mesozoikums anfangs behandelte Auftreten von infolge der Lagerung sicher sedimentären Quarziten der Triasbasis beim Ochsenstand am W-Hang der Melitzen hingewiesen werden. In diesen Quarziten wird sich eine Konvergenz des Mineralbestandes zu den eben angeführten pseudosedimentären Quarziten ergeben, während die Struktur als abweichend zu befinden sein wird. Während der Pseudo-Verrucano im Raume NE von Turrach einerseits als mesozonarer Quarzit des Priedröfgneises (S 2, 4, 28 — pag. 89 ff.), anderseits als randlicher Blastomylonit des kataklastischen Bundschuh-Orthogneises (S 16, 45, 43, 29 — pag. 94 ff.) sicher dem Altkristallin zu zuordnen war, ist solches im Gebiete von Innerkrems nicht in allen Fällen gleich möglich. An den Quarziten im ersten Bach E des Saueregg-Grabens war zwar noch einwandfreie Zugehörigkeit zum Altkristallin zu erkennen (S 20, 21 — pag. 98); auch die im Heiligenbachgraben auftretenden Gesteine zeigten Rekristallisation (S 25 — pag. 98), die eine Überlastung erfordert, der das gegenwärtige Hangend (Stangalm-Mesozoikum plus Gurktaler Phyllitdecke), auch bei dessen Ergänzung um den vermutlichen Abtragungsbetrag (Trias über dem Werchzirmperm), mächtigkeitsmäßig nicht genügt. Aber das Quarzitvorkommen bei der Kerschbaumeralm bietet keine Merkmale einer gesundenden Umprägung. Im Gegenteil konnte Umwandlung von Muskowit zu Serizit sowie Infiltrierung mit Karbonat (S 13) festgestellt werden. Dies gibt Anhalt, daß die letzte Beanspruchung unter verhältnismäßig oberflächennahen Bedingungen und bei Gegenwart des hangenden Kalkschichtstoßes stattgefunden hat. Es ergeben sich somit die Abbilder einer zweifachen Kataklase. Einer umfassenden ersten, die von Rekristallisation gefolgt war, und einer späteren, zerstörenden, die als posthumer, gleichartig wirkender Vorgang unter der Oberfläche mehr geuäherten Umprägungsbedingungen nur zu geringerer, selten erkennbarer Einwirkung geführt hat. Die erste Kataklase bewies sich als der Zone des Altkristallins zugehörig und bietet schon die flächenhaft bedeutende Verbreitung der zahlreich in den Paraschiefern eingeschalteten Schuppen und Späne von durchwegs kataklastischem Bundschuh-Orthogneis [1]), wie sie so deutlich die Karte von A. Thurner (1927) zeigt, genügend Anhalt, daß auch ihr stellenweises Vorkommen an der Sohle des Kalkzuges nicht außergewöhnlich erscheint. Zur Erklärung der zweiten kataklastischen Phase, vor allem aber des gehäuften Auftretens der quarzitischen Gesteine an der Basis des Kalkzuges überhaupt, ist die noch später darzulegende allgemeine Abscherung des Kalkzuges heranzuziehen, wie sie gleichfalls — zwar in anderer tektogenetischer Deutung — schon von A. Thurner (1927, 1937) aus der Innerkrems beschrieben wurde. Die vortriadische Abtragung des Altkristallins ergab sicher ein Erosionsrelief mit zweifellos aus den widerstandsfähigeren Gliedern (Priedröfquarzit, Bundschuh-Orthogneis, quarzitische Mylonite) bestehenden morphologischen Hochzonen,

[1]) In dem von der Schulter (P. 2121 *m* SW Innerkrems) gegen ENE zum Heiligenbach hinabziehenden Graben zeigt der Bundschuh-Orthogneis in 1650 *m* SH, unmittelbar im Liegend des dort auftretenden Schiefergneisbandes, deutlich pseudopsephitische Struktur durch Führung bis doppelfaustgroßer Quarzflatscheu, die zum Teil Geröllen täuschend ähnlich sehen.

deren Verlauf im tektonischen Streichen liegt. Die Abscherung führte nun einerseits zu weitgehender tektonischer Anpassung vor allem der tieferen Anteile des Kalkzuges an dieses Grundgebirgsrelief, woraus sich, bei dem verhältnismäßig geringen Winkel, der zwischen dem internen Streichen des Altkristallins und jenem des hangenden Kalkzuges liegt, leicht Gleichschlichtung ergibt, die eine sedimentäre Konkordanz zwischen Pseudo-Verrucano und Kalkzugbasis vortäuscht. Die Beweisführung für dieses Verhältnis, das A. Thurner (l. c.) ebenfalls in Innerkrems beobachtete, wird für den Raum NE Turrach in einem später folgenden tektonischen Kapitel erfolgen. Anderseits können kleinere Härtlinge des altkristallinen Erosionsreliefs bei Abscherung des Hangenden leicht der Verschürfung zum Opfer fallen und zum Teil auch in die liegenden Anteile des Kalkschichtstoßes eingespießt werden (A. Thurner, l. c.). Die Überlieferung von Scherlingen dieser Art ist am Abtragungsrand der konservierenden Überdeckung fast einzig zu erwarten. Härtlinge größeren Ausmaßes hingegen, wie die Bundschuh-Orthogneisschuppen am N-Saume des Turracher Flügels des Kalkzuges, konnten einer Überwältigung widerstehen und im Gegenteil auf die — vor allem basale — Lagerung des abgeschert bewegten Kalkzuges bestimmend einwirken. Ergebnis ist Gleichschlichtung (siehe oben!).

## II. Die Schichtfolge des Stangalm-Mesozoikums

Der Karbonatgesteinszug des Stangalm-Mesozoikums, dessen räumliche Erstreckung und Großeinordnung zwischen Altkristallin und Gurktaler Phyllit-Karbon-Serie in der einleitenden Erforschungsgeschichte bereits dargelegt wurde, soll, weil weitab von Vergleichbarem liegend, vorerst in der Gesamtheit seiner regionalfaziellen Erscheinung kurz charakterisiert werden:

Hauptgestein ist Dolomit, insgesamt bis rund 1000 *m* mächtig, dem Gestein nach deutlich zweigeteilt in eine untere und obere Abteilung. Die geringmächtige Basis und das bis 130 *m* mächtige Dach ist Kalk. Erstere wird im Liegend eingeleitet von rauchwackenartigem Trümmergestein. Nächstes Hauptmerkmal ist eine von der Basis bis ins Dach durchlaufende, bis 200 *m* Mächtigkeit erreichende Tonschiefer-(Pyritschiefer-)Fazies, die allein der oberen Dolomitstufe fremd ist. In der Fuge zwischen den beiden Dolomitstufen ist diese Pyritschieferfazies individualisiert durch das Auftreten vulkanogener Einstreuung und „Salbänder" besonderer Karbonatgesteine im Liegend wie Hangend. Zum Stangalm-Mesozoikum wird die Stangalm-Trias durch das — wenn auch geringmächtige so doch unzweifelhafte — Hangende aus Kieselkalkschiefern und Kalkschiefern des Jura. Abwandlungen dieser Schichtfolge konnten ziemlich befriedigend getrennt werden in solche, die örtliche Besonderheit im Absatz und andere, die tektogenetischen Einfluß zur Ursache haben.

Die anschließend erfolgende Zuteilung zu mesozoischen Stufen kann vollgültig weiterhin lediglich durch das klassische Rhät der Eisentalhöhe — und auch da nur in deren engeren Umgebung — paläontologisch gestützt werden. Zusätzlicher Beleg durch Fossilien ergab sich durch ein nicht restlos beweisendes cf. Pentacrinus-Stielglied im Rhät-Lias der Turracher „paläozoischen Bänderserie" und nicht näher bestimmbare Radiolarien-

reste in beiden Flügeln des Kalkzuges. Ist schon in den Kalkalpen die strenge Forderung J. v. Pia's (1930) nach chronologischer Einteilung der Stratigraphie meist nur Ziel, so muß für „zentralalpines" Mesozoikum nach geltendem Brauch die Kombination von geognostischer mit fazieller Einteilung (J. v. Pia, l. c.) — gestützt auf wenige fossilbelegte Angelpunkte — wohl für immer Maßstab bleiben. Weil aber paläontologischer Inhalt zu dem Sedimentcharakter, der den Lebensraum der Vorwelt kennzeichnet, in kausaler Beziehung steht und insbesondere der Rhythmus der mesozoischen Schichtfolge über weite Räume überraschend gleich bleibt, darf mit gutem Recht auch fossilleeren, aber sowohl der petrologischen Ausbildung als dem gesetzmäßig erkannten Verband nach vergleichbaren Gesteinen die an sich anders zu begründende Zuteilung gegeben werden. Daß hiebei z. B. statt dem somit zu verantwortendem „Wettersteindolomit" — „Unterer Dolomit" („des Stangalm-Mesozoikums") benannt wird, liegt in der Besonderheit der örtlichen Fazies, deren Art mit dem Lokalnamen gewahrt bleiben soll.

### 1. Basalgruppe — ? Perm — Skyth — Anis

Eine nur geringe Mächtigkeit von 30 bis 50 *m* erreichende, unruhige Gruppe von mannigfaltigen Rauchwacken, dunkler, dünnschichtigen Karbonatgesteinen und schwarzen Tonschiefern leitet die Schichtfolge des Stangalm-Mesozoikums ein. Zwischen Altkristallin und der mächtigen unteren Dolomitentwicklung gelegen, kommt ihr eindeutig der stratigraphische Umfang von Perm — Skyth — Anis zu. Niemals in einem Profil gemeinsam, und nur selten zwischen dem genannten Liegend und Hangend zusammenhängend aufgeschlossen, ist eine Zuteilung der verschiedenen Gesteinstypen zu den einzelnen Stufen verschiedentlich unsicher, so daß eine Zusammenfassung unter einem die Stellung kennzeichnenden Sammelnamen „Basalgruppe" am Platze ist. Übersichtlich zusammengestellt ergibt sich etwa folgende Ordnung vom Liegend zum Hangend:

| | |
|---|---|
| a) Arkosequarzite ..... | — ? Perm — Skyth |
| b) Rauchwackenartige Kalksandsteine und sandig-kalkige Rauchwacken zum Teil mit Quarzgeröllen ..... | — Skyth |
| c) Polymikte, rauchwackenartige Breccien ..... | — Skyth |
| d) Gröbere Kalk- und Dolomithreccien ..... | — Skyth — Anis |
| e) Phyllitische Kalk- und Dolomit-Flaserbreccien . | — Skyth — Anis |
| f) Kalkschiefer, schwarze Kalke, dünnlagige, zum Teil sandige, dunkle Mergel und Dolomite, zum Teil gebändert, schwarze Tonschiefer („Bockbühelschiefer") ..... | — Anis |

Im einzelnen bieten sich diese Gesteine folgend dar:

#### a) Arkosequarzite — ? Perm — Skyth

Nur von einer Stelle bekannt — an der W-Flanke der Melitzen im Pfannockgebiet beim sogenannten Ochsenstand — kommt diesen Gesteinen infolge ihrer petrographischen Ausbildung eine besondere Note zu. Obwohl sie in den liegendsten Anteilen besonders im Mineralbestand, in der

Struktur schon weniger, ähnlich den vorhin beschriebenen kataklastischen Gneisspänen sind, müssen sie wegen ihrer geologischen Lagerung der triadischen Sedimenthülle des Altkristallins zugeteilt werden. Infolge dieses entscheidenden Umstandes muß das örtliche Auftreten der Arkosequarzite hier vorweg eingehender besprochen werden, statt in einem späteren zuständigen Kapitel:

Beim Ochsenstand (2065 *m* SH), in einer N—S ziehenden, flachen Rasenmulde zwischen dem NE-Gehänge des Kleinen Rosennocks und der flachen W-Abdachung des Melitzenstockes zieht ein wenige Meter tiefes, scharf eingeschnittenes, doch sehr sanftes Gerinne gegen N. Nach etwa 350 *m* Verlauf bricht es mit klammartig steilem Gewände zu jener Schlucht ab, die unter der steilen NW-Wand des nördlichen Melitzengipfels (P. 2066) zur Hofalm am Kaningbach hinabzieht. Längs des flachen Gerinnes liegen, besonders gut im südlichen Teil aufgeschlossen, auf den N 20 E streichenden, unter 30 gegen E fallenden grobflaserigen, glimmerreichen Schiefergneisen der Rosennockgruppe gleichgelagerte, gut gehankte und meist dünnlagig geschichtete Quarzite in etwa 25 *m* Mächtigkeit. Braun und sandig anwitternd zeigen sie weißen bis hellbläulichen Bruch. Meist ziemlich feinkörnig enthalten sie vereinzelt feinkonglomeratische Lagen mit dicht gepackten, eckigen Quarztrümmern; in den liegendsten Metern werden solche Lagen auffällig groh durch locker eingestreute, eckige Quarz- und Feldspattrümmer, wovon erstere über Nußgröße erreichen. Bis auf diese grobkonglomeratischen, basalen Lagen brausen die Quarzite wechselnd schwach, aber stets deutlich mit Salzsäure.

U. d. M. (S 51) zeigt der grobkonglomeratische Quarzit sehr wechselnd große, nur zum kleineren Teil gerundete, sonst aber ziemlich eckige, meist längliche Quarzkörner, die zueinander gut parallel liegen. Die Quarzkörner sind sehr oft mehrkristallig und ist dann die intragranuläre Verzahnung der einzelnen Quarzkristalle innig buchtig. An den Stellen, wo sich verschiedene Körner berühren, fehlen — wie auch sonst — Mörtelzonen. In den Zwickeln zwischen den Körnern liegt, nur örtlich Übermacht gewinnend, feiner Muskowitgrus; ansonsten aber bildet der Glimmerzement Lagen zwischen den einzelnen Quarzkörnern, daß diese in demselben oft förmlich schwimmen, woraus sich ein gutes s ergibt. Im Glimmerzement tritt ein der Größe der Muskowitflitterchen gleich feines Quarzkörnerwerk sehr zurück. Reichlich Feldspat: Große perthitische Kalkfeldspäte sind ziemlich idiomorph. Weiters zwillingslamellierter Plagioklas, dessen n′γ deutlich geringer als ε-Quarz, bzw. nur wenig geringer als ω-Quarz ist, was auf etwa 15—20% Anorthitgehalt schließen läßt. Einige kleinere einschlußreiche („gefüllte") Plagioklase erweisen sich nach der Lichtbrechung als fast reiner Albit.

Etwa 15—20 *m* vom Liegend der Quarzite entfernt, an der orogr. rechten Flanke des Gerinnes, im S-Teil desselben aufgeschlossen, schaltet sich erstmals eine 0·5 *m* mächtige Bank von blaugrau anwitterndem, im Bruche schwarzen, dünnschichtigen, mergeligen Kalk ein, in deren Hangend wiederum etwa 4—5 *m* mächtiger, dünnlagiger, graubraun anwitternder, dichter Quarzit mit reichlich Muskowitschüppchen auf den S-Flächen folgt. Abermals im Hangend folgen dann graue, dünnlagige bis feinschichtige, teils mehr mergelige, teils auch dolomitische Kalke und Kalkschiefer. Diese Gesteine sind in der weithin fast eben verlaufenden 6—10 *m* tiefen Wasserrinne sehr klar aufgeschlossen. Die Schichtflächen zeigen oft gelbliche, welligwulstige Anwitterungsskulpturen. In der streichenden Fortsetzung der eingeschalteten Quarzithank beobachtet man deren Auskeilen, bzw. Übergeben in dünnlagigen, braun anwitternden, im Bruche dunkelbläulichgrauen, grobkörnigen, sehr sandigen Kalkschiefer. Der Gehalt an scharfkantigem

Sand zeigt sich besonders deutlich an den rauhflächig anwitternden Schichtflächen. Quarzit und dunkler Kalkschiefer bilden eine sehr langlinsig Schicht an Schicht verzahnte sedimentäre Einheit. Mit N 25 E-Streichen und 20 E-Fallen herrscht völlige Konkordanz. Sowohl im Quarzit wie im Kalk zeigt sich derselbe unruhig oszillierende Sedimentationscharakter an von 0·5 bis 20 *cm* schwankenden Lagen. Quarztrümmersand- und Kalkgehalt schwellen in beiden Gesteinen wechselseitig an und ab. Dies ist ursprüngliches Ablagerungsverhältnis; tektonische Verschuppung anzunehmen wäre durch nichts beweisbar. Gegen das Hangend gehen die dunklen, dünnlagigen Kalke, die im Bruche zum Teil richtig schwarz erscheinen, in erst dünnlagige, dunkle Dolomite über, deren Schichtung sich allmählich verliert. Etwa 50 *m* von der Kristallingrenze, 25 *m* ober der eingelagerten Quarzitbank, ist der Übergang zum hellbläulichgrauen, geklüfteten Unteren Dolomit der Melitzen vollzogen.

Nach den eben geschilderten Lagerungsverhältnissen kann an der Zugehörigkeit der quarzitischen Gesteine vom Ochsenstand zur Schichtfolge der triadischen Sedimenthülle des Altkristallins wohl nicht gezweifelt werden. Der Schliffbefund des basalen Arkosequarzites, der im Mineralbestand größte Ähnlichkeit mit den kataklastischen Gneisspänen der Umgebung (Melitzen NW-Wand-Fuß, Hohenfürstsattel, Innerkrems) zeigt, in der Struktur aber durch den in einem sedimentärem s liegenden Glimmergrus und dem Fehlen von Mörtelzonen an den Quarzkorngrenzen deutliche Besonderheit aufweist, muß mit dem konvergenten Bild erklärt werden, das ein aus ortsständiger Aufarbeitung hervorgegangenes, nicht transportiertes Trümmersediment mit seiner Unterlage, deren Stoffbestand es entstammt, verbindet. Nicht weit im N (Fuß der Melitzen-NW-Wand) wie im S (Hohenfürstsattel) vom Vorkommen des Ochsenstandquarzites konnten — wie gesagt — kataklastische Gneisspäne in den Schiefergneisen beschrieben werden. Von diesen Härtlingen des vortriadischen Erosionsreliefs wäre das Material des Ochsenstandquarzites im Wege einer permischnntertriadischen Aufarbeitung unschwer zu beziehen. Auf die lange umstrittene sedimentäre Natur des Stubaier Verrucanos wie des Rannachkonglomerates, bei deren Einschätzung gleichfalls der in ein ortsständiges Sediment überlieferte Mineralbestand der kristallinen Unterlage Verwirrung schuf, sei hier zur Erläuternng hingewiesen.

Mit den Arkosequarziten vom Ochsenstand wurde zugleich ein örtliches Beispiel eines weiteren Gesteines der Basalgruppe, nämlich die „meist schwarzen, dünnlagigen Kalke, Kalkschiefer, Mergel und Dolomite" besprochen, welchem aber in allgemeiner Betrachtung später nochmals Platz gewährt werden muß. Gleichzeitig aber haben uns die guten Aufschlüsse am Ochsenstand eines der seltenen vollständigen Profile durch die Basalgruppe gewährt. Eine Zuteilung der Quarzite zu Perm-Untertrias und der dunklen, dünnlagigen Karbonatgesteine bis zum Anisium hinauf kann am Ochsenstand angenommen werden.

b) Rauchwackenartige Kalksandsteine nnd sandig-kalkige Rauchwacken, zum Teil mit Quarzgeröllen — Skyth

Waren die im vorigen Abschnitt beschriebenen Quarzite vom Ochsenstand mehr ihrer geologischen Stellung als der petrographischen Ausbildung nach einer sandigen Grundbildung des Kalk-Dolomitschichtstoßes des

Stangalm-Mesozoikums zuzuteilen, so trifft dies nicht mehr zu bei den vom N-Fuß des Wintertaler Nocks in der Flattnitz bis an den E-Kamm des Steinernen Mannls S von Innerkrems immer wieder an der Basis des Felserzuges anzutreffenden Rauchwacken, deren gesteinliche Ausbildung gleichfalls eindeutig für die Zugehörigkeit zu der triadischen Sedimenthülle des Altkristallins spricht. Es ist befremdlich, daß diese — allerdings unauffälligen — Gesteine trotz ihrer verhältnismäßig frühen, wenn auch nur örtlichen Entdeckung durch F. Heritsch (1926) bisnun keine oder doch nur recht nebengehende Berücksichtigung erfahren haben.

A. Thurner (1927) gibt dolomitische Breccien „ähnlich der Radstädter Rauchwacke", als tektonische Bildung gedeutet, in seinem paläozoischen Bänderdolomit am Grünleiten Nord- und Westabfall (Innerkrems) an, wobei dolomitische Komponenten in einem kalkigen Bindemittel erwähnt werden.

F. Heritsch (l. c.) gibt zwischen der Allach- und Harderalm am N-Fuß des Massivs des Wintertalernocks „Rauchwacken vom Typus jener der Radstädter Tauern" an, welche sich „bei schlechten Aufschlüssen so ziemlich an der Grenze von Kristallin und sedimentärer Auflagerung" vorfinden.

Die Flattnitzkarte (Tafel II) zeigt diese Rauchwacken besonders im unteren Teil des von der Allach- zur Harderalm ziehenden Grabens. Etwa 40 Höhenmeter bilden sie, nur in kleinen Rinnen stellenweise aufgeschlossen, dessen orogr. linkes Gehänge. Es sind undeutlich gebankte, rundlich und luckig anwitternde, bräunlichgraue Gesteine von sehr unruhiger Zusammensetzung, indem ihr Bruch von ockergelben, sehr stark feinsandigen, mürben Kalken bis zu meist graubraunen, etwas gröberen Kalksandsteinen durch Wechsellagerung und Schmitzenbildung alle Übergänge zeigt. Locker eingestreute eckige Quarzgeröllchen, Flitterchen von hellem, serizitischen Schiefer und regelmäßig — wenn auch nicht allzu reichlich — verteilter Muskowitgrus sind allgemein; dazu kommen, besonders in Lagen angereichert, bis erbsengroße, kantige Bruchstücke von stark feinstsandigem, eisenschüssigem Mergel, die in Verbindung mit nesterweiser in kleinen drusenartigen Hohlräumen auftretenden traubigen Karbonataggregaten dem Gestein ein buntfleckiges, breccienartiges Aussehen verleihen. Das starke Schwanken der Größe dieser verschiedentlichen Einsprenglinge sowie deren völlig regellose Lagerung bei Fehlen jeder Schichtung vervollständigen das Bild.

Mit den Rauchwacken, die A. Thurner (1935) vom Kreischberg-NW-Abfall und der Stolzalpe beschreibt, sind diese Gesteine vom Hardergraben vollkommen vergleichbar. An der erstgenannten Örtlichkeit, im Wallnergraben (SE von Stadl an der Mur) tritt nach eigenen Beobachtungen in Verbindung mit den ockerigen Rauchwacken hellbräunlichgrau anwitternder Quarzfeinsandstein auf, dessen heller Bruch durch eine zarte, aber ausgeprägte, violettrote Kreuzschichtung einen rosafarbenen Stich erhält. Der Vergleich mit Buntsandstein drängt sich beim ersten Anblick auf.

Als sandig-kalkige Rauchwacken sind weiters manche Gesteine zu bezeichnen, die sich aus den alten Halden der Eisenerzstollen im Rohrerwald NE von Turrach auslesen lassen. Von diesen mit Brauneisenmulm durchsetzten sandig-kalkigen Gebilden finden sich hier auch Übergänge zu dünnschichtigen, glimmerig-sandigen Mergeln und Dolomiten, wie sie die weiter

unten beschriebenen höheren Anteile der Basalgruppe aufbauen. Wenn auch daran zu denken ist, daß die metasomatische Umsetzung der erzbringenden Lösungen und die spätere Hutbildung mannigfache und schwer erkennbare Veränderungen des ursprünglichen Gesteinscharakters mit sich bringen mögen, so kann doch keiner dieser Vorgänge für die Bildung von Gesteinen ursächlich sein, welche andernorts an der Basis des Kalkzuges auch ohne Gegenwart einer Eisenlagerstätte auftreten [1]).

Bei gleichen Aufschlußverhältnissen — alte Halden — zeigen sich auch knapp W des Steinbachsattels (W Turrach) Lesesteine von gelber, sandiger, dolomitischer Rauchwacke, an welcher durch gelbe und braune Lagen oft deutlich Schichtung wahrnehmbar ist. Übergänge zu mulmig zersetztem Zellendolomit und starke Durchschwärmung mit Kalzitadern sind bemerkenswert.

Eindeutig anstehend ist jedoch das schmale Rauchwackenband auf dem nächstwestlichen Sattel, dem Knappenriegel, zwischen Kendlbruckergraben und Schönfeld. Hier finden sich in Form herauswitternder schichtungsloser Blöcke schmutzigbraun und -grau anwitternde Rauchwacken mit wie zerfressen aussehender Oberfläche; im Bruche wechseln gelbe, sandige mit rostigen und auch grüngrauen Lagen. Eckige bis nußgroße Quarztrümmer sind nesterweise eingestreut, während reichlich Hellglimmer als Grus, aber auch in größeren Flittern vorkommt. Dunkelgraugrüne nicht näher untersuchte Erzanflüge (? Cu) und kleine kreidige, talkähnliche Schmitzen vollenden die unruhige Erscheinung.

### c) Gröbere Kalk- und Dolomitbreccien — Skyth — Anis

Knapp ESE der Allachalm, am N-Fuß des N-Kammes des Wintertaler Nockes finden sich in einem etwa 150 *m* langen Vorkommen, das in der westlichen streichenden Fortsetzung der Sandsteinrauchwacken des zur Harderalm hinabführenden Grabens liegt, in Lesesteinen auftretend grobe Breccien, die in einem vorwiegend aus kristallinischem Kalzit bestehenden Zement bis nußgroße, eckige Trümmer von hellgrauem bis hellgelblichem, sandigen Dolomit und von dunkelgrauem, dünnschichtigen Kalkschiefer führen. In Schmitzen eingelagert erscheinen ockerige, dünnschichtige, stark feinsandige Mergel, wie sie als Komponenten der Rauchwacken im Hardergraben auftreten. Andere Brocken zeigen im kalzitverheilten Zement reichlich Muskowitgrus sowie als spärliche Einstreuung bis kleinfingernagelgroße Plättchen von schwarzem Tonschiefer. Putzenweise sind die oben erwähnten graugrünlichen Erzanflüge zu erkennen, wie sie am Knappenriegel beobachtet werden konnten. Nach der Lagerung, die später beschrieben wird, sind diese Breccien den hangenden Anteilen der Basalgruppe zuzuordnen und reichen damit wahrscheinlich in das Anis.

### d) Phyllitische Kalk- und Dolomit-Flaserbreccien — Skyth — Anis

Derart sollen im kurzen Wort nur sehr unzulänglich zu vermittelnde, schwer zu beschreibende Gesteine benannt werden, die eigentlich hauptsächlich aus ungleichkörnigem, vorwiegend grobem, sehr scharfkantigem

[1]) Zu der hier angeschnittenen Frage der Vererzung wird in einem unten folgenden eigenen Kapitel Stellung genommen.

Quarzsand mit einer eisenschüssigen, griesigen und luckigen, teils kalkigen, teils dolomitischen Füllmasse bestehen. Von schmutziggraubräunlicher Färbung, rauhflächig in Anwitterung und Bruch geben sie den Anblick einer rauchwackenartigen, feinkörnigen Breccie. Manchmal nur in vereinzelten Lagen, zuweilen aber auch bis zur Hälfte des Gesteines ausmachend sind phyllitische, hellglimmerige Flatschen eingeschaltet, die sich oft langlinsig zusammenschließen, so daß in Querbruch eine flaserige Textur entsteht. Den ansonsten ganz unregelmäßigen, rauhflächigen Hauptbruch gestalten diese phyllitischen Flatschen zu etwas glatterer Ablösung, wobei sie höchst unregelmäßige, sehr ungleich große Flecken bilden. Weil diese Flatschen oft Lagen verschiedener Korngröße trennen, wie auch ihrer ganz regellosen Verteilung nach, sind sie eher als klastische Komponenten, denn als ursprüngliche tonige Schichtbestege zu deuten. Bemerkenswert sind seltene, bis erbsengroße, eckige Bruchstücke von gelblichem Mergel.

Während sich im Rauchwackenband des Knappenriegels nur geringe Andeutungen dieser Flaserbreccien vorfinden, stehen sie in der Innerkrems, W der Kerschbaumeralm am E-Kamm des Steinernen Mannls (Peitlernock der Spezialkarte) in 2030 *m* SH in einem klaren Profil der Basalgruppe überzeugend an. Dieser Aufschluß ist — neben der wohl schon eindeutigen petrographischen Ausbildung — mitbeweisend, daß es sich nicht um ein „tektonisches Mischgestein" (R. Schwinner, 1938) handeln kann. Das gelegentliche Auftreten von Sekretionsquarzknauern ist das einzige Merkmal gewisser tektonischer Beanspruchung, die, wie im tektonischen Teil zu zeigen sein wird, an der Basis des Kalkzuges auch tatsächlich zu fordern ist. In den tiefer gelegenen Rinnen W der Kerschbaumeralm wurden diese Flaserbreccien von K. Holdhaus (1932) als „dolomithaltige Phyllite" bezeichnet. Hier treten die sandig-kalkigen gegenüber den phyllitischen Lagen oft sehr zurück, wobei letztere oft goldgelbe Häutchen führen, die S-Flächen-Biotit sein dürften, welche auffällige Bildung wir später in eindeutiger Stellung innerhalb der dem Unteren Dolomit sedimentär eingelagerten Tonschieferlinsen noch kennenlernen werden.

e) Kalkschiefer, schwarze Kalke, dünnlagige, zum Teil sandige, dunkle Mergel und Dolomite, zum Teil gebändert, schwarze Tonschiefer („Bockbühelschiefer") — Anis

Diese Gesteine bilden entschieden den oberen Anteil der Basalgruppe, weil oftmals — mit Ausnahme der linsenartig eingelagerten Tonschiefer — deren unmerklicher Übergang in den hangend folgenden Unteren Dolomit beobachtbar ist. Bei Anwitterungsfärbungen in verschiedenen Abstufungen von hellerem bis dunklerem Grau sind die Kalke im Bruche meist um einen Ton tiefer, oft schwarzgrau bis schwarz. Die Struktur steht in sichtlicher Abhängigkeit vom Stoffbestand, indem an rein kalkigen Lagen feinkristallinischer, bei zunehmendem Tongehalt, der zu einem recht kalkarmen Mergel führen kann, völlig dichter Bruch erscheint.

Mit der Erwähnung kristallinischer Struktur an den Kalkgesteinen der Basalgruppe wird ein Merkmal aufgezeigt, das den Umprägungsgrad des gesamten Schichtstoßes des Stangalm-Mesozoikums kennzeichnet. Während die die Basalgruppe charakterisierende Dünnschichtung, -lagigkeit bis -bankung an glimmersandbesetzten oder gelblich anwitternden, mergeligen,

oft welligwulstig skulpturierten Schichtflächen leicht erkennbar ist, muß ein öfters — besonders in den kräftiger gebankten, meist heller grauen Kalken — auftretendes, durch verschiedene Pigmentierung im homogenen Fels ausgedrücktes, liniges bis streifiges s („Bänderung") in seiner Bedeutung näher beleuchtet werden. Der Meinung von E. Clar (1926), daß bei der Entstehung der Bänderung von Kalken neben tektonischer Wirkung eine ursprüngliche spezifische Anlage des Sedimentes zugrunde liegen dürfte, möchte der Verfasser mit Entschiedenheit zustimmen. Das Auftreten von Bänderung ist auch in höheren Anteilen der Schichtfolge des Kalkzuges — vor allem im Unteren Dolomit, aber auch im Rhät — sehr oft räumlich eng beschränkt (nach Metern messend), wobei sich eindeutig beobachtbarer, rascher lateraler Übergang in ungebändertes Gestein nicht mit örtlich abrupt wechselndem Umprägungsgrad erklären läßt. Diese damit ursprüngliche sedimentäre Eignung bestimmter kalkiger Gesteine Bänderung zu erlangen, ist deshalb durch einen Ausblick auf andere Bänderkalkvorkommen der Ostalpen auf Bewertung als stratigraphisches Merkmal zu überprüfen: Wohl zeigen tiefere tektonische Einheiten des Paläozoikums von Graz und der Karnischen Alpen Vorherrschen von Bänderkalken, doch ist auch im Mesozoikum der Tribulaune, der Radstädter Tauern und des Semmerings [1]) Bänderung zu beobachten, worauf K. Holdhaus (1932) hingewiesen hat.

Was schließlich das Gebiet des Stangalm-Mesozoikums selbst betrifft, so wird noch vielmals aufzuzeigen sein, daß mehrminder örtliche Bänderung in fast allen Stufen und in beiden Flügeln des Kalkzuges bis ins Rhät hinauf vorkommt. Eine Einteilung ist auf dieses Merkmal nicht zu begründen, noch dazu wenn durch A. Thurner (1927) der gesteinskundlich wohl eindeutige Begriff „Bänderung", d. i. streifige Pigmentierung im homogenen Gestein, durch Ausdehnung auf eindeutig dünnschichtige Gesteine verwässert wurde. Geradezu fehlsinnig wird aber die Bezeichnung „Bänderdolomit" für ungeschichtete, brecciöse Trümmerdolomite des Turracher Flügels, wie sie von A. Thurner (l. c.) und R. Schwinner (1931, 1932) sichtlich zur Stützung der Alterszweiteilung des Kalkzuges angewendet wurde.

In den Kalkgesteinen der Basalgruppe finden sich örtlich geringmächtig und in rasch auskeilenden Lagen schwarze (kohlenstoffreiche), dünnschichtige, oft phyllitisch gefältelte, meist karbonatfreie Tonschiefer. Über diese „Bockbühelschiefer", die eine den gesamten Schichtstoß des Stangalm-Mesozoikums durchlaufende Fazies darstellen, soll bei der gleich folgenden Besprechung des Unteren Dolomites, in welchem sie die Hauptverbreitung erlangen, näheres gesagt werden.

Die Verbreitung der dünnschichtigen Karbonatgesteine der Basalgruppe zeigt sich als ein höherer Anteil derselben in geringerem Maße abhängig von der durch die allgemeine Abscherung des Kalkzuges erfolgten tektonischen Verschluckung als die tieferen Rauchwackengesteine.

---

[1]) Diese Vorkommen zeigen somit eine gewisse Einheitlichkeit der regionaltektonischen Stellung, während im Pennin Bänderung kaum erwähnt wird. Verfasser kann sich daher im Gegensatz zu E. Clar (l. c.) des Verdachtes nicht erwehren, daß das finale Umprägungsprodukt eines Bänderkalkgesteines nicht in kontrastscharf gebändertem, sondern in einem pigmenthomogenisiertem Gestein besteht. Damit würde Bänderkalkfazies einen mittleren Bereich metamorpher Beanspruchung von sedimentär hiezu prädestinierten Kalkgesteinen bedeuten.

SE der Flattnitz setzen die Johanniswand, welche die nach Mettnitz führende Straße durchquert, dunkelgraue bis schwarze, nur zum Teil etwas körnige, sonst dichte, dünnlagige Kalke und Kalkschiefer zusammen. Lagenweise reichlich auftretende schwarze Tonschieferbestege der Kalkschiefer sind meist serizitisch verschmiert, so daß das Gestein ähnlich einem Kalkphyllit wird. Schmale Lagen von dunkelgrauem, splitterigem Dolomit sind nicht selten. Größere Keile von Unterem Dolomit werden später als tektonisch disloziert erklärt werden. Die gleichen schwarzgrauen, dünnlagigen Kalke und Kalkschiefer ziehen am jenseitigen steilen NE-Abhang des Kusters (1672 *m*) unter den im Hangenden folgenden Unteren Dolomit hinein.

Hart NW des Lusthauses W des Flattnitzer Seeleins sowie an dem kleinen Straßensattel NNW der Flattnitz, schon nahe der Hernthaleralm, zeigt sich dunkelgrauer, sehr dünnschichtiger Dolomit als Basis des Unteren Dolomites.

Am Bockbühel (1672 *m*) NW der Flattnitz treten, durch einen kleinen Aufbruch der altkristallinen Unterlage verursacht, geringmächtige, dunkelgraue Kalkschiefer im Liegend des Unteren Dolomites auf. Bei Besprechung der Tektonik und der örtlichen Ausbildung wird jedoch diesem Vorkommen infolge der oft ziemlich kalkigen Ausbildung des Unteren Dolomites im Raume des Bockbühels einschränkende Bewertung zu geben sein.

Gleiches gilt für dünnlagige, dunkle Dolomite bei der Allachalm am N-Fuß des Wintertaler Nocks, deren Beziehung zu den dortigen, oben genannten groben Kalkbrecoien und dem Unteren Dolomit mehrdeutig ist.

Im Miniggraben N der Berneralm unter dem großen Kar des Diesingsees zwischen Eisenhut und Wintertaleruock sind an der Basis des Unteren Dolomites 4 *m* äußerst dünnplatteliger, dunkelgrauer Dolomit zur Basalgruppe zu stellen. Helle Lagen und serizitische Schichtbestege sind an demselben noch zu erwähnen.

Im Rohrerwald NE von Turrach sind vor allem aus den Halden der alten Eisenerzstollen dunkelblaugraue bis dunkelgraue, dünnlagige, oft dolomitische Kalke auszulesen. Fast immer sind sie im Bruche ziemlich kristallinisch, während sich serizitische Schichtbestege häufig finden.

Im mittleren Teil des Steinbachgrabens W von Turrach zeigen sich am Fuße des aus Unterem Dolomit bestehenden, steilen S-Hanges des Grabens geringmächtig und schlecht aufgeschlossen dunkelgraue Kalkschiefer mit Lagen von schwarzem Tonschiefer.

An dem Hang, der vom Sattel des Knappenriegels ins Schönfeld binabzieht, findet sich in 1900 *m* SH bei einer Stollenpinge und in der Halde derselben grauer, dünnschiebtiger, zum Teil mergeliger Dolomit.

Weiter westlich ist vorerst am Altenberg die sehr dünnschichtige Ausbildung des basalen Unteren Dolomites zu erwähnen, bis dann im linken Bach östlich vom Saueregg bach die dunkelgrauen, dünnschichtigen Dolomite mit eingelagerten Schmitzen von schwarzem Tonschiefer in einer Mächtigkeit von etwa 20 *m* sehr deutlich aufgeschlossen sind. Im Liegend sind Quarzite, die sich u. d. M. als Angehörige des Altkristallins zu erkennen gaben (siehe oben pag. 98) deutliche Begrenzung; doch auch im Hangend schaltet sich eine etwa 4 *m* starke Bank von vererztem Dolomit als begrenzendes Element gegen den hangenden Unteren Dolomit ein. K. Hold-

haus hat diese basalen Schichten 1932 als „Dolomitphyllite, wechsellagernd mit einigen grauen Dolomitbänken" beschrieben. A. Thurner hat weder 1927 noch 1937 diese Gesteine aus dem übrigen „Bänderdolomit" herausgehoben.

In dem von der Schulter (2121 *m* SW Innerkrems) gegen NE abziehenden steilen Bach liegt an der Basis des Kalkzuges, auf dem Bundschuh-Orthogneis, von 1690 bis 1705 *m* SH dünnlagiger, grauer, zum Teil gebänderter Dolomit von sehr ähnlicher Ausbildung wie im vorgenannten Bach E der Saueregalm. Weiters treten dunkelgraue, dünnschichtige, mürbe, in Lagen eisenschüssige Mergel auf, deren Gehalt an Glimmersand sich besonders auf den Schichtflächen häuft. Im Hangend folgt Unterer Dolomit.

Am E-Kamm des Steinernen Mannls, in dem schon bei den Flaserbreccien erwähnten deutlichen Profil der Basalgruppe treten geringmächtige, schwarzgraue Kalke, Kalkschiefer und kohlenstoffführende Tonschiefer auf. Diese Stichproben in der Innerkrems überzeugen wohl, daß die dünnschichtigen Gesteine der Basalgruppe den Hauptbestandteil der „Bänderserie" Thurner's (l. c.) ausmachen.

Die dünnschichtigen, dunklen Gesteine der Basalgruppe am Ochsenstand an der Melitzen in der Pfannockgruppe wurden bereits bei der Beschreibung der liegenden Arkosequarzite mit dargelegt (siehe pag. 102).

Etwa 300 *m* NE des Ochsenstandes tauchen aus der Schutthalde am Fuß der aus Unterem Dolomit bestehenden NW-Wand des nördlichen Melitzengipfels (P. 2066) dunkelgraue, dünnschichtige Mergel in einer Mächtigkeit von etwa 25 *m* auf, die auch die untersten Meter der Wand selbst aufbauen. In dünnen Lagen führen sie bräunlichgraue, nur ganz schwach kalkige, quarzreiche Tonschiefer, die reichlich bis 1·5 *mm* große Pyritwürfelchen führen.

Schließlich sieht man jenseits des SW-Abbruches der Ochsenstandhochfläche, S unterhalb des Hohenfürstsattels in 2040 *m* SH am Fuß der steilen SW-Wand des Melitzenstockes die Basalbildungen in Form von dünnschichtigem, mittel- bis dunkelgrauem Dolomit, wenige Meter mächtig aufgeschlossen. In das Hangend geht dieser rasch in Unteren Dolomit über, während das Liegend durch die Schutthalde verhüllt ist. In Lagen ist der dunkle Dolomit recht kalkig, hiebei eine schwärmende Kalzitaderung zeigend.

### 2. Unterer Dolomit — Ladin

Mit bis 800 *m* erreichender Mächtigkeit, einer die Gesamtausdehnung des Karbonatgesteinszuges erfüllenden Verbreitung, starkem gesteinlichem und landschaftlichem Ausdruck bildet der Untere Dolomit den augenfälligsten Zug im geologischen Erscheinungsbild des Stangalm-Mesozoikums. Er ist ein hell (weißlich, gelblich, hellgrau) anwitternder Dolomit in zwei gut unterscheidbaren Ablagerungsfazies, die oft miteinander sehr verzahnt sind, gegeneinander aber mit raschem Übergang scharf begrenzt erscheinen. Die eine Ausbildungsform fällt durch ihre vollkommene, rhomboedrische Klüftung auf, deren Kantenlänge von 1 bis 5 *cm*, doch auch bis 10 *cm* schwankt. Eine dieser Kluftfugen zeigt sich oft durch hellglimmerige Bestege als Schichtfläche. Auch langes, ungestörtes Anhalten gibt manche Kluft als Schichtfugen zu erkennen, die in Abständen von 1 bis 2 *m*, manchmal auch 3 *m* verlaufend eine feinlinige Bankung andeuten.

Der Verwitterungszerfall erfolgt zunächst nach den sichtbaren Kluftfugen zu rhomboedrischem („würfeligem") Grus; im späteren Stadium und bei tektonischer Beanspruchung erscheint das Kluftsystem gleichsinnig weiterzerlegt zu gleichkörnigem, rhomboedrischen, scharfsplitterigen Trümmerwerk. Im Felde wurde diese Ausbildungsart des Unteren Dolomits mit „Splitterfazies" vermerkt; „Kleinsplitter-Fazies" bis wenige *cm* Kantenlänge, „Grobsplitter-Fazies" von da gegen 10 *cm* Kantenlänge. Der Untere Dolomit in Splitterfazies bildet Stöcke („Riffe") von wenigen Metern bis zu 300 *m* Mächtigkeit. Erstere treten selbst im schuttbedeckten Waldbereich als Wandeln auffällig hervor; letztere — wenn sich freie Höhenlage mit mehr söhliger Lagerung verbindet — bilden Felsberge von schier Dolomitencharakter, wie sie die prachtvollen N- und S-Abstürze des Melitzenstockes in der Pfannockgruppe veranschaulichen.

Die andere Ausbildungsform des Unteren Dolomites umfließt einerseits die Stöcke der Splitterfazies, erreicht aber anderseits auch örtlich derart die Übermacht, daß die splitterigen Riffe nur mehr als eingelagerte Linsen erscheinen. Es ist dies ein ausgesprochen schichtiger Dolomit, dessen treffliche Bankung 20—70 *cm* schwankende Zwischenräume aufweist. Die Anwitterung der plattigen Schichtflächen ist eine karrenartige, die sich am besten mit eingehauenen Scharten vergleichen läßt. Im Gelände erhielt diese Dolomitausbildung die Bezeichnung „Karrenfazies". Der Karrendolomit bildet niemals Wandeln, nur felsige Hänge, die in den Tiefen der vegetationsbedeckten Verwitterungshülle von unregelmäßig geformten, blockigen Trümmern überstreut erscheinen. Ablagerungsform und Struktur dieser Ausbildung des Unteren Dolomits ist wohl genetisch verknüpft mit dessen selten fehlenden, oft aber auch völlig überwiegenden Kalkgehalt. Insbesondere in der Flattnitz, wo die Einschaltung von mächtigen Zügen schwarzer Tonschiefer („Bockbühelschiefer") das Faziesbild noch zusätzlich belebt, steht die Grenze des Karrendolomits gegen diese Schiefer oft — wenn auch nicht immer — unter Kalkvormacht.

Aus beiden Formen des Unteren Dolomites entwickelt der Hammerschlag starken bituminösen Geruch; die Bruchflächen zeigen feinkristallinisches, glitzerndes Korn, das im reinen Dolomit als zuckerkörnig zu bezeichnen ist. In beiden Fazies zeigt sich im weißen bis hellbläulichgrauen Bruch gelegentlich blaugrane und graue Bänderung, in Lagen und Linsen bis zu nur metergroßem Ausmaß herab auftretend. Wieder kann nicht örtlich sprunghaft wechselnde tektonische Beanspruchung, sondern sedimentäre Anlage als Ursache der Bänderung angesehen werden. Der Karrendolomit wittert quer zur Bankung oft feinschichtig an, der Querbruch erweist sich aber meist homogen. Zeigt er Bänderung, dann ist diese in Breite und Rhythmus sichtlich der Feinschichtung derart zugeordnet, daß die dunklen Bänder den leichter verwitternden Rillen der schichtigen Anwitterungsskulptur des Querbruches entsprechen. Sehr häufig — namentlich am Karrendolomit — läßt sich durch Reiben mit den Fingern ein Absanden erfühlen, womit eine rundlich-klotzige Verwitterungsform der Karrendolomitbänke zusammenhängen dürfte.

Die Einlagerungen von schwarzen Bockbühelschiefern, die bereits in der Basalgruppe auftreten, erlangen innerhalb des Unteren Dolomits derartige Ausdehnung in Streichen und Mächtigkeit, daß das gegenseitige

Verhältnis der beiden Gesteine als fazielle Vertretung zu bezeichnen ist. Ein wohl entscheidender Beweisgrund, daß es sich um einen vertikalen Wechsel zweier isotoper Fazies und nicht nm tektonische Vergesellschaftung handelt, liegt in der gesteinlichen Änderung, die der untere Dolomit in den randlichen Metern gegen die Schiefergrenze wie auch in jenen schmalen Zügen aufweist, die im Raume des Bockbühels iu der Flattnitz in den schwarzen Bockbühelschiefern eingelagert sind: Diese Änderung besteht zumeist in einer Verdunkelung zu mausgrau bis dunkelgrau bei gleichfarbener, wenn auch stets etwas heller getönter Anwitterung. Der Untere Dolomit wird dabei durch Tongehalt dicht und das Zuckerkorn ist zu einem staubglimmerigen Glitzern verändert. Zum Teil auch wird der Untere Dolomit an der Grenze gegen die Bockbühelschiefer dazu noch dünnschichtig und fast rein kalkig.

Im unteren Dolomit wäre nach der Erfahrung an der Mehrheit [1]) in ähnlicher großtektonischer Stellung befindlicher, also ähnlich fossilzerstörend beanspruchter Dolomitvorkommen die Auffindung fossiler Algen zu erwarten gewesen. Mehr als Andeutungen in Form ringsegmentförmiger, grobkalkspätiger Auswitterungsleistchen konnte nicht gefunden werden. Auch die von K. Holdhaus (1932) auf Grund einer Untersuchung durch F. Heritsch vom Kalkbrandsattel (Flattnitz) beschriebenen, Korallenästchen ähnlichen, kalziterfüllten Röhrchen haben keinerlei stratigraphischen Wert. Die Fundstelle dieser letztgenannten fraglichen Lebensspuren liegt in einer dunkelgrauen, etwas mergeligen Bank von den Bockbühelschiefern eingelagertem Unteren Dolomit, welche K. Holdhaus (l. c.) auf Grund des örtlichen petrographischen Befundes unrichtigerweise mit den rhätischen Schichten der Eisentalhöhe bei Innerkrems verglichen hat. Die Flattnitzkarte zeigt dieses Dolomitvorkommen mit herzförmigem Umriß in den Bockbühelschiefern E des Kalkbrandsattels; die Stellung in der Schichtfolge ist klar ersichtlich. Auch das Auftreten der für das Wettersteinniveau so bezeichnenden Großoolith-(Evinospongien-)Struktur konnte in unserem Unteren Dolomit nicht nachgewiesen werden. Somit bleibt als Grundlage für die Zuteilung dieser gesteinlichen Einheit zum Ladin einzig die Stellung im Verband der übrigen Glieder der Schichtfolge des Stangalm-Mesozoikums. Vollständig wird dies erst nach Vorstellung aller weiteren Einheiten des Karbonatgesteinszuges und der Einblicknahme in den Gebirgsbau zu begreifen sein.

Die umfassende Verbreitung des Unteren Dolomites wurde schon eingangs angedeutet, welche zusammen mit der die Hälfte bis neun Zehntel der Gesamtmächtigkeit des Dolomitzuges erfüllenden vertikalen Erstreckung das Kartenbild derart beherrscht, daß dieses für sich selbst sprechen kann.

Wegen der im Gebiete von Innerkrems augenfälligen Abweichung desselben von der Karte von A. Thurner (1927) muß der später folgenden örtlichen Beschreibung in diesem Raume in einem vorgegriffen werden: Jener Hangendanteil des paläozoischen Bänderdolomites von A. Thurner (l. c.), der nicht als dunkler, dünnschichtiger Dolomit der Basalgruppe zuzuteilen ist, kann mit dem triadischen Peitler-Dolomit des gleichen Autors

---

[1]) Ausnahme ist der Untere Tribulaundolomit, der keine Diploporen geliefert hat und mit dem unser Unterer Dolomit — namentlich in der Splitterfazies — auch die beste Ähnlichkeit aufweist.

nicht anders als identisch bezeichnet werden. Wie z. B. das schöne Profil des von der Schulter (P. 2121) gegen NE abfallenden Grabens zeigt, geht die von Thurner gezogene Grenze Bänderdolomit—Peitlerdolomit mitten durch einen einheitlichen Gesteinskörper. Es ist daher der obengenannte Hangendanteil des Bänderdolomites von Thurner (l. c.) mit dem unabtrennbaren Peitlerdolomit durch einen einheitlichen Begriff „Unterer Dolomit" zu kennzeichnen, der sich nicht nur örtlich, sondern für den gesamten Karbonatgesteinszug gültig erweist. Die Angabe von R. Schwinner (1932), daß man in beiden Flügeln des Kalkzuges „manche Dolomite als kosmopolitische Durchläufer wiederfindet", ist als Bestätigung rein unserer petrographischen Beobachtungen gerne anzumerken.

K. Holdhaus (1921, 2, 1932) hat unseren Unteren Dolomit in die anisisch-ladinische Stufe gestellt. Von einer Abtrennung des anisischen Anteiles wurde abgesehen, obwohl deutlich auf die gesteinliche Besonderheit des Liegenden des Unteren Dolomites hingewiesen ist. Insbesondere die Identifizierung des Unteren Dolomites vom Altenberg (= Bänderdolomit von A. Thurner, 1927) wird noch im tektonischen Teil dieser Untersuchung gewürdigt werden.

Bei der im Gegensatz zur unruhigen Basalgruppe einheitlichen gesteinlichen Ausbildung des Unteren Dolomits muß lediglich die örtliche Verteilung der beiden Fazies dargelegt werden, was vorteilhaft im späteren Abschnitt von der Lagerung geschehen wird.

### 3. Dolomit, hellbraun, brecciös — Karinth

Der große regressive Einschnitt in die karbonatische Ablagerungsfolge der Trias durch tonige und sandige Sedimente der karinthischen Stufe ist vielenorts einerseits durch Rekurrenzen zum Liegend, anderseits durch oft wiedereingeholte Vorläufer zum Hangend wechselvoll belebt. So zeigt auch das Dach des Unteren Dolomites des Stangalm-Mesozoikums im Liegend der das Karinth vorherrschend darstellenden schwarzen Schiefer („Bockbühelschiefer") ein örtliches, nur wenige *m* mächtiges Auftreten von einem hellbraun anwitternden, brecciösen, meist ziemlich kalkigen Dolomit. Bald dünnschichtig, bald wieder kaum geschichtet wittert er oft zu kleinen, ruinenartigen Felsgebilden aus. Der hellbräunliche, hackige Bruch zeigt bläuliche Ablösungen. In gleicher Stellung fanden sich auf der karrenfeldartig verwitternden Dachschichtfläche des Unteren Dolomites bei P. 2012 S der Eisentalhöhe einige bis hühnereigroße Brocken von Brauneisenstein. Die Deutung als Bohnerzabkömmling einer spätladinischen Verlandungsphase im Sinne von K. Leuchs und R. Mosebach (1936) mag als Deutungsmöglichkeit am Rande vermerkt werden, obwohl ansonsten im Gebiete keine weiteren direkten Beobachtungen für ein solches Ereignis zu gewinnen waren.

Innerhalb der Verbreitung der karinthischen Bockbühelschiefer, die infolge tektonischer Ausdünnung vorwiegend nur im N—S streichenden Flügel des Kalkzuges erhalten sind, ist das örtliche Auftreten des basalen, brecciösen Karinth-Dolomites bald aufgezählt: Bei P. 2115 WSW der Eisentalhöhe, am E-Hang des Melitzenstockes an zwei Stellen zwischen der Bockhütte und dem P. 2198 (E-Gipfel der Melitzen) sowie oberhalb der Erlacherhütte im Langalmtal an dem zum Kanninger Bock führenden

alten Erzweg in etwa 1730 *m* SH. Die Vorkommen dieses karintbischen Dolomites heben sich durch ihre hellbraune Anwitterungsfärbung im Gegensatz zu dem weißlich anwitternden, unmittelbar liegenden Unteren Dolomit als deutliche Streifen schon aus größerer Entfernung ab.

### 4. Bockbühelschiefer („Pyritschiefer")

Rhät
Ladin ——— Karinth
Basalgruppe

Rekurrenz
Hauptverbreitung

Eines der kennzeichnendsten lithologischen Merkmale des Stangalm-Mesozoikums — bedeutungsvoll für dessen großfazielle Einordnung — ist das im gesamten Schichtstoß, von der Basalgruppe bis ins Rhät immer wiederkehrende (rekurrente) Auftreten kohlenstoffführender Pelite bis Feinpsammite. Während diese Gesteine in der Basalgruppe und im Rhät meist nur rasch auskeilende Schmitzen bis wenige Meter mächtige Lagen bilden, treten sie im Unteren Dolomit (Ladin) außerdem in langanhaltenden Zügen auf, die bis 200 *m* Mächtigkeit erreichen. Dies erfolgt in der Flattnitz, wo sie den NW dieses Almdorfes sich zu 1672 *m* SH erhebenden Bockbühel aufbauen und nach diesem „Bockbühelschiefer" benannt sein mögen. Das Karinth schließlich bilden diese Tongesteine bis auf Basis und Dach zur Gänze, sind aber in dieser Stufe durch synsedimentäre vulkanogene (tuffitische) Einlagerungen ausgezeichnet. In dem N—S streichenden Flügel unseres Dolomitzuges beherbergen die Bockbühelschiefer tektonisch eingespießte Späne von Phyllonit und Serizitphyllit. Diese gruppenfremden Einschaltungen sowie das genannte Auftreten von Tuffiten waren die Gründe für die verschiedendeutige Auffassung, welche die Bockbühelschiefer bisnun erfahren haben (K. Holdhaus, l. c., A. Thurner, l. c., R. Schwinner, l. c.). Als einzige Ausnahme ist die gesteinliche Einheit des Oberen Dolomites frei von Bockbühelschiefern.

Im Handstück sind die Bockbühelschiefer schwarzgraue bis schwarze, kohlenstoffreiche Tonschiefer mit stets ausgeprägter Feinschichtung. Selten genug werden sie durch Zurücktreten des C-Gehaltes etwas heller. Die Schichtflächen zeigen meist einen ganz feinen, matten Glanz, bei größerem Kohlenstoffgehalt sind sie graphitisch glänzend und dann ganz schwach abfärbend, während stahlblaue Färbung nur selten beobachtbar ist. Niemals kann man ausgesprochen serizitischen Glanz beobachten; erscheint heller Glimmer auf den S-Flächen — was sehr vereinzelt vorkommt — spricht dessen regelloses und unvermitteltes Auftreten für klastische Herkunft. Die Stellung der Bockbühelschiefer innerhalb einer durch eine Überschiebung konservierten Gruppe bringt es mit sich, daß sie bei solcherart gegebener scherender Beanspruchung als Gleithorizont ausgebaut und daher zumeist phyllitisch feingefältelt sind, wobei häufig eine deutliche Streckung zu beobachten ist. Erscheinen die Schiefer aber durch Ein-

lagerung innerhalb von etuiartig schützendem, starren Dolomit einer Beanspruchung entrückt, dann stellen sie sich als vollkommen ebenschichtige Gesteine dar; auch bei großer Mächtigkeit — wie am Bockbühel in der Flattnitz — finden sich natürlich eher derart verschonte Lagen.

Bevor noch über Mineralbestand und inneres Gefüge berichtet wird, möge der schon im Titel des Abschnittes angeführte Vergleich mit Pyritschiefer mit größter Bestimmtheit ausgesprochen werden. Wir haben die Pyritschiefer am Trunabach und bei St. Magdalena in der Tribulaungruppe besucht, haben in den Radstädter Tauern z. B. am Wege Pleislingalm—Tauernpaß gleiche Gesteine beobachtet und schließlich auch die „Kapellener Schiefer" (H. P. Cornelius, 1933) am Semmering aufgesucht. War die Ähnlichkeit schon im Felde überzeugend, so können die Handstücke der verschiedenen Vorkommen ohne Wirkung in den Schachteln vertauscht werden. Daß auch die Pyritschiefer der klassischen Vorkommen nicht immer auch wirklich Pyrit führen, ist bekannt; ja was wir an den oben angeführten Örtlichkeiten davon sahen, enttäuschte geradezu, wenn auch dadurch die Vergleichsmöglichkeit mit den Bockbühelschiefern nur stieg, wo nur selten mit Gleichmäßigkeit verstreute Rostflecke an verrotteten Pyrit gemahnen. Schöne Pyritführung zeigen indessen Kalkschiefer der Basalgruppe an der Melitzen (siehe pag. 109), die wohl der Stellung, aber nicht dem Gestein nach Bockbühelschiefern entsprechen.

Einstreuung von Tuff und Einspießung von Phylliten und Phylloniten, die manchmal den den Bockbühelschiefern zustehenden Raum, diese oft fast völlig zurückdrängend, erfüllen, gestalten das karinthische Niveau zu einer komplexen Mischungszone, deren einzelne Glieder zwecks möglichster Trennung nach ursprünglichem Stoffbestand und eventuell später erworbenen Umprägungszeugen gründlich zu durchleuchten sind. Auch die ladinischen Bockbühelschiefer weisen dort, wo sie als mächtigere und langanhaltende Züge innerhalb des Dolomitschichtstoßes Schwächezonen bilden, heftige Bewegungserscheinungen auf.

Zur Aufklärung der ursprünglichen Natur der Bockbühelschiefer eignet sich daher vorzüglich ein Vorkommen derselben, das infolge der Ortsstellung tektogenetischer Beeinflussung bestdenkbar entzogen war: In der aus Unterem Dolomit aufgebauten NW-Wand des P. 2198 des Melitzenstockes findet sich in rund 1900 *m* SH eine etwa 200 *m* ausgedehnte, mehrere Meter mächtige, beiderseits narbenlos auskeilende Lage von Bockbühelschiefer. Dunkelgrau anwitternd zeigt der fein- und ebenschichtige Schiefer auf vielen S-Flächen eine eigenartige, regelmäßige Undulation, die am besten mit feinen Rippelmarks zu vergleichen ist, deren Tälchen von altgoldfarbenen Glimmerhäutchen erfüllt sind. Im spitzen Winkel von 20° durchqueren mehrfach Scherflächen die Hauptablösung des Gesteines.

U. d. M. (S 61) findet sich ein Mineralbestand von Quarz, kohliger Substanz und Biotit. Sehr wenig Serizit und Albit. Einige winzige Turmaline. Rutilnädelchen im Biotit. Akzessorisch weiters Apatit. Im Durchschnitt 1 *mm* breite, an kohliger Substanz reiche Bänder sind durch etwa gleichgroße C-freie Lagen getrennt, so daß sich derart ein ausgezeichneter Feinlagenbau abbildet. In den hellen Lagen zeigt das eckig bis seichtbuchtig verzahnte Quarzgefüge durchschnittliche Korngröße bis 0·08 *mm* (Feinsand C. W. Correns, 1939), während die kohligen Lagen feinstes, unauflösbares Quarzzerreibsel mit winzigen Serizitlänzettchen aufweisen, wobei die Korngröße höchstens und vereinzelt 0·02 *mm* erreicht. Die innerhalb dieser ehemals tonigen Lagen nach der Korngröße warwig zu Streifen gesonderten kohligen Körnchen lassen eine sehr regel-

mäßige, feine Fältelung erkennen. 25° spitzwinkelig zu dem durch die C-reichen Lagen deutlich markierten sedimentären s verläuft eine feine, aber unzweifelhaft erkennbare transversale Schieferung, die durch sehr verschieden große und unregelmäßig verteilte, zum größten Teil aber zueinander gut parallel liegende, meist verlängte Biotitflitterchen bis 0·2 *mm* Größe ausgedrückt wird. Die Feststellung des Biotites ergab sich eindeutig aus den entsprechenden Polarisationsfarben, einem Pleochroismus von n'α: hellbräunlichgelb bis n'γ: sattbraun sowie dem charakteristischen kleinwinkeligen Achsenbild. Auch das schwach geregelte Quarzgefüge mitsamt den Serizitschüppchen liegt einwandfrei in dem gleichen transversalen s. Es ist wohl bestimmt nicht zufällig, daß die im Handstück auftretenden Scherflächen etwa im gleichen Winkel (20°) zu den kohligen Streifen verlaufen wie die mikroskopisch erkennbare Transversalschieferung (25°). Da aber auch die C-führenden Bänder in Schliff eine Verbreiterung gegenüber jenen am Querbruch des Handstückes erkennbaren zeigen, ist eine etwas schräge Schlifflage ziemlich sicher für die Winkeldifferenz ursächlich.

Wenn wir die feine Fältelung der C-führenden Lagen nicht einer früheren tektonischen Beanspruchung zuordnen wollen, sondern als synsedimentäre subaquatische Fältelung auffassen, liegt durch den orientiert gewachsenen Biotit und die Regelung des Quarz-Serizitgefüges eine rein statische Kristallisationsprägung vor. Nur Druck und Temperatur können hier wirkend gewesen sein, lamellare Durchbewegung hätte unbedingt das sedimentäre s zerstört. Die spitzwinkelig zu letzterem, parallel der Transversalschieferung verlaufenden Scherflächen, die in Abständen über Dünnschliffausmaß auftreten, sind — wenn sie überhaupt Gleitbewegung beinhalten — räumlich beschränkt, da das zwischenliegende sedimentäre s unbeeinflußt geblieben ist.

Anhalt dafür, daß die Biotitflitterchen ursprünglich sedimentäre Porphyroklasten sind, die durch Umkristallisation in s eingeschlichtet wurden, wäre in deren unregelmäßigen Größe und Verteilung zu erblicken. Wir neigen dieser Auffassung zu, obwohl kein weiterer Beweis zu erbringen ist.

Wnrde soeben Stoffbestand und Metamorphosezustand eines dem ladinischen Unteren Dolomit eingelagerten Bandes von Bockbühelschiefer dargelegt, so soll als nächstes das Vorkommen dieser Schiefer im karinthischen Niveau erläutert werden, wo eine Vergesellschaftung mit tuffitischen Einstreuungen und tektonischen Spänen phyllitomorpher Gesteine die Augenfälligkeit ihres Auftretens zurückdrängt. Der Nachweis des Vorkommens der Bockbühelschiefer im Karinth hat große Bedeutung, weil dieser Horizont im Gebiete der Eisentalhöhe von F. Heritsch (1926), A. Thurner (1927) und R. Schwinner (1932, 1938) zur Gänze als Phyllonit nach Vollkristallin erklärt wurde. Freilich treten aus dem so deutlich zwischen dem Unteren Dolomit und dem Oberen Dolomit, bzw. Rhätmergeln verlaufenden karinthischen Schieferbande die aus Tuffiten, Phylloniten und Phylliten bestehenden, teils sedimentären, teil tektonischen Einschaltungen als augenfällige Felsrippen hervor, während ganz unauffällig, aber doch vorwiegend die Hauptmasse des Schieferbandes bildend, den Almboden der dunkelgraue, feine Schutt der leichter verwitternden Bockbühelschiefer durchsetzt, aus dem sich nur selten ein für die Dünnschliffuntersuchung brauchbarer Brocken auslesen läßt.

Knapp E des P. 2115, der SW des Gipfels der Eisentalhöhe (2174 *m*) gelegen ist, zeigt beispielsweise der Bockbühelschiefer des karinthischen Bandes im Handstück eine kräftige Fältelung, ohne daß aber der feinebenschiefrige Querbruch nennenswert gestört erscheint. Senkrecht auf die feinphyllitische Riefung des Haupthruches verläuft eine enge (5—8—12 *mm*

Abstand) Schar feiner Klüfte, welche — Bruchteile von Millimeter klaffend — von einer hellen Substanz erfüllt sind, die sich weder als Karbonat noch Quarz erweist. Leider ist diese Kluftfüllung nicht im Schliff gefaßt, doch konnte an einem Schliff aus der Flattnitz eine ähnliche Kluftfüllung als aus Feldspat bestehend erkannt werden (siehe unten).

Auch im Dünnschliff (S 34) erwies sich der Bockbühelschiefer der Eisentalhöhe als ein sehr heftig gefältelteres Gestein, was sich an den zahlreichen, warwigen Zügen von kohliger Substanz überaus deutlich kundtut. Wie im vorbeschriebenen Schliff S 61 trennen die kohligen Streifen Lagen verschiedener Quarzkorngröße: Neben einem kaum auflösbaren, winzigen Körnerwerk sind gröbere Lagen (bis 0·15 *mm* Korndurchmesser) häufig. Die Verzahnung der gröberen Körnerlagen ist eckig bis seichtbuchtig, während das feine Körnerwerk eine innigere, jedoch nur die Randsäume der Quarzkörner durchdringende Verzahnung darbietet. Das Quarzgefüge ist vollkommen ungeregelt. Längs der gefältelten, kohligen Streifen verlaufen serizitische Strähne mit vereinzelten, kräftigeren Muskowitscheiterchen. Biotit tritt sowohl im feinsten quarz-serizitischen Zerreibsel diffus begrenzt wie auch als größere (bis 0·3 *mm*) Flitter auf. In den Faltenumbiegungen, die durch die kohligen Lagen erkennbar sind, kann man sehr deutlich die postkristalline Verbiegung, Stauchung und Zertrümmerung des dunklen Glimmers erkennen, der fast stets ziemlich reichlich sperrig gelagerte, oft zu einem Filz aggregierte Rutilnädelchen führt. Bei manchen Biotiten hat es den Anschein, als ob sie sich ursprünglich in den Aufblätterungshohlräumen der Faltenumbiegungen angesiedelt hätten; nachkristallin sind sie aber deutlich kataklasiert. Einzelne der dunklen Glimmer sind etwas ausgebleicht, zeigen nur schwachen Pleochroismus und muskowitähnliche Interferenzfarben (Baueritisierung). Hervorzuheben ist, daß von Chlorit nicht die Spur vorhanden ist. An Seltenheiten winziger Turmalin und Apatit.

Die im Unteren Dolomit des Turracher Steinbruches aufgeschlossene Bank von Bockbühelschiefer, der hier im allgemeinen ärmer an kohliger Substanz ist, zeigt in manchen Lagen auf den phyllitisch feingerieften, matt seidenglänzenden S-Flächen diffuse, hellbräunliche Häutchen, die vereinzelte, winzige, unscharf begrenzte Biotitporphyroblasten tragen. Mit einer scharfen Klinge abgehoben waren diese leicht u. d. M. zu identifizieren.

Sehr gleichmäßig feinkörnig (bis höchstens 0·015 *mm* Durchmesser) erweist sich das Quarz-Serizitgefüge der Bockbühelschiefer knapp ESE der Allachalm, am Beginn des großen Zuges, der sich innerhalb des Unteren Dolomites gegen die Flattnitz zu bedeutender Mächtigkeit auftut.

S 5: Ein warwiger Rhythmus ist an den C-reichen Lagen nicht zu erkennen, während die durch diese erkennbare Fältelung besonders an sehr steil zum S verlaufenden klaffenden Scherflächen heftige Bewegung verrät. Diese Kluftfugen erweisen sich bemerkenswerterweise durch zahlreiche, 0·08—0·3 *mm* große Feldspatkristalle erfüllt, die ein verzahntes Gefüge bilden. Meistens weisen sie eine Füllung diffuser Mikrolithe, aber keine Trübung auf. Teilweise sind Spaltrisse, vereinzelt Zwillingslamellen zu erkennen. Die Lichtbrechung ist deutlich geringer als Kanadabalsam. Leider war infolge des Fehlens geeigneter Durchschnitte und des fast völligen Mangels begleitender Quarze keine nähere Bestimmung möglich. Im feinen Quarzgefüge findet sich ziemlich wenig Chlorit, in größeren Porphyroblasten aber in der Kluftfüllung. In die Kluftfugen drang sichtlich später Erz ein, das sich limonitisch erhalten findet; innerhalb des unversehrten Schiefers ist mehrfach Magnetit anzutreffen.

Zur Verbreitung der Bockbühelschiefer in den Gebieten der eigenen Aufnahmen ist dem Kartenbilde nichts hinzuzufügen. Hervorgehoben sei nur, daß diese, sobald sie die Stellung zwischen den beiden Dolomitstufen einnehmen, dem Karintb zuzuordnen sind. In der Flattnitz jedoch können sie derart nur im Profile des Eisenhut-N-Kammes, in Form einer kleinen Linse als karinthisch angesehen werden. Ansonsten fehlen sie in diesem Raume, zusammen mit der Hauptmasse des Oberen Dolomites aus tek-

tonischer Ursache. Innerhalb der Basalgruppe und der Kalke und Mergelschiefer des Rhät, wo die Bockbühelschiefer nur sehr geringmächtig und wenig anhaltend auftreten, wurden sie nicht ausgeschieden.

Im Gebiet von Innerkrems hat K. Holdbaus (1921, 1) in dem Profil oberhalb der Fresenhalshütte in den „quarzphyllitischen Raiblerschichten" das Vorkommen schier „normaler Tonschiefer" angeführt. Auch vom NE-Hang des Grünleitennocks wird „sehr weitgehende Annäherung an normale Tonschiefer" aufgezeigt. Wertvoll erscheint der Hinweis auf die „schwärzliche" Schieferkappe der Schulter SW von Innerkrems. A. Thurner hat (1927) in seiner Bänderserie „Kalkphyllite" beschrieben, wobei wir die Angabe von „ferritisch-schungitischer" Substanz hervorheben möchten. Wir haben die Bänderserie Thurner's (= Hauptteil der Basalgruppe d. Verf.) bei weitem nicht restlos begangen, was aber zu sehen war, sind einerseits eindeutig (wohl dunkle, aber keineswegs C-führende) Kalkschiefer und anderseits C-reiche Tonschiefer. Es ist durchaus zu gewähren, daß letztere bei tektonischer Beanspruchung im Verband mit Kalkgesteinen örtlich auch mit Kalzit infiltriert wurden. 1937 gibt A. Thurner pag. 86 bereits eine gewisse Einschränkung, indem er von „Kalkphyllit bis Kohlenstoffphyllit" spricht. Sind im Raume der Eisentalhöhe die Bockbühelschiefer gegenüber den phyllitomorphen Einschaltungen — wie oben erwähnt — weniger augenfällig und zum Teil auch mengenmäßig zurückgedrängt, so nimmt es doch wunder, daß Thurner die Kappe der typischen, C-reichen Bockbühelschiefer der Schulter, wo andersartige Einlagerungen unseren Begehungen nach völlig fehlen dürften, von den kohlenstoffführenden Phylliten der Bänderserie trennen zu können vermeint.

Im Gebiete der Flattnitz hat R. Schwinner (1938) die Bockbühelschiefer als „eigenartige, schwarze Tonschiefer" erwähnt. Wir sind für diese indirekte Bestätigung der petrographischen Individualität dieses Gesteines dankbar, das der vielgewanderte und vergleichsgewandte Forscher bei Zutreffen sicherlich entsprechend in Parallele zu Bekanntem gesetzt hätte. Verfasser denkt hiebei an schwarze Schiefer des Karbon wie der altpaläozoischen Murauer Schiefer-Kalkgruppe.

### 5. Tuffitlagen im Bockbühelschiefer — Karinth

Wie die Bockbühelschiefer in der NW-Wand der Melitzen als zweifellose sedimentäre Linse innerhalb des ladinischen Unteren Dolomites eingelagert sind (siehe pag. 114), so bietet sich auch im karinthischen Schieferband ein ähnliches Bild, indem innerhalb ebenschichtiger, meist fast ungefältelter Bockbühelschiefer Lagen eines wenig bis ungeschichteten Gesteines auftreten, das bei grünlichgrauer bis bräunlichgrauer, rotfleckiger Anwitterung einen feinkörnigen, oft massigen, deutlich rauhen Querbruch aufweist. Dies war in dem zwischen den beiden Dolomiten liegenden karinthischen Band an der westlich zum Kaningbach steil abfallenden Flanke des Grethaler Riegels zu beobachten. Der Grethaler Riegel ist der lange, gegen E sanfter abdachende N-Kamm des aus Oberem Dolomit aufgebauten Lannernocks. In der Fallinie des P. 1953 (NE der Hofalm) wurde in 1790 *m* SH ein solches Grüngestein geschlagen, das sich u. d. M. folgend darbietet:

S 49: Mineralbestand ist Chlorit, Albit, Quarz, Titanit, wenig Serizit sowie Andeutungen fraglicher Angehöriger der Zoisit-Epidotgruppe. In einem dichten Grundgewebe von Chlorit, das nur örtlich schuppige Aggregate zeigt, liegen massenhaft ein-

gestreut meist eiförmige, sehr oft rundkantig rechteckige Körner von Albit, die einen Größenbereich von 0·08 bis 0·25 *mm* umfassen. Wasserklar und fast einschlußfrei zeigen sie vereinzelt breite Zwillingslamellierung oder Spaltrisse. In dem Chloritgewebe tritt neben einem spärlichen, kaum auflösbar feinem Quarzgrus mit manchmal gehäuften Serizitschüppchen reichlich Titanit auf. Zumeist körnig zeigt er vereinzelte Eigengestalt durch spitzrhombischen Querschnitt; erdig-trübe Umwandlung ist selten. Auffällig sind große, unregelmäßig eingestreute, scharfeckige, nur kantenrunde Quarztrümmer. In Größen von 2 bis 6 *mm* Durchmesser schwankend erweisen sie sich als mehr- bis vielkristallig und zeigen sehr verschiedenes Interngefüge: Zu einem Teil sind sie sehr feinkörnig und innig buchtig verzahnt, zum anderen Teil bestehen sie aus wenigen großen Kristallen, die durch einen sehr innig verzahnten Mörtelsaum verschweißt sind. Allgemein haben die Quarze starke undulöse Auslöschung im Gegensatz zu den schlagartig verdunkelnden Albiten. An Rissen, die dem Umfang der Quarztrümmer entlang laufen, findet sich eine dünnfädige limonitische Imprägnation. Mineralien der Zoisit-Epidotreihe sind vielleicht in ganz vereinzelten, stengeligen Kriställchen mit zutreffender Licht- und Doppelbrechung vorhanden.

Eine Einordnung dieses Gesteines ist zweifellos heikel. Nachdem von F. Heritsch, A. Thurner und R. Schwinner (l. c.) aus der nördlichen Fortsetzung des Schieferbandes an der Eisentalhöhe Phyllonite genannt wurden, drängt sich vorerst diese Deutung auf. Nicht nur der atektonitische Strukturcharakter, sondern auch das Zusammenauftreten im engen Raum mit feinebenschichtigem, unbeanspruchten Bockbühelschiefer spricht für Ablehnung. Auch die naheliegende Frage nach dem Ausgangsgestein eines derartigen Phyllonites bringt Verneinung: Sofort abzutun ist der eine Ast des hipolaren Sander'schen Phyllonitbegriffes, nämlich der eines kataklasierten, an sich progressiv metamorphen Tongesteines infolge Fehlen der typischen, serizitisch-quarzitischen Phyllitsubstanz; dafür Feldspatreichtum und große, spießeckige Quarztrümmer. Zum zweiten, rückschreitenden Teil des Phyllonitbegriffes, der sich hier — wie so oft — durch Neubildung höherzonarer Porphyroblasten vom Begriffe Diaphtorit (F. Becke) schwer trennen läßt, fehlt der phyllitische Habitus sowohl wie Mineral-Relikte eines tieferzonaren Ausgangsgesteines. Wir möchten obiges Grüngestein als Mischgestein (U. Grubenmann-P. Niggli, 1924) eines der Alkalireihe genäherten, keratophyrischen Tuffes mit sedimentärer Einstreuung gröberen Quarzsandes deuten: Tuffit nach O. Mügge (zitiert bei O. H. Erdmannsdörfer, 1924); wobei wir uns bewußt sind, in einen gefährlich schwierigen Bereich spezieller Petrologie einzudringen: Das Auftreten des Titans weist auf Syenitmagma hin (F. Rinne, 1914, K. Chudoba, 1932). Nehmen wir die großen Quarze und die kleinen Quarzgrus-Serizitnester als sedimentär — was wohl sicher ist —, dann führt dies zu einem quarzfreien Porphyr. Sehen wir weiters, das von einem ursprünglichen Plagioklas nur Albit übrig ist und Ca durchaus fehlt (unsichere und dann äußerst spärliche Angehörige der Zoisit-Epidotgruppe (siehe oben!), können wir ferner auf einen Typ der Alkalireihe schließen. Der Chlorit möge den ursprünglichen Pyroxen vertreten, wobei dessen Chloritisierung vielleicht schon während der subaquatischen Diagenese erfolgt ist.

Abschließend sei noch hervorgehoben, daß obige Ableitung dieses Tuffites einen möglichen Weg vorstellen kann. Denn es muß einerseits die Möglichkeit offengehalten werden, daß schon bei einem äolischen Transport der vulkanischen Asche seigernde Auslese Abweichungen von der ursprünglichen Zusammensetzung des Effusivs bringen kann. Bei Annahme subaquatischer Ausbruchstätigkeit können bei der Einsedimentierung, be-

sonders während der Diagenese, stoffliche Veränderungen gegenüber dem ursprünglichen Magma erwartet werden. Sekundäre Einflüsse im Sinne H. P. Cornelius' (1941) als eine etwaige Na-Zufuhr (Albitisation) = „Mobilisation und Diffusion der Alkalien" (F. E. Sueß, 1937) könnten endlich die Realität des Tuffites überhaupt in Frage stellen. Wir haben aber keine Veranlassung, örtlich eine derartige Na-Konzentration anzunehmen, deren Ausmaß z. B. jenes der tieferen Stockwerke (Pennin) des Alpengebäudes weit übersteigen würde, während die Albitführung, die wir im Bockbühelschiefer der Allachalm (S 5 — pag. 116) beobachten konnten, sichtlich an Klüfte gebunden ist. Im übrigen haben wir auch sonst im ganzen Schichtstoß des Stangalm-Mesozoikums und der hangenden Phyllit-Decke keinen Anhalt für einen solchen, doch regional wirkenden Vorgang gefunden. Die Albitführung des altkristallinen Grundgebirges schließlich ist seiner eigenen metamorphen Fazies zugehörig, deren Hiatus zum Umprägungsgrad des sedimentären und tektonischen Deckgebirges älteste Erkenntnis ist.

Wesentlich stärkeren Beitrag von sedimentärem Quarzgrus zeigt der Tuffit von der isolierten Parzelle in der nördlichen Fortsetzung des karinthischen Schieferbandes bei der Ebenheit S des P. 1720, dem N-Pfeiler des N-Kammes des Grethaler Riegels, von dem die Felsschrofen des Unteren Dolomites zum Leobengraben steil abstürzen. Im Handstück, sonst vollkommen dem vorbeschriebenen Gestein aus der W-Flanke des Grethaler Riegels gleichend, ist ein deutliches s erkennbar.

U. d. M. (S 48) zeigt sich ein ziemlich ausgeprägter Lagenbau (S-Abstand 0·3—1 *mm*) durch Wechsel von Chlorit-Albitlagen mit solchen von sehr feinem, ungleichkörnigem, serizitarmen Quarzgrus; doch fehlen auch große, mehrkristallige Quarztrümmer nicht. Titanit, ziemlich erdig-trübe zersetzt, erscheint nur wenig. Ausscheidungen von Erz erwiesen sich als Ilmenit. In mehreren welligen Serizitströmen, die auch Chlorit führen, dürfte sich eine Zerscherung ausdrücken.

Alles in allem würde dieses Bild für sich allein nicht zur Deutung als Tuffit führen können. Nur der Rückblick zu dem vorbeschriebenen Gestein (S 49 — pag. 117) gibt bestätigenden Vergleich.

In nächster Nachbarschaft des auf pag. 115 beschriebenen Bockbühelschiefers der Eisentalhöhe (knapp E des P. 2115) treten graugrüne, phyllitische Gesteine auf, die

u. d. M. (S 33) deutliche postkristalline Beanspruchung aufweisen, die sich an Zerbrechung der Feldspäte, Zerscherung des Lagenbaues und starker, eindeutig von Klüften ausgehender Infiltration mit Kalzit ausdrückt. Große Chloritströme bergen pseudomorphosenartig örtlich gehäufte Aggregate von sehr oft idiomorphen Titanit sowie Magnetit. Sehr viel Albit, nicht gar selten verzwillingt, tritt in sehr verschieden großen Porphyroblasten auf. Quarz findet sich nur ganz untergeordnet. Besonders an den größeren Albiten zeigt sich an der Verstellung der Zwillingslamellen sehr deutliche Kataklase. Zahlreiche unregelmäßige Klüfte enthalten ein grobspätiges, verzwillingtes und verzahntes Korngefüge von Kalzit.

Dieses Gestein ist seinem Gefüge nach als ein Phyllonit anzusprechen. Der Mineralbestand, der durchaus mit den oben beschriebenen tuffitischen Mischgesteinen vom Grethaler Riegel zu vergleichen ist, drängt jedoch wiederum zu dem Schluß, auch hier ein ähnliches Mischgestein als Ausgangsmaterial des Phyllonites anzunehmen. Der reichliche, an Klüfte gebundene Kalzit ist durch das hier — am E-Hang der Eisentalhöhe — unmittelbar im Hangend des karinthischen Bandes folgende Auftreten

rhätischer Kalke und Mergelschiefer erklärbar. Die Phyllonitisierung des Tuffites ist demnach im Verbande mit dem stratigraphisch Hangendem erfolgt.

In Überleitung zu den gleich folgenden Darlegungen über das Auftreten tektonischer Einschaltungen von Serizitphyllit der Gurktaler Decke innerhalb des karinthischen Schieferbandes ist die naheliegende Frage zu erörtern, ob in den Tuffitlagen nicht diesen Phyllitspänen gleichwertige Schuppen von Eisenhutschiefer (= Metadiabase bei A. Thurner, 1929, = Wildschönauer Schiefer bei R. Schwinner, 1932) oder von Grünschiefer des Gurktaler Phyllites vorliegen könnten. Eine solche Einordnung ist abzulehnen: Nicht nur daß wir in den Eisenhutschiefern der Gurktaler Decke nichts von einem Gehalt an verhältnismäßig grobklastischem Quarz wie in den Tuffiten beobachten konnten, bieten auch die in der W-Flanke des Grethaler Riegels angetroffenen Verhältnisse keinen Anhalt. Die Tuffitlagen, selbst nichts von Durchbewegung zeigend, liegen in unversehrten, ebenschichtigen Bockbühelschiefern. Außerdem finden sich in Begleitung der Tuffite keinerlei Angehörige der charakteristischen Eisenhutschiefer. Es erscheint unwahrscheinlich, daß bei einer tektonischen Einschaltung einer in der Ausbildung ziemlich variierenden Gesteinsgesellschaft, wie sie die Eisenhutschiefer darstellen, an verschiedenen Stellen lediglich ein und dasselbe, petrographisch eng zu umreißende Gestein (Tuffit) eingespießt sein sollte. Gurktaler Phyllit oder phyllonitverdächtige Gesteine sind in der Gesellschaft der Bockbühelschiefer und Tuffite der W-Flanke des Grethaler Riegels gleichfalls nicht anzutreffen.

## Anhang: Phyllonite und Serizitphyllit als tektonische Einschaltungen

Wenn auch durch die bisnun angeführten Beweisgründe — kohlenstoffreiche Bockbühelschiefer, besondere Dolomite an der Liegendgrenze, tuffitische Lagen — die Natur des die beiden Dolomithorizonte trennenden Schieferbandes als sedimentärer (karinthischer) Horizont gesichert erscheinen dürfte, ist jedoch auch das Vorkommen tektonischer Einspießungen phyllitomorpher Gesteine als feststehend zu betrachten. Wir konnten uns bei der Untersuchung u. d. M. von solchen gruppenfremden Phylloniten insofern Beschränkung auferlegen, als die Beobachtungen von F. Heritsch, A. Thurner und R. Schwinner (l. c.) Rückhalt boten. Im Handstück sind die Phyllonite nach Vollkristallin [1]) kaum auf Grund eindeutiger Merkmale als solche zu definieren. Es sind grünstichig-grau mißfarbene, phyllitartige Gesteine, mehrweniger reichlich, aber unstet durchsetzt von wenig anhaltenden serizitischen S-Flächen. Im Querbruch zeigt sich selten, bzw. nur putzenweise eine einigermaßen geordnete schiefrige Struktur; meist ist unregelmäßige Verknetung zu beobachten, so daß sich das Gestein unter dem Hammer nur zu ungefügen Brocken formen läßt.

Aus dem von K. Holdhaus (1921, 2) beschriebenen Profil der Eisentalhöhe (Graben oberhalb der Fresenhalshütte) entnahmen wir dem karinthischen Schieferbande einen grünlichgrauen, im Querbruch gleichmäßig feinkörnigen, massigen Phyllonit, der sich

[1]) Aus dieser notwendigen Apposition ist zu ersehen, wie der Begriff „Phyllonit" Heterogenes umfaßt. Weil aber bei den meisten Phylloniten nur Unsicheres über das Ursprungsgestein auszusagen ist, behält der Begriff seine Berechtigung.

u. d. M. (S 11) ziemlich uncharakteristisch erwies. In einem richtungslosen, keine texturelle Orientierung zeigendem, sehr feinkörnigem, meist innig buchtig verzahnten, feldspatführenden Quarzgefüge führen seltene, kleine Nester von Chlorit etwas Titanit und Rutil. Starke undulöse Auslöschung der Quarze ist hervorzuheben.

Eine Deutung des Ausgangsgesteines ist kaum zu verantworten; naheliegend wäre an eine normale sedimentäre Sandsteinlage in den Bockbühelschiefern zu denken, doch spricht die fast gneisartig starke Verzahnung der Quarze eindeutig dagegen.

Der von K. Holdhaus (l. c.) angeführte „quarzphyllitische" Habitus eines Großteiles der karinthischen Schiefer begründet sich nach dem Vorgesagten auf das Vorkommen einerseits von synsedimentären, manchmal dazu phyllonitisierten Tuffiten sowie anderseits von Phylloniten nach Vollkristallin. Die Frage, ob in einem weiteren Anteil des Schieferhorizontes nicht einfach schlechtweg phyllitisierte (non phyllonitisierte), tonreiche Psammite als normales Schichtglied der karnischen Stufe sich verhergen könnten, muß einer Bejahung durchaus offengehalten werden. Es wurde schon bei der Korngröße der C-reichen Bockbühelschiefer auf den lagenweisen Umfang derselben bis zu Feinsand sowie auf den örtlichen Mangel an C-Pigment (Turrach) hingewiesen. Beachtet man, daß schon die Bockbühelschiefer innerhalb des Unteren Dolomites eine bemerkenswerte Höhe des Umprägungsgrades durch Einregelung und Unversehrtheit von Biotit und die gleichen Schiefer der Eisentalhöhe trotz intensiver Durchbewegung keine Diaphtorese des Biotites zu erkenuen gaben, so kennzeichnet sich damit das metamorphosierende Wirkungsfeld einer Zone, die auch eine konstruktive Bildung phyllitischer Gesteine aus normalem sandig-tonigem Sediment umfaßt.

Eine weitere Schwierigkeit ergibt sich daraus, daß in der Strecke Kanninger-Bock—Sattel zwischen Spitzegg und Brunnachhöhe das karinthische Schieferband reichlich Späne von Serizitphyllit führt, die von der Haupttype des Gurktaler Quarz-Serizitphyllites (R. Schwinner, 1932) nicht zu trennen und daher, insbesondere auf Grund der später erläuterten tektonischen Verhältnisse, mit diesem Gestein der Gurktaler Überschiebungsdecke auch wirklich als identisch zu betrachten sind. Diese tektonischen Späne von Gurktaler Phyllit könnten jedoch ihrem gesteinlichen Variationsumfange nach gegen mögliche, ursprünglich sandig-tonige, nun phyllitische Schichtglieder der karinthischen Stufe ein unauflösbares, konvergentes Erscheinungsbild beinhalten. Auch im Raume der Karinthschiefer der Eisentalhöhe wird das oben gesteinlich nachgewiesene Auftreten tektonischer Einschaltungen durch eine glatte Einfügung in die Synthese der Lagerung gestützt.

Eine vollständige und sichere Trennung der einzelnen Glieder der „Phyllite" des karinthischen Niveaus ist also kaum durchzuführen. Es konnten die charakteristischen Bockbühelschiefer — in gleicher Aushildung, wie sie schon in der Mitteltrias auftreten — sowie Tuffite als sedimentäre Einlagerungen und Phyllonite als tektonische Einspießungen festgehalten werden, während in den serizitphyllitischen Typen die tektonischen Einschaltuugen aus Gurktaler Phyllit von möglichen, aufsteigend metamorphen Phylliten der karnischen Stufe nicht auseinanderzuhalten sind. Unter Bedachtnahme der Zielsetzung unserer Untersuchung beendeten wir jedoch ein weiteres Eindringen in den schwierigen Stoff des Gesteinsinhaltes des

karinthischen Schieferbandes zu jenem Zeitpunkte, als die Stellung des Schieferbandes als sedimentärer Horizont gesichert erschien. Eine eingehendere petrographische Untersuchung würde nur mit Hilfe eines sehr reichlichen Schliffmaterials, das uns gegenwärtig nicht zur Verfügung steht, auszuführen sein. Diese würde zwar für die gegenseitige Abgrenzung der einzelnen Gesteinsglieder und damit deren mengenmäßige Verteilung, kaum aber für die grundsätzliche Stellung des Karinthes des Stangalm-Mesozoikums zusätzliche Erkenntnis bringen.

### 6. Netzkalk, Rippenkalk — Karinth

Die Beobachtung von K. Holdhaus (1932), daß sich an der Oberkante des karinthischen Schieferbandes, die Grenze gegen den hangenden Oberen Dolomit bildend, ein Horizont eines gesteinlich individualisierten Kalkes verfolgen läßt, fügt sich abrundend zu den im vorigen mitgeteilten Gründen für die Einordnung des Schieferbandes als sedimentäres, karinthisches Glied der triadischen Schichtfolge der Eisentalhöhe. Obwohl A. Thurner bereits (1927) im Hangend des Schieferbandes der oberen Saueregalm „gerippte, weiße Kalke" ausscheiden konnte und K. Holdhaus (l. c.) Ortsangaben über die anderen Vorkommen von oberkarinthischen „Netzkalken" mitteilte, findet sich in der zweiten Arbeit über Innerkrems von A. Thurner (1937) keine Berücksichtigung dieser auffälligen Vorkommen. Die Deutung der gerippten Kalke der Saueregalm als verschürfte Teile der „paläozoischen Bänderserie" (A. Thurner, 1927) im Zusammenhang mit der Auffassung des Karinthbandes als Phyllonit nach Granitgneis dieses Forschers (l. c.) ist wohl denkfolgerichtig, wird aber den Tatsachen nicht gerecht, die einen Ablagerungsverband des „gerippten, weißen Kalkes" mit dem hangenden Oberen Dolomit erkennen lassen.

Der oberkarinthische Netzkalk ist ein hellgelblichbrauner, auch im Bruch gleichfarbiger, ziemlich dünnschichtiger Kalk, der auf den Schichtflächen durch die Auswitterung zahlreicher, feiner Kluftrisse, die sich ziemlich regellos überkreuzen, eine netzartige Zeichnung aufweist. Manchmal begrenzen diese Kluftrisse verschieden große, heller gelbliche, eckig begrenzte Felder, so daß sich ein breccienartiger Anblick bietet.

Auf der oberen Saueregalm, unter dem E-Hang des Grünleitennocks ist der Netzkalkhorizont durch das Auftreten von wenige Millimeter bis 2·5 *cm* starken, etwas dolomitischen Lagen ausgezeichnet, die bei der Anwitterung als leistenförmige, meist rasch auskeilende Rippchen auffällig hervortreten: Rippenkalk. Im Hangend geht der nur wenige Meter mächtige Rippenkalk in schön gebänderten, bläulichgrauen, grobklüftigen, dolomitischen Kalk über. Besonders im N-Teil des unteren Aufschlusses ist deutlich zu sehen, wie sich der Rippenkalk unter Vermittlung des Bänderkalkes mit der Basis des Oberen Dolomites linsenförmig verzahnt. Eine tektonische Einschaltung dieser Rippenkalke im Sinne A. Thurner's (l. c.) ist auf Grund dieses eindeutigen sedimentären Lagerungsbildes auszuschließen.

Neben den Vorkommen der oberkarinthischen Netzkalke im Raume der Eisentalhöhe, die K. Holdhaus (l. c.) angeführt hat, ist das Auftreten derselben in der südlichen Fortsetzung des Kalkzuges nur an einer Stelle sicher, wo sie im Profile des S-Kammes des Pfannocks (Arkerschädel—Erlacherhütte) typisch ausgebildet sind; das andere Vorkommen, am E-Hang der Melitzen SW des Kanninger Bocks, zeigt 0·5 *m* mächtigen, dunkel-

grauen Kalkschiefer, der gegen das Liegend über 0·1 *m* Kalkphyllit in den graugrünen, etwas serizitischen Phyllit des karinthischen Schieferbandes, bzw. gegen das Hangend über dünnlagigen Kalk in den Oberen Dolomit übergeht. Bei der später folgenden Besprechung der Lagerung und der örtlichen Ausbildung wird allerdings aufzuzeigen sein, daß ebenso die Möglichkeit besteht, diese auch gesteinlich vom oberkarinthischen Typ abweichenden Kalke zum Rhät zu stellen.

### 7. Oberer Dolomit und Lannernockkalk — Nor — Rhät

Oberhalb des gegen den liegenden Unteren Dolomit trennenden karinthischen Schieferbandes, andernorts, wo dieses tektonisch verschluckt ist, direkt über dem Unteren Dolomit, baut sich die weitere Schichtfolge des Stangalm-Mesozoikums in einer teils schon im Absatz, teils tektonisch bedingt sehr unterschiedlich mächtigen Dolomitentwicklung auf, die vom Unteren Dolomit gesteinlich stets klar trennbar ist. Durch die Stellung über dem Karinth und eine sedimentäre Großverzahnung mit dem kalkigen Rhät kommt diesem Dolomit der stratigraphische Umfang von Nor bis Rhät zu, auf Grund dessen eine zusammenfassende Bezeichnung als „Oberer Dolomit" am Platze ist.

Die gesteinliche Erscheinung ist am besten durch einen — auch sonst zu fordernden — Vergleich mit dem Unteren Dolomit zu vermitteln. Der Obere Dolomit zeigt im Gegensatz zu der meist weißlichen Anwitterungsfärbung des Unteren stets eine ausgesprochen graue bis dunkelgraue wie sehr oft graubraune. Zeigt der Untere Dolomit in der Splitterfazies an einem Kluftsystem Bankung, in der Karrenfazies ausgesprochene Schichtung, so entbehrt dieser der Obere Dolomit im hohen Grade.

Am eindrucksvollsten aber bietet sich der Unterschied zum Unteren in einer schon die innere Struktur verratenden, mehrminder starken brecciösen Skulpturierung der Anwitterung. Aus dieser folgert sich auch der Verwitterungszerfall zu sehr ungleich- und unregelmäßig-körnigem Grus bis ungefügen Brocken von stets grauer, niemals weißlicher Färbung. Im Bruche offenbart sich weiterhin deutlich der Unterschied zum Unteren Dolomit: Zeigte dieser eine ebenflächige, wenn auch rauhe bis zuckerkörnige Ablösung mit weißlich-heller, oft bläulich gebänderter Färbung, so bricht der Obere Dolomit stets mehrminder trümmerig-brecciös mit mehr stumpf- bis dunkelgrauen, oft dunkelbläulichgrauen, niemals Bänderung zeigenden Farben. Ist der Bruch geringer brecciös, dann bietet sich zumindest eine auffällige, hell-dunkelgraue Fleckigkeit. Die brecciöse Struktur des Oberen Dolomites muß wohl als eine primäre Ablagerungseigenschaft angesehen werden, zumindest aber hat sich der Obere Dolomit einer auch den Unteren Dolomit erfassenden regionalen Beanspruchung gegenüber anders als jener verhalten.

In näherer Begleitung der Rhätmergel treten Lagen von Oberem Dolomit auf, die als Trümmerdolomit zu bezeichnen sind. In der Anwitterung bietet sich nämlich das Bild einer scharftrümmerigen, sehr verschieden große Komponenten enthaltenden Breccie. Im Bruch zeigen sich jedoch die einzelnen Trümmer im Stoffe vollkommen gleich mit der Grundmasse, in der Form nur andeutungsweise individualisiert. Je stärker brecciös der

Obere Dolomit ausgebildet ist, umso lebhafter braust er mit Salzsäure. Besonders der Trümmerdolomit zeigt oft zwischen den einzelnen Trümmerchen ein feines, nicht selten limonitisch imprägniertes Kalzitadernetz.

Zur Verbreitung des Oberen Dolomites, wie sie das Kartenbild darstellt, ist auf die bedeutenden Mächtigkeitsschwankungen von 200 bis 500 *m* hinzuweisen. Die starke Reduktion, bzw. das Fehlen im Gebiete der Flattnitz beruht auf tektonischer Verschürfung, während das rasche Ausspitzen des mächtigen Dolomites des Lannernocks gegen S wohl schon zum guten Teil — wie die Verzahnung mit Rhätkalk zeigt — im Absatz begründet ist, wenn auch vom Kanninger Bock gegen den Sattel S der Brunnachhöhe zu die Zerscherung der Obertrias im Liegend des Pfannockgneises durch die zahlreichen Späne von Gurktaler Phyllit im karinthischen Schieferbande veranschaulicht ist. Näheres wird hiezu bei der Besprechung der örtlichen Lagerung gesagt werden.

Im Raume der Innerkrems umfaßt unser Oberer Dolomit sowohl den „Hauptdolomit" von K. Holdhaus (l. c.) als auch den „Rhätdolomit" A. Thurner's (l. c.). Die gegensätzliche Auffassung der beiden Forscher, von denen der erstgenannte sämtlichen Dolomit oberhalb des karinthischen Schieferbandes als norischen Hauptdolomit im Liegend des Rhät anspricht, der andere überhaupt nur Dolomit im Hangend des Rhät „finden konnte", erfuhr seine Aufklärung, indem das fossilführende Rhät der Eisentalhöhe innerhalb des Oberen Dolomites im primären Ablagerungsverband auftritt. Auch dies wird im Kapitel über die Lagerung im einzelnen vor Augen zu führen sein.

SW der Grundalm im Pfannockgebiet, E des Lannernocks sind etwa 130 *m* Mächtigkeit des hangenden Oberen Dolomites als ein heller Plattenkalk ausgebildet. Aus dem liegenden Oberen Dolomit allmählich hervorgehend, scheint dieser Plattenkalk nur eine besondere fazielle Entwicklung des ersteren darzustellen, wird er doch von dem aus der Scharte Pfannock—Lannernock herabziehenden Band von rhätisch-liasischen Crinoidenkalken — gleichwie der Obere Dolomit des Lannernocks selbst — überdeckt. Mit der Benennung als „Lannernockkalk" sei dieser örtlichen Entwicklung des Oberen Dolomites Genüge getan.

### 8. Mergelschiefer und Kalke — Rhät — Lias

Die von K. Holdhaus (1921, 1 und 2, 1932) entdeckte Rhätfauna der Eisentalhöhe (Innerkrems) entstammt dunkelgrauen bis fast schwarzen Mergelschiefern mit schmalen Lagen von blaugrauem bis schwarzem, oft kalzitadrigen Kalk. Die Stellung dieser Gesteine im Dache unseres Kalkzuges, somit hart unter der Überschiebung der Gurktaler Decke, ist eigentlich für die Erhaltung von Fossilien die denkbar ungünstigste. Daher müssen besondere Gründe für die Konservierung walten, welche sich in einer sedimentären Verzahnung des Rhät mit Oberem Dolomit fanden, derart, daß das Rhät der Eisentalhöhe in einer großen Linse innerhalb des Oberen Dolomites etuiartig geschützt erscheint. Wo diese Umhüllung fehlt, tritt tektonische Beanspruchung und damit Zerstörung des Fossilinhaltes auf. Daraus ergibt sich weiters, daß das Rhät des Stangalm-Mesozoikums zum größten Teil in einer tektonitischen Sekundärfazies vorliegt, die auf Grund von durch örtlichen Zufall verschonter Relikte des ursprünglichen Gesteinscharakters als Rhät zu identifizieren ist.

Eine nähere Inaugenscheinnahme der verschonten Rhätschichten der Eisentalhöhe zeigt vorherrschend — im ganzen vielleicht Dreiviertel der Mächtigkeit ausmachend — die dunklen Mergelschiefer, die die Kössener Lumachelle beinhalten. Die oft ziemlich hellen Kalkbänke erreichen im Durchschnitt bis 4 *m* Mächtigkeit und führen vorwiegend die Theocosmilien. Abb. 1 mag diese Faziesverhältnisse erläutern.

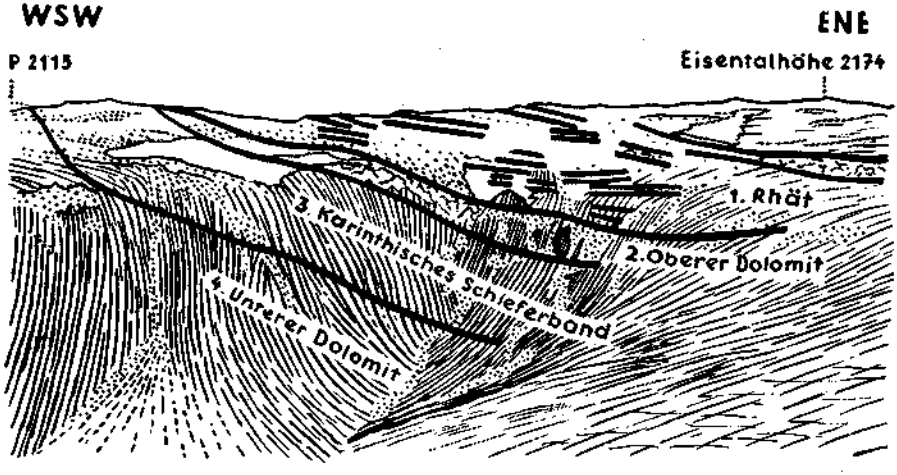



Abb. 1: Die S-Flanke des WSW-Kammes der Eisentalhöhe (2174).

Zeigt vom Hangend zum Liegend:

1. Faziesbild des Rhät — Mergelschiefer mit Kalklagen.
2. Oberer Dolomit im Liegend des Rhät (= Hauptdolomit K. Holdhaus [l. c.]), noch vor Erreichen des Kammes auskeilend.
3. Bockbühelschieferband des Karinths. — Am Horizont eine Felsgruppe aus Serizitphyllit (tektonischer Span).
4. Unterer Dolomit. — Setzt sich noch etwa 700 *m* mächtig gegen das Liegend fort.

Maßstab: Der Obere Dolomit in der Bildmitte ist etwa 10—12 *m* mächtig.

Von den Mergelschiefern gibt es in inniger Wechsellagerung Übergänge über dünnschichtigen Kalk zu den kräftigen Kalkbänken, während anderseits die Mergelschiefer oft sehr dünnblättrig und kalkfrei werden, so daß sie als Tonschiefer zu bezeichnen sind. Lagenweise reiche Führung von Kohlenstoff macht diese von den Bockbühelschiefern ununterscheidbar. Die Mächtigkeit ist aber meist so gering, daß sie fast nur als Schichtbestege gelten können. Indessen fand sich nicht weit oberhalb des Karlhades innerhalb des Oberen Dolomites eine immerhin 4 *m* mächtige Linse von in Lagen C-reichen Tonschiefer, der unter Vermittlung von Rhätkalk sowohl im Hangend wie Liegend in Oberen Dolomit übergeht. Noch eine Erscheinung ist vorzumerken: Auf den oberen Hängen der Eisentalhöhe treten in Lagen von gefältelten Mergelschiefern sehr zahlreiche Milchquarzflatschen auf. Wenn wir diese Sekretionsverquarzung als Wirkung der Gurktaler Überschiebung auffassen, so steht sie in der Intensität sehr zurück gegen die gleich zu erwähnende der sonstigen Verbreitung des Rhät. Auch hierin läßt sich also die besondere, geschützte Lage des Rhät der Eisentalhöhe erkennen.

Die eben beschriebene, durch geschützte Lage vor tektonischer Beeinflussung überlieferte ursprüngliche Ausbildung der Rhätschichten erfährt nun in ihrer sonstigen Hauptverbreitung unter der überschobenen Phyllitdecke durch diese eine Umprägung, deren Produkte sich recht gut ableiten lassen: Die blaugrauen Kalklagen erscheinen kristallinisch, ja in Linsen tritt mitten im normalen Gestein förmlicher Bänderkalk auf. Die dünnlagigen Kalke werden zu klingenden Kalkschiefern, die Mergel zu Kalkphylliten, wobei die Schmitzen von Bockhühelschiefer zu graphitisch glänzenden Phyllitschüppchen bis -flatschen verschmiert sind. Sekretionsquarz scheidet sich oft in regelmäßig verteilten, bis nußgroßen Knauern aus. Die örtliche Beschreibung wird später noch zeigen, wie sich innerhalb der derart umgeformten Rhätschichten immer wieder unverdaute Relikte finden, die mit dem unversehrten Rhät der Eisentalhöhe zu vergleichen sind.

Dem Gestein sowie dem paläontologischen Inhalt nach ist von den Kössener Schichten der Eisentalhöhe, bzw. deren umgeprägten Aushildungen der Hauptverbreitung, eine Fazies von sandigen Crinoidenkalken — mit Einschränkung eines vermittelnden Überganges — abzutrennen: In der Scharte zwischen Pfannock und Lannernock sind es die von K. Holdhaus (1932) heschriebenen und in das Anis gestellten, dunklen, glimmersandigen Kalke, die sich durch reichliche Führung von Crinoidenstielgliedern auszeichnen. In mehreren Lagen gehen diese bräunlichgrau anwitternden, dünnlagigen Kalke in dünnschichtigen, fein- his ausgesprochen grobkörnigen Kalksandstein über, u. zw. nicht nur gegen die hangende „Bock-Breccie" (= „Verrucano" Holdhaus', l. c.), wo sie dieser Forscher in einer etwa 4 *m* mächtigen Bank als „Äquivalent der Werfener Schiefer" angesehen hat. Auch der Angahe von K. Holdhaus (l. c.), daß diese Kalke „durchaus an Gutensteiner Kalk erinnern", kann sich der Verfasser auf Grund der oben gegehenen gesteinlichen Merkmale nicht auschließen. Vorerst noch ohne Betracht ihrer Stellung im Gebirgsbau — nur im rein geognostischen Vergleich — möchten wir die Sandsteine mit Grestener Sandstein vergleichen. Die Sandkalke vom Pfannock liegen im Hangend des Oheren Dolomites des Lannernocks, somit im Dach der aufrechten Schichtfolge unseres Kalkzuges. Die Unwahrscheinlichkeit einer verkehrt liegenden Schichtfolge im Sinne von K. Holdhaus (l. c.) wird aus der später folgenden Darstellung der gesamten Lagerungsverhältnisse zu entnehmen sein, wohei inshesondere die örtliche Zusammensetzung der Gurktaler Decke mitentscheidend ist.

Zwei weitere Vorkommen von an Crinoidenstielresten reichen Kalken finden sich in der schmächtigen Vertretung des Kalkzuges am N-Saum des Königstuhl-Karhons, nämlich am Knappenriegel (E Innerkrems) und Steinhachsattel (W Turrach). Dem Gestein wie dem Massenvorkommen von Crinoidenstielresten nach sind diese heiden Lokalitäten einerseits mit den Sandkalken vom Pfannock durchaus in eine Reihe zu stellen, anderseits zeigen sie durch Zurücktreten des Gehaltes an Glimmersand und Zunahme des Mergelgehaltes bei oft blaugrauer Anwitterung eine Annäherung an die Kössener Fazies der Eisentalhöhe. Auch an diesen heiden Örtlichkeiten treten die Crinoidenkalke im Verband mit Oherem Dolomit auf; jedoch ist die Lagerung derart bewegt, bzw. sind die Aufschlüsse von unzureichender Ausdehnung, so daß nicht zu sagen ist, ob hier die Crinoidenkalke nennens-

wert vom Oberen Dolomit unter- oder überlagert werden. Im Hinblick auf die Sandsteinlagen in den Kalken am Pfannock möchten wir annehmen, daß die Crinoiden führenden Schichten der drei genannten Vorkommen in den Lias reichen.

K. Holdhaus (l. c.) hat die Crinoidenstielglieder vom Pfannock näher untersucht, als mit *Dadocrinus gracilis* Buch ähnlich befunden und damit die Auffassung dieser Kalke als Anis gestützt. Wir selbst konnten in den Crinoidenkalken des Knappenriegels neben überwiegenden runden Stielgliedern auch einige mit fünfkantigem Querschnitt finden. Selbst das deutlichste Exemplar (Durchmesser 1·7 *mm*) ist aber ziemlich umkristallisiert. Fünf Furchen, die radial in die Ecken ziehen, sind immerhin deutlich erkennbar. Sie dürften die Rosette der Gelenkfläche darstellen, so daß Ähnlichkeit mit *Pentacrinus sp.* gegeben ist.

Da aus diesem Fossilrest eine eindeutige Bestimmung nicht möglich ist und eine — wenn auch als unsicher hervorgehobene — Einstufung u. E. unverantwortliche Beeinflussung und Folgerungen nach sich zieht, wollen wir die genannten Crinoidenreste lediglich als Fazieskennzeichen bewerten. Festzuhalten ist jedoch, daß die fünfeckigen Querschnitte der Crinoidenstielglieder nicht gegen unsere Auffassung als Rhät-Lias zeugen.

Die Verbreitung der rhätisch-liassischen Mergelschiefer und Kalke, die eine Mächtigkeit bis 130 *m* erreichen, läßt diese Gesteine als eine der beständigsten Glieder der Schichtfolge des Stangalm-Mesozoikums erkennen. Selbst dort, wo — wie am N-Rand des Königstuhlkarbons — tektonische Ausdünnung in hohem Maße Platz greift, erscheint das Rhät als Dach des Überfahrenen von seinem normal-stratigraphisch Liegend abgeschürft und am Stirnrand der Überschiebungsdecke in Form einer tektonischen Endmoräne erhalten. Die Rhät-Liasvorkommen vom Knappenriegel und Steinbachsattel bilden damit die wichtige Verbindung zu dem bei Turrach wieder mächtig einsetzenden Kalkzug, wo auch das Rhät sich im Predlitzgraben mit eindringlicher Deutlichkeit der Beobachtung bietet.

### 9. Kieselkalkschiefer, Kalkschiefer — Jura

Im Hangend des Rhät konnten einzelne Vorkommen von geringmächtigen Gesteinen angetroffen werden, die mit Sicherheit als Jura anzusprechen sind. Glücklicherweise verteilen sich die Fundpunkte — wenn auch der Zahl nach ungleich — auf beide Flügel unseres Kalkzuges, so daß damit ein wertvolles Indiz für die Altersgleichheit der angeblich paläozoischen „Bänderserie" (A. Thurner, 1927) Turrach—Flattnitz mit dem allgemein als triadisch anerkannten Innerkrems—St. Oswalder Zug gewonnen wird.

Wir entdeckten die Juragesteine erstmals bei der Untersuchung des Ausstriches der Überschiebung des Turracher Karbons auf das Rhät des Rohrerwaldes (ENE Turrach). In Erwartung eines tektonitischen Mischgesteines war uns anfangs die wahre Stellung dieser grüngrauen, feinschichtig-gebänderten und unruhig gefältelten, kieselig-kalkigen Schiefer keineswegs klar; noch dazu, wo der erste Aufschluß, den wir beobachten konnten — oberhalb der verfallenen Alm halbwegs an der Jagdstraße Turrach—Karnerboden in 1680 *m* SH — tatsächlich starke Verknetung mit den liegenden Rhätkalkschiefern aufwies. Neben einem weiteren, ebenfalls nur kaum metergroßen Vorkommen an dem nächstwestlichen Kamm,

der gegen NNW zum P. 1518 („Tauernblick" der Einheimischen) an dem genannten Jagdsträßchen hinabzieht, fanden sich die Kieselkalkschiefer sehr deutlich am N-Kamm des Eisenbutes — in dem kleinen Sattel N des P. 1948 — in 4—6 *m* Mächtigkeit aufgeschlossen.

Überaus klar treten die Kieselkalkschiefer im N-Kamm des Wintertaler Nocks auf. Etwa einen Kilometer weit sind sie hier in 10—13 *m* Mächtigkeit vom Gipfel des Leckenschobers (P. 1983) im Streichen bis fast zur Michelebenalm unter der NE-Wand des Wintertaler Nockes zu verfolgen. Es sind vorwiegend grünlichgrau, in Lagen aber auch apfelgrün und hellbräunlich anwitternde, im Bruch grünlichgraue bis weißlichgraue, ganz feinbändrige, fast stets gefältelte Schiefer. Kalkreiche Lagen wechseln mit dichten kieseligen. Kieselkalkschiefer, der etwas W des Leckenschobergipfels geschlagen wurde, bot im Dünnschliff nachstehendes Bild:

(S 46): Quarz und Karbonat — mengenmäßig etwa je die Hälfte — bilden ein äußerst feinkörniges Gemenge, in welchem quarzreichere, bzw. kalkreichere Lagen von etwa 1 *mm* Dicke und gleichgroßem s-Abstand mit unscharfem Übergang wechseln. Das Karbonat ist nur in den an Quarz ärmeren Lagen körnig kristallisiert, sonst von unauflösbarer, kryptokristalliner, blättriger Struktur. Vom Quarz sind nur die größeren (0·05—0·1 *mm*), selteneren — in Lagen gehäuften — Körnchen auf Grund ihrer eckigen bis mehr gerundeten, aber geschlossenen Umgrenzung als „Sand" zu bezeichnen, die überwiegende Hauptmasse bleibt unter 0·01—0·02 *mm* Durchmesser, somit im Pelitbereich (C. W. Correns, 1939). Diese feinsten Quarze zeigen sich zu wolkigen und lagigen Aggregaten vereinigt, in sich wie mit dem kryptokristallinen Karbonat vielgestaltig innig verzahnt. Seltene, winzige Serizitlanzettchen liegen recht gut parallel dem s, ebenso wie noch seltenere Chloritschüppchen. Sehr wenig Feldspat — zum Teil breitlamellierter Plagioklas — findet sich in den gröberen, „sandigen" Lagen in Streifen angereichert. Gerade noch erkennbare Nädelchen von Rutil.

In dem Zug Leckenschober—Michelebenalm entwickeln sich aus den Kieselkalkschiefern im Hangend geringmächtige, hellgelbbraun anwitternde, im Querbruch hellgrün-hellgrau gestreifte, oft violett gefleckte, feinebenlagige Kalkschiefer[1]) mit oft noch ziemlich bedeutendem Gehalt an dichtem Kiesel.

So ziemlich an der Grenze Kieselkalkschiefer—gestreifte Kalkschiefer zeigen sich Linsen von hellgraurötlich anwitterndem Kalkschiefer mit besonders im Bruche auffälligen hellroten bis hellviolettroten, feinen Lagen. Die Textur im Querbruch ist feinlagig und gefältelt wie die der liegenden Kieselkalkschiefer, der Kieselgehalt besonders in den helleren, karbonatreichen Lagen bedeutend.

Auch an dem gegen NE abstreichenden Kamm des Wintertaler Nockes konnten an der Stallstätte (ESE der Michelebenalm) graugrüne Kieselkalkschiefer ausgeschieden werden.

In dem von Innerkrems gegen S ziehenden Flügel unseres Kalkzuges, an dem kleinen, auffällig hellen Felsgupf am S-Fuß des S-Kammes des Pfannocks, NE der Erlacherhütte, fehlen im Hangend des Rhät die graugrünen Kieselkalkschiefer. Hellgraurötlich anwitternde Kalke und Kalkschiefer mit hellroten, etwa kieseligen, gefältelten Kalkschieferlagen, ganz gleich den vorgenannten vom Leckenschober, bilden ein etwa 20 *m* hohes, auffälliges Felswandl. Ein Dünnschliff

[1]) Gelegentlich eines Vortrages, den der Verfasser am 18. April 1947 vor der Wiener Geologischen Gesellschaft über das Stangalm-Mesozoikum hielt, begutachtete Herr Dr. H. P. Cornelius dieses Gestein spontan als durchaus mit Oberjura-Aptychenkalk vergleichbar; für welche Freundlichkeit wir sehr dankbar sind.

(S 69) aus letzterem Gestein zeigt in den hellen Lagen Karbonatanreicherung, während die unauflösbar dichten, roten Lagen mehr tonig sind. In den hellen Lagen finden sich mehrfach skelettförmige Gebilde aus einkristalligem Quarz von 0·15 bis 0·5 *mm* Durchmesser. Auch dort, wo die einzelnen Quarzskeletteilchen durch tonige Zwischenmasse völlig getrennt sind, löschen sie gleichzeitig aus, so daß sie sich abseits der Schliffebene zu Körpern verbinden müssen. Besonders zwei Gebilde fallen auf: Das eine mißt etwa 0·16 × 0·24 *mm* und hat rechteckigen Umriß mit 2 symmetrischen Ohren, das andere von 0·16 *mm* Länge erinnert an einen Längsschnitt durch einen turmförmigen Gastropoden. — Aus diesem Anzeichen erwächst wohl kein Wagnis, in diesen Gebilden Reste von Radiolarien zu erblicken. Insbesondere der viergliederige, schlanke Steinkern gehört mit ziemlicher Sicherheit in den Formenkreis der Nasselariengenera *Dictyomitra-Lithocampe* [1]! Weiters finden sich mehrere schöne Magnetitwürfelchen.

Auch in einem Schliff (S 72) aus rötlichem Kalkschiefer vom Zuge Leckenschober —Michelebenalm — im Turracher Flügel unseres Kalkzuges konnten Reste von Radiolarien beobachtet werden, worunter ein sehr schlank keuliges Gebilde (0·3 × 0·07 *mm*) mit partieller Karbonatfüllung hervorzuheben ist. Auch hier Magnetit in modellscharfen Würfelchen.

Auf der Dachschichtfläche der roten Kalkschiefer finden sich im nur wenige Quadratmeter großen Vorkommen sehr geringmächtige, hellgrün-hellgrau gestreifte, violett gefleckte Kalkschiefer, in allen kaum zu beschreibenden Nuancen der Tracht (z. B. hellgelblichbraune Anwitterungsfärbung, Anwitterungsskulptur, scherbiger Zerfall) völlig gleich jenen vom Leckenschober-Michelebenalm in der Flattnitz.

Bemerkenswert ist eine schmale, braunviolette Erzkruste, die stellenweise zwischen den roten und den gestreiften Schiefern auftritt.

Radiolarienführende, bunte (vorwiegend rote), dünnlagige Kalkgesteine mit Gehalt an dichtem Kiesel sind wohl bezeichnend für die Radiolaritfazies des alpinen Jura. Da ein sichtlich enger Verband mit den liegenden, graugrünen Kieselkalkschiefern wie mit den hangenden, hellgrün-hellgrau gestreiften „Aptychen"-Kalkschiefern besteht, so möchten wir in den eben beschriebenen 3 Gesteinen mit Überzeugung eine Schichtfolge erblicken, die eine Vertretung des mittleren und oberen, oder vielleicht auch des oberen Jura allein umfaßt.

## Anhang: Zur Vererzung des Stangalm-Mesozoikums

An der Frage der Genesis der Eisenlagerstätten, die zum völlig überwiegenden Teil im W—E-Flügel des Kalkzuges im Raume Innerkrems—Turrach auftreten, soll hier nur so weit gerührt werden, als es für den Versuch der Aufklärung der geologischen Bedingtheit dieser Vorkommen nötig ist. Von der zuständigen Seite des Lagerstättenfachmannes ist in jüngerer Zeit durch O. M. Friedrich (1936) eine Beschreibung der Turrach-Innerkremser Erzlager gegeben worden, in der leider gerade das geologische Problem keiner Klärung entgegengeführt wird.

Die Verbreitung der Eisenerze zeigt sich auffällig jener der rauchwackenartigen Gesteine der Basalgruppe des Kalkzuges gleichlaufend, so daß zunächst an syngenetische Entstehung der Lager und der Rauchwacken gedacht werden könnte. Demgegenüber werden aber Sideritlagerstätten allgemein einem metasomatischem Prozeß zugeschrieben. In unserem Falle ist es nun denkbar, daß das Ablagerungsgebiet der Rauchwacken mit der Erstreckung der metallbringenden Zone aus höherer Gesetzmäßigkeit [2])

[1]) Siehe hiezu Ilse Heitzer (1930).

[2]) „Launenhaftigkeit" der Vererzung (W. Petraschek, 1932) als Erklärung soll Notausgang bleiben!

räumlich zusammenfiele: Der W—E-Verlauf der Rauchwacken liegt einleuchtend in der Richtung der allgemeinen triadischen Faziesachsen, dem regionalen Verlauf der Tethysküste entsprechend, wobei in unserem Raume das durch die in der gleichen Richtung gestaffelten Schuppen des Bundschuh-Orthogneises akzentuierte vortriadische Relief für die Faziesdifferenzierung der Triasbasis mitbestimmend gewesen sein mag. Weiterhin aber weisen die fast W—E streichenden tektonischen Körper des Bundschuh-Orthogneises auf in dieser Richtung tief in das Altkristallin einschneidende Bewegungsbahnen hin, in deren Bereich Wegsamkeit für aszendente Erzlösungen wohl gegeben wäre. Es muß wohl nicht besonders betont werden, daß nicht die im festen Zustand gegen Tag verschleiften Späne des Bundschuh-Granites selbst, sondern deren abyssischer — wohl stärker basisch anzunehmender — Stammbatholith als Erzspender angesehen wird. Daß die genannten Bewegungsbahnen im Altkristallin vortriadisch, ja sogar vorpaläozoisch geschaffen wurden, hindert nicht, daß sie später im Gefolge posttriadischer Orogenese für die Zufuhr benützt wurden. Mobilisierung vorgezeichneter Leitlinien durch spätere Akte ist eine durchaus begreifliche Tatsache, die immer wieder zu beobachten ist (R. Schwinner, 1932).

## III. Die Gesteine der Gurktaler Überschiebungsdecke

Aus der eintönigen Gesteinsgesellschaft der weiten Phyllitgefilde der Gurktaler Nocke treten die zum Teil durch Pflanzenpetrefakte als oberkarbonisch belegten Trümmergesteine gesteinlich noch am besten hervor. In örtlicher Häufung am NW-Rande des Phyllitgebietes vorkommend, sind sie, wie die Lagerungsverhältnisse zeigen, mit den fossilleeren Phylliten zu einer tektonischen Einheit verschweißt, die im genannten Raume auf rund 50 *km* Erstreckung durch das Stangalm-Mesozoikum klar vom altkristallinen Grundgebirge getrennt ist.

In den die Hauptmasse der Gurktaler Berge bildenden Phylliten, die sich in ihrer Gesamtheit im Grad der metamorphen Prägung, die die erste Tiefenstufe nie überschreitet, einheitlich erweisen, ist es nach den Untersuchungen von R. Schwinner (1927, 1932, 1938) vielenorts möglich, zwei in Stoffbestand und metamorpher Tracht unterscheidbare Komplexe gegeneinander zu halten: den Gurktaler Quarzphyllit im engeren Sinn und die Eisenhutschiefer = Metadiabase A. Thurner's (1929). Nach R. Schwinner (l. c.) kann man in jener Zweiteilung die der Schiefer der Grauwackenzone in Innsbrucker, bzw. Ennstaler Quarzphyllit und Wildschönauer Schiefer, bzw. feinschichtige Grauwackenschiefer (W. Hammer, 1924) erblicken.

Für die stratigraphische Einordnung des Gurktaler Phyllites und der Eisenhutschiefer besteht die gleiche Unsicherheit wie bei den entsprechenden Schiefern der Grauwackenzone. Die gegenwärtige Lehrmeinung stellt den Quarzphyllit in das Algonkium bis Kambrium, während in den Äquivalenten der Eisenhutschiefer in der Grauwackenzone glückliche Fossilfunde der neueren Zeit schon sehr tief ins Silur hinabgeführt haben.

Zu den recht kennzeichnenden Einschaltungen in beiden phyllitischen Einheiten gehören grüne Diabasabkömmlinge als wohl synsedimentäre Lager; hingegen ist die Einordnung der eigenartigen, meist nicht sehr umfangreichen Dolomitlinsen (magnesitführender Dolomit, Eisendolomit) umstritten.

Unsere Untersuchungen haben ihrer Zielsetzung entsprechend, wie das Kartenbild zeigt, nur einen schmalen, das Stangalm-Mesozoikum unmittelbar begleitenden Saum des Phyllitgebietes erfaßt, umsomehr als durch die Arbeiten von R. Schwinner (l. c.) über den NW-Pfeiler der Phyllitdecke im Raume des Königstuhlkarbons fast alles örtlich Beobachtbare und daraus nur irgendwie zu Folgernde mitgeteilt erscheint. Es kann daher im folgenden nicht viel an zusätzlichen Beobachtungen im Phyllitgebiete gebracht werden, aus denen über die örtliche Geltung hinausreichende Schlüsse zu ziehen wären. Dennoch werden sich aus der Lagerung zweier sicher zu kennzeichnender Bausteine — dem Pfannockgneis und dem Oberkarbon — ebenso sichere Aussagen über den Gebirgsbau ergeben. Von diesen beiden Einheiten ist zunächst die Vorführung eines bisnun im Schrifttum kaum erwähnten, geschweige denn näher gewürdigten Bausteines der Gurktaler Phyllitdecke — der Gneisscholle des Pfannocks — zu bringen, womit sich ein weiteres Vergleichsmoment zu dem Bestande der nördlichen Grauwackenzone ergibt.

## 1. Der Pfannock-Gneis

Fast der gesamte Bergleih des Pfannocks (2247 *m*) sowie der nordwestliche Sockel der Brunnachhöhe (1976 *m*) werden von einer im Liegend des Oberkarbons des letztgenannten Berges zusammenhängenden, etwa $1 \times 2$ *km* großen und 500 *m* mächtigen Scholle eines hellen, feldspatreichen, im allgemeinen fein- bis mittel- und gleichkörnigen Mikroklin-Muskowitgneises gebildet. Sehr zum Unterschiede vom Bundschuh-Orthogneis zeigt sich nur vereinzelt eine Bankung oder gar Streckung des Gesteines; damit ist auch im Querbruch lagenschiefrige Textur die Ausnahme und eine mehr richtungslos-körnige die Regel.

Ein Dünnschliff (S 55) aus den mittelkörnigen Gipfelfelsen des Pfannocks zeigt ein grob granoblastisches Gefüge von buchtig gut verzahntem Quarz und großem, zum Teil perthitischem Kalifeldspat — wohl Mikroklin, wenn auch Gitterung fehlt — und meist zwillingslamelliertem, zum Teil sehr einschlußreichen (gefüllten) Plagioklas ($\perp$ $n\alpha$ gegen M: —12° = Albit mit 7% An) mit vielfach starker Kataklase. Besonders deutlich ist diese an den verbogenen und zerbrochenen Lamellen der Plagioklase zu erkennen. Auch die spärlichen, groben Muskowitscheiter sind derart beansprucht. Oft schwimmen die Feldspattrümmer in einem Grus von fein zerstoßenem Muskowit. Die Kataklase verläuft jedoch nur in gewissen Zonen, an welche auch Mörtelbildung gebunden ist.

Eine gut geschieferte Type von dem zum Kanninger Bock abstreichenden W-Kamm des südlichen Vorgipfels des Pfannocks zeigt im Querbruch fleischrote Feldspatlagen zwischen grünlichen Glimmerhäuten, während einer sehr feinkörnigen Lage am NW-Grat des Pfannocks in 2150 *m* SH schiefrige Textur völlig fehlt. Der Querbruch zeigt zwischen größeren Quarz-Feldspataggregaten eine schier dichte Struktur.

U. d. M. (S 68) fällt bei gleichem Mineralbestand wie in dem vorbeschriebenen S 55 sofort ein vorherrschendes Gefüge auf, das als klastoporphyrisch zu bezeichnen ist: In einem richtungslosen Brei ziemlich gleichgroßer Feldspat- und Quarzkörner, die in eine feine Grundmasse gleichen Mineralbestandes, der sich noch Muskowitgrus zugesellt, eingebettet sind, liegen große Partien von kataklastischem Gneis, wie er im vorigen Schliff beschrieben wurde. Diese unregelmäßig geformten Gneispartien gehen ohne eigentliche Begrenzung, durch allmähliche Auflösung mit Dazwischentreten des feinen Glimmergruses in die isoliert in letzterem schwimmenden Trümmer über. Wir möchten dieses (nur im Schliffbild!) partienweise einer sedimentären Breccie ähnliche

Gestein als einen „Mylonit ohne Paralleltextur" im Sinne von I. Königsberger (zit. nach U. Grubenmann-P. Niggli, 1924) und P. Quensel (1916, zit. l. c.) auffassen.

An der Sohle der Gneisscholle des Pfannocks — gleichfalls an dem vorgenannten W-Kamm des südlichen Vorgipfels des Pfannocks aufgeschlossen — treten in etwa 20 *m* Mächtigkeit graugrüne, phyllitische Schiefer auf, die von wenig anhaltenden und zu keinem s geordneten Serizitmembranen durchsetzt sind.

Im Dünnschliff (S 67 und S 73) zeigen sich Reste eines zertrümmerten, gneisigen Quarz-Feldspatgefüges verhältnismäßig arm an letztgenanntem Mineral; dafür aber erscheinen kleine linsenförmige Feldspäte — sowohl von trübem Kalifeldspat wie von gefülltem Plagioklas — in großen Serizitströmen angereichert, die das Gestein ziemlich regellos durchziehen. Die Grenze der Feldspattrümmerchen gegen den Serizit zeigt meist deutlich einen unscharfen, diffusen Übergeng. Chlorit durchsetzt in klaren Nestern das gesamte Blickfeld, bildet aber weder mit dem feinkataklastischen Körnerbrei noch in den Serizitströmen jene unauflösbare chloritische Serizit-Quarztrübe, wie sie für tonigsandige Schiefer so charakteristisch ist.

Diese Gesteine, Phyllonite des Pfannockgneises zu nennen, gehen gegen das Liegend in für das freie Auge fast gleichartige, nur stärker glimmerige Schiefer über und diese wiederum in die violetten der Bock-Breccie. Es liegt uns vom Profil E des Kanninger Bockes zu wenig Schliffmaterial vor, um eine Grenze zu ziehen; am NW-Grat des Pfannocks aber konnten die grünen Schiefer der sedimentären Bock-Breccie einwandfrei identifiziert werden (siehe pag. 140 — Schliff S 66!).

Setzen wir das jüngste Ereignis — eine durch Rekristallisation der Epistufe gefolgte Kataklase — von der gesamten auf den Pfannockgneis jemals eingewirkten metamorphen Prägung ab, so erhalten wir ein für das liegende Altkristallin geradezu typisches Gestein der Mesozone. Ein naheliegender Vergleich mit dem Bundschuh-Orthogneis des liegenden Altkristallins bringt das gemeinsame Merkmal des Fehlens von femischen Komponenten. Der Unterschied in der Tracht ist mit dem verschiedenen tektonischen Schicksal zu erklären. Der Bundschuh-Orthogneis zeigte eine nicht bis in den Kern gehende, besonders randlich kräftige Verschieferung gefolgt von mesozonaler Rekristallisation. Der Pfannockgneis wurde zuletzt unter Epibedingungen gleichfalls sichtlich randlich verformt. Inwieweit diese randliche Mylonitisierung und Phyllonitisierung korrelat ist zu der allgemeinen Kataklase abseits der Wirkungsfläche der Überschiebung der Gurktaler Decke, ist nicht aufklärbar. Wir möchten eher annehmen, daß letztere einem früheren, präalpidischen Ereignis zukommt.

Dem Pfannockgneis zu vergleichende Kristallinschollen innerhalb der Phyllitserie sind durch W. Petrascheck (1927) von der Gerlitzen, durch H. Beck (1932) vom Wintertaler Nock (Flattnitz) und durch A. Thurner (1936) von der Franenalpe (Murau) bekanntgeworden.

## 2. Gurktaler Quarzphyllit

Er ist ein grauer bis dunkelgrauer, seltener grünlicher, feinblätteriger, Quarzknauern und -schwielen führender Phyllit mit wechselnd starkem Gehalt an Serizit, der die lebhaft gefalteten und gefältelten S-Flächen bildet. Quarz und Serizit sind meist nach Lagen mit wechselndem Vorherrschen von einem der beiden Minerale getrennt. Während Serizit fast niemals soweit Vormacht erlangt, daß heller Serizitphyllit zu benennen ist,

bildet feinstkörniger Quarz — höchstens bis Grobton (C. W. Correns, 1939) — oft derartig den Hauptmineralbestand, daß Phyllitquarzite entstehen, welche denn auch weit weniger bis gar keine phyllitische Fältelung aufweisen. Niemals individualisiert sich — dies sei hervorgehoben — der Serizit zu Porphyroblasten von Muskowit, welche mit freiem Auge zu erkennen wären; im Schliff zeigten sich jedoch innerhalb der Serizitsträhne mit diffusem Übergang oft Scheiterchen von Muskowit. Es ist kaum zu entscheiden, ob es sich hier um sedimentäre, anläßlich der Phyllitisierung diaphtorisierte Muskowitporphyroklasten oder um neu aus dem Serizitgewehe gebildete Porphyroblasten handelt. Es mag beides vorkommen, wie am nachstehenden Beispiel des Quarzes zu sehen ist. Im Schliff zeigen sich neben dem grobkristallinen, meist geregelten Sekretionsquarz, der im Handstück so auffällig hervortritt, auch deutliche, mehrkristallige Quarzgerölle von überdurchschnittlicher Größe als das Gesamtgefüge. Die dunkleren Farben des Gurktaler Quarzphyllites beruhen auf in den Serizitlagen gehäufter und feinverteilter kohliger Substanz; dazu gesellt sich noch spärlich Erz, das zumeist in limonitische Ströme umgewandelt ist, die das serizitische s sozusagen aufblättern. Damit hängt die vielfach rostige Anwitterungsfärbung zusammen. Grünliche Tönungen rühren von Chlorit her, der in feiner Verteilung fast nie fehlt, augenfälliger aber manchmal als kluftfüllender Pennin in großblätterigen Aggregaten auftritt. Zum sonstigen Mineralbestand ist seltener, albitischer Plagioklas, abgerollter Zirkon, Turmalin und vereinzelt auch Apatit zu nennen. Als Beispiel sei das mikroskopische Bild eines verhältnismäßig serizitarmen Quarzphyllites vom W-Kamm des Taubenkogels (2401 *m*), dem nordwestlichen Vorgipfel des Eisenhut (2441 *m*) gebracht, der in 1930 *m* SH E des P. 1896 geschlagen wurde:

S 24: Im Mineralbestand bildet Quarz die überwiegende Hauptmasse. Ganz gut spießig verzahnt erscheint er nach der Korngröße in Lagen gesondert: die gröberen von 0·02 bis 0·1 *mm*, die feineren vom unauflösbaren, aber rein quarzigen Bereich bis maximal 0·01 *mm* Durchmesser. Das wellig gefältelte s markieren schmale Serizitsträhne, die mehrfach Muskowitscheiterchen umfließen. Vereinzelt tritt albitischer Plagioklas auf, dessen Korngröße über der der Quarze liegt: 0·05—0·2 *mm*. Bei manchen Körnern zeigt sich eine geringe „Füllung", bei den meisten jedoch Zwillingslamellierung. Höchst wenig fein verteilter Chlorit. In den Serizitsträhnen findet sich örtlich kohlige Substanz; limonitische Ausscheidungen gehen sichtlich von den serizitischen s-Flächen aus. An Nebengemengteilen trifft man nicht allzu selten abgerundeten Zirkon (Korngröße 0·07 *mm*). Selten ist Turmalin (0·04—0·1 *mm* Durchmesser). Ferner ein Apatitkörnchen. Auffällig ist eine senkrecht zum s verlaufende Kluft mit grob- und mehrkristalliger, vollkommen geregelter ($n'\alpha \perp s$!) Quarzfüllung.

### 3. Eisenhutschiefer (Metadiabase)

Die zweite große Einheit der Gurktaler Phyllite — die Eisenhutschiefer — sind nach den Arbeiten von A. Thurner (1929, 1936) dem Quarzphyllit gegenüber gut zu charakterisieren: Tonschiefer mit allen Stadien der „Vergrünung" bis zu reinen, noch Erstarrungsstruktur zeigenden Diabasen. A. Thurner (l. c.) hat diese Reihe als „Metadiabase" zusammengefaßt. Wohl lassen sich auch im Gebiete des Eisenhutes, wie z. B. an der Frauenalpe, beachtliche Schichtpakete reiner, von Effusivstoff unberührter Tonschiefer (Eisenhutschiefer im engeren Sinn) von oft bunter (hellgrünlich, rotbräunlich, violett, grau, schwarzgrau) Färbung ausmachen, doch fehlen auch ihnen nicht Lagen von Diabastuff, während schließlich der Übergang in vorherrschend magmatische Gesteine in derart innig oszillierender

Wechsellagerung erfolgt, daß kartenmäßige Grenzziehung schier undurchführbar ist. Wir haben daher in der Flattnitzer Karte lediglich körnige, im Querbruch massige Grünschieferlagen ausgeschieden, in welchen sich dennoch einiges an tonigem Material verbergen dürfte.

Mehr Bedeutung als dem Nachspüren dieser zwar fazieskennzeichnenden, doch launenhaften, synsedimentären, wohl submarinen Effusivtätigkeit kommt der Suche nach Kriterien zu für die von R. Schwinner (l. c.) aufgezeigte Schwierigkeit der Unterscheidungsmöglichkeit gegenüber dem Quarzphyllit, sobald auch die Eisenhutschiefer durch tektonischen Einfluß phyllitische Tracht aufgeprägt erhalten haben. Hiezu ergab sich folgendes: Selbst die stärkst phyllitisch gefältelten Eisenhutschiefer tragen auf ihren s-Flächen keine Serizit, so daß sie mit stets mattem Bruch sicher vom Quarzphyllit auseinanderzuhalten sind. Weiters fehlt den Eisenhutschiefern alle Sekretionsverquarzung. Anders aber ist es bei einer Abwandlung der Eisenhutschiefer, die A. Thurner (1936) auf der Frauenalpe als „feinschichtige Arkoseschiefer" bezeichnet hat. Diese feinstsandigen, dünnschichtigen Gesteine sind bei phyllitischer Durchbewegung vom Quarzphyllit kaum auseinanderzuhalten, indem sie dann ebenfalls Serizithäute führen. Im allgemeinen sind letztere aber im Eisenhutschiefer doch weniger anhaltend und mehr vereinzelt als die eng gescharten, serizitischen s-Flächen des Quarzphyllites. Die Grünschiefer im Eisenhutschiefer sind von jenen im Quarzphyllit ununterscheidbar.

Die Stellung der oft magnesitführenden (auch Ankerit) Linsen von Dolomit ist ungeklärt. In den Eisenhutschiefern treten nämlich nicht nur u. d. M. (siehe unten!), sondern auch makroskopisch beobachtbare, schmale, tonige Kalklagen auf. Nichts hindert anzunehmen, auch in den größeren Lagen und Stöcken normale synsedimentäre Einlagerungen zu erblicken. Daß die Dolomitlinsen zumeist an der Grenze Quarzphyllit — Eisenhutschiefer sitzen, spricht ebenfalls für eine Auffassung als stratigraphischer Horizont, wobei das weitaus spärlichere Auftreten abseits der Grenze tektonischer Transport sein kann, wenn auch dies direkt kaum nachweisbar ist. Ob nun diesen Dolomitlinsen ihr Stoffbestand (Magnesia, Eisen) vor der letzten Ortsstellung mitgegeben wurde (R. Schwinner, 1932), oder ob sie gleich wie ein Schwamm ihre Phyllitumgebung metasomatisch extrahierten (Chr. Exner, 1939), ist für eine Alterszuteilung insofern maßgebend, als nach letztgenannter Auffassung die Erzführung als sekundär erworbenes Merkmal Karbonatgesteine völlig verschiedenen Alters befallen haben kann. Vererzung oder — um ein anderes Beispiel zu bringen — Ölführung sind epigenetische Quergriffe und keine syngenetischen Leitfossilien!

Abschließend sei das Schliffbild eines Eisenhutschiefers knapp NE des Taubenkogels (Eisenhutvorgipfel) gebracht:

S 35: Äußerst fein- und gleichkörnige Quarzlagen wechsellagern in etwa 0·2 *mm* s-Abstand mit dichten Chloritstreifen. Die Korngröße der Quarze erreicht nur vereinzelt 0·02 *mm* und bleibt vorherrschend weit darunter im unauflösbaren Bereich. Einzelne von den größeren Körnchen erweisen sich durch Zwillingslamellierung als Plagioklas; wieviel davon sich noch als feinstkörniger „Quarz" verbirgt, ist unaufklärbar. In den Chloritstreifen finden sich ziemlich häufig winzige, gerade noch erkennbare, chloritische Leistchen, die intersertale Anordnung zeigen. Reichliche Bestäubung mit opaker Substanz markiert s-Flächen mit leichter Fältelung. Weiters finden sich schön im s eingestreut linsenförmige Häufchen von Karbonatkörnchen. Vereinzelt Magnetitwürfel.

## 4. Oberkarbone Trümmergesteine

Die einzige stratigraphisch sicher einzustufende gesteinliche Einheit der Gurktaler Phyllitberge stellen Trümmergesteine dar, die Pflanzenpetrefakte des Oberkarbons (Westfal D nach W. J. Jongmans, 1938) führen. Sie umfassen in ihrer Hauptmasse Sandsteine und Konglomerate, gehen jedoch in Lagen auch in feinsandige, ja tonige Schiefer über. Aber selbst letztere ermangeln niemals deutlich klastischer Komponenten in Form unregelmäßig die s-Flächen überstreuender, recht verschieden großer Blättchen von hellen Glimmer.

Von den durch Phyllitzüge [1]) getrennten Oberkarbonatvorkommen: Brunnachhöhe, Königstuhl, Winkelalm, Turrach und Paal [2]) sind nur die beiden erstgenannten fossilbelegt, die anderen sind nach petrographischer Analogie zuzuordnen. Betrachten wir zuerst die Faziesvariation zwischen den beiden pflanzenführenden Vorkommen Königstuhl—Brunnachhöhe: Von den fast völlig aus Quarzgeröllen bestehenden, im Königstuhlgebiet so weitverbreiteten Konglomeraten ist an der Brunnachhöhe fast nichts zu sehen und glimmerreiche, mehr feinkörnige Sandsteine herrschen. Dafür transgrediert an der S-Flanke des Pfannockmassives das Karbon der Brunnachhöhe mit einem sehr groben Grundkonglomerat auf dem Pfannockgneis. Gerölle desselben liegen in einem scharfkörnigen Arkosezement, so daß man an der Grenze Gneis—Karbon oft sehr in Zweifel über die wahre Natur des Anstehenden ist. Aber auch im Karbon des Königstuhles finden sich z. B. am Steinbachsattel grobe Konglomerate von hellem Gneis, in welchem sich mehrere Typen des Bundschuh-Orthogneises wiedererkennen lassen. Damit ergibt sich bereits die erste Überleitung zur Identifizierung der Karbonschuppe von Turrach; denn bei der Platzalm (SSW Turrach) steht direkt am Kamm in 1580 *m* SH in einem Wandlaufschluß ebenfalls grobes Konglomerat an, dessen Gerölle auch u. d. M. mit dem kataklastischen Bundschuh-Orthogneis vergleichbar sind. Im Karbon von Turrach fand sich jedoch auch ausschließlich aus Quarzgeröllen bestehendes Konglomerat vom Typus des Königstuhles in dem N der Wicheralm (SE Turrach) genau W—E ziehenden großen Graben (Fetschlgraben der Einheimischen) orogr. rechts in einem schönen Wandl aufgeschlossen.

Im allgemeinen aber besteht das Karbon von Turrach aus mehrminder glimmerreichem Sandstein feiner bis mittlerer Korngröße, wobei das oft mengenmäßig bedeutende Vorkommen von auffällig frisch erhaltenem Biotit neben allgegenwärtigem Muskowit hervorzuheben ist. Selbst in sehr hellglimmerigen Typen fehlt Biotit fast nie. Ein im Handstück grauer, ungeschichteter, glimmerreicher Sandstein vom Rohrerwaldgraben in 1520 *m* SH zeigt

---

[1]) Unter Phyllit sei im folgenden stets der Komplex Quarzphyllit plus Eisenhutschiefer verstanden.

[2]) Von dem Karbonvorkommen ober der Schartenalm (SW des Spitzeggs) im Langalpental, das R. Schwinner (1932) als noch im Transgressionsverband mit dem liegenden Altkristallin befindet, möchten wir seiner problematischen Existenz wegen absehen. Soviel wir beobachten konnten, sind es auf einer Verebnung (siehe Karte!) liegende Reste einer jungen Blockablagerung (vermutlich Moräne). Anstehendes Oberkarbon verrät sich auch bei geringstem Ausmaß (Winkelalm) durch stark wasserhaltigen Sumpfboden. Die Blöcke von Karbonkonglomerat auf der Schartenalm liegen strohtrocken!

u. d. M. (S 38) recht gleichmäßig große (0·15—0·35 *mm* Durchmesser), eckige bis höchstens kantenrunde Quarztrümmer. Während namentlich die kleineren Sandkörner alle einkristallig sind, erscheinen die größeren sowie spärlich eingestreute, besser gerundete Kiese (bis 2·5 *mm* Durchmesser) mehrkristallig mit innig buchtiger Internverzahnung. Im allgemeinen etwas größer als die durchschnittlichen Quarzkörner, wenn auch nie das Ausmaß der Kiese erreichend, findet sich ziemlich häufig trüber und fleckiger Feldspat, oft stark von winzigen Einschlüssen durchsiebt; manchmal schimmert noch Zwillingslamellierung durch. Biotit und Muskowit, mengenmäßig je zur Hälfte, bilden gut untereinander parallel liegende grobe Scheiter mit meist starker Verbiegung, Zerbrechung und Stauchung. Diese Beanspruchung ist sichtlich Anpassung an die Raumgewährung durch die Intergranularen der Quarz-Feldspattrümmer. Die Biotite zeigen ihren Pleochroismus hellgelb—gelbbraun, zum Teil in blaßgelb—graugrün abgeändert, während ausgesprochene Chloritisierung nicht zu beobachten ist. Chlorit tritt in unabhängigen, blättrigen Aggregaten — selten genug — ziemlich regellos verteilt auf. Die Zwickel zwischen den sperrig lagernden Glimmertrümmern und den eckigen Quarzkörnern ist durch eine unauflösbar feine, serizitisch-quarzitische Trübe erfüllt, in welcher sich örtlich Rutilfilz findet.

Die Schichtung der Sandsteine ist bei mehr feinkörnigen Abarten schön dünnlagig, während sie bei großem Glimmergehalt außerhalb des Handstückumfanges bleibt; trotzdem ergeben die gut parallel liegenden Glimmer ein deutliches s. Nicht selten tritt ein bedeutender Gehalt an tonfeinem Grus hinzu, wobei die Schichtung sehr undeutlich wird; durch unregelmäßige Einstreuung verschieden großer, zum Teil recht eckiger Sandkörner bis Gerölle ergibt sich dann das Bild eines Gesteines, das man gemeiniglich als Grauwacke zu bezeichnen pflegt, insbesondere dann, wenn außerdem noch phyllitische Tracht gewissen Grades hinzukommt. Mit letztgenannter Eigenschaft ist ein häufig zu beobachtendes Merkmal der Turracher Karbonscholle aufgezeigt. Allenthalben zerlegt der Hammerschlag zu linsenförmigen Schollen, deren Ausmaß im allgemeinen etwa zwischen Hand- und Brotlaibgröße liegt. Die sphärischen Grenzflächen dieser Phakoide zeigen harnischartige, mattglänzende Glättung und Riefung. Gegen das ausdünnende E-Ende des Turracher Karbons gehen an der Stallstätte (SE Michelehenalm) die ebengenannten Linsenflächen in eine mehr parallellaufende Schar von welligen s-Flächen über, die manchmal serizitische Bestege tragen, so daß sich ein grobphyllitischer Habitus der dortigen konglomeratischen Sandsteine ergibt.

Ein Dünnschliff (S 27) von einem etwas schiefrigen, grauen Konglomerat der Stallstätte zeigt sehr ungleich große spießeckige Quarz- und in der Minderheit Feldspattrümmer in einer serizitisch-quarzitischen Grundmasse schwimmend, die durch Parallelstellung feinster Serizitschüppchen eine gewisse beginnende Ordnung zu einem s erkennen läßt. Letzters ist wie zu erwarten — dem sedimentären Lagenbau des Gesteines gleichlaufend, der sich durch große Muskowitporphyroklasten ausdrückt. Biotit ist nur sehr spärlich vorhanden, doch erweist sich mancher der hellen Glimmer auf Grund der Interferenzfarben verdächtig, ausgebleichter Biotit zu sein. Auffällig ist die Chloritarmut des Gesteines; nur manchmal liegt ein grüner Schleier in der trüben, feinen Füllmasse.

Phyllitisierung gleichen Ausmaßes — Bildung phyllitischer Gleitflächen mit spärlichen Serizitbestegen — ist auch an der Basis des Königstuhlkarbons zu beobachten, besonders deutlich im Albingwald am NE-Hang der Hagleiten, SW der Hinteralm im Kendlbruckergraben.

Örtlich und nur geringmächtig bergen die dann meist feinlagigen Sandsteine dunkelgraue bis schwarze, leicht abfärbende Tonschiefer, welchen — wie bereits oben gesagt — fast niemals, zumindest vereinzelte oder staubartige, Einstreuung von Hellglimmer fehlt. In solchem mit glimmersandigen

Bestegen innig wechsellagerndem, dunklen Tonschiefer fanden sich im Gaißeckergraben (S Turrach) in 1380 *m* SH, nahe der Mündung eines kleinen Gerinnes genau W der genannten Wicheralm zweifelhafte, zum besten unbestimmbare Pflanzenabdrücke, die an *Calamites* erinnern. Würden diese Reste nicht in zwei mit kaum 1 *mm* s-Abstand benachbarten Lagen unter einem Winkel von 50° übereinanderliegen, würde man ebensogut harnischartige Rutschskulpturen annehmen können. Eine derartig innige und richtungswechselnde Gleitflächenscharung erscheint aber nach der Ausbildung der begleitenden Schiefer unwahrscheinlich.

Ebenfalls in der Nähe der Wicheralm, NE derselben am orogr. linken Begrenzungskamm des genannten Fetschlgrabens ist an einem 8—10 *m* hohen Wandl der sehr hervorzuhebende sedimentäre Verband Eisenhutschiefer—Oberkarbon unfehlbar aufgeschlossen. Typische graue Eisenhutschiefer des Liegenden gehen in voller Konkordanz ohne Anzeichen tektonischer Wirkung durch Auftreten von Glimmerblättchen, die gegen das Hangend sich zu Schmitzen und bald zu Schichtbestegen vereinen, in schwarze, innig mit Sandsteinschiefer wechsellagernde Tonschiefer einer hangenden, schmalen, südlich endenden Karbonzunge der Turracher Scholle über. Solche schwarze Tonschiefer mit Glimmerschmitzen scheinen eine gewisse Horizontbeständigkeit an der Grenze der Turracher Karbonscholle zu besitzen, denn nicht nur auch auf der anderen, orogr. rechten Seite des Fetschlgrabens, SW des P. 1896 zeigt sie ein Wandaufschluß in 1700 *m* SH an der Grenze gegen den hangenden Quarzphyllit — während sie im vorigen Aufschluß gegen liegende Eisenhutschiefer zu beobachten waren — sondern auch im Liegend der Turracher Karbonschuppe konnten diese schwarzen „Grenzschiefer" im Rohrerwald an der Überschiebung gegen das Stangalm-Mesozoikum mehrfach beobachtet werden.

Zum Schlusse sei noch das Auftreten einer besonderen Fazies des Turracher Karbons im Profil des N-Kammes des Eisenhut aufgezeigt. Hier sind 50 *m* der Basis gegen die liegenden Kieselkalkschiefer des Jura und 30 *m* Mächtigkeit des Daches gegen den hangenden Quarzphyllit als eine sehr scharftrümmerige, ungeschichtete, fein- bis mittelkörnige Arkose mit dichtem quarzitischem Zement ausgebildet. Das Vorkommen dieser seltenen Fazies, die ebenso wie die über Eisenhutschiefer und Quarzphyllit hinweggreifenden Grenzschiefer sowohl im Liegend wie Hangend des Turracher Karbons auftritt, wird bei Besprechung der Lagerungsverhältnisse noch zu würdigen sein. Mit der quarzitisch zementierten Arkosefazies erscheinen Anklänge an jene des Paaler Karbons, wie aus den Beschreibungen desselben durch A. Thurner (1936) zu entnehmen ist.

All die eben mitgeteilten Kennzeichen sprechen durchaus dafür, in der Turracher Karbonscholle auch wirklich einen mit dem Königstuhlvorkommen gleichaltrigen Schichtkomplex zu sehen, wie das auch von R. Schwinner (1932, 1938) nach Abwägen aller Gründe fest angenommen wird. Leider glückte es uns nicht, im Turracher Karbon die einen gewissen stratigraphischen Wert beinhaltenden Gerölle von Lydit zu finden, wie sie im Königstuhlgebiet nicht selten sind; dafür aber fanden wir solche im Paaler Konglomerat. Dem durch Pflanzen belegten Karbon der Brunnachhöhe scheinen gleichfalls Lyditgerölle zu fehlen.

Wenn auch das Turracher und das Königstuhlkarbon durch Gleichheit gemeinsamer Gesteinstypen miteinander eng verwandt sind, so ist doch durch das Mengenverhältnis z. B. der groben Quarzkonglomerate zu den glimmerreichen Sandsteinen ein gewisser Faziesgegensatz gegeben. Wenn weiters groben Ablagerungen rascher Fazieswechsel zuzubilligen ist, so erscheint uns doch ein solcher bei der heutigen gegenseitigen nahen Ortsstellung der beiden Karbonschollen zu unvermittelt, als daß wir nicht tektonische Raumverkürzung dafür ursächlich halten möchten. Die Beachtung der Lagerung wird hiezu noch entscheidend beitragen.

Abschließend erscheint es uns im Hinblick auf spätere tektonische Schlußfolgerung wichtig, zur Kennzeichnung der stratigraphischen Stellung des Königstuhlkarbons und damit der anderen Vorkommen das Ergebnis der modernen paläontologischen Untersuchung von W. J. Jongmans (l. c.) scharf zu beleuchten. Dieser Forscher stellt nämlich das Königstuhlkarbon „etwa zum gleichen stratigraphischen Niveau" (höchstes Westfal D) wie die Auernigschichten der Karnischen Alpen. Diese gehören nach F. Heritsch (1936, 1943) als unterer Teil der Schichtfolge der Naßfeldschichten an, die über dem variszischen Deckenbau transgrediert und mit ihrem hangenden Anteil — den Rattendorfer Schichten — sich in das Perm fortsetzt. Damit steht in guter Übereinstimmung, was W. J. Jongmans (l. c.) weiterhin sagt, daß die Flora des Westfal D sich „nicht scharf von mancher Rotliegendflora" unterscheidet und „zwischen höchstem Westfal D und älterem Teil des sogenannten Rotliegend eine scharfe Grenze nicht zu bestehen scheint". Schließlich vernehmen wir noch von diesem Autor, daß die Flora Königstuhl—Auernig von „vielem, was manchmal Stephan genannt wird", nicht zu unterscheiden ist. Durch diesen stratigraphischen Umfang der Naßfeldschichten ist es sicher, daß der Deckenbau der Karnischen Alpen einerseits „sudetisch" (H. Stille, 1924) ist (F. Heritsch, l. c.), anderseits die „asturische" Phase Stille's dort nicht gewirkt haben kann.

Eine Störung der Lagerung des gleichaltrigen Königstuhlkarbons kann daher frühestens „saalisch" sein; aus vielen Gründen ist eine solche aber späteren „alpidischen" Phasen zuzuordnen, wie im tektonischen Teil dieser Untersuchung ausgeführt werden soll.

**5. Werchzirmschichten** — ? Perm, ? Skyth, ? Anis
**Bock-Breccie** — Perm

Wir haben gerade am Ende des vorigen Abschnittes die Schichtfolge der Naßfeldschichten in den Karnischen Alpen erwähnt, die sich von der Moskaustufe des Oberkarbons bis in den Schwagerinenkalk des Perms fortsetzt. Auch im Hangend des Königstuhlkarbons folgen örtlich Gesteine, die ihrer petrographischen Ausbildung nach dem Perm zugeordnet wurden (R. Schwinner, 1932). Es sind dies die roten und graugrünen, wechselnd stark glimmerigen, meist ziemlich tonigen Schiefer der Werchzirmalpe, WSW von Turrach. Am „Roten Rain" der genannten Alm folgt im Hangend dieser Schiefer ein polygeneses Konglomerat mit Geröllen von paläozoischen Kalken und von Lydit in einem roten, sandigen und tonigen Bindemittel, das völlig der roten Spielart der liegenden Schiefer gleicht (R. Schwinner, l. c.).

Bei der Einstufung der Werchzirmschichten zum Perm liegt der Vergleich mit Grödener Sandstein und Tarviser Breccie nahe. Doch ist letztere zumeist wirkliche Breccie, zu dem fast stets nur aus Trogkofelkalk bestehend,

und wäre so schlecht mit dem gut gerollten Komponenten des polygenen Werchzirmkonglomerates vergleichbar. Anderseits ist von dem Muschelkalkkonglomerat der Südalpen dessen gute Abrollung und bunt gemischte Geröllgesellschaft bekannt (R. v. Klebelberg, 1928). Dazu kommt, daß die im Liegend des Werchzirmkonglomerates auftretenden Werchzirmschiefer, besonders in dem kleinen Vorkommen der letzteren etwa NW des Stangnock (2309 *m*; südöstlicher Eckpfeiler des Königstuhlmassivs), Werfener Schiefer sehr ähnlich seheu.

Diese Auffassung erscheint dadurch gestützt, daß im Gebiete des Pfannocks tatsächlich Gesteine auftreten, deren lithologischer Charakter und Verbandsverhältnisse eine Einstufung in das Perm mit Sicherheit gestatten und mit den Werchzirmschichten zwar z. B. durch die synsedimentäre Roteisenführung wohl gemeinsame Merkmale, ansonsten aber doch deutliche Verschiedenheit der Zusammensetzung aufweisen. Im Raume des Pfannocks schaltet sich nämlich im Dach des Stangalm-Mesozoikums gegen die hangende Gneisscholle des Pfannocks ein 6—15 *m* mächtiges Trümmergestein ein, das wir nach seinem am besten entwickelteu Profil am Kanninger Bock-Sattel, kurz Bock-Breccie nennen möchten. Sie stellt sich dar als ein violettroter, grobglimmeriger Sandsteinschiefer bis Quarzsandstein mit recht unregelmäßiger Einstreuung von Quarztrümmern bis zu sehr dichter Packung. Die Quarztrümmer besitzen sehr verschiedene Größe von 0·15 *mm* bis 30 *mm* (und darüber) Durchmesser und sind eckig begrenzt, aber deutlich kantengerundet.

Der Zement zwischen den Quarzen erweist sich im Dünnschliff (S 64) sehr stark vererzt; meist undurchsichtig schwarz zeigt er sich nur selten rot durchscheinend. Im auffallenden Licht meist braun-erdigtrüb. In den erzfreien Anteilen zeigt der Zement in einem unauflösbar feinen Quarz-Serizitzerreibsel Porphyroblasten von stark schuppigem Muskowit, der fließend in Serizit übergeht.

Neben den Quarzgeröllen gibt es solche von kataklastischem Muskowitquarzit, dessen stattliche Glimmerscheiter deutliche Verbiegung und gleichfalls randliche Serizitisierung, aber in weit geringerem Grade als jene im Zement aufweisen. Die Kataklase des Quarzites zeigt sich weiters an feinen Mörtelsäumen der Quarzkorngrenzen.

Unmittelbar am E-Pfeiler des Kanninger Bock-Sattels und etwas weiter gegen S führt die Bock-Breccie eine 2—5 *m* mächtige Lagerstätte von Roteisenstein, über welche R. Canaval (1930) berichtet hat. Hervorzuheben ist, daß gerade im Erz die Quarztrümmer am stattlichsten sind, wobei deren Einstreuung sich auflockert.

Durch völliges Ausbleiben der großen Quarztrümmer geht die Bock-Breccie in Lagen und vor allem gegen das Hangend in violettrote, sehr hellglimmerreiche, etwas tonige, aber dennoch vorherrschend scharfquarzsandige Schiefer über, die in ihrer Tracht einigermaßen an Werfener Schiefer erinnern. Diese roten, feinkörnigen Schiefer sind meist stark gefältelt, während die Breccienlagen durchwegs in linsenförmige Körper zerlegt sind.

Im Dach der roten, glimmerigen Schiefer mit Quarztrümmerlagen, wie sie am Kanninger Bock in etwa 6—8 *m* Mächtigkeit entwickelt sind, folgen hier gegen den hangenden Pfannockgneis graugrüne bis hellbläulichgrüne, sehr glimmerige Schiefer in einer Mächtigkeit von rund 20 *m*, deren linsige Zerlegung auffällt. Wir haben früher (pag. 132) gesehen, daß ein kaum abtrennbarer Hangendanteil dieser grünen Schiefer dem mikroskopischen Befund und dem beobachtbaren Übergang nach als Phyllonit des basalen Bereiches des Pfannockgneises anzusprechen ist; am NW-Grat des Pfannocks

aber ist deutlich aufgeschlossen, daß mikroskopisch ähnliche grüne Schiefer auch sichere Angehörige der sedimentären Bock-Breccie sind. Hier besteht diese vorwiegend aus graugrünen, und nur zum kleineren Teil rotvioletten, stark phakoidal zerlegten, glimmerigen, wechselnd stark sandigen Schiefern. Diese etwa 6 *m* mächtige Folge zwischen den liegenden Crinoidenkalken (im Hangend des Oberen Dolomites des Lanneruocks) und dem hangenden Pfannockgneis ist tektonisch derart zerrüttet, daß der Hammerschlag immer nur weitere Zerlegung in kleine und kleinste Linsen schafft. Der grüne Schiefer bietet u. d. M. folgendes Bild:

(S 66): In einer trüben, unauflösbaren, chloritisch-serizitischen Grundmasse, die reichlich allerfeinsten Quarzgrus führt, liegen bis 2 × 4 *mm* große, im Durchschnitt aber nur 0·1—0·7 *mm* Durchmesser besitzende, gut gerundete Gerölle von Quarzit und von kataklastischem Glimmerquarzit mit geringer Feldspatführung. Die Gerölle des letzteren zeigen intragranulär eine lentikulare Auflösung des gut buchtig verzahnten Quarzgefüges, wobei in den Zwischenräumen feinster, zum Teil strähniger Serizit liegt. Dieser ist vollkommen klar gegenüber dem Zement zwischen den Geröllen. In der Serizitmasse der Quarzgerölle liegen diffus zerfelderte, aber verhältnismäßig einheitlich auslöschende Aggregate, die fast völlig serizitisierter Feldspat sein könnten. In den Quarzitgeröllen findet sich auffällig häufig Erzimprägnation, zum Teil in Skelettform. Kleine Chloritsträhne innerhalb der Gerölle unterscheiden sich durch ihre Klarheit deutlich von der trüben chloritischen Intergranularmasse.

Am NE-Grat des Pfannocks ist die Bock-Breccie als grobe, roteisenschüssige Quarztrümmerbreccie mit innig wechsellagernden, stark glimmerigen, meist einzelkorngrobsandigen, violettroten Schiefern entwickelt. K. Holdhaus (1932) hat dieses Gestein als Perm („Verrucano") eingestuft, welches als tiefstes Glied einer verkehrt liegenden Schichtfolge mit dem hangenden Pfannockgneis sedimentär verbunden ist. Die Crinoidenkalke wären nach diesem Forscher Anis, der Dolomit des Lannernocks Ladin. Wie schon im petrographischen Abschnitt erwähnt, ist der Dolomit des Lanneruocks „Oberer Dolomit", der von der Eisentalhöhe her zusammenhängend zu verfolgen ist, wie noch im einzelnen im Kapitel über die Lagerung auszuführen sein wird. Die Crinoidenkalke sind jenen vom Knappenriegel und Steinbachsattel gleich und gehören aus regionalen Gründen ebenfalls in das Dach der aufrechten Schichtfolge des Stangalm-Mesozoikums. Die als Perm aufgefaßte Bock-Breccie kann also zu unserem Kalkzug nicht im Ablagerungsverband stehen; vor Entdeckung des gleich unten zu besprechenden Aufschlusses, der die Einordnung der Bock-Breccie zum Perm entscheidet, dachten wir gleichermaßen an die Möglichkeit in diesem Gestein die stratigraphisch jüngere Fortsetzung des Stangalm-Mesozoikums zu erblicken und vermuteten liassisches Alter von der Stellung einer Tarntaler-Schwarzeckbreccie.

Schon am NE-Grat des Pfannocks fällt zwischen dem Gneis und der Bock-Breccie eine 2 *m* mächtige Bank von hellem Quarzkonglomerat mit Sandsteinlagen auf, das gesteinlich mit Karbonkonglomerat vollkommen gleichzusetzen ist. Auch K. Holdhaus (l. c.) hebt diese Bank hervor, beläßt sie aber beim „Verrucano". Einwandfrei ist die genetisch verursachte Nachbarschaft der Bock-Breccie mit karbonischen Gesteinen jedoch in der östlichen streichenden Fortsetzung des Aufschlusses vom Pfannock-NE-Grat am Wege Grundalm—St. Oswalder Bock aufgeschlossen, wo dieser ein kleines Gerinne durchfurtet (1760 *m* SH). Rote, zum Teil auch grüne, sehr glimmerige Sandsteinlagen der Bock-Breccie verzahnen sich wechsellagernd

mit hellbraune Sandsteinlagen führendem Karbonkonglomerat. Daß es sich wirklich um Karbon handelt, bezeugt die Vergesellschaftung mit weiteren typischen Karbongesteinen in der streichenden Fortsetzung des Aufschusses, an der rechten Seite des Gerinnes gegen die Grundalm hinab: Hier treten in feinkörnigen, grauen Sandsteinen schwarze, glimmerig-sandige Tonschiefer auf.

Ist damit die Bock-Breccie als stratigraphisch Hangendes des Oberkarbons dem Materialbestand der Gurktaler Decke angehörig, so erhebt sich die Frage nach dem Verhältnis der Bock-Breccie zu dem Pfannockgneis. Obwohl dies an sich ein später zu besprechen vorgesehenes tektonisches Problem ist, soll hier etwas vorgegriffen werden. Wie die Phyllonite an der Basis des Pfannockgneises E oberhalb des Kanninger Bockes und die starke tektonische Zerrüttung der Bock-Breccie am NW-Grat beweisen, liegt dieses Gestein und das zum Teil begleitende Karbon in einem Bewegungshorizont, der nicht verständlich wäre, wenn sich im Sinne K. Holdhaus (l. c.) die invers liegende Schichtfolge des Stangalm-Mesozoikums über der im Ablagerungsverband dem Pfannockgneis aufruhenden permischen Bock-Breccie aufbauen würde. Das Auftreten des erwähnten Bewegungshorizontes erscheint aber bei der von uns vertretenen Auffassung als Überschiebung der Bock-Breccie über die rhätisch-liasischen Dachgesteine des Stangalm-Mesozoikums zwingend, selbst wenn die Bock-Breccie, bzw. das mitverzahnte Karbon durch ursprüngliche Ablagerung mit dem Pfannockgneis verknüpft ist. Weil aber nun das Karbon der Brunnachhöhe — wie S des Pfannocks deutlich zu sehen ist — mit einem grohen Grundkonglomerat, das vorwiegend aus Geröllen des Pfannockgneises selbst besteht, diesem aufruht, ergibt sich die Notwendigkeit, die Bock-Breccie mit dem begleitenden Karbon auch von dem Pfannockgneis durch eine Bewegungsfläche zu lösen. Für die Annahme einer liegenden Falte im Körper des Pfannockgneises, um die Bock-Breccie mit dem Karbon der Brunnachhöhe zu einem einheitlichem sedimentären Mantel zu verhinden, giht die einheitliche Scholle des Pfannockgneises keinen Anhalt.

Nach dem, was bei der Besprechung der stratigraphischen Einstufung des Oberkarbons der Stangalpe durch Zitierung W. J. Jongmans (1938) über die „unscharfe Trennungsmöglichkeit der Flora des Westfal D von mancher Rotliegendflora" gesagt wurde, sowie daß „zwischen höchstem Westfal D und dem älteren Teil des sogenannten Rotliegend eine scharfe Grenze nicht zu hestehen scheint", ist die Verzahnung der Bock-Breccie mit Oberkarbon am Pfannock eine geradezu überwältigende Übereinstimmung mit den Aussagen des genannten Forschers.

Mehr noch als im Schlußwort über das Karbon (pag. 138) gilt hier der Hinweis auf die Zeitlichkeit eines tektogenetischen Vorganges, der noch sicher permische Ablagerungen wie die Bock-Breccie als Baustein mitverwendet hat.

Nicht nur die Vergesellschaftung mit Oberkarbon scheint uns ein wesentlicher Umstand für die Zuordnung der Bock-Breccie als Angehörige der Gurktaler Decke zu sein; liegt doch an der Basis des Stangalm-Mesozoikums nur spärliches Perm — in Form des kleinen Vorkommens von Arkosequarzit an der Melitzen — auf dem Altkristallin, während ansonsten der triadische Zyklus mit einem Rauchwackenhorizont eingeleitet wird. Dies

steht sehr im Gegensatz zu den Bock-Breccie-Werchzirmschichten, deren Fazies durchaus als Einleitung auch einer vom Stangalm-Mesozoikum verschiedenen Triasentwicklung zu denken ist, die im Unterschied zu dem auf Altkristallin sedimentierten Stangalm-Mesozoikum auf einer Grauwackeneinheit (Gurktaler Phyllit+Eisenhutschiefer+Oberkarbon) abgelagert wurde. Trias solcher Stellung und gleicher Fazies der Basisbildungen ist jene des Krappfeldes.

## B. Die Lagerung und die örtliche Ausbildung der gesteinlichen Einheiten

Das räumliche Verhältnis von gesteinlichen Einheiten zueinander und zu dem durch das Kraftfeld der Erde gegebenen Koordinatensystem — die Lagerung — bedarf zu ihrer Erklärung zunächst der gegenseitigen Abwägung der beiden Grundumstände, die zu der beobachteten Gesteinsvergesellschaftung führen konnten: Diese sind die Aufeinanderfolge im Absatz [1]) (d. i. Schichtfolge als Altersfolge) und die tektonische Stockwerksbildung. Erleichtert wird die Zuteilung durch die Erfahrung, die erstere zu einheitlichen Zyklen, die zweite zu episodischen Phasen zusammenfaßbar lehrt.

Zur Feststellung der Zeitlichkeit des orogenetischen Vorganges erscheint uns eine Ergänzung der gegenwärtig allgemein angewandten Methode H. Stille's (1924) nicht nur für unser Arbeitsgebiet fortschrittlich: Das Alter der das orogenetische Produkt „diskordant" begrabenden Ablagerung begrenzt wohl eindeutig nach oben, mehr stichhaltig aber erscheint uns das Alter des jüngsten noch in die Tektonik einbezogenen Bausteines zu sein. Damit wird vor allem jene Unsicherheit vermieden, die sich daraus ergibt, daß der Einsatz der diskordanten Überdeckung zumeist in („epirogenetischen") Vorgängen begründet ist, die mit der vorhergegangenen Gebirgsbildung keine nachweisbar kausale Beziehung haben und viel später wirken können.

Aus der Interferenz der beiden Vorgänge Ablagerung und Orogenese resultiert mit zunehmendem stratigraphischen Alter der Bausteine eine immer größere Vielfalt ihrer Erlebnisse, die sich in stofflicher Umprägung (Metamorphismus) wie in der Zerstörung der ursprünglichen Einheit der Schichtfolge ausdrücken kann.

Wie das stratigraphische Bild eines Rindenteiles sich aus Einzelbeobachtungen fügt, indem die örtlichen Bedingnisse nach und nach auszuscheiden und die charakteristischen Merkmale — am schönsten gekrönt durch paläontologischen Beleg — zur Definition der gesteinlichen Einheiten zu vereinigen sind, bedarf der am Ende abzurollende Film der Tektogenese der Summierung der nur aus den einzelnen Aufschlüssen voll überblickbar zu gewinnenden Eindrücke. Lagerung und örtliche Ausbildung — d. i. die durch Absatz und erlebtes tektonisches Schicksal verursachte Abwandlung in stofflicher Zusammensetzung, Tracht und Menge — der gesteinlichen Einheiten bieten sich vereint der Beobachtung und sollen im folgenden auch soweit nötig — im Zusammenhang dargestellt werden. Ins-

[1]) Die magmatischen Bausteine sind wenn syngenetisch den begleitenden Sedimenten gleichzuhalten, wenn quergreifend meist später als eigene tektonische Körper und infolge Stoffeinheitlichkeit gut individualisiert.

besondere im Bereiche des Stangalm-Mesozoikums war der vortektonischen Ordnung der Absatzfolge nachzuspüren, bzw. eine Abwandlung der letzteren auf fazielle oder tektonische Ursache bestmöglichst zu deuten. Die Zuordnung der zweitgenannten zu einem einheitlich gerichteten orogenetischen Vorgang führte dazu, dessen Auswirkungen in Art, Richtung und Stärke auch im Liegend wie Hangend des Kalkgesteinszuges zu suchen. Während das liegende Altkristallin weitgehende Unabhängigkeit von dem Bauplan des Stangalm-Mesozoikums zeigte, erwies sich die Innentektonik der überschobenen Phyllitdecke diesem korrelat.

Damit ergeben sich für die tektonische Gliederung des untersuchten Raumes drei gut trennbare Abschnitte, deren erster lautet:

## I. Der innere Bau des Grundgebirges

Bis zum Murtal, in das der Predlitzgraben 8 *km* N des Blattrandes der Flattnitzkarte einmündet, herrscht in der tiefsten Einheit des Altkristallins, den Radentheiner Glimmerschiefern (R. Schwinner, 1927) flache Lagerung mit sanft gegen E tauchenden tektonischen Achsen, wie A. Thurner (1939) kurz berichtet hat. Erst ungefähr am N-Rand des Kartierungsraumes beginnen die Glimmerschiefer mit durchschnittlich 40° gegen S einzufallen. Obwohl gefügeanalytische Untersuchungen nicht vorgenommen wurden, wird es kein Fehlschluß sein, den hellglimmerreichen Haupthruch der Granatglimmerschiefer als Ausdruck des primären, sedimentären s des vormetamorphen Gesteines — wohl toniger Sandstein — anzunehmen; liegt doch auch das Marmorband beim Hannebauer konkordant zu den umhüllenden Schiefern, ebenso wie die dort gehäuften Amphibolitlagen. Auch letztere sind — wie es für die gesteinlich ähnliche Brettsteingesellschaft angenommen wird — als synsedimentäre, diabasische Einlagerungen anzusprechen. Auch der Wechsel der quarz- mit glimmerreichen Lagen spricht vornehmlich im Hinblick auf die eckige Verzahnung der Quarze, die wir als proterogen [1]) auffassen, für eine Überlieferung des sedimentären s. Daß die Schieferung mit der Schichtung nicht immer eine Ebene bildet, zeigte sich an das allgemeine s schräg schneidenden Scherflächen (pag. 83). Diese tragen Porphyroblasten von Biotit, wie er auch sonst das Gestein reich erfüllt, teils in s oft mit Muskowit parallel verwachsen, teils als Querbiotit.

In voller Konkordanz folgen im Hangend der Granatglimmerschiefer die Schiefergneise des Priedröfhorizontes (R. Schwinner, l. c.). Im Kammprofil Kilnprein—Vorderhütteneck ist die Grenze der beiden Einheiten durch Sekretionsverquarzung ausgezeichnet. Keine Anzeichen sind aber zu finden, diese als Begleiterscheinung einer rückschreitenden Umprägung ansehen zu können.

Während im Raume W des Predlitzgrabens der etwa 1500 *m* mächtige Stoß der Schiefergneise bei nur wenig um W—E schwankendem Streichen gleichmäßig rund 40 gegen S unter den Bundschuh-Orthogneis der Steinbach-Schuppe (siehe unten!) einfällt, sind an beiden Flanken des Dammeggergrabens, NW des Grabensteinecks, die beiden Schenkel einer Antiklinale zu beobachten, deren Achse etwa dem Graben entlang streicht; ihr N-Schenkel

[1]) Im Sinne des Hinweises auf überlieferte, sedimentäre Formung.

verflacht bald am Grünbühel (Prof. 8) [1]). Im Profil des Eisenhut-N-Kammes war noch einheitliches, mittelsteiles S-Fallen der Schiefergneise festzustellen (Prof. 9, Tafel II), so daß das augenfällige Vorprellen der Grenze Glimmerschiefer—Schiefergneis von der Vereinigung Dammeggergraben-Minig-graben gegen N mit dem Auftreten dieser Aufwölbung zusammenhängen dürfte. Die Scheitelregion dieser Antikline zieht N des Dammeggernocks in die N-Flanke dieses Berges und ist SW des Sonntagshügels am Kamm gegen den Dammeggernock mit schwebender Lagerung einmeßbar (Prof. 7, Tafel II). In ihrer östlichen Fortsetzung ist sie im waldreichen Gehänge N der Krautwaldalm nicht mehr auffindbar.

An tektonischen Einzelbildern sei die gut meßbare Streckung des Schiefergneises am Kamm NNE des Kilnprein-Hauptgipfels, die unter 18° gegen SE fällt, sowie eine offene Verwerfung genannt, die vom Kilnprein-Vorgipfel fast saiger gegen NNE streicht.

An der Hangendgrenze der Schiefergneise gegen die Steinbachschuppe des Bundschuh-Orthogneises finden sich an mehreren Stellen kleine Lappen von Granatglimmerschiefer. Eine Deutung dieser Vorkommen als Aufschleppung durch den Bundschuh-Orthogneis findet keine Stütze beim weiteren Umblick; taucht doch die Steinbach-Gneisschuppe knapp NE von Turrach in Schiefergneis ein und bildet auch letzterer im Steinbachgraben das Hangend des ersteren. Außerdem ist Granatführung im Priedröf-Schiefergneis an sich nichts außergewöhnliches: Im Schliff fast immer beobachtbar (siehe S 60 — pag. 86, S 31 — pag. 87, S 1 — pag. 88 und S 14 — pag. 90) tritt auch megaskopisch erkennbarer Granat sehr reichlich im Rohrerwald in zwei dem Schiefergneis eingelagerten Bändern von Glimmerschiefer auf. Auch W. Petraschek (1927) hat im Gegendtal Einschaltungen von Granatglimmerschiefer im Priedröfhorizont beobachtet, welche R. Schwinner (1927) als atektonische Einlagerungen angesprochen hat. Wir möchten daher die Vorkommen von Granatglimmerschiefer an der Liegendgrenze der Steinbachschuppe des Bundschuh-Orthogneises folgender Deutung unterwerfen: Die Einschaltung des Bundschuhgneises in seine gegenwärtige Umgebung war, wie gleich weiter unten zu sagen ist, ein rein mechanischer Vorgang; es fehlen alle Hinweise auf intrusives Eindringen. Daß diese tektonische Einschaltung sich an einer Zone des geringeren Widerstandes — eben einer Glimmerschieferlage der Schiefergneise — ihren Weg bahnte, ist plausibel.

Das Vorkommen von Granatglimmerschiefer im Liegend des Bundschuh-Orthogneisspanes in der Kremsbachschlucht (Innerkrems), das K. Holdhaus (1932) angegeben hat, muß jedoch nicht dieser Einordnung gehorchen; zieht doch, wie die Karte von A. Thurner (1927) zeigt, vom Bärengrubenkar her eine Hellglimmerschieferantiklinale mit NE-Streichen in der Richtung zur Kremsbachschlucht, worin sich die älteste Anlage der Kremsbachstörung ausdrücken könnte. Die Gefügeregelung der Schiefergneise dieses Raumes hinwiederum zeigt eine deutliche Streckung, die bei N 75 W-Streichen unter 25 E fällt; diese ist im 1. Bach E des Saueregbaches im Liegend des Kalkzuges deutlich einzumessen.

---

[1]) Siehe die anliegende Tafel II!

Nahe dem Dach der Schiefergneise finden sich im Raume Innerkrems—Turrach—Flattnitz die auffälligsten gesteinlichen Einheiten des Altkristallins in Form großer, plattenförmiger Späne des Bundschuh-Orthogneises. Im Bereiche unseres Aufnahmsgebietes sind es die Steinbachschuppe im W und die Grabensteineckschuppe zwischen Predlitz- und Paalgrahen. Erstere sei nach dem Orte ihres Vorkommens — dem Steinbachgraben W Turrach —, die zweite nach dem aus ihr gebildeten, graufelsigen Berge NNE des Wintertalernocks benannt. Im petrographischen Teil dieser Untersuchung haben wir pag. 92 ff. bereits der ausgezeichneten Gefügeregelung des Bundschuhgneises Erwähnung getan. Diese verbindet sich nun mit der körperlichen Gestaltung der beiden Schuppen zu einer genetisch einheitlichen Erscheinung. Während die Bankung des Bundschuh-Orthogneises bei ENE-, seltener NE-Streichen unter 35—45 gegen S fällt, zeigt die Streckung ein Streuen, dessen Grenzwerte N 55 W und N 70 W niemals überschritten werden, überwiegend aber gegen N 70 W tendieren. Das Fallen der Streckachsen bleibt in einem noch engeren Bereich von 15 bis 25 E, wobei hier die niederen Werte — etwa gegen 18° — weitaus vorherrschen.

Der Priedröf-Schiefergneis im Hangend der Steinbachschuppe des Bundschuhgneises ist — wie erinnerlich — petrographisch von jenem im Liegend nicht zu trennen, was durch das tunnelförmige Eintauchen der Steinbachschuppe des Bundschuhgneises knapp NE von Turrach verdeutlicht wird (Prof. 10, Tafel II). Daß die mechanische Verformung des Bundschuh-Orthogneises einem gleichgerichteten Kräfteplan wie jene des ummantelnden Schiefergneises unterlag, beweist mit nicht zu übertreffender Deutlichkeit der klassische Aufschluß einer Quarzithank im Priedröf-Schiefergneis an der unteren Brücke im Orte Turrach (Prof. 10). Dieses Vorkommen, das bei der Abhandlung fraglicher „Verrucano"-Bildungen an der Basis des Stangalm-Mesozoikums bereits hervorgehoben wurde (pag. 88 und 97), zeigt eine sehr deutliche, dicksäulige Streckung, die bei N 70 W-Streichen unter 20—22 E einfällt, während die Bankung des Gesteines N 70 E-Streichen und 0—15 S-Fallen erkennen läßt. Die flache Lagerung der Schieferung ist infolge der durch die Streckung hervorgerufenen tonnenförmigen Ablösung des Felses nicht genauer anzugeben. Die Streckung dieses Quarzitaufschlusses weist auf die jenseitige, orogr. rechte Talseite des Predlitzgrabens, wo der unmittelbar liegende Bundschuh-Orthogneis eine Lage der Streckung von N 65—70 W bei 15—18 Einfallen gegen E darbietet. Das Bild eines typischen Tektonites, welches der Bundschuhgneis darstellt, wäre nicht vollständig, könnten nicht die stets vorhandenen, oft klaffenden Klüfte annähernd senkrecht zur Streckung wie die seltenen parallel derselben aufgezeigt werden [1]).

Die Streckung durchläuft unsere beiden Bundschuhgneisschuppen gleich einer Chorda dorsalis. Um bei dieser Metapher zu bleiben, muß die zugehörige laterale Entwicklung der Gneiskörper beschränkt sein: Das tunnelförmige Untertauchen der Steinbachschuppe bei Turrach (Prof. 10) und der Grabensteineckschuppe beim Wurmstein (Prof. 5, Tafel II)

[1]) Eine spezielle gefügeanalytische Bearbeitung der Bundschuhgneisschuppen wäre ein sehr dankbares Untersuchungsfeld gewesen; doch war das Hauptproblem der vorliegenden Arbeit in einer anderen Richtung gelegen, so daß Beschränkung verständlich ist.

in die Schiefergneise ergibt den Schluß, daß der gegen den Himmel ragende „Schichtkopf" der plattenförmigen Bundschuhgneisschuppen eine nur wenig zurückgewitterte tektonische Stirn und kein reiner Erosionsrand ist.

Einem auffälligen Attribut der Orthogneisschuppen — hauptsächlich an der des Grabensteinecks aufgeschlossen — ist die Erklärung noch schuldig, wie sie pag. 100 versprochen wurde. Es ist dies die Bildung der mesozonaren, randlichen, quarzitischen Mylonite, die fast ausschließlich im Hangend des Bundschuhgneises auftreten, u. zw. gerade dort, wo kein hangender Priedröf-Schiefergneis nachzuweisen ist. Der Mylonitsaum des Bundschuhgneises kann also mit der Einschlichtung des letzteren in die Schiefergneise nichts zu tun haben, denn bei der Einheitlichkeit der Gneiskörper wäre ein einheitliches, ubiquides Reaktionsprodukt unbedingt zu verlangen. Da nun aus dem zur ältesten geologischen Erkenntnis des Gebietes gehörenden Hiatus im Umprägungsgrad zwischen Altkristallin und allem Hangenden (Kalkzug+Phyllitdecke) von letztgenanntem als lastende [1]), metamorphosierende Scholle für das liegende Altkristallin nichts in Frage kommt, kann diese Rolle nur einer heute fehlenden, längst (wohl schon vorpaläozoisch) abgetragenen Gesteinsdecke zugeschrieben werden. R. Schwinner (1943) hat diese Forderung mit aller wünschenswerten Deutlichkeit aufgezeigt: „Vom Altkristallinbau ist nur die Mesozone überliefert, das oberste Stockwerk muß abgetragen worden sein." Wir möchten in den mesorekristallisierten, randsaumartigen Myloniten des Daches des Bundschuh-Orthogneises ein Reaktionsprodukt an einer tektonischen Bahn erblicken, der in der metamorphen Einheit des Altkristallins eine weit größere Raumverzehrung zukommt, als sie an der Grenze Bundschuhgneis—Schiefergneis Platz gegriffen hat. Ob es sich hiebei wirklich um die Hauptdeckengrenze unter der erzeugenden Scholle oder nur eine stärker ausgreifende, sekundäre Bewegungsbahn innerhalb einer belasteten [2]) Scholle handelt, muß unaufklärbar bleiben. Eines steht fest: Mit variszischer oder gar alpidischer Orometamorphose (H. P. Cornelius, 1942) haben die Mylonite des Bundschuh-Orthogneises keine Beziehung.

Die Lagerung der mächtigen phyllitischen Glimmerschiefer des Unterwänden-Lichtbergzuges NE der Flattnitz und der Umrahmung des Felfernigtales muß außerhalb der Betrachtung des Verhältnisses zur Einheit Bundschuhgneis+Schiefergneis wie auch zu dem eben geforderten, abgetragenen Hangendkristallin bleiben, denn es finden sich keine Aufschlußhinweise. Bei der Grafenalm E der Mündung des Felfernigbaches in den Paalgraben ziehen die Schiefergneise des Sonntagsbügelzuges unter die phyllitischen Glimmerschiefer hinein. Ebenso unterteufen die Priedröfgneise an dem Wegsattel NE der Scharalm die phyllitischen Glimmerschiefer des NW-Kammes der Unterwänden. In sich bieten die phyllitischen Glimmerschiefer keine Möglichkeit der Ordnung zu einem Lagerungsbild. Der unruhige phyllitische Habitus gibt nur Hinweise auf ziemlich flache Lagerung; S des Unterwändengipfels streicht eine offene Verwerfung NNW, deren Fortsetzung in dem steilen Geländeknick E des Priewaldforstes zu vermuten aber nicht zu beobachten ist. Regional gesehen sind petrographisch

---

[1]) F. E. Sueß (1937).
[2]) F. E. Sueß (1937).

durchaus ähnliche Schiefer in gleicher tektonischer Position im Hangend der Priedröfgneise durch W. Petraschek (1927) im Gegendtal bei Arriach und an der Gerlitzen beschrieben worden (siehe hiezu auch bereits pag. 92!).

Wie schon das flächenmäßig bescheidene Kartenbild des Grundgebirges der Pfannockgruppe zeigt, wurde in diesem Raume das liegende Altkristallin nur als begrenzendes Element des mesozoischen Kalkzuges behandelt. Nur folgendes kann gesagt werden: Die Hellglimmerschiefer A. Thurner's (1927) ziehen, den S-Hang des Leobengrabens bildend, in der N-Flanke des Lenzbauerkopfes unter den Priedröf-Schiefergneis dieses Berges hinein. Im Langalmtal, am Wege des orogr. rechten Hanges, etwa 1 *km* NE des Weilers Kanning tauchen die Glimmerschiefer mit NW-Streichen und 70 N-Fallen wieder unter den Schiefergneisen der Rosennockgruppe auf. Dieser Aufschluß liegt schon außerhalb der Karte, während die SE-Fortsetzung der Grenze gegen den hangenden Schiefergneis WSW des Priedröfberges bereits ersichtlich ist. Die derart begrenzte Schiefergneiszone selbst weist in sich mehrfache sanfte Großwellung auf, indem das herrschende ± OW-Streichen in Zonen das E-Fallen im NS-Umlaufstreichen von flach gegen E fallenden tektonischen Achsen erkennen läßt. Die beiden Späne von Bundschuh-Orthogneis des Wiesernocks und des Priedröfberges W und SW von St. Oswald heben mit tektonischem WNW-Streichen gegen Abend aus, mit S- bis SSW-Fallen in die ummantelnden Schiefergneise eingeschlichtet.

## II. Das Bild der Lagerung und der örtlichen Entwicklung des Stangalm-Mesozoikums, im Streichen verfolgt von Profil zu Profil

In den Bergen der Innerkrems, dem Knotenpunkt der hier rechtwinkelig abstoßenden beiden Flügel des Kalkgesteinszuges war deren Verschweißung zu einer Einheit der Schichtfolge nachzuweisen. Daß dies durch Anführung weniger Einzelheiten überzeugt, ist den Erkenntnissen in den Flügeln selbst zuzuschreiben, welche nun derart dargestellt werden, daß nach einigen Streifzügen um Innerkrems die Wanderung gegen E von Profil zu Profil bis in die Flattnitz beschrieben, sodann wiederum von der Innerkrems ausgehend der Weg gegen S in die Pfannockgruppe eingeschlagen wird.

Als Schauplatz für das nächstfolgende dienen die durch A. Thurner (1927) und K. Holdhaus (1932) mitgeteilten Karten und Profile. Die sich daraus und aus eigenen Beobachtungen ergebende neue Auffassung ist in der anliegenden Übersichtskarte 1 : 75.000, Tafel III, ausgedrückt.

Was A. Thurner (l. c.) als „paläozoische Bänderserie" im Liegend der mächtigen triadischen Dolomite der Innerkrems als von letzteren überwältigte Einheit abgetrennt hat, muß zum größten Teil weiterhin selbständig bleiben, aber als tiefstes Schichtglied („Basalgruppe") einer einheitlichen Folge, die den gesamten Karbonatgesteinsstoß im Sinne K. Holdhaus' (l. c.) umfaßt. Bänderung aber greift noch weit in den hangenden Unteren Dolomit hinein und kann nicht als trennendes Merkmal gewertet werden, während dünnschichtige und dünnschiefrige Gesteine der Basalgruppe mit gebänderten gesteinlich gleichzusetzen (A. Thurner, l. c.) mit Entschiedenheit abzulehnen ist.

Die für eine gewisse („zentralalpine") Triasfazies so charakteristischen Rauchwacken wurden bereits im petrographischen Abschnitt von der Basis des Kalkzuges am E-Kamm des Steinernen Mannls (P. 2240 = Peitlernock der Spezialkarte) beschrieben, wo sie im Verhand mit dem hangend folgenden Unterem Dolomit stehen (Prof. 2 und 2 a, Tafel III). Von dem in der Richtung zur Heiligenbachalm gegen E abstreichenden Kamm des Steinernen Mannls senkt sich in 2030 *m* SH in die N-Flanke vom Kamm weg eine kleine Rinne ab, deren rechte Flanke vom Liegend zum Hangend folgendes Profil liefert:

Hellglimmerschiefer;
2 *m* schwarzgrauer Kalk;
1·5 *m* schwarzer, ebenflächiger Tonschiefer;
2 *m* braun anwitternder, glimmerig-sandiger, von Phyllithäuten und Quarzknauern durchsetzter, rauchwackenartiger Kalkschiefer;
6 *m* ungemein zerrütteter, zum Teil kohlenstoffärmerer, bräunlich anwitternder, milder Tonschiefer mit phyllitischer Feinfältelung der s-Flächen. Im Hangend und in den oberen Partien des Tonschiefers sind in 10—25 *cm* starken, linsenförmigen Lagen graubräunliche Kalkschiefer eingelagert;
1 *m* total zerbrochener, phyllitisch gefältelter, kohlenstoffführender Tonschiefer;
0·4 *m* Milchquarzbank;
6—8 *m* als oberstes Glied der ziemlich isoklinal mit dem Berghang unter 35° gegen E fallenden Serie, eine Wandstufe bildend, schmutzigbraun anwitternde, sandig-kalkige, stark von Glimmerflatschen durchsetzte Rauchwacke (Kalk-Flaserbreccie) mit ockerigen Putzen;
Unterer Dolomit.

An der linken Flanke der Rinne steht etwa in der Höhe der Liegend-Kalkschiefer etwas Dolomit mit rauchwackenartigen Zellendolomitlagen an, dessen Lagerungsverhältnis zum oben beschriebenen Profil der rechten Rinnenflanke nicht ersichtlich ist. In der Halde, die den Aufschluß N-wärts talseitig begrenzt, fanden sich einige faustgroße, limonitische Erzkonkretionen mit Magnetitkriställchen.

Bevor wir uns entlang des Profiles Nr. 2 weiter gegen E zur Eisentalhöhe begeben, sei noch rasch das Profil des von der Schulter (P. 2121 SW Innerkrems) gegen NE znm Heiligenbach abstürzenden steilen Grabens besucht. Hier müßte nach der Karte von A. Thurner (1927) einwandfrei die Trennung der hier besonders mächtigen, basalen, paläozoischen Bänderserie vom hangenden triadischen Peitlerdolomit kennen zu lernen sein. Wir haben dieses rund 370 *m* mächtige Profil im Zwischenraum vieler Jahre zweimal begangen, weil es verhältnismäßig gute Aufschlüsse bietet; erfuhren aber biebei nicht, auf Grund welcher Kriterien eine Zweiteilung in eine „Bänderserie" und einen „Peitlerdolomit" durchführbar wäre. In 1690 *m* SH beginnt im Hangend des Bundschuh-Orthogneises — ohne daß die Grenze selbst aufgeschlossen ist — anstehend der Kalkgesteinszug mit dünnlagigen, grauen, meist nicht gebändertem Dolomit mit Lagen von dünnschichtigem, dunkelgrauen, mürben, etwas limonitischen, sandigen Mergel. Diese typischen Gesteine der Basalgruppe sind nur wenige Meter aufgeschlossen. Weil in 1705 *m* orogr. links bereits weißlicher, zu würfeligem Grus zerfallender Unterer Dolomit ansteht, kann die Basalgruppe eine Mächtigkeit von höchstens 15 *m* haben. Was dann folgt, ist Wechsellagerung der „Splitter" - mit der „Karrenfazies" des Unteren Dolomites. Im gebankten, oft gebänderten, vielfach kalkigen Dolomit (Karrenfazies) sind meist eine steilere Stufe bildende Wandeln der Splitterfazies eingelagert, so z. B.

besonders deutlich in 1730 *m* als 10 *m* hohes Wandl. Wohl ist ab 1830 *m*, wo A. Thurner (l. c.) etwa die Grenze Paläozoikum—Mesozoikum gezogem hat, Bänderung auf eine ziemliche Strecke sehr selten, doch treten ab 1850 *m* wieder besonders schön gebänderte Lagen von dickbankigem, kalkigen Dolomit auf. In dieser Höhe finden sich — nur wenige Dezimeter aufgeschlossen — braun anwitternde, sehr sandige, glimmerige Kalkschiefer mit unregelmäßigem, rauhen Haupt- wie Querbruch, die sehr an jene der Basalgruppe des Profiles erinnern. In 1950 *m* setzt dann orogr. rechts des Grabens eine einheitliche Entwicklung von Unterem Dolomit in Splitterfazies ein; oftmals gebändert liegt er söhlig bis 5° S fallend. In 2060 *m* folgt dann die Auflagerung phyllitisch gefältelter, kohlenstoffreicher Tonschiefer (Bockbühelschiefer), die am oberen Ende der Dolomitrippe musterhaft aufgeschlossen ist. Das Dach des Unteren Dolomites zeigt weder stärkere Bänderung noch Vergrusung. Die liegendsten 10 *cm* der Bockbühelschiefer, die bei NW-Streichen unter 10—15 gegen S fallen, sind etwas eisenschüssig und sekretionsverquarzt. Wer den Schulter-NE-Bach begangen hat, muß die Zweiteilung Thurner's verneinen; sie ist nicht durch die Tatsachen belegbar. 15 *m* der Basis — in Form dünnschichtiger, dunkler Mergel und Dolomite — können abgetrennt werden, denn wir werden sie in ganz der gleichen Ausbildung noch an vielen Stellen der Basis des Kalkzuges antreffen. Die Kalkschieferlage in 1850 *m* könnte eine zweite Schuppe des gesamten Schichtstoßes einleiten, wenn sich noch andere Gründe für eine Verdoppelung hätten finden lassen; außerdem müssen einem 350 *m* mächtigen Dolomitpaket doch auch dezimetermächtige fazielle Abirrungen zugebilligt werden.

Kehren wir zum Profil Nr. 2 zurück, das wir auf der Wanderung von dem Aufschluß der Basalgruppe am Kamm des Steinernen Männls zur Eisentalhöhe verlassen haben, so beobachten wir zunächst, daß — wie im Schulterbach — schönste Bänderung des Unteren Dolomites immer wieder anzutreffen ist. Wir erreichen die Oberkante des Unteren Dolomites W des Gipfels der Eisentalhöhe (2174 *m*) etwa bei P. 2115, der etwas N der Profillinie des Profils 2 gelegen ist. Hier findet sich unmittelbar im Liegend des Bockbühelschieferbandes ein wenige Meter mächtiger Zug von bräunlich anwitterndem, im Bruche bläulichen, hackigen, dolomitischen Kalk. Diese ruinenartig anwitternden Felsen sind die sedimentäre Einleitung der karinthischen Bockbühelschiefer, in deren Hangend hier bereits der Obere Dolomit im Liegend des Rhät ausgekeilt ist. Im Profilschnitt (Nr. 2), der etwas südlich über den P. 2112 (S Eisentalhöhegipfel) geht, ist er — wenn auch nur gegen 12 *m* mächtig — noch deutlich zu sehen, wie Abb. 1 auf pag. 125 zeigt.

Bei P. 2112 fallen die Rhätkalke mit 70° gegen ENE unter den Oberen Dolomit ein (A. Thurner, 1937). Mehrfach in Falten gewellt — öfters bis 25W-Fallen beobachtbar — zieht der Obere Dolomit gegen den Karlbach hinab. In gleicher Höhe (1780 *m*) mit zwei etwas oberhalb des Karlbad, gleichfalls am linken Ufer befindlichen Almhütten ist deutlich das Auftreten einer weiteren Linse von Rhätkalken und -mergel mit Lagen von Bockbühelschiefer aufgeschlossen (siehe pag. 125!). Mit flachem ESE-Fallen ziehen die Rhätgesteine an beiden Hängen des Karlbaches unter den hangend folgenden Oberen Dolomit hinein. In dieser Rhätlinse hat K. Holdhaus (1932) unmittelbar E des Karlbad *Thecosmilia sp.* gefunden. Das auffällige Vorkommen von Rhät hier in der Tiefe des Karlbaches hat der genannte

Forscher (l. c.) mit der Annahme einer N—S streichenden Verwerfung entlang des Karlbaches zu erklären versucht. Die SE des Karlbad im Hangend des Rhät auftretenden Wände von Oberen Dolomit („Hauptdolomit") werden von K. Holdhaus zwar im Text (l. c., pag. 186) ausdrücklich erwähnt, aber in der Karte nicht, bzw. als Rhätkalk ausgeschieden. Zweifellos ist das Auftreten des Oberen Dolomites im Hangend des Rhät des Karlbad nicht mit dem tektonischen Bild einer Störung vereinbar, wie es der genannte Autor (l. c.) gegeben hat. Aus der von uns vertretenen Auffassung des Rhät der Eisentalhöhe und des Karlbad als sedimentäre Linsen innerhalb von Oberem Dolomit hingegen ergibt sich auch eine Erklärungsmöglichkeit für die auf Grund der Fossilerhaltung nötige Verschonung bei der Lage knapp unter der hier durch Karbon vertretenen Gurktaler Phyllitdecke (siehe auch pag. 124!). Auch die Notwendigkeit, den im Liegenden des Rhät der Eisentalhöhe auftretenden „Hauptdolomit" Holdhaus' mit dem im Hangend des Rhät lagernden „Rhätdolomit" Thurner's unter einem neuen Begriffe „Oberer Dolomit" zu vereinen, geht aus dem geschilderten Lagerungsbilde hervor.

Nicht weit N der Eisentalhöhe wurde Profil Nr. 1 (Tafel III) durch das Dach des Stangalm-Mesozoikums im Bereiche der E-Flanke des Grünleitennocks gelegt. Der Sattel E des S-Gipfels (P. 2116) dieses Berges weist nach der Karte von K. Holdhaus (l. c.) das Profil Unterer Dolomit—Bockbühelschieferband—Oberer Dolomit—Karbon auf; somit sind die Rhätkalke der Eisentalhöhe bereits ausgekeilt. Auch N des Sattels, gegen die Saueregalm zu sind sie nicht mehr zu beobachten. Desto deutlicher zieht der Obere Dolomit — im Gegensatz zur Karte von A. Thurner, während jene von K. Holdhaus knapp N des Sattels endigt — sich immer mächtiger auftuend durch die Hänge der oberen Saueregalm bis fast zur Almhütte hinab, hier unter dem Schutt des Karbons des Saueregnocks verschwindend. Schöne Aufschlüsse im Bachbett zeigen bei OW-Streichen flaches S-Fallen. Der Obere Dolomit der Saueregalm, den A. Thurner (l. c.) trotz seiner eindeutigen petrographischen Abweichung vom Unteren Dolomit lediglich als brecciöse Ausbildung des letzteren angesehen hat, findet hier keinesfalls im Sinne des genannten Autors sein tektonisches Ende; ihm wird von hier gegen E, in der „paläozoischen Bänderserie" immer wieder begegnet werden.

Die Stellung des „gerippten, weißen Kalkes" (A. Thurner, l. c.) = oberkarinthischer „Netzkalk" (K. Holdhaus, l. c.) ist aus den Aufschlüssen der oberen Saueregalm eindeutig zu bestimmen: An oder nahe der Liegendgrenze des Oberen Dolomites treten diese Kalke in teilweiser Verzahnung mit demselben auf. Im Hangend gehen die nur wenige Meter mächtigen Netzkalkbänke in grobwürfelig klüftigen, dolomitischen Kalk über, der oft prächtige Bänderung aufweist und rasch in den grauen, brecciösen Oberen Dolomit übergeht. Im Liegend der Netzkalke folgt das karinthische Schieferband.

War bis daher die Gliederung unseres Profils in seinem E-Teil gut durchzuführen, so bietet die E-Flanke des Grünleitennocks nicht leicht zu deutende Aufschlußverhältnisse. A. Thurner (l. c.) hat hier mehrere tektonisch eingespießte Schuppen von Phyllonit (= karinthische Schiefer K. Holdhaus', bzw. „Bockbühelschiefer" mit Spänen von Serizitphyllit und Phyllonit des Verfassers) im „Peitlerdolomit" (= Unterer Dolomit

d. Verf.) angenommen. Eine eingehende Untersuchung des E-Hanges des Grünleitennocks läßt aber erkennen, daß mit den schwarzen Schieferbändern in steter Gemeinschaft kleine Schollen von dunklen Rhätkalkschiefern und Oberem Dolomit auftreten. Leichter als Worte vermag dies durch das im vergrößerten Maßstabe dargestellte Detailprofil des Grünleitennock-E-Hanges vermittelt werden. Es sind kleine, in flachen Mulden des Unteren Dolomites ruhende Erosionsreste der normalen Hangendschichtfolge! Das Dach des Unteren Dolomites am Grünleitennock ist tektonisch vergrust und verwittert zu kleinen ruinenartigen Felsgebilden. Dies ist verständlich, denn schon aus der Beschreibung des petrographischen Inhaltes des karinthischen Schieferbandes war zu entnehmen, daß dieses einerseits Aufnahmszone für tektonische Einspießungen, anderseits selbst als Zone geringeren Widerstandes zu einem Bewegungshorizont ausgebaut wurde. Die später folgende tektonische Zusammenfassung wird für letztere Funktion weitere Hinweise geben. Auch an der E-Flanke des zur Saueregg-alm hinabziehenden NE-Kammes des Grünleitennocks in 2070 *m* sowie etwas tiefer in 2060 *m* am NE-Kamm selbst treten Lappen von Bockbühelschiefer in Verbindung mit Rhätkalkschiefer und Oberem Dolomit auf. Im Liegend dieser Lappen ist immer gleich der Untere Dolomit unter dem Hammer, der oft schön gebändert ausgebildet ist. Während am E-Hang des Grünleitennocks bei NS-Streichen wechselnd mittelsteiles E-Fallen im Unteren Dolomit herrschte, ist dieser in der ersten östlichen Parallelrinne zum NE-Kamm in 1960 *m* SH N 75 E bei 25 S-Fallen gelagert; das Einlenken in das Streichen der „Bänderserie" bildet sich derart deutlich ab. Im Bache hart W der Saueregg-almhütte zieht nun der sehr flach liegende Untere Dolomit in voller Konkordanz mit dem hangenden Oberen Dolomit unter den Karbonschutt E-wärts hinein. An der Grenze der beiden Dolomite liegt bei der Alm ein Band von dunklem, gefälteltem Kalkschiefer; nichts hindert, es als der rhätischen Stufe zugehörig anzusehen.

Die beiden Dolomite, die unter den Schutt bei der Saueregg-alm untergetaucht sind, finden wir im 1. Bach E des Saueregg-baches wieder. Es ist dies jenes Profil, das K. Holdhaus (1932) ausführlich beschrieben hat. Die von diesem Autor ausgeschiedenen zehn Schichtglieder dieses Schnittes müssen zwecks Einbau in die regionale Schichtfolge des Stangalm-Mesozoikums folgende Umdeutung erfahren:

1. Die „Quarzitschiefer" und „Quarzitbänke" gehören auf Grund des petrographischen Befundes (siehe pag. 98!) zum Altkristallin, wie bereits A. Thurner (1927, 1937) aufgezeigt hat. Ihr Lagerungsbild zeigt mit einer deutlichen Streckung, die bei N 75 W-Streichen mit 25 E fällt, gleichfalls Zugehörigkeit zum Bauplan des Grundgebirges.

2. bis 4. Die „Dolomitphyllite, wechsellagernd mit grauen Dolomitbänken" entsprechen dunkelgrauen, dünnschichtigen Dolomiten mit Lagen von schwarzem Bockbühelschiefer unserer Basalgruppe.

5. und 6. Die „grauen, hell gelblichbraun verwitternden Dolomite" von 80 bis 100 *m* Mächtigkeit sind zum größten Teil der mit einer 4 *m* starken, vererzten Bank eingeleitete Untere Dolomit; diese Stufe reicht jedoch nicht bis zu den „Raibler Quarzphylliten" Holdhaus'; sondern die obersten 10 *m* dieses Dolomitpaketes sind bereits eindeutig brecciöser, im Bruche bläulicher und hackiger Oberer Dolomit. Mehrere bis 1·5 *m* mächtige Lagen

von Bockbühelschiefer sind dem Unteren Dolomit eingelagert und insbesondere an der Grenze Unterer Dolomit—Oberer Dolomit befindet sich eine deutliche, 1 *m* mächtige Bank.

7. Die nun im Hangend von Oberen Dolomit folgenden „Quarzphyllite" Holdhaus' können daher in diesem Profil nicht ohneweiters als karinthisch angesehen werden; noch dazu wo sich das im Hangend befindliche Band von

8. „Netzkalk" petrographisch als Kalkschiefer mit Quarzknauern und Kalzitadern erweist, wie er als charakteristisches Gestein des Rhät erkannt wurde.

9. Der „Hauptdolomit" Holdhaus' ist in unserem Sinne Oberer Dolomit im Hangend des Rhät.

10. Karbon der Überschiebungsdecke.

Wir möchten A. Thurner (l. c.) folgen und die „Quarzphyllite" dieses Profiles, die in schwarzen, heftig gefältelten Bockbühelschiefern stecken, als einen Schubspan auffassen. Leider ist uns Belegstück und Schliff aus diesem Quarzphyllitspan vor eingehender Bearbeitung in Verlust geraten und kann daher nur die Notiz gebracht werden, daß größte Ähnlichkeit mit phyllitisierter Karbongrauwacke besteht; keinesfalls aber haben wir dieses Gestein als einen Phyllonit nach Altkristallin in Erinnerung.

Von dem eben besprochenen Profil gegen E sind in den kleinen Gräben der NW-Flanke des Saueregggnockes die Aufschlüsse schlecht; im ersten Graben W von Altenberg steht jedoch sehr deutlich im Hangend von Unterem Dolomit blaugrauer, brecciöser Oberer Dolomit in 1975 *m* SH an. Von hier läßt sich nun — vorerst in Lesesteinen — in Form von dunklen Kalkschiefern mit dunkelblaugrauen Kalklagen das Rhät zunächst zu dem Sattel am Altenberg oberhalb des hier einsetzenden, aus Unterem Dolomit bestehenden Wandlzuges und sodann in die orogr. linke Flanke des Schönfeldes, gegenüber der Grafalm verfolgen. Oberhalb der verfallenen Knappenstube des Altenberg, hart an der Oberkante der obersten, westlichsten Dolomitwandln (2050 *m* SH) steht das Rhät in Form heftig gefältelter, mit schwarzen Tonschieferschüppchen durchkneteter Kalkschiefer an: N 80 W, 50 S. Wir fassen diese „Kalkphyllite" als tektonisch mitgenommene Rhätmergel auf; in ihrem Hangend tritt nach einer krassen Gefällsverflachung schöner blaugrauer Kalk auf, der etwas kristallinisch ist und in Linsen Bänderung aufweist. Wir stehen damit im Dach des von A. Thurner (1927) beschriebenen Profiles des Altenberg. Die 28 *m* mächtige Folge von „Bänderkalk" und „Kalkphyllit" dieses Autors, die wir insgesamt dem Rhät zuordnen, lagert konkordant auf Unterem Dolomit in Splitterfazies, der in einer 110 *m* hohen, steilen Wandstufe zur Knappenstube abstürzt. In den untersten 20 *m* wird der Dolomit dünnschichtig und dunkelgrau und ist damit der Basalgruppe zuzuteilen.

Am Ende des am Altenberg somit aus dünnschichtigem, dunklen Dolomit der Basalgruppe, Unterem Dolomit und Rhätkalkschiefern zusammengesetzten Kalkzuges, das durch das östliche Untertauchen unter den Schutt des Schönfeldes gegeben ist, zeigt sich etwas südlich und oberhalb eines großen Tagebaues besonders schön das Rhät als blaugrauer, dünnlagiger Kalk, der bei N 25 E-Streichen mit 50—60 gegen W einfällt. Schwarze

Tonschieferschüppchen in dunkelblaugrauen Lagen bedeuten wahrscheinlich entmischten Mergel. Der Rhätkalk zeigt netzartige, karrige Anwitterungsfurchen und ist von zahlreichen vererzten Kalzitschnüren durchschwärmt.

Durchqueren wir nun das schutterfüllte Schönfeld in der Richtung gegen den östlichen Begrenzungskamm des Grabens, so treffen wir unseren Kalkzug in 1900 *m* SH oberhalb der Grafalm am jenseitigen Hang. Bei einer Stollenpinge ist dunkelgrauer, dünnschichtiger, zum Teil mergeliger Dolomit der Basalgruppe mit N 20 E-Streichen und 50 S-Fallen aufgeschlossen. Die Halde zeigt außerdem grauen, dünnschichtigen, dolomitischen Kalk mit glimmerigen Schichtbestegen. Im Hangend folgt — schlecht aufgeschlossen — gelbbräunlich anwitternder Unterer Dolomit in schwach ausgeprägter Splitterfazies.

Guten Aufschluß bietet erst wieder der „Knappenriegel" benannte Sattel (2130 *m* SH: Aneroid) zwischen Ochsenriegel (2265 *m*) im N und Hagleiten (2275 *m*) im S (siehe Profil Nr. 11, Abb. 2). Während die W-Flanke des Kammes unmittelbar S des Sattels fast zur Gänze von Schutt und Gras verhüllt ist, zeigt die S-Flanke ideale Entblößung. Das Profil Nr. 11 stellt daher eigentlich die spiegelbildlich verkehrte W-Flanke dar.

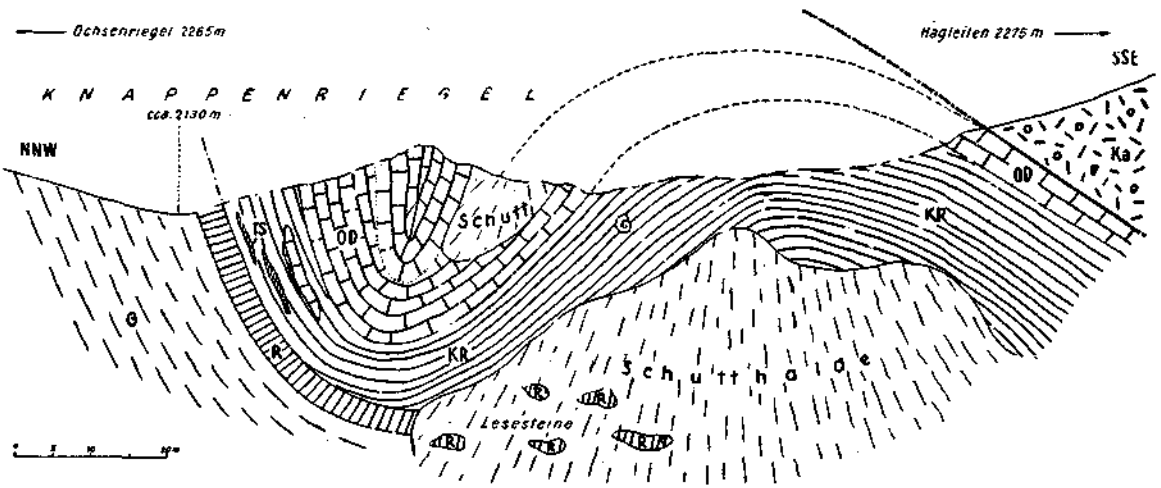



Abb. 2: Profil 11.

| | |
|---|---|
| OD ... Oberer Dolomit, brecciös | R .... Rauchwacke |
| KR ... Kalkschiefer (Rhät) mit | G .... Altkristallin, Bundschuh-Orthogneis |
| TS ... Tonschieferlagen | Ka ... Karbon, Sandstein |

Die Grenze Altkristallin (Bundschuh-Orthogneis)—Kalkzug geht durch das Satteltiefste. Von hier wenige Meter gegen E absteigend findet sich unmittelbar an der Rasengrenze in Form kopfgroß herauswitternder Blöcke etwa 2 *m* mächtig schmutzigbraun und olivgrün anwitternde, löcherigluckige Rauchwacke. Das Rauchwackenband ist in der Fallinie etwa 15 *m* zu verfolgen, bis es von dem Schutt der gleich zu besprechenden, im Hangend folgenden Kalkschiefer überrollt wird. Mit Unterbrechungen ist die Rauchwacke dann noch weitere 20 *m* ENE-wärts an der Basis der Kalkschiefer, aber schon in der Schutthalde, zu verspüren.

Im Hangend der Rauchwacke folgen 10 *m* mächtig, N 50 E streichend und 70—75 S fallend gelbbraun anwitternde, dünnschichtige bis dünnbankige, mergelige Kalkschiefer mit mittel- bis dunkelgrauem Bruch und glimmerigen oder auch von schwarzglänzenden Tonschieferhäutchen bedeckten Schichtbestegen. Die schwarzen Tonschieferbestege weiten sich bis zu ¾ *m* mächtigen Lagen aus, immer aber mit Kalkschieferlagen wechselnd.

Im Hangend der Kalkschiefer kommt nun, anfangs in linsenförmiger Einlagerung, bräunlich anwitternder, ungeschichteter, im Bruche dunkel- bis schwarzgrauer, hackiger, meist brecciöser Dolomit mit gleichfalls 10 *m* Mächtigkeit.

Mit scharfer Grenze, die bei N 60 E-Streichen saiger steht, folgt bleichgrau anwitternder, klotziger, sehr brecciöser Dolomit mit dunkelgrauem Bruch. Dieser hell anwitternde Dolomit bildet auf dem Kamm eine kleine Felsrippe und ist etwa 13 *m* mächtig.

Nach der Felsrippe folgen etwa 10 *m* aufschlußloser Schutt und sodann 5 *m* mächtiger, bräunlichgrauer, brecciöser Dolomit, der jenem im Liegend der bleichen Rippe vollkommen gleicht.

Sodann tritt im Liegend dieses Dolomites als N-Schenkel einer kleinen Antiklinale W—E streichender, 40 N fallender, bläulichgrauer, oft bräunlich anwitternder, dünnschichtiger, mergeliger Kalkschiefer auf, mit glimmerig-sandigen Schichtbestegen, welche reichlich Crinoidenstielglieder führen; fast alle der letzteren stehen senkrecht s. Hier fanden sich unter den vorwiegend runden Stielgliedern auch einige mit fünfkantigem Querschnitt (siehe pag. 127!). Gegen den hangenden Dolomit zu sind die Kalkschiefer gefältelt. Ebenso wie die Kalkschiefer zwischen Rauchwackenhand und Dolomit, denen sie fast völlig gleichen, führen auch sie häufig phyllitisch glänzende Schichtbestege von schwarzem Tonschiefer. Der S-Schenkel der Kalkschieferantiklinale zeigt N 80 W-Streichen bei etwa 25 S-Fallen und ist im Hangend konkordant gefolgt von einer 4 *m* mächtigen Bank von hellbräunlich anwitterndem, brecciösem Dolomit, wie wir ihn bereits aus dem Profile kennen.

Nun folgt das zu Schutt aufgelöste Karbon in Form von grauen, linsenförmig („phakoidal") zerlegten Sandsteinschiefern. Zum größten Teil weisen sie ausgesprochen phyllitische Tracht auf und erinnern mit ihren grünlichen, glimmerigen s-Flächen sehr an die Phyllonite oberhalb der Bock-Breccie am Kanninger Bock.

Wägen wir die einzelnen Gesteinsglieder des Profiles vom Knappenriegel nach ihrem gegenseitigen Verhältnis ab, so ist es zweifellos, daß brecciöser Dolomit und Kalkschiefer noch weitgehendst im Verband der Ablagerungsfolge stehen. Verbindende Glieder sind die Lagen von schwarzem Tonschiefer (Bockbühelschiefer) und die linsenförmigen Dolomiteinschaltungen im Liegendkalkschiefer. Der brecciöse Dolomit ist der „Obere" der Schichtfolge des Kalkzuges, die dunklen, mergeligen Kalkschiefer sind typisch für das Rhät.

Das heftig bewegte Lagerungsbild des Knappenriegels drückt deutlich die tektonische Beanspruchung des Kalkzuges aus, der hier — rechnet man die Vervielfältigung durch Faltung ab — auf nicht ganz 40 *m* ausgedünnt erscheint. Weil das Hauptgestein des Zuges — der Untere Dolomit — hier

fehlt, muß gegen das Rauchwackenband zu eine innere Bewegungsfläche angenommen werden. Der untere Dolomit ist von dem am leichtesten abschürfbaren Dach (Rhät + Oberer Dolomit) der Schichtfolge verschluckt; in der westlichen Flanke gegen die Grafalm, also etwas hinter dem am weitesten verfrachteten Hangend war dieses Schichtglied noch zu beobachten. Die um W—E streichenden Faltenachsen am Knappenriegel zeugen gleichfalls für ± meridionale Verfrachtungsrichtung; dann ist auch das Auftreten von Unterem Dolomit in der östlichen Flanke — in dem Kar gegen die Hinteralm zu — symmetrisch zu jenem ober der Grafalm noch weitere Bestätigung.

Das Rauchwackenband der Basalgruppe am Knappenriegel konnte wohl infolge ursprünglicher Ablagerung in eine Tasche des Bundschuh-Orthogneises in dieser geborgen die Abscherung der obertriadischen Folge Kalkschiefer—Oberer Dolomit über sich hinwegziehen lassen.

Entspringt die Zusammensetzung des Kalkzuges am Knappenriegel maßgeblich tektonischer Komposition, dann muß der gleiche Vorgang auch an dem nächstöstlichen Parallelkamm, dem Steinbachsattel gewirkt haben. In der Tat findet sich hier die gleiche Vergesellschaftung von crinoidenstielführenden Kalkschiefern mit Oberem Dolomit und Rauchwacken von bis ins einzelne der gleichen Ausbildung wie am Knappenriegel. Nahe dem Fuße eines kleinen Hügels aus aufgelöstem Oberen Dolomit trifft man in Blöcken kräftiger gebankten, rhätischen Mergelkalk mit einem feinen Kalzitadernetz, von größter Ähnlichkeit mit jenem der Eisentalhöhe. Gegen das Liegend geht dieser Kalk, der einigermaßen als anstehend einzuschätzen ist, in dunklen Mergelschiefer über, der schwarze Tonschieferhäute aufweist. Leider ist am gesamten Steinbachsattel wie auch in dessen Flanken für die Lagerung nichts zu gewinnen, denn es gibt kein Anstehendes; so gründlich ist hier der Alte Mann umgegangen.

Begeben wir uns nun vom Steinbachsattel gegen SE, so ist unser Kalkzug unter den erbarmungslos Schutt streuenden Hängen des aus Karbongesteinen aufgebauten Reißeck (2301 *m*) nur an wenigen Stellen verspürbar. Erst jenseits des Kares tritt in 2000 *m* SH an einem Jagdsteig graublauer Kalkschiefer auf, der phyllitisch glänzende, schwarze Tonschieferhäute führt; oft ist er breccienartig ausgebildet, indem nuß- bis marillengroße Kalkschiefertrümmer kalkig verkittet sind. Der Kalkschiefer ist etwas kristallinisch und erinnert damit an gewisse Lagen am Altenberg; eine riefenartig anwitternde Feinschichtung setzt sich oft bänderartig im Gestein selbst fort, ja einige Blöcke sind als Bänderkalk zu bezeichnen. Weiters einige Trümmer von bräunlichgelb anwitterndem, brecciösem Dolomit.

100 *m* weiter gegen SE finden sich im nächsten kleinen Graben wieder einige Blöcke von graublauem Kalkschiefer und Bänderkalk. Als Bestege zwischen den Kalkschieferlagen und etwas mächtiger im Liegend des Aufschlusses treten bräunlich anwitternde, mürbe Kalkphyllite auf. Das Auftreten der blauen, zum Teil gebänderten Kalke der beiden eben beschriebenen Vorkommen in der NE-Flanke des Reißecks erinnert an die blaugrauen Kalklagen im Profile des Altenberges; am Knappenriegel und Steinbachsattel war hingegen von gebänderten Kalken nichts zu beobachten.

Weiter südöstlich, jenseits eines kleinen schutterfüllten Kessels, setzt nun wiederum unser Kalkzug ein und zieht zunächst zu dem auffällig spitzgipfeligen P. 2068 am S-Hang des Steinbachgrabens empor. Von

diesem Punkt aus streicht die orogr. rechte Begrenzungsrippe des genannten kleinen Kares in der Richtung Steinbachsattel; sie besteht aus dem Bundschuh-Orthogneis der Steinbachschuppe. Der Rippe parallel läuft karwärts eine flache Rinne, an deren linkem Rand das Karbon felsbildend auftritt. Zwischen Gneis und Karbon finden sich nun — leider nur in Lesesteinen — ockerige, sandige Rauchwacken in Verbindung mit rostig anwitternden, von Milchquarzflatschen durchsetzten, zerrütteten Trümmern des Gneises sowie bräunlichgrau anwitternder, brecciöser Oberer Dolomit und blaugraue Kalkschiefer. Das oberste dieses die Rinne erfüllenden Schuttstromes bilden schmutziggraue bis — grünliche, bald hellere, bald dunklere, serizitische Phyllite, wie wir sie im folgenden gleich kennen lernen werden. Dann schließt, die Rinne verengend, auf eine Strecke von 50 *m* fast bis zu dem P. 2068 hinauf das Karbon direkt an den Orthogneis.

Das Profil des P. 2068 selbst, das F. v. Kerner (1895, pag. 326) kurz beschrieben hat, bietet als Liegendstes den bereits oben als Begrenzungsrippe des kleinen Kares erwähnten Bundschuh-Orthogneis. In dessen Hangend folgt konkordant dünnlagiger, quarzitischer Schiefergneis mit Biotitporphyroblasten, der besonders im Dach sehr bellglimmerig ausgebildet ist: N 80 W, 25—30 S. Im Hangend folgt — die Grenze ist leider schuttüberrollt —, über den durch einen Steinmann gezierten P. 2068 gehend, graublauer, zum Teil dünnschichtiger, im Bruche blaugrauer bis dunkelgrauer Mergelkalk mit wirren Kalzitadern und netzartiger Anwitterungsskulptur: N 70 W, 25—35 S. Die Ähnlichkeit mit den Rhätkalken der Eisentalhöhe ist unübertrefflich; lediglich ist hier der Bruch etwas stärker kristallinisch als in der Innerkrems. Eingeschaltet sind Mergelschieferlagen mit schwarzen, phyllitischen Tonschieferhäutchen, die oft derart vorherrschen, daß mit Kalkphyllit zu benennen wäre. Diese rhätischen Gesteine haben hier eine Mächtigkeit von insgesamt 12—15 *m*. Am E-Ende des Rhätvorkommens treten einige Blöcke von gelblich anwitterndem, im Bruche blaugrauen bis dunkelblaugrauen, brecciösen Dolomit auf: Oberer Dolomit. Das Hangend des Kalkzuges bildet — nur am N-Rand in Lesesteinen aufgeschlossen, ansonsten von einer Rasendecke verhüllt — etwa 35 *m* mächtiger, stumpfgrangrüner Phyllit, der die Basis des Karbons darstellt, welches in Form eines feinkörnigen Konglomerates in kleinen Felsbildungen ansteht; ziemliche Zertrümmerung gestattet keine Feststellung der Lagerung. Der graugrüne Phyllit im Liegend des Karbons erwies sich als Phyllonit, denn er zeigte

u. d. M. (S 7) eine sehr feinkörnige Grundmasse ziemlich gut verzahnter Quarze mit sehr zahlreichen kleinen Muskowittäfelchen, die stellenweise pseudomorphosenartig gehäuft sind. Ferner selten winziger, ölgrüner Biotit, etwas Rutil und Erz. An unregelmäßigen, weitwelligen s-Flächen ist Serizit und Chlorit vorhanden.

Das Phyllonitband spitzt gegen E in Gurktaler Serizitphyllit aus, der die weiten Gefilde der Hochalm bildet.

Haben wir entlang des ganzen N-Saumes der Karbonscholle des Königstubles unseren Kalkzug fast beständig bis auf etwas Rhät, Oberen Dolomit und Rauchwacke der Basalgruppe reduziert gesehen, so ändert sich dies mit einem Schlage, sobald hart E des P. 2068 die Überdeckung durch Gurktaler Phyllit erfolgt, der — wie wir gerade ersahen — in diesem Profil deutlich unter das Karbon des Königstuhles hineinzieht: Bald E des P. 2068 setzt nämlich — den S-Hang des Steinbachgrabens bildend — Unterer

Dolomit ein, der rasch eine Mächtigkeit von gegen 200 *m* erreichend zum Hauptgestein des Kalkzuges wird; lediglich halbwegs am Wege zur Hochalm tritt ein kleiner Streifen rhätischer Kalkschiefer im Hangend, in der Tiefe des Steinbachgrabens ein kleiner Zug Basalgruppe in Form dunkler, dünnlagiger Kalke mit einer Bockbühelschieferlage im Liegend des Unteren Dolomites auf. Entlang des Steinbachgrabens fehlt somit zum größten Teil die Obertrias. Das Dach des Unteren Dolomites ist hier auf wenige Meter Mächtigkeit etwas brecciös ausgebildet, doch keineswegs derart feintrümmerig wie der Obere Dolomit; außerdem hat der Untere Dolomit seine rhomboedrische Klüftung wie den Zerfall hienach erhalten. Dies ist an dem schönen Serpentinensteig, der immer nahe der Oberkante des Unteren Dolomites vom P. 2068 zur Hochalm führt, in 1920 *m* SH gut zu sehen.

Das örtliche Zusammenfallen bei P. 2068 des Endes des reduzierten Umfanges des Kalkzuges entlang des N-Saumes des Königstuhlkarbons sowie des abrupten Wiederauftretens des Unteren Dolomites mit dem Herantreten von Gurktaler Phyllit an Stelle des Karbons an die Hauptüberschiebung kann nicht als Zufälligkeit abgetan werden. Eine selbständige Spezialbewegung der Karbonscholle des Königstuhles wird hier anzunehmen sein, worauf bei der Darlegung der Tektonik der Überschiebungsdecke noch näher zurückzukommen ist.

Das winzige Vorkommen von Karbonatgestein bei P. 2007 hat nichts mit unserem Kalkzug zu tun, sondern besteht aus rötlichbraun anwitterndem, grobkristallinen bis spätigen, magnesitführenden Dolomit. Diese Linse steckt bereits mitten im Gurktaler Phyllit, mißt nur etwa 20 $m^2$ und ist auf der Karte der Deutlichkeit halber übertrieben dargestellt.

Gegen den Predlitzgraben zu verschmälert sich der Untere Dolomit wieder, zum Teil auf Kosten von bräunlichgrau anwitternden Kalkschiefern und blaugrauen, geschichteten Mergelkalken des Rhät, die in 1450 *m* SH an dem von der Hochalm in den Steinbachgraben ziehenden Weg im Liegend von Oberen Dolomit aufgeschlossen sind.

Bald darauf erreichen wir somit den Predlitzgraben bei Turrach, wo sich ein schönes Profil durch den Kalkzug bietet: Profil Nr. 10 (Tafel II). Steht man an der oberen der drei Ortsbrücken von Turrach am Zusammenfluß des Nessel- und Geißeckergrabens, so kann man sich von der orogr. linken Talseite gleich abwenden, denn an dieser deckt Terrassenschotter (sichtlich umgelagertes Moränenmaterial) völlig das anstehende Gebirge. Auch orogr. rechts streut das Karbon des Eisenhutsockels viel Schutt. An der orogr. rechten Böschung des Geißeckergrabens jedoch, etwa 25 *m* oberhalb dessen Einmündung in den Nesselgraben, finden sich hinter einer Gruppe kleiner Gebäude Blockaufschlüsse von bräunlich anwitterndem, brecciösem Oberen Dolomit; weitere zerstreute Vorkommen solcher Dolomitblöcke leiten an der rechten Talseite talab bis 60 *m* unterhalb des Zusammenflusses des Nessel- und Geißeckergrabens — von da an Predlitz- oder Turrachgraben genannt —, wo mitten im Bachbett, herrlich aufgeschlossen, grauer und dunkelgrauer, in Lagen ausgesprochen schwarzer Kalkschiefer bis dünnlagiger, meist nur schwach kristallinischer Kalk mit auffällig weißem Geäder ansteht; letztere erweist sich zum großen Teil nicht nur als Kalzitadernetz, sondern auch als Milchquarzknauern und

-flatschen. Diese der Ausbildung nach zweifellos rhätischen Gesteine streichen N 75—80 E und fallen 45 S. Während sich auch an der rechten Uferböschung an übermannshohen Aufschlüssen von grauem, dünnschichtigem, heftig gefälteltem, nur schwach kristallinischem Kalkschiefer, der schwarze, phyllitische Tonschieferbestege führt, bei W—E-Streichen 60 S-Fallen messen läßt, zeigt sich im N-Teil des Aufschlusses im Bachgrund saigere Stellung bis steiles N-Fallen der rhätischen Kalkschiefer. Eine Schar saigerer Klüfte streicht N 10 W bis N 10 E. An der Böschung SE des Turracher Wehres, wo die mittlere Ortsbrücke sich befindet, steht Kalkschiefer an mit N 75 W-Streichen und 35 S-Fallen. Gleich im Liegend dieses Ausbisses folgt etwas Oberer Dolomit: bräunlich anwitternd, brecciös. Nach 35 *m* aufschlußlosen Geländes setzt hinter den Ruinen des Turracher Hüttenwerkes wiederum Oberer Dolomit ein; der etwa 10 *m* lange Aufschluß zeigt etwa N 70 W-Streichen und flaches S-Fallen.

Wenige Meter auf dem hier an der rechten Talseite verlaufenden Wege weiter gegen N, gleich hinter einem Gatter, erscheint genau hinter dem Gasthaus „Zum Bergmann" zwar gleichfalls bräunlich anwitternder, doch rhomboedrisch klüftiger Unterer Dolomit. Die für den Oberen Dolomit charakteristische brecciöse Struktur fehlt, dafür stellt sich lagenweise blasse Bänderung ein. Ziemlich deutliche Bankung unterscheidet von dem völlig ungeschichteten Oberen Dolomit. Nach einigen Schritten ist der große Turracher Steinbruch erreicht: Im SW-Teil streicht der deutlich großgebankte Untere Dolomit N 60—70 W und fällt 30 S. Auf der untersten Stufe eines hier herabziehenden felsigen Wasserrisses liegt ein von oben abgestürzter Block von Oberem Dolomit, wie zum bequemen petrographischen Vergleich mit dem Unteren Dolomit hingelegt. Der nordöstliche Hauptteil des Steinbruches besteht in seinem oberen Teile aus Unterem Dolomit in Splitterfazies, der bei N 60 E-Streichen vom Hangend zum Liegend eine Verteilung des Einfallens von 30 bis 55 S aufweist. Gegen das Liegend geht der Untere Dolomit in geschichteten, zum Teil etwas dunkler grauen, manchmal blaugrau — grau — weiß, seltener auch bräunlich gebänderten Dolomit über, der im Planum ansteht; dessen Streichen ist N 45 E, während ebenso wie im höheren Teil der Steinbruchwand vom Hangend zum Liegend ein Anschwellen des Fallwinkels von 30 auf 50 S feststellbar ist. Der gesamte Dolomit des Steinbruches ist flachwellig gefaltet; im nordöstlichen Winkel waren in früheren Jahren — jetzt leider durch Abbau vernichtet — nahe dem Planum im dünnschichtigen Dolomit mehrere Falten von etwa 0·5 *m* Amplitude bei fast rechtem Öffnungswinkel aufgeschlossen, deren Achsen NW-Streichen zeigten. Diese Falten waren von NE streichenden Harnischen zerschert.

Die Schichtflächen des NE streichenden Unteren Dolomites sind oft harnischartig ausgebildet; ein zweites Kluftsystem streicht gleichfalls N 45 E, fällt aber steil N. Im obersten NE-Winkel des Steinbruches ist eine solche Kluft als ein gestriemter Harnisch zu erkennen, dessen Striemung flach gegen S fällt.

Die Gesamtmächtigkeit des im Steinbruch aufgeschlossenen Unteren Dolomites zwischen dem hangenden Oberen Dolomit und der gleich zu besprechenden Schiefereinlage im Liegend ist mit etwa 50 *m* einzuschätzen.

Im Liegend des gebänderten Dolomites des Planums erscheint, die NE-Begrenzungsrippe des gesamten Steinbruchareales bildend, sehr mürber, wechselnd stark C-führender, oft etwas kalkiger, serizitisch glänzender Phyllit in etwa 5 *m* Mächtigkeit. Kleine braune Schüppchen auf den welligen s-Flächen erwiesen sich u. d. M. als Biotit. Im tieferen Teil der Phyllitbank sind bis dezimeterstarke Lagen von schwarzgrauem, etwas kalkigen Dolomit eingeschaltet. Im Liegend der Phyllitbank aber tritt, den NE-Pfeiler des Planumeinganges bildend, eine 1·5 *m* mächtig aufgeschlossene Bank von Unterem Dolomit auf, die zentimeterschmale Lagen des hangenden schwarzen 5 *m*-Phyllites führt. Deutlicher kann wohl nicht dargeboten werden, daß es sich bei dem Phyllithand, welches wir unseren Bockbühelschiefern zuordnen, um eine normale sedimentäre Einschaltung handelt, die zum hangenden Unteren Dolomit mit N 60 E, 50 S vollkommen konkordant lagert.

Von der unteren Dolomitbank gegen das Liegend zu weiter grabenabwärts schreitend folgt nach rund 40 *m* aufschlußloser Mächtigkeit, die nach Lesesteinen etwa zur Hälfte noch auf Unteren Dolomit entfallen dürfte, am NE-Ende eines kleinen Salatgartens 1 *m* anstehend aufgeschlossen das Kristallin in Form N 80 W, 50 S gelagerter, quarzitischer Biotitschiefer mit phyllitischem Hauptbruch; darin dezimeterstarke Flatschen von reinem, etwas Biotit führendem Quarzit. Die kartenmäßige Ausscheidung dieses an sich unbedeutenden Aufschlusses quarzitischen Gesteines aus den oft weit stärker quarzigen Schiefergneisen mag befremdend vorkommen; im Hinblick aber auf die Frage verrucanoartiger Basisbildungen des Kalkzuges schien es tunlich, die an oder nahe der Basis des Kalkzuges auftretenden quarzitischen Gesteine, auch wenn ihre petrographische Einordnung (siehe pag. 87 und 88!) feststeht, möglichst hervorzuheben. Wenig weiter grabenabwärts treffen wir die Steinbachschuppe des Bundschuh-Orthogneises, die hier mit flach ESE fallenden Streckachsen tunnelförmig in dem Priedröf-Schiefergneis untertaucht (siehe pag. 145!).

Das vom Orte Turrach (1260 *m* SH) nach dem Sattel „Im Karnerboden" (1758 *m* SH) im Eisenhut-N-Kamm gelegte Profil Nr. 9 a (Tafel II) verläuft im ENE-Streichen des Kalkzuges und vermag deshalb für die Lagerung wenig auszusagen; indessen verläuft in dieser Richtung von Turrach zum Karnerboden ein Jagdsträßchen, an welchem sich mehrere gute Aufschlüsse bieten. Haben wir schon im vorhergehenden Profile Nr. 10 beobachtet, daß der Liegendanteil des Kalkzuges sich zu dem Einfallswinkel von 50 des Altkristallindaches versteilt, während mehr im Hangend nur 30 Einfallen herrschte, so ist diese Anpassung der Basis des Kalkzuges an das Relief des Grundgebirges im Verlaufe des Profiles 9 a mehrfach zu beobachten. An der orogr. rechten Flanke des Rohrerwaldgrabens messen wir z. B. W—E-Streichen und 20 S-Fallen, der liegende Schiefergneis im Raume des P. 1518 zeigt ebenfalls W—E, 35 S. Auch die Auflagerung des Unteren Dolomites auf den Mylonit des Bundschuh-Orthogneises ist völlig konkordant: In dem ersten westlichen Parallelgraben, bevor das Jagdsträßchen den Bundschuhgneis erreicht, stehen im dichten Jungwald unterhalb des Weges Gneismylonit und Unterer Dolomit an, die beide bei N 80 E-Streichen unter 25 gegen S fallen. Etwa 80 *m* bevor der Weg den Gneis er-

reicht, ist an etwa ENE, 35 S gelagertem Unteren Dolomit ein fast saigerer Harnisch aufgeschlossen, der bei N 40 E-Streichen ein Einfallen der Striemung unter 35 S zu erkennen gibt.

Das Profil Nr. 9 (Tafel II) durch den N-Kamm des Eisenhutes, von dessen Mittelstück die Abb. 3 zusätzlichen Eindruck vermitteln soll, zeigt vom Liegend zum Hangend: Über dem etwa 4 *m* mächtigen Band von Orthogneismylonit folgt mit N 80 W, 55 S der Untere Dolomit des Karnerbodens, der vorwiegend in Karrenfazies ausgebildet ist. Der Sattel des Karnerbodens, ein ziemlich aufschlußloser Anger, zeigt eine auffällig wellige Bodenfläche, die zweifellos einer karrenfeldartigen Verwitterung

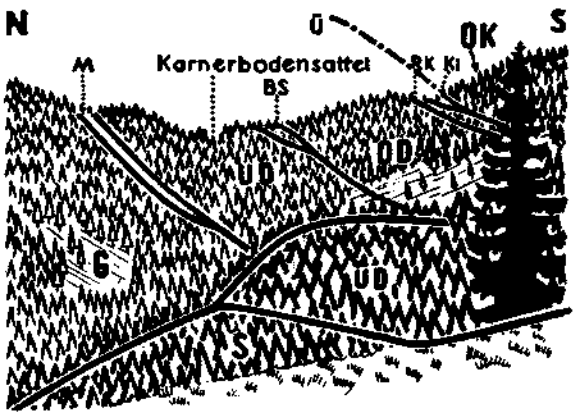



Abb. 3: Der Sattel „Im Karnerboden" (1758 *m*) im Eisenhut-N-Kamm (Profil Nr. 9). Von W (P. 1518) aus gesehen:

S ..... Schiefergneis
G ..... Bundschuhorthogneis der Grabensteineckschuppe
M ..... Bundschuhorthogneis-Mylonit
UD ... Unterer Dolomit
BS .... Bockbühelschieferlinse
OD.... Oberer Dolomit
RK ... Rhätischer Kalkschiefer
Ki .... Kieselkalkschiefer des Jura
OK ... Oberkarbon der Überschiebungsdecke
Ü ..... Überschiebung der Gurktaler Decke.

ihre Entstehung verdankt. Nach etwa 10 Höhenmeter steilen Anstieges gegen S folgt in einer kurzen Kammverflachung eine etwa 25 *m* breit ausstreichende Linse von Bockbühelschiefer. Obwohl nichts ansteht, verrät doch der besonders reich mit Huflattich bestandene Boden den Tonschiefer, von dem sich unschwer Brocken ausgraben lassen. Der folgende Steilaufschwung wird aus Oberem Dolomit mit der Lagerung W—E, 45 S gebildet, so daß dem liegenden Bockbühelschieferband die Stellung des Karinths zukommt. Der bereits oftmals gegebene petrographische Unterschied des Oberen vom Unteren Dolomit ist wieder schön zu beobachten, doch ist die stärkere Eisenschüssigkeit der gesamten quer über den Eisenhutkamm verlaufenden Großlinse des Oberen Dolomites hervorzuheben. Im nächsten deutlichen Sattel (1840 *m* SH) streicht nun W—E mit 60 S-Fallen

das Rhät in Form hellbräunlich und blaugrau anwitternder Kalkschiefer durch. Am Kamm nur gering mächtig aufgeschlossen, ist diese Stufe gleich in der E-Flanke als schöner, etwa 8 *m* hoher Wandlzug mit N 60 W-Streichen und 25—30 S-Fallen anzutreffen.

Die schönsten Aufschlüsse in den rhätischen Gesteinen finden sich jedoch in der W-Flanke des Kammes entlang eines vom Karnerboden zum Wildfütterungsplatz „Hittstatt" ziehenden Jagdweges: Vom Karnerboden kommend beobachtet man vorerst in 1760 *m* SH den liegenden Oberen Dolomit mit N 60 E und 20 S, wobei Bankung und Schichtung im allgemeinen undeutlich sind. Von hier bis 1750 *m* SH ist auf 50 *m* Strecke des schwach fallenden Weges direkt zu sehen, wie der Obere Dolomit gegen das Hangende immer besser geschichtet, bzw. dünnbankig wird, um dann plötzlich innerhalb eines einzigen Meters in blaugrau anwitternden, dünnschichtigen, im Bruche mittel- bis dunkelgrauen Kalkschiefer überzugehen. Diese rhätischen Kalkschiefer sind dann weiter an dem schwach absteigenden Jagdwege 170 *m* abschreitbar prächtig aufgeschlossen, wobei die Lagerung N 45 E, 25 S vorherrscht. Vor allem zeigt sich an diesem einzigartig deutlichen Aufschluß, wie die Mergelzwischenlagen der Rhätfolge zu Kalkphyllit ähnlichem Gestein verarbeitet sind, in welchem regelmäßig eingestreute Quarzknauern sowie schwarze Tonschieferschüppchen und -bestege auffällig sind. Die rhythmisch wiederkehrenden dünnschichtigen, dunkelgrauen bis blaugrauen Kalklagen sind besser erhalten und mit den entsprechenden unversehrten Lagen der Eisentalhöhe unmittelbar zu vergleichen.

Begeben wir uns von der Hittstatt wieder in den vorher verlassenen Sattel im N-Kamm des Eisenhutes (Profil Nr. 9) zurück, so bleibt uns noch die Inaugenscheinnahme der im Hangend des Rhät anstehenden Kieselkalkschiefer des Jura. Am Sattel steckt dieses graugrüne, meist feinschichtige Gestein in einer 1·5 *m* mächtigen Bank mitten in den Rhätkalkschiefern. Dies ist jedoch nur örtliche Einschuppung, denn wenige Meter weiter in der besser aufgeschlossenen E-Flanke des Kammes treten sie deutlich im Hangend des obenerwähnten Wandlzuges der rhätischen Kalkschiefer in mehreren Metern Mächtigkeit auf; der blockförmige Zerfall erlaubt jedoch keine nähere Angabe der Lagerung.

Der S-Pfeiler des Sattels wird von einem Steilaufschwung gebildet, der aus Arkose des Oberkarbons besteht, die im Hangend von konglomeratischem Sandstein gefolgt wird.

In dem östlich nächstfolgenden Miniggrahen, welcher den unter den N-Abstürzen des Eisenhutes gelegenen Kessel des Diesing Sees entwässert, ist N der Berneralm in 1560 *m* SH die Anflagerung des Unteren Dolomites auf das Kristallin gut aufgeschlossen. Das Dach der Grabensteineckschuppe des Bundschuhgneises ist in den obersten Metern sehr dünnschiefrig, führt Milchquarzflatschen bis Kopfgröße und geht gegen das Hangend in 2 *m* mächtig aufgeschlossenen Muskowitquarzit über, den wir im petrographischen Abschnitt als mesokristallisierten Mylonit des Gneises festgestellt haben. Dieser Quarzit lagert N 75 W, 35 S. Im Hangend sind leider 12 *m* ohne Aufschluß, dann bietet sich wiederum am orogr. rechten Ufer aufgeschlossener dünnplatteliger Glimmerquarzit mit N 50 W, 30 S. Da der Bach hier schleifend zum Streichen fließt, erscheint das Hangende

des Quarzites diesem gegenüber auf der orogr. linken Bachseite in Form von Unterem Dolomit, der in den untersten 4 *m* äußerst dünnplattelig und dunkelgrau ist. Helle Lagen mit serizitischen Schichtbestegen sind eingeschaltet. Das Gestein entspricht durchaus Dolomit der Basalgruppe, wie er z. B. im 1. Bach E des Saueregbaches in der Innerkrems auftritt. Auf den dünnplatteligen Dolomit, der bei N 60 W-Streichen und 40 S-Fallen annähernd gleichsinnig zum liegenden Quarzit lagert, folgen gegen das Hangend feingebänderte Lagen bis nach etwa 20 *m* Mächtigkeit normaler, 20—40 *cm* dick gehankter Unterer Dolomit in Splitterfazies folgt. S der Berneralm taucht in 1690 *m* SH aus dem Schutt am Bach ein guter Aufschluß von Unterem Dolomit auf, der in typischer Karrenfazies mit N 70 W-Streichen unter 25—30 gegen S einschießt.

Der N-Kamm des Wintertaler Nocks zieht E des Miniggrabens über die Rückfallkuppe des Leckenschobers zu dem Sattel der Allachalm am S-Fuß des Grabensteinecks: Profil Nr. 8 (Tafel II). Auf dem Almboden der Allachhütte stehend erblicken wir nördlich das graufelsige Grabensteineck, dessen Bundschuhgneis mit 40 gegen S einfällt; südlich des Berges breitet sich stark wasserhaltiger Moorboden aus, dessen Grund aus Schiefergneis besteht und genau auf der Höhe der Almhütte mit einer gegen 2 *m* mächtigen Quarzitbank, die N 75 W, 45 S lagert, gegen den hangend folgenden Kalkzug grenzt. Der Quarzit, der sich unter dem Mikroskop (siehe pag. 89 und 90) als Angehöriger der Schiefergneise des Grundgebirges erwies, läßt sich gegen W in den oberen Wildangerbach sowie gegen den östlich gelegenen Sattel, wo der Weg zur Harderalm hinabführt, ziemlich zusammenhängend — zumeist jedoch nur in Lesesteinen — verfolgen. Der beste Aufschluß in dem dünnplatteligen Quarzit liegt unter dem kleinen Brückl hart W der Allachhütte; gleich im Hangend steht hier weißer, karrig anwitternder, im Bruch zum Teil bläulich gebänderter Unterer Dolomit in Karrenfazies an. Seine Lagerung ist von dem unmittelbar liegenden Quarzit nur wenig abweichend mit N 80 W, 35 S einzumessen.

Ein wenige Meter hoher, felsiger Hügel S der Allachhütte besteht aus weiß anwitterndem, im Bruche bläulichweißem Unteren Dolomit in Karrenfazies, der jedoch bei allgemein guter Bankung durch sehr dünnschichtige Lagen auffällt, die dann mergelig sind und recht dunklen Bruch aufweisen. Mit der Lagerung von N 75 W, 30 S ist diesem Gestein nichts nachzusagen, jedoch erinnert es an tiefste Lage des Unteren Dolomites an der Grenze der Basalgruppe. Dazu kommt noch, daß in der östlich streichenden Fortsetzung dieses Dolomites ein schmaler Zug kalkiger Rauchwacken auftritt (siehe pag. 105). Es muß somit die Möglichkeit erwogen werden, hier einen Span von Basalgruppe zu sehen, der in tiefe Anteile von Unterem Dolomit eingeschuppt wurde. Im Profil Nr. 8 wurde diese Deutung der Übersichtlichkeit wegen fortgelassen.

SW der Allachhütte, wo der von der Berneralm herkommende Steig einen kleinen Sattel überschreitet, stehen direkt am Pfad phyllitisch gefältelte, schwarze Bockbühelschiefer an, die mehrere Linsen von hellbraunem, serizitischen Phyllit führen. Etwa 4 *m* mächtig aufgeschlossen liegen sie N 70 W, 40 S und werden von splitterigen, jedoch gut gehanktem Unteren Dolomit konkordant unterteuft. Im Hangend dieses Bockbühelschieferaufschlusses folgt grauer, brecciöser Oberer Dolomit einer iso-

lierten Linse, dessen Hauptmasse ebenso stark eisenschüssig ist wie der Obere Dolomit vom Eisenhut-N-Kamm. Wie etwas weiter SW des eben erwähnten kleinen Sattels — bei der Umbiegung des Pfades — zu sehen ist, erscheint dieses Vorkommen von Oberem Dolomit durch starke tektonische Zerrüttung ausgezeichnet, die sich in einem regellosen Streuen der Fallrichtung sowie in Blockauflösung kundtut. Umwandert man dieses Vorkommen, so zeigt es sich allseits von Unterem Dolomit unterteuft; insbesondere ist im SE der Parzelle deutlich N-Fallen des liegenden Unteren Dolomites zu sehen. Der Obere Dolomit der Allachalm liegt in einer kleinen Spezialmulde des N-Schenkels einer größeren Antiklinale des Unteren Dolomites, die den Leckenschober aufbaut. Um diese kennen zu lernen, gehen wir vorerst von der Allachhütte gegen den östlichen Sattel; bald SE der Alm treffen wir den ausspitzenden Anfang des im Unteren Dolomit eingelagerten Bandes von Bockbühelschiefer, das vorerst östlich in den Sattel S des P. 1772 zieht. Hier stehen die Bockbühelschiefer an der Grenze gegen den flach S-fallenden, hangenden Unteren Dolomit mit diesem im augenfälligen sedimentären Verband, indem der wenige Dezimeter mächtige Grenzbereich durch das Auftreten einer Wechsellagerung dunkler Kalkschiefer mit den schwarzen Bockbühelschiefern markiert ist; hervorzuheben ist die starke Fältelung dieser Kalkschiefer.

Von P. 1772 den N-Kamm des Leckenschobers ansteigend trifft man in 1880 *m* SH, etwa 120 *m* nordwärts bevor die von WNW heranstreichenden Wildangerwände an den Kamm stoßen, gebankten Unteren Dolomit in Splitterfazies, der bei N 65 E-Streichen unter 30—35 gegen N fällt. Auf P. 1910 liegt der gebankte, karrige Untere Dolomit N 35 W, 30 N, während mehr im W-Teil des kleinen Gipfelplateaus N 55 E, 20 N zu beobachten ist. Nahe dem Sattel S des P. 1910 ist die Lagerung bereits NS, 30 W, um bis zum nächsten Sattel, d. i. jener N des Leckenschobers, eine weitere Drehung zu N 45 W, 35 S auszuführen. Aus dieser regelmäßigen Lagerungsänderung läßt sich eine Antiklinale ableiten, deren Achse vom Kamm des Leckenschobers mit 25—30 gegen WNW einfällt. Blickt man aus einiger Entfernung von E gegen den Leckenschoberkamm, der in den „Weißwänden" zur Harderalpe abstürzt, so sieht man die vom Leckenschober bis gegen den P. 1772 weitgespannte Antiklinale in ihrem Scheitel in drei kleine Spezialsättel zerlegt, die sich auch in der Morphologie des Kammes ganz gut abbilden.

Auch der Zug von Bockbühelschiefer, der nahe dem Fuße der „Weißwände" diese durchzieht, ist zu einer Antiklinale aufgewölbt, welche jedoch bei wesentlich geringerer Flankenneigung einheitlich — ohne Spezialsättel — erscheint; dafür ist der Grenzbereich dieses Bockbühelschieferbandes gegen den Unteren Dolomit, wie wir auch schon S des P. 1772 gesehen haben, durch starke Kleinfältelung ausgezeichnet. Auch die in der Leckenschober-E-Flanke gleichfalls auftretenden, geringmächtigen, blaugrauen bis dunklen, dünnlagigen Kalke bis Kalkschiefer des Unteren Dolomites an der Liegend- wie Hangendgrenze gegen die Bockbühelschiefer zeigen meist starke Kleinfältelung.

Kehren wir zum Kammprofil des Eisenhut-N-Kammes (Profil Nr. 8) zurück, das wir im Sattel N des Leckenschobers verlassen haben, so beobachten wir rückschauend deutlich die von 2 bis 15 *m* Dicke schwankende

Bankung des Unteren Dolomites in Karrenfazies, während der nun folgende steile Anstieg zum Leckenschober durch das Einsetzen von Splitterfazies im Unteren Dolomit bedingt ist. Auf der Kammverflachung in 1960 hat der Untere Dolomit wieder Karrenfazies angenommen und lagert N 70 W, 25 S.

Etwa 60 *m* Horizontalentfernung N des Leckenschobergipfels erreichen wir die Oberkante des Unteren Dolomites. Dann folgt mit etwa 8—10 *m* Mächtigkeit N 40 W, 25 S lagernder, blaugrauer, dünnlagiger Kalk des Rhät mit mehreren dezimeterschmalen Lagen von scharf verwitterndem, brecciösem Oberem Dolomit, dessen Anwitterung breccienartige Skulptur zeigt: Trümmerdolomit. Der Rhätkalk ist in 0·4—0·6 *m* mächtigen Bänken abgelagert, sein Dach ist den obersten 0·5 *m* als Kalkschiefer ausgebildet. Leistenförmig herauswitternde, aus grobspätigem Kalzit bestehende Gebilde sind vielleicht Crinoidengrus; sie erinnern durchaus an ähnliche Erscheinungen in den crinoidenführenden Kalken des Pfannocks.

Im Hangend der Rhätkalkschiefer erscheint eine 2 *m* mächtige Bank von grauem, brecciösem Oberem Dolomit.

Als nächstes tritt im Profil nun ein 4 *m* mächtiger Span von typischem Gurktaler Quarzphyllit auf; sehr stark gefältelt zeigt er durchaus ein serizitisches s. Die Färbung ist graugrün, niemals schwärzlich.

Darauf folgt, ein 2 *m* hohes Wandl bildend, insgesamt rund 10 *m* mächtiger, bräunlichgrau anwitternder, dünnlagiger, etwas mergeliger Kalkschiefer mit schmalen, blaugrau anwitternden, sehr rein kalkigen Lagen. Herauswitternde Quarzknauern erreichen zum Teil Hühnereigröße, bleiben aber im Durchschnitt meist kleiner. Auf den s-Flächen finden sich schwarze, phyllitisch glänzende Tonschieferschüppchen und -häutchen. Die Lagerung dieser Rhätkalkschiefer ist N 50 W, 40 S.

Genau über den Gipfel des Leckenschobers (1983 *m*) verläuft die Grenze gegen die hangenden Kieselkalkschiefer des Jura, die bei N 50 W-Streichen und 25 S-Fallen eine Mächtigkeit von 8 bis 10 *m* aufweisen.

An der Kante des Abstieges zum Sattel S des Leckenschobers kommen unter den Juraschiefern abermals die Rhätkalkschiefer zum Vorschein, hier mit N 40 W-Streichen und 35 S-Fallen. Am halben Abstieg zum Sattel folgen im Hangend der letztgenannten Rhätschiefer wiederum Kieselkalkschiefer, die dann im zusammenhängenden Zug gegen SE bis zur Michelebenalm mit N 40 W und 30 S zu verfolgen sind. Während es also auf Grund des geringeren Fallwinkels der Juraschiefer des Leckenschobergipfels im Verhältnis zum Verflächen der liegenden Rhätschiefer den Anschein hat, daß die Kieselkalkschiefer mit leichter Winkeldiskordanz in einer flachen Tasche der Rhätkalkschiefer liegen, zeigt sich etwas tiefer in der W-Flanke des Leckenschobers die gleiche doppelte Folge Kalkschiefer-Kieselkalkschiefer, aber im isoklinal gegen S fallenden Verband. Man kann aber auch hier mit einer kleinen Überschuppung der W-Fortsetzung des oberen, taschenförmigen Vorkommens der Juraschiefer als Erklärung auskommen. Die beiden Detailprofile in Abb. 4 mögen diese Verhältnisse erläutern.

Im Sattel S des Leckenschobers steht dann mit wild verfalteten, sehr glimmerigen Sandsteinen und feinen Konglomeraten das Karbon der Überschiebungsdecke an.

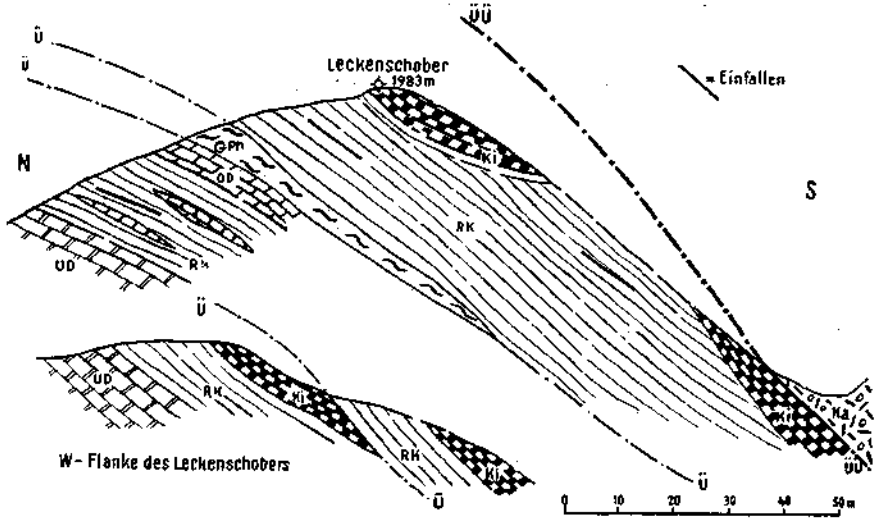



Abb. 4: Der Gipfel des Leckenschober (1983 m)

| | |
|---|---|
| UD ... | Unterer Dolomit |
| OD.... | Oberer Dolomit |
| RK ... | Rhätkalk und -kalkschiefer |
| GPh .. | Gurktaler Phyllit |
| Ki .... | Kieselkalkschiefer des Jura |
| Ka.... | Karbon der Gurktaler Decke |
| Ü..... | Zerscherungsbahn |
| ÜÜ ... | Hauptüberschiebung der Gurktaler Decke |

Im Profile des Leckenschobers fehlt wie im Steinbachgraben fast zur Gänze der Obere Dolomit; daß sich kleine Reste desselben ausgerechnet in Verbindung mit einem Span von Gurktaler Phyllit vereint finden sowie die isolierte, verschürfte Scholle von Oberem Dolomit bei der Allachalm erlauben den Schluß, eine Zerscherung der Schichtfolge des Stangalm-Mesozoikums im Niveau des Karinthes und oberhalb durch Einwirkung der Phyllit-Karbondecke anzunehmen. Einem solchen Verfrachtungsvorgang ist wohl der Obere Dolomit vom Leckenschober gegen E zum Opfer gefallen, denn blicken wir etwas weiter, über unser Aufnahmsgebiet hinaus, gegen NNE, so finden wir am Hansennock in der Paal eine ansehnliche Scholle von Oberem Dolomit, die auch A. Thurner (1935) dem Gestein und der tektonischen Stellung nach mit seinem Rhätdolomit der Innerkrems verglichen hat. Nichts hindert anzunehmen, die am Hansennock zwischen Altkristallin und Karbon ausschließlich aus Oberem Dolomit bestehende Scholle als einen im Liegend wie Hangend von Bewegungsflächen begrenzten verfrachteten Schübling zu betrachten, will man sich nicht mit dem doppelten Zufall behelfen, daß die Schichtfolge am und E des Leckenschobers schon im Absatz um eben das gleiche Glied reduziert wäre, welches am Hansennock die gesamte Entwicklung des Stangalm-Mesozoikums darstellen sollte. Die Verfrachtungsrichtung nach dem Hansennock fügt sich dem später anzugebenden allgemeinen Bauplan.

Das nächst zu betrachtende Profil Nr. 7 (Tafel II), das von der Harderalm (Jagdhaus) am Scharbach erst gegen S, dann SSW und weiter SW über die Stallstätte auf den Wintertalernock führt, zeigt zunächst im Hangend der durch F. Heritsch (1926) bekannt gewordenen Rauchwacken vom Graben W der Harderalm ein schmales Band von Bockbühelschiefer, das dann im nächstwestlichen Profil Nr. 6 zu bedeutender Mächtigkeit aufgetan zu sehen ist.

Im Profil 7 bildet nun der bis zum hangenden großen Zug der Bockbühelschiefer folgende Untere Dolomit eine Antiklinale, deren N-Schenkel halbwegs zwischen Harderalmjagdhaus und Glanackensäge etwas unterhalb des Weges mit N 50 E-Streichen bei 40 N-Fallen aufgeschlossen ist. SE der Harderalm befindet sich eine 1480 *m* hohe (Aneroid), nicht kotierte Rückfallkuppe des Stallstätte-N-Kammes, an deren SE-Flanke ein schöner Wandaufschluß von Unterem Dolomit bei N 70 E-Streichen nur mehr unter 20 gegen N fällt. Dieser Aufschluß, von den Einheimischen „Schönwettertratten" genannt, gibt einen guten Einblick in die fazielle Entwicklung des Unteren Dolomites: Dünnschichtige Lagen der Karrenfazies (4 *m* mächtig) werden im Hangend von klotzigem Dolomit in Splitterfazies gefolgt. Auffällig ist die starke Großklüftung des 50 *m* langen, bis 15 *m* hohen Wandzuges: Mehrere Harnische ungefähr im Streichen der Schichten fallen mit 70 gegen N, weitere streichen N—S und stehen saiger.

Der S-Schenkel der Unteren Dolomitantiklinale ist nur undeutlich aufgeschlossen; S des kleinen Sattels S der Schönwettertratten ist der Untere Dolomit an der Grenze gegen die hangenden Bockbühelschiefer wieder dünnschichtig und kalkig und zeigt rund 15 SW-Fallen. Wiederum können wir wie am Leckenschober die Änderungen des Fallens zu einem Umlaufen von NW nach SW ordnen und eine gegen NW eintauchende Antiklinale annehmen. Die kartenmäßige Breitenzunahme der nun folgenden, bemerkenswerterweise einen Steilhang bildenden, oft auffällig rostfleckigen Bockbühelschiefer beruht auf nahezu söhliger Lagerung und bedeutet kein Anschwellen der Mächtigkeit. Zwischen dem Unteren Dolomit des P. 1772 im weiteren Profilverlauf und den rhätischen Kalkschiefern des P. 1818 sowie in den Kalkschiefern selbst (S des P. 1818) steckt je ein Span von Gurktaler Phyllit, womit wir das Fehlen von Oberem Dolomit auch in diesem Profile in Zusammenhang bringen möchten.

Vom Wurmstein-Vermessungszeichen beim Zusammenfluß des Scharund des Flattnitzbaches über den Bockbühel zum Hirnkopf wurde in N—S-Richtung das Profil Nr. 5 gezogen. Von diesem Schnitt zweigt vom Bockbühel das kurze Seitenprofil Nr. 6 gegen NW ab (Tafel II).

Unter die flache Platte aus Unterem Dolomit des Sumperbühels NE des Wurmsteins ziehen bei der Sumperalm am orogr. rechten Ufer des Flattnitzbaches die Bockbühelschiefer jenes nördlichen Zuges hinein, dessen schlank ausspitzendes W-Ende bei der Harderalm im Profil Nr. 7 zu beobachten war. Im Profil des Bockbühel-NW-Kammes (Nr. 6) bilden die Bockbühelschiefer dieses nördlichen Zuges den auffällig steilen, wandldurchsetzten N-Hang des P. 1549 und bestehen aus schwarzen, mürben Tonschiefern mit phyllitisch feingefältelten, untereinander gut parallelen s-Flächen. In 1450 *m* SH lagern sie N 30—40 W und fallen 20 N; klaffende N 35 E streichende, 50 S fallende Klüfte treten auf. Etwas höher, in 1480

ist bei N 70 W-Streichen bereits 10 S-Fallen festzustellen. Wenige Meter höher lagern die zum Teil stark gefältelten, Mischquarzflatschen bis Doppelfaustgröße führenden Bockbühelschiefer N 80 W, 10—15 S. In 1530 *m* finden sich wiederum N 35 E verlaufende, sehr steile Klüfte. Nahe P. 1549 streichen die lebhaft gefältelten Bockbühelschiefer, welche hier fast phyllitisch zu nennen sind, um W—E und fallen 70—80 S. 100 *m* weiter gegen SE stehen die schwarzen Schiefer saiger bei N 50 W-Streichen. Wieder 25 *m* mehr südöstlich streichen die Bockbühelschiefer um W—E und fallen 25 S. Diese einzelnen Lagerungswerte lassen sich als die Ausstriche zweier wohl ziemlich liegender Antiklinalfalten mit steilen N- und flachen S-Schenkeln vereinen, deren Achsen WNW bis W—E streichen. Es ist zwar nicht unmittelbar zu beobachten, aber gut vertretbare Annahme, daß die beiden steilstehenden Schollen von Unterem Dolomit in diesem Schieferzug von oben her in die Synklinen dieser Falten eingekeilt erscheinen, u. zw. die nördliche, kleinere Scholle vor der Stirn der tieferen, die südliche, größere in der zwischen den beiden Falten liegenden Synkline. Vor der Stirn der südlichen Antiklinale verläuft über den Kamm ein kleines, NW-streichendes Tälchen, dessen N-Hang durch den flachen S-Schenkel der nördlichen Antiklinale, dessen S-Hang von dem fast saigeren N-Schenkel der südlichen Antiklinale gebildet wird.

Schon an der obersten Kante der S-Flanke des SE des P. 1549 gelegenen Kegels (1575 Aneroid) beginnen auf den stark verfalteten, SSW fallenden Bockbühelschiefern dachziegelartige kleine Schuppen von blaugrauem, dolomitischem Kalk aufzutreten. SW des genannten Kegels findet sich dann in 1560 in einer WNW ziehenden Rippe Unterer Dolomit in Karrenfazies aufgeschlossen. Der gut gebankte, karrig anwitternde, dolomitische Kalk führt Lagen von Dolomit in Splitterfazies und fällt bei N 75 W-Streichen mit 20 gegen N. Wie die oben erwähnten dachziegelförmigen Schuppen beweisen, zieht dieser Dolomit trotzdem nicht unter den Bockbühelschieferzug hinein, sondern es handelt sich um eine antiklinale Stirnschleppung des über die Bockbühelschiefer bewegten Karrendolomites; besonders die am Hange höchst gelegenen Anteile des Dolomites weisen bis zu 40 versteiltes NNE-Fallen auf. Die dem liegenden Bockbühelschiefer benachbarte Sohle des Dolomites ist brecciös und stark von kalzitführenden Klüften durchsetzt. Auffällig sind schichtparallele, zum Teil aber auch etwas schräg dazu an Scherflächen verlaufende, linsenförmige Ausscheidungen von Milchquarz, die ein Ausmaß bis 0·5 *m* Länge bei 6—10 *cm* Dicke erreichen, meist jedoch kleiner verbleiben.

In dem schlecht aufgeschlossenen Waldterrain bei P. 1550 überwiegen dünnlagige Bänke des Karrendolomites, die oft direkt als Kalkschiefer zu benennen sind; immer wiederkehrende Aufschlüsse von typischem, gebankten Unterem Dolomit in Karrenfazies lassen aber den Zusammenhang erkennen. Im allgemeinen herrscht NW-Streichen bei S-Fallen von 25 bis 30. Geht man an den östlichen Absturzrand des hier flächenhaften Kammes heran, so erblickt man im Steilhang zum Flattnitzbach die Wandln von Unterem Dolomit in Splitterfazies, die sich zwischen Karrendolomitlagen einschalten.

Bevor wir den Schieferhang zum Gipfel des Bockbühels emporsteigen, beobachten wir in der NE-Flanke desselben noch den Aufbruch von phyllitischen Glimmerschiefern des altkristallinen Grundgebirges. Nahezu

söhlig liegt der Untere Dolomit in Karrenfazies auf dem N 75 W, 35 S lagernden phyllitischen Glimmerschiefer, ohne daß an der Grenze tektonische Beanspruchung oder sedimentäre Besonderheit beobachtbar wäre; in der südöstlichen Fortsetzung der Grenze treten jedoch im Liegend des Dolomites fast schwarze, ziemlich gefältelte Kalkschiefer auf, welches räumlich ziemlich beschränkte Vorkommen wir zur Basalgruppe nehmen möchten. Diese Einordnung kann nicht recht gestützt werden, da insbesondere in der nahen E- und SE-Flanke des Bockhühels mehrere Linsen von sedimentär im Bockhühelschiefer eingeschalteten Dolomit vorkommen, der schon im allgemeinen recht dunkel ist, besonders aber an der Grenze gegen den Schiefer ausgesprochen dunkel- bis schwarzgrau wird. So zeigt auch die Oberkante gegen die Bockhühelschiefer des im Hangend des Kristallinbändchens folgenden Dolomitzuges bei Dünnlagigkeit und mausgrauer Anwitterungsfärbung einen dunkelgrauen Bruch.

Während die schwarzen Schiefer am Bockbühel-N-Hang recht unversehrte, ebenschichtige Tonschiefer sind, erscheinen sie am Gipfel des Bockbühels stark gefältelt. Bei einer Lagerung von N 55 W, 20 S fallen die gleichsinnig streichenden Fältelungsachsen mit durchschnittlich 15 gegen W.

Knapp S des Bockhühelgipfels sind die gleichnamigen Schiefer gut in Wandln aufgeschlossen, die ein Streichen um W—E sowie ein N-Fallen von 15—20 beobachten lassen. Lagenweise zeigt der Schiefer oft eine ausgezeichnete Streckung von N 65 W, 15 W, die in Verbindung mit senkrecht zu dieser verlaufenden Kluftscharen das Gestein in griffelförmige Stücke zerlegt. Die Schiefer sind hier nicht besonders lebhaft gefältelt und geht die Richtung der Fältelungsachsen ganz überwiegend der eben genannten Streckung parallel. Zum petrographischen Bilde der hier so gut aufgeschlossenen Bockbühelschiefer sind feinste Ebenschichtung, großer C-Reichtum und besonders die oft die Schichtflächen locker überstreuenden bis übersäenden, stecknadelkopfgroßen limonitischen Konkretionen, die Verdacht auf verrotteten Pyrit geben, zu vereinen.

Wir haben die SE des Bockhühels in den Schiefern auftretenden Dolomitlinsen bereits erwähnt. Sie sind durch stetigen, besonders randlichen Kalkgehalt und ziemlich dunkelgrauen bis fast schwarzen Bruch sowie eine mausgraue Anwitterungsfarbe charakterisiert. Weiters liegen diese Dolomitlinsen stets konkordant zum liegenden wie hangenden Bockbühelschiefer, ohne daß an der Grenze tektonische Beanspruchung erkennbar würde. Das bunte Kartenbild in diesem Raume stellt also nicht tektonische Verschuppung, sondern sedimentäre Verzahnung vor! Eine dieser Dolomitlinsen, die wir also als Fazies von Unterem Dolomit ansehen müssen, wurde von K. Holdhaus (1932) E des Kalkbrandsattels beschrieben und mit Rhät verglichen. An diesem schönen Aufschluß zeigen sich alle oben angeführten petrographischen Eigenschaften, wie auch die vollkommene Konkordanz zu den im Liegend aufgeschlossenen Bockbühelschiefern bei einer Lagerung von N 80 E bis W—E und 25—30 S.

Unmittelbar S des Kalkbrandsattels reichen die Bockbühelschiefer noch fast bis zu P. 1547 den Hang hinan, wo ein winziger Aufschluß W—E, 35 S feststellen läßt. Auf P. 1547 beginnt in voller Konkordanz wieder Unterer Dolomit in Karrenfazies, dessen Liegendanteil bei Dünnbankigkeit sehr dunkel und kalkig ausgebildet ist.

Die flache Lagerung des Unteren Dolomites, die wir am NE-Hang des Bockbühels im Hangend des Grundgebirgsaufbruches beobachten konnten, herrscht auch noch in der Tiefe des Flattnitztales, wo wir S der Herntaleralm söhlige Lagerung feststellen können. Am orogr. rechten Talhang SE der Herntaleralm ist der nun einheitliche, nicht von Bockbühelschieferlagen durchsetzte Untere Dolomit wieder in fast reiner Splitterfazies ausgebildet und lagert mit einer etwas gewellten, flachen Mulde direkt auf den phyllitischen Glimmerschiefern N des Weilers Flattnitz; die Muldenachse hebt flach gegen ESE aus. Gleich W der Weißbergeralm geben zwei alte Stollenhalden unmittelbar W der Möderinghütte Auskunft über die Verhältnisse an der Basis des Unteren Dolomites. Die Stollen haben nach kurzem Vortrieb in N 45 W, 45 S gelagertem Unteren Dolomit in Splitterfazies und in schwarzem Bockbühelschiefer die liegenden phyllitischen Glimmerschiefer angefahren, die etwas Bleiglanz und Pyrit führen. Neben etwas gebanktem und gebändertem Dolomit finden sich Trümmer einer sichtlich tektonischen Breccie aus kalkigem Dolomit, die stark kalzitisch verkittet ist und mit zellendolomitähnlicher Skulptur anwittert. Auch Trümmer von bis doppelfaustgroßen Milchquarzknauern lassen auf eine tektonische Wirkung an der Grenze Kristallin—Unterer Dolomit schließen. Nehmen wir noch die Erscheinungen (antiklinale Schleppung, Zerrüttung unter Verquarzung) an der Sohle dieses Dolomitzuges, die wir am NW-Kamm des Bockbühels im Profil Nr. 6 beobachten konnten, in Erinnerung und gedenken wir der beiden Dolomitkeile im Bockbühelschiefer S des Talkbodens, so ist es kaum ein Wagnis auch den isolierten Unteren Dolomit des Sumperbühels wie die kleinen Dolomitschollen E und SE desselben und auch auf dem Lichtberg als verfrachtete Klippen zu deuten. Ob diese verschürften Schollen aus dem Dolomitzug N oder jenem S des Bockbühels zu beziehen sind, muß dahingestellt bleiben. Wir haben im Profil Nr. 5 die erste Deutung angenommen; im übrigen hat diese unsichere Fragenbeantwortung wenig Bedeutung, keilen doch die Schiefer des Bockbühels sedimentär innerhalb des Unteren Dolomites SE des Kalkbrandsattels aus. Auch die mehr einheitlichen Bockbühelschiefer des Raumes W der Weißbergeralm keilen gegen SE im Liegend der großen Unteren Dolomitparzelle am orogr. rechten Ufer des Flattnitzbaches rasch aus.

Der mächtige Untere Dolomit zwischen den Schiefern des Bockbühels und dem Rhätkalkschieferband am N-Abhang des Hirnkopfes SW von Flattnitz läßt im Raume des letztgenannten Berges wiederum hangenden Oberen Dolomit vermissen; lediglich in der W-Flanke des Kusters SSE von Flattnitz konnte noch ein kleines Vorkommen von Oberem Dolomit entdeckt werden.

Begeben wir uns von Flattnitz gegen S zum Sattel W des Kusters, so besuchen wir unterwegs vorerst den schluchtartigen Tobel des Hirnlochbaches hinter der Zechneralm, wo Unterer Dolomit in Splitterfazies in schönen Felswandln wunderbar aufgeschlossen ist. Die Lagerung läßt hier eine NW streichende Mulde mit 15° Flankenneigung erkennen. An einer Stelle zeigt der felsige Bachgrund eine stattliche Schar parallel verlaufender, kalziterfüllter Klüfte, die bei N 50 E-Streichen senkrecht zu dem flach liegenden Dolomit stehen.

Am Kustersattel besteigen wir den südlichen von zwei kleinen Felshügeln, von wo wir eine gute Übersicht haben; dabei stehen wir auf splitterigem Unteren Dolomit, der bei NW-Streichen flach S fällt und eine Schuppe innerhalb der rhätischen Kalkschiefer bildet. Der zweite, etwas nördlicher gelegene Felshügel gehört bereits dem Dach des liegenden Unteren Dolomites an. Gleich E des südlichen Hügels beobachten wir die Rhätkalkschiefer W—E, 75 N gelagert; sie sind bräunlichgrau anwitternd, im Bruche mittel- bis dunkelgrau und stark von schwarzen Phyllitschmitzen durchwirkt. Die steile, überkippte Lagerung und die oben erwähnte Schuppe von Unterem Dolomit sind Anzeichen heftiger tektonischer Beanspruchung, die sich besonders deutlich in der Verschuppung der Kalkschiefer mit dem Gurktaler Phyllit der Überschiebungsdecke ausdrückt, welche SW des Sattelgatterls aufgeschlossen ist; die verschuppte Folge zeigt eine Lagerung von N 70 W bis N 70 E bei rund 35 S-Fallen.

Vom Kustersattel gegen E erblickt man sehr deutlich den Verlauf des auf den Kuster hinaufziehenden Rhätkalkschieferbandes, welches in Form einer lebhaft grünrasigen, muldenartigen Rinne von den Dolomitwandln links im Liegend und den von Preiselbeer- und Almrauschgebüsch dicht bestandenen Gurktaler Phyllithang zur Rechten im Hangend begrenzt wird. Auf gut 100 *m* im Streichen erscheint im Liegend der Rhätschiefer eine Rippe kleiner Wandln aus Oberem Dolomit, der zum Teil als Trümmerdolomit ausgebildet ist. Bei 10—12 *m* Mächtigkeit liegt er N 80 W mit 70 S-Fallen.

Am Gipfel des Kusters streichen die rhätischen Kalkschiefer W—E und fallen 40 S; nahezu konkordant ist Gurktaler Phyllit mit N 70 W und 40 S als Hangendes aufgeschlossen, der besonders in den untersten Metern durch sehr dichte, quarzitische Tracht auffällt. Wir stehen damit im Dach unseres östlichsten durch das Stangalm-Mesozoikum gezogenen Profiles Nr. 4 (Tafel II). Der sehr steile, wandldurchsetzte N-Hang des Kusters besteht aus Unterem Dolomit in Splitterfazies mit nur wenigen Lagen von Karrendolomit. Bei dem hölzernen Pavillon W oberhalb des Flattnitzer Sees beobachten wir die Auflagerung des Unteren Dolomites auf die phyllitischen Glimmerschiefer: dunkler, dünnschichtiger Dolomit liegt flach auf unruhigen, mit Milchquarzflatschen durchsetzten phyllitischen Glimmerschiefern. Auch in dem gleich N davon befindlichen, großen Steinbruch ist die dunkle, dünnschichtige Basis des Unteren Dolomites gut auszumachen. Der Steinbruch selbst ist in hellbläulichem, manchmal gebändertem, ziemlich kalkigen Unterem Dolomit von Grobsplitterfazies angelegt. Die Lagerung zeigt großwellige Faltung, wobei im wesentlichen NNW-Streichen mit flachem W-Fallen vorherrscht.

Steigt man vom Flattnitzer See etwa E-wärts ab, nicht ganz bis zu dem von einem Wasserfall durchzogenen Steilabbruch der Talschlucht, und quert sodann in die Wand des Kusters waagrecht hinaus, so gelangt man, zum Schluß auf schmalem Wildpfad, zu dünnlagigen, schwarzgrauen Kalkschiefern und Kalken, die schwach SSW fallend unter den gleich gelagerten Unteren Dolomit des Kusters hineinziehen. Sind diese dunklen Kalke und Kalkschiefer der Basalgruppe hier in einer Mächtigkeit von etwa 40 *m* aufgeschlossen, so bieten sie sich auf der gegenüberliegenden Talseite

in weit ausgedehnterer Entwicklung, indem sie zum bedeutenden Anteil die steilfelsige, walddurchsetzte Bergflanke der „Johanniswand" bilden.

Die Johanniswand wird von der von Flattnitz gegen E zu Tal führenden Straße durchzogen, an der sich auch die besten Aufschlüsse zeigen: Heftig gefaltet und gefältelt bei vorwiegendem W—E-Streichen und schwachem S-Fallen treten dunkelgraue bis schwarze, zum Teil etwas körnige, sonst dichte, dünnlagige Kalke, Kalkschiefer und in Lagen auch Kalkphyllite auf. Mitten in der Wand erscheinen an mehreren Stellen 15—20 *m* hohe, klotzförmige Dolomitschollen, die dem Gestein nach eindeutig auf den Unteren Dolomit des gegenüberliegenden Kusters hinweisen. Umgrenzt man das Vorkommen dieser Serie von Basalgruppe und Unterem Dolomit, so zeigt sie sich bei vorwiegend flacher Lagerung einzig auf den steilen, gegen 60° geneigten, wandartigen S-Absturz des P. 1607 des Unter-Wänden-S-Kammes beschränkt; nur an einer Stelle erreichen die Kalkgesteine gerade den Kamm. Dieses zu der Reliefformung der liegenden phyllitischen Glimmerschiefer so deutlich diskordante Auftreten kann nicht ursprüngliche Ablagerung sein, es muß tektonische Verschweißung bedeuten: Von S her in flach aufwärtiger Bewegung wurde Basalgruppe und hangend folgender Unterer Dolomit in einen Berghang des altkristallinen Grundgebirges eingespießt. Eine präexistierende Kerbe im Relief des Grundgebirges wurde von den passiv bewegten Sockelgesteinen des Stangalm-Mesozoikums erfüllt. Vor allem Basalgruppe und auch Schollen des hangenden Unteren Dolomites wurden hiebei übereinander gestapelt; insbesondere die leichter faltbaren und der Beanspruchung der Sohle des Bewegten ausgesetzten Gesteine der Basalgruppe wurden stark gefältelt und durch Schuppung zu scheinbar größerer Mächtigkeit vervielfacht. Die Johanniswand bietet damit das charakteristische Schaubild einer erfüllten Reliefkerbe an der Basis einer überschobenen Einheit und bildet ein gutes Beispiel zu den durch O. Ampferer eingeführten tektonischen Vorstellungen.

Nicht weit E des Kusters endet der von Innerkrems bis hierher so schön verfolgbare W—E ziehende Flügel des Stangalm-Mesozoikums schlagartig; E des Sattels zwischen Dorferecken und P. 1607 des Unter-Wänden-Kammes finden sich noch einige kleine Dolomitschollen an der Grenze Phyllitische Glimmerschiefer—Gurktaler Phyllit. Beides führt zur Annahme einer blattartigen, gegen NE gerichteten Störung, die sich vielleicht mit der früher erwähnten am Unter-Wänden-S-Kamm zu einem Bündel vereinigt. Wir haben das schon aus den Beobachtungen der geologischen Pioniere des Gebietes bekannte abrupte E-Ende des zusammenhängenden Kalkgesteinszuges Klein Kirchheim—Innerkrems—Turrach—Flattnitz zur formalen Begrenzung unseres Untersuchungsraumes genommen. Das Verhältnis zwischen Altkristallin und Phyllitdecke kann auch weiter östlich grundsätzlich nur ähnlich jenem wie im Raume der Begleitung durch das Stangalm-Mesozoikum sein, wenn auch letzteres als unantastbarer Zeuge der Bewegung der Gurktaler Decke dort zu fehlen scheint.

Der von Innerkrems gegen S in die Berge um den Pfannock (2247 *m*) ziehende Flügel unseres Kalkgesteinszuges erfreute sich infolge seines augenfällig streichenden Zusammenhanges seit je einheitlicher stratigraphischer und auch tektonischer Einordnung (K. Holdhaus, 1921, 1932,

L. Kober, 1922, R. Staub, 1924, W. Petraschek, 1927) zu triadischem Alter und alpidischer Überschiebung, womit auch A. Thurner (1927) und R. Schwinner (in F. Heritsch, 1922; 1927, 1932) übereinstimmen.

In der Tat ist die Verfolgung der in der Innerkrems beobachtbaren Schichtfolge gegen S einwandfrei, in einzelnen Gliedern auch leicht durchzuführen. Genau wie im Raume Turrach—Flattnitz ist auch im Pfannockgebiet ein tektonischer Einschnitt in der Fuge zwischen Unterem und Oberem Dolomit, im karinthischen Niveau, vorhanden. Fehlen dort karinthische Gesteine fast zur Gänze und hat nur eine schmale Linse von Bockbühelschiefer im Eisenhut-N-Kamm die Stellung des Karinth, so treten im Pfannockflügel neben zweifellosen karinthischen Schichten (Bockbühelschiefer und Tuffite) im weiten Ausmaße tektonische Einspießungen von Gurktaler Phyllit und Phyllonit im karinthischen Horizont auf, die besonders vom Kanninger Bock gegen S große Teile des Raumes der ursprünglichen karinthischen Ablagerungsmächtigkeit einnehmen.

Brechen wir zu unserer Wanderung in die Pfannockgruppe wieder in den Bergen der Innerkrems auf, so können wir von dem SE-Fuße der Eisentalhöhe beim Karlbad den Ausgang nehmen, wo wir im Laufe des früheren Streifzuges um Innerkrems, vor dem Ausflug über Turrach nach Flattnitz, bereits geweilt haben (siehe pag. 150!).

Die Linse rhätischer Kalke innerhalb des Oberen Dolomites oberhalb des Karlbad ist am linken Hang des Karlbaches nur kurz zu verfolgen, bzw. der Übergang in den hangenden Oberen Dolomit zu beobachten; auch im Profile des P. 1866, welcher den Trennungskamm gegen den Stangbach krönt, ist innerhalb des Oberen Dolomites nichts mehr von rhätischen Kalken zu sehen. Am Almsträßchen im Graben des Stangbaches ist die Grenze zwischen Oberem und Unterem Dolomit in 1620 *m* SH deutlich aufgeschlossen. Mürb vergruster, weißlicher Unterer Dolomit in Splitterfazies, der bei NW-Streichen unter 15 gegen E fällt, wird im Hangend von klotzigem, grauem brecciösem Dolomit gefolgt, der einen haushohen Felsen bildet.

Etwa halbwegs zwischen diesem deutlichen Aufschluß der Grenze der beiden Dolomite, wo nichts von einem trennenden karinthischen Schieferband zu sehen ist, und dem Zusammenfluß des Stang- und Grundbaches ist an dem gleichen Almwege am rechten Ufer des Stangbaches wiederum Unterer Dolomit aufgeschlossen, der aber N 60 E, 30 S erkennen läßt. Wir möchten in diesem auffälligen Drehen der Lagerung den Ausdruck einer NW-streichenden Antiklinale erkennen, deren Achse gegen E bis ESE einfällt.

Die guten Aufschlüsse im Unteren Dolomit an der rechten Seite des Grundtales nicht weit oberhalb der Einmündung des Stangbaches zeigen uns weiterhin die S-Flanke dieser Antikline mit W—E-Streichen und 30 S-Fallen. Dieser Lagerung zufolge quert auch die Grenze zwischen den beiden Dolomiten senkrecht den Verlauf des Grundtales und zieht durch schlecht aufgeschlossenen, dichten Wald gegen W zum N-Kamm des Grethaler Riegels hinauf. Vom nördlichen Eckpfeiler — dem P. 1720 — dieses Kammes stürzt der Untere Dolomit in steilen Felsen in den Leobengraben, während in dem kleinen Sattel S davon das Bockbühelschieferband wieder erscheint, welches den Karlbach — trotz seiner dort bedeutenden Mächtigkeit — beim Karlbad nicht überschritten hat.

Bevor wir jedoch das untere Grundtal verlassen, richten wir noch einen Blick auf jenen auffälligen Karbonstreifen, der in südlicher Fortsetzung des von R. Schwinner (1932) entdeckten Karbonvorkommens bei der Stangalm sich zwischen dem Oberen Dolomit und dem hangenden Gurktaler Phyllit des Kofler Nocks einschaltet.

Von dem Sattel S des P. 1720 im N-Kamm des Grethaler Riegels, wo etwas in der W-Flanke des Kammes feinebenschichtige Bockbühelschiefer mit Tuffitlagen (siehe pag. 119!) anstehen, zieht nun das zusammenhängende Band der Bockbühelschiefer zwischen Unterem und Oberem Dolomit fast waagrecht durch die W-Flanke des Grethaler Riegels gegen S. In der Fallinie des P. 1953 fanden sich wieder Tuffitlagen eingeschaltet, die wir ebenfalls bereits im gesteinskundlichen Abschnitt (pag. 117) beschrieben haben.

Im Weiterverfolgen des Bockbühelschieferbandes erreichen wir den rechten Rand eines am Fuße der Oberen Dolomitwände zwischen dem NW-Grat des Lannernocks und jenem des Pfannocks eingelagerten rasigen Schuttkares. Hier findet sich, mit den Schichtflächen eine Rasenstufe bildend, ein mehrere Meter hoher Wandlzug aus dünnlagigem, dunkelgrauem Kalk bis Kalkschiefer, der in Lagen schön gebändert ist. Diese Kalkschiefer sind mit N 10 E-Streichen und 25—30 E-Fallen das Hangende des karinthischen Schieferbandes, das hier wieder hellgrüne Tuffitlagen führt. Besonders deutlich ist die Wechsellagerung der letzteren mit C-reichem Bockbühelschiefer, der meist nur als sehr dünne Zwischenlagen auftritt, zu erkennen. Analog den Verhältnissen auf der Eisentalhöhe sowie dem Gestein nach wären diese Kalkschiefer dem Rhät zuznordnen; der Lagerung nach wäre auch eine Zuteilung zum Oberkarinth möglich. Nach weiterer Beobachtung von Kalkschiefern in ähnlicher Stellung in dem noch zu besprechenden Raume wird auf diese Frage endgültig zurückzukommen sein. Diese Kalkschiefer ziehen nun in der gleichen Seehöhe von 1760 *m* bis etwas über das aus dem obengenannten Kar ablaufende Gerinne hinweg gegen SW, worauf sie unter dem Schutt verschwinden; ebenso wird das Schieferband verborgen. Dessen weitere Fortsetzung geht nun nicht mehr waagrecht gegen den P. 1810 im NW-Kamm des Pfannocks, S der Hofalm, sondern die Oberkante der Bockbühelschiefer erscheint an diesem Kamm hoch oben in 1950 *m* SH, genau am Ansatz des felsigen, aus hellbläulichgrauem, brecciösem Oberen Dolomit bestehenden NW-Grates des Pfannocks.

Bevor wir uns weiter gegen S zum Kanninger Bock begeben, erscheint es nötig, den NW-Grat des Pfannocks — am besten in der SW-Flanke bleibend — emporznsteigen, um das Dach unseres Dolomitznges hier und an der östlich benachbarten Scharte zwischen Lanner- und Pfannock kennen zu lernen: Auf dem Oberen Dolomit des Pfannock-NW-Grates lagern in einer Mächtigkeit von 25 bis 30 *m* mit N 75 E-Streichen und 25 S-Fallen braungrau anwitternde, dunkelgraue, dünnlagige Kalke, die oft Glimmer- und auch Grobsandbestege führen. Gegen das Hangend häufen sich Lagen gleichartiger Kalkschiefer. Manchmal nimmt der Sandgehalt derart zu, daß feinkörnige Kalksandsteine entstehen; besonders an der Basis dieser — wie wir im gesteinskundlichen Teil glaubhaft machen konnten — rhätisch-liasischer Kalkschiefer fällt eine 1·5 *m* mächtige, braune Kalksandsteinlage auf. Über den Kalkschiefern folgen in etwa 6 *m* Mächtigkeit

die grünen, glimmerig-sandigen Schiefer der Bock-Breccie, die durch kleinlinsige Zerlegung und starke Zerrüttung heftig tektonische Beanspruchung verraten. Im Hangend der Bockbreccie liegt der kataklastische Pfannock-Gneis. Abb. 5 zeigt die Überschiebung am NW-Grat des Pfannocks von SSW aus gesehen.

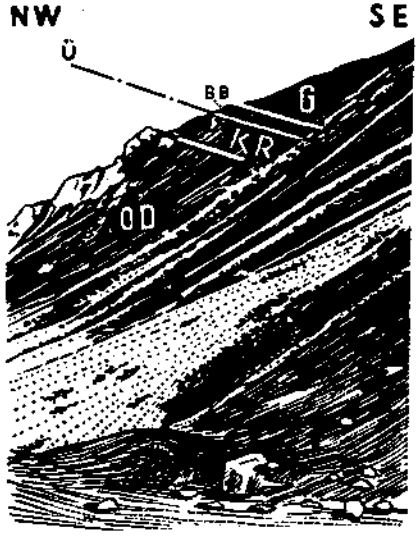



Abb. 5: Der Ausstrich der Überschiebung der Gurktaler Decke am NW-Grat des Pfannock.

Blickrichtung gegen NNE von einem Standpunkt etwas N unterhalb des Kanninger Bocks.

OD.... Oberer Dolomit
KR ... Kalkschiefer des Rhät-Lias
BB ... Bock-Breccie
G ..... Pfannock-Gneis
Ü ..... Überschiebung der Gurktaler Decke

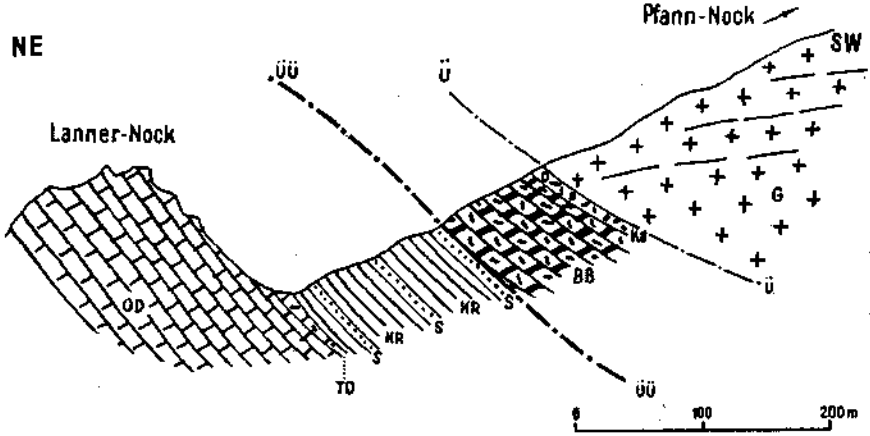
Am NE-Grat des Pfannocks, schon nahe der Scharte gegen den Lannernock, ist das Dach des Stangalm-Mesozoikums unter der Überschiebung der Gurktaler Decke abermals gut aufgeschlossen. K. Holdhaus (1932) hat dieses Profil beschrieben als eine überkippt liegende Schichtfolge von auf dem Pfannockgneis transgressiv aufruhendem Perm (27 *m* mächtig), Sandstein der Werfener Schichten (4 *m* mächtig), dünnlagigen, dunklen Kalken des Anis mit Crinoidenstielgliedern (40—50 *m* mächtig), ladinischem Dolomit des Lannernocks. Wie nun im vorigen gezeigt wurde, läßt sich der Obere Dolomit der Eisentalhöhe, d. i. der Hauptdolomit K. Holdhaus (l. c.) zusammenhängend zum Lannernock verfolgen. Weiters sind die Kalke und Kalkschiefer vom Pfannock dem Gestein und dem Vorkommen von Crinoidenresten nach durchaus mit jenen vom Knappenriegel und Steinbachsattel zu vergleichen, die sich zum Teil in den Profilen dieser Vorkommen selbst wie auch in deren streichender Fortsetzung im Zuge Innerkrems—Turrach—Flattnitz als gleichfalls im Dach des Kalkgesteinszuges liegend erweisen. Die Gleichsetzung bzw. Verbindung der dunklen

Kalke des Pfannocks mit jenen im Hangend der Quarzite am Ochsenstand (siehe hiezu pag. 102!) müßte dann unseren Unteren und Oberen Dolomit für identisch ansehen, was infolge des petrographischen Unterschiedes und der Lagerung nicht möglich ist. Wohl ist gerade der Obere Dolomit des Lannernocks in dem von K. Holdhaus (l. c.) untersuchten Profil partienweise ziemlich gering brecciös und man könnte bei Aneinanderfügen weniger lokaler Beobachtungen denselben der Variationsbreite des Unteren Dolomites zuordnen. Abgesehen davon, daß der wenig brecciöse Obere Dolomit am Lannernock gegen das Liegend wie im Streichen bald auch das örtlich fehlende Merkmal der brecciösen Struktur wieder annimmt, wie das z. B. ganz wenige Meter auf der W-Seite des Kammes an der Grenze zwischen Lannernockdolomit und Crinoidenkalk zu sehen ist, bringt es die Erfahrung der Begehungen des gesamten Kalkzuges mit sich, auch die sonstigen gesteinlichen Unterschiede des wenig brecciösen Dolomites am Lannernockgipfel vom Unteren Dolomit für genügend unterscheidend anzusehen; hiezu sei auf den petrographischen Teil dieser Untersuchung hingewiesen (siehe pag. 123!).

Eine vollständige Umdeutung muß der „Werfener Sandstein" des Holdhaus'schen Profiles erfahren, denn schon im vorbeschriebenen Profile des Pfannock-NW-Grates haben wir Sandsteinlagen als sedimentäre Einschaltungen in den rhät-liassischen Kalkschiefern erkannt; ebenso trifft dies hier am NE-Grat zu. Die 3—4 *m* mächtigen „Werfener" Sandsteine sind nichts als sandig verwitternde, sehr sandige Lagen der rhätischen Kalke! Insbesondere sei auf eine schmale Kalksandsteinlage in den crinoidenführenden Kalken schon nahe der Grenze gegen den Oberen Dolomit des Lannernocks hingewiesen.

Die Lagerung des Profiles am Pfannock-NE-Grat (Abb. 6) ist im liegenden, ungeschichteten, klotzigen Oberen Dolomit des Lannernocks am schlechtesten auszumachen; Andeutnngen von Schichtfugen zeigen etwa W—E-Streichen bei 40 S-Fallen. Besser sieht man die ganz großrhythmische Schichtung von hier die E-Flanke des NW-Grates mit bewaffnetem Auge betrachtend, wodurch sich NE-Streichen und etwa 30—35 S-Fallen erkennen läßt. Die gut geschichteten Rhät-Lias-Kalke im Hangenden des Oberen Dolomites des Lannernocks lagern N 80 W, 50 S; die folgenden Bänke der Bock-Breccie bei gleichem Streichen 55 S, die helle, konglomeratische Bank ganz im Hangend 40 S fallend. Der Pfannock-Gneis, der das Profil im Hangend abschließt, zeigt seine Bankung N 40 W, 20 E lagernd, während eine ziemlich deutliche, durch hellen Glimmer markierte Streckung N 80 E verläuft und mit 20 gegen E absinkt.

Wir verlassen das Profil des Pfannock-NE-Grates und können nun die dort beobachtete Gesteinsvergesellschaftung gegen das obere Grundalmtal hinab verfolgen, wobei lediglich auf eine kurze Strecke die hangende Bockbreccie ausbleibt. Am Wege Grundalm—St. Oswalder Bock und oberhalb desselben finden sich folgende Lagerungsverhältnisse: Die Bock-Breccie versteilt sich vom Kamm herab bis 1920 *m* SH oberhalb des Weges zu 70 S-Fallen bei N 50 W-Streichen, während der darüberliegende Pfannockgneis eine Bankung von N 45 W mit 30 N-Fallen und eine Streckung von W—E, 20 E einmessen läßt. Die rhät-liassischen Crinoidenkalke lagern N 50 W, 50 S; in der rinnenartigen Rasenmulde, die von der Scharte




Die Scharte im NE-Grat des Pfann-Nock gegen die Rückfallkuppe des Lanner-Nock

Abb. 6.

| | | |
|---|---|---|
| OD.... | Oberer Dolomit mit Bank von | |
| TD ... | Trümmerdolomit im Hangend | |
| KR ... | Kalk und Kalkschiefer des Rhät-Lias, sandig und in Lagen in | |
| S ..... | Kalksandstein übergehend | |
| BB ... | Bock-Breccie | der Gurktaler Decke |
| Ka.... | Karbon-Konglomerat | der Gurktaler Decke |
| G ..... | Pfannock-Gneis | der Gurktaler Decke |
| Ü ..... | sekundäre Verschuppungsbahn | |
| ÜÜ ... | Hauptüberschiebung der Gurktaler Decke | |

zwischen Pfann- und Lannernock herabzieht, bilden sie anstehend eine Rippe, die von mehr sandigen Kalkschiefern im Hangend wie Liegend begleitet wird. Die hangenden dieser sandigen Kalkschiefer sind in Lagen gelblich und führen kohlige, pflanzenähnliche Reste. Der in diesem Raume als Plattenkalk entwickelte Obere Dolomit des Lannernocks streicht N 55 W und fällt 55 S. Tiefer, in 1760 *m* SH, am Wege Grundalm—St. Oswalder Bock beobachten wir den schon bekannten wichtigen Aufschluß, der die sedimentäre Verbindung Karbonkonglomerat—Bock-Breccie erkennen läßt. Die Lagerung ist im Karbonkonglomerat bei beibehaltenem N 50 W-Streichen zu 80—85 N-Fallen sogar überkippt, während etwas weiter nördlich die Bockbreccie fast saiger steht. Auch die liegenden Rhätkalkschiefer sind bei N 50 W-Streichen zu 70 S-Fallen versteilt; etwas weiter östlich am Bach drehen die Kalkschiefer, hier als mehr dickbankiger, grauer, glimmerreicher Kalk entwickelt zu N 75 W-Streichen, während das Fallen 80 S bis saiger bleibt. Noch mehr bachabwärts fallen die Rhätkalke nur mehr 55 S, während das Streichen N 70 W verläuft. Wieder etwas gegen N ist in einem kleinen, von rechts her zufließenden Gerinne das Karbon als schwarze, glimmerige Tonschiefer mit Linsen von grauem, feinkörnigem Sandstein mit N 70 E, 40 S aufgeschlossen. In 1740 *m* W zweier Almhütten zeigt teilweise heftig zerknüllter, mürber Karbonsandstein am Bach N 60 E-Streichen bei saigerer Stellung. NNE der

beiden Hütten findet sich dann Gurktaler Phyllit mit NE-Streichen und 45 S-Fallen; jedoch ist dieses Vorkommen am Rande der jungen Blockverschüttung des Grundtales sehr unsicher als wirklich anstehend zu werten.

Wir kehren zu dem im Hangend des karinthischen Schieferbandes befindlichen Ansatz des nordwestlichen Dolomitfelsgrates des Pfannocks zurück, den wir auf pag. 174 verlassen haben, und verfolgen das Schieferband gegen das vom Kanninger Bock herabziehende Hochtal. Hier bietet sich eine Erscbeinung mit schwieriger Erklärung, indem nämlich die bis zum Rande des Kares bergwärts gegen ESE fallenden phyllitischen Schiefer plötzlich innerhalb des Kares — wo sie stark schuttüberrollt durchziehen, um jenseits wieder deutlich zum E-Gipfel der Melitzen (P. 2198) emporzuziehen — mit rund 35 NW-Fallen, ziemlich isoklinal mit dem Hang talwärts fallen. Im Hangend dieser NW fallenden Scholle, die wir aus dem Streichen des Schieferbandes an zwei parallelen, NW streichenden kleinen Brüchen isolieren müssen, liegt ein 100 *m* langes, 25 *m* mächtiges Paket von Oberem Dolomit mit kleinen Linsen von Kalkschiefer und Bänderkalk. Es ist dies zweifellos ein Rest des vom NW-Grat des Pfannocks zum NE-Pfeiler der Melitzen (P. 2198) streichenden Zuges von Oberem Dolomit, dessen Unterbrechnng somit nicht nur eine reine Wirkung der Erosion im Zuge des vom Kanninger Bock herabkommenden Hochtales ist. Letztlich möchten wir aber die Ursache des Absackens dieser Scholle doch der Abtragung zuschreiben, indem der an dem genannten, vom Kanninger Bock kommenden Hochtal unten vorbeiziehende, das große hufeisenförmige Kar zwischen P. 2198, P. 2101 und P. 2066 der Melitzen bildende Einschnitt bei noch höher liegender Sohle durch Seitwärtsabräumen und Unterwaschen des Prallhangufers ein Absacken desselben gegen seine später übertiefte Sohle bewirkte.

Steigen wir das karartige Hochtal gegen die Scharte des Kanninger Bockes empor, so beobachten wir vorerst am linken Hang das Emporziehen zum E-Gipfel (P. 2198) der Melitzen des Schieferbandes und in dessen Hangend den pfeilerartig einsetzenden Oberen Dolomit als vom NW-Grat des Pfannocks herstreichende Fortsetzung, die wir gerade vorher tiefer unten im Kar als sehr jung unterbrochen annehmen konnten. Die Lagerung des Oberen Dolomites am Pfeiler ist N 15 E, 50 E und weist damit eindeutig nach dem NW-Grat des Pfannocks hinüber, wie wir ihn gegen NNE rückblickend beobachten (siehe Abb. 5 auf pag. 174).

NNE des P. 2198, an der Liegendgrenze des Schieferbandes gegen den Unteren Dolomit der Melitzen, ziemlich tief im Kar, fand Herr Professor Dr. O. M. Friedrich (Leoben) vor einigen Jahren ein Band von kalkigem Oolith, dessen durchschnittlich erbsengroße, im Dünnschliff schön konzentrisch-schalige, kalkige Ooide in einem serizitischen Bindemittel liegen. Verfasser möchte Herrn Professor Friedrich an dieser Stelle für seine freundliche Benachrichtigung seinen wärmsten Dank aussprechen; ist doch dieser Fund ein wertvolles Indiz für die Existenz des Karinth im Stangalm-Mesozoikum. Leider war es dem Verfasser bis jetzt noch nicht möglich, diese Lokalität selbst aufzusuchen.

Nach kurzem Anstieg stehen wir in der Scharte des Kanninger Bocks (zirka 2000 *m* SH), im Bereiche des auf der Tafel II dargestellten Profils Nr. 3. Von dem Besuch der Basalgruppe am Ochsenstand können wir

Abb. 7: Der Hang des Melitzen-E-Gipfels (P. 2198) zeigt rechts im Liegend Unteren Dolomit (UD) mit 25—30 E-Fallen, dann auf den Beschauer zulaufend das Band der phyllitischen Bockbühelschiefer (BS), weiters 40—50 E-fallenden Oberen Dolomit (OD) des Pfeilers (P), der zum größten Teil bereits links des Bildes liegt. Ganz links oben das kleine Schieferband (BS) vom Kanninger Bock.

absehen, nachdem die örtliche Beschreibung bereits auf pag. 102 gegeben wurde; ebenso haben die dem Unteren Dolomit eingelagerten Bänder von Bockbühelschiefer ihre Würdigung schon auf pag. 114 gefunden.

Lediglich den tektonischen Erscheinungen im Unteren Dolomit der SW- und S-Flanke des S-Gipfels (P. 2170) des Melitzenstockes muß ein kleiner Abstecher gewidmet werden. Die SW-Wände der Melitzen, an deren Fuß sich in auffälliger Parallele zu dem des SW-Hanges des SSW-Vorgipfels (2170 Aneroid) des Pfannocks eine bedeutende Bergsturzhalde befindet, zeigen sich in ihrer ganzen, etwa 250 *m* betragenden Höhe von einer Schar N 45 E streichender, unter 60—70 N fallender Klüfte durchrissen, die zu Steilschluchten und Kaminen ausgenagt wurden. Ein zweites, weit weniger ausgeprägtes System von Zerrüttungsklüften zeigt wellige Flächen und fällt bei gleichem NE-Streichen nur 30—45 gegen N ein. Die Schichtflächen des N 35 W streichenden, etwa 40 E fallenden Unteren Dolomites sind oft harnischartig zugerichtet und bilden in den Wänden ein System dachartiger Überhänge. Der S-Absturz des P. 2170 ist eine fast senkrechte Wand von rund 250 *m* Höhe und streicht ebenso wie das Hauptkluftsystem der SW-Wand in der Richtung NE; die mauergleiche Glätte der Wand darf einem Bewegungsvorgang zugeschrieben werden.

Während die in der Basalgruppe und dem Unteren Dolomit verkörperte Mitteltrias von N kommend mit gleichbleibender Mächtigkeit und östlich einschießender Lagerung die Breite des Kanninger Bocks gegen S über-

setzt und auch das Band der Bockbühelschiefer weiter gegen S einwandfrei zu verfolgen ist, erfährt der Obere Dolomit schon vom Profil des Lannernocks zum Kanninger Bock eine gewaltige Reduktion der Mächtigkeit. Von hier gegen S ist diese gesteinliche Einheit jedoch nur mehr in kleinen Schollen in dem engen Raum zwischen dem karinthischen Schieferband und der an dieses nahe herantretenden Gurktaler Decke anzutreffen. Diese schmale, im Kartenbilde so unruhige Zone zwischen Kanninger Bock und dem Spitzegg auf der anderen Seite des Langalmtales vertritt nun die gesamte Entwicklung der Obertrias und, weil wir dem Weiterziehen des Unteren Dolomites vertrauen können, wird sich unsere ganze, auf das Gesamtbild der Schichtfolge und Lagerung gerichtete Aufmerksamkeit nur diesem engen Raume zuzuwenden brauchen.

Die im Hangend des 25—30 E fallenden Unteren Dolomites über den P. 2198 der Melitzen ziehenden, gleichfalls im Durchschnitt mittelsteil E-fallenden phyllitischen Schiefer des großen Bandes werden im Hangend von dem N—S streichenden, 45 E fallenden Oberen Dolomit gefolgt. An einigen Stellen, vor allem am südwestlichen Abhang schalten sich im Liegend des hier nur mehr etwa 30 *m* mächtigen Oberen Dolomites wenige Meter schmale Lagen von dunkelblauem Kalkschiefer ein. Das südlichste, größte dieser Vorkommen ist in der Karte ausgeschieden. Hier zeigt sich — wie bereits im petrographischen Abschnitt auf pag. 123 beschrieben wurde — auf 30 *m* Streichen aufgeschlossen der graugrüne, serizitische Phyllit des Schieferbandes über 0·10 *m* Kalkphyllit und 0·4 *m* dünnlagigen, dunkelgrauen Kalkschiefer bis Kalk in den hier nur schwach brecciösen, grauen, etwas kalkigen Oberen Dolomit übergehend. Dieser allmähliche Übergang zeigt alle Glieder vollständig konkordant in der Lagerung von N 25 W, 40 E; wir wüßten nicht, wie ein sedimentärer Verband sich besser darbieten könnte. Man könnte nun diese Kalkschiefer im Verein mit K. Holdhaus (freundliche mündliche Mitteilung) zum Oberkarinth stellen, brächte nicht diese stratigraphische Einordnung außer gesteinsfaziellen Schwierigkeiten vor allem auch solche, die sich aus der Erkenntnis aus dem später besprochenen Profile Erlacherhütte—Arkerschädel ergeben; hierauf wird noch zurückzukommen sein.

Auch die an der Grenze Unterer Dolomit—Schieferband auffällig vorkommenden wenigen Meter von bräunlich anwitterndem, brecciösem Dolomit können hier SW des Kanninger Bocks, in der E-Flanke des Melitzenstockes zur Beobachtung gelangen.

Im Hangend der bis jetzt beschriebenen, mit dem Berghang der Melitzen ziemlich gleichfallenden Folge tritt nun abermals ein kleines, mondförmiges Vorkommen von graugrünem, serizitischem Phyllit auf, dessen Stellung nicht ohne weiteres anzugeben ist: Einerseits vermitteln gegen den liegenden Oberen Dolomit vom „Pfeiler" wenige Dezimeter Kalkschiefer, anderseits schalten sich gleiche Gesteine auch im Hangend des Phyllitstreifens gegen jenen durch ruinenartige Felszacken gekrönten Zug von feinbrecciösem, vergrusten Oberen Dolomit ein, der unmittelbar W der Bookscharte mit N 10 W, 55 E durchzieht. Auf Grund der gegen das Liegend wie gegen das Hangend vermittelnden Kalke kann man dieses Schiefervorkommen als eine sedimentäre Linse innerhalb des Oberen Dolomites betrachten. Die Möglichkeit zusätzlicher Verschuppung besteht, wofür sowohl die starke

Kataklase des hangenden Oberen Dolomitzuges als auch ein Span von dunklem, phyllitischen Schiefer sprechen würde, der sich — schlecht aufgeschlossen — im Hangend des hochbrecciösen Oberen Dolomites, gegen die Bockbreccie zu findet. Abb. 8, fast unmittelbar an die Abb. 7 (pag. 178) links anschließend, möge die Verhältnisse am Kanninger Bock erläutern helfen.

Die zwischen dem hangenden, mondförmigen Schieferband und dem hangenden Zug von Oberem Dolomit auftretenden Kalkschiefer erscheinen dann im Abstieg gegen S bald wieder im Liegend des letztgenannten, stark

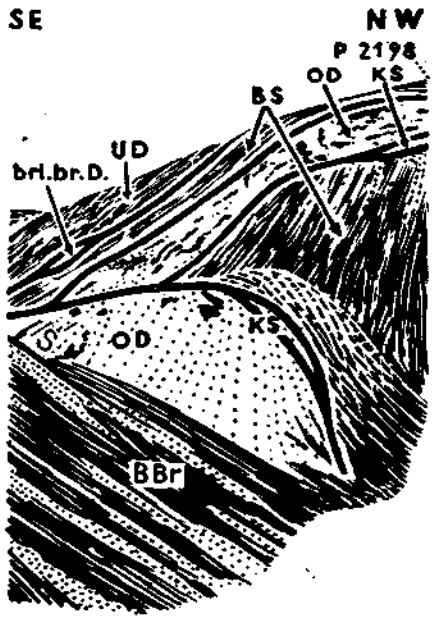



Abb. 8: Die Kanninger Bock-Scharte von NE gesehen.

Schräger Blick auf die Schichtflächen einer E-fallenden Folge: Der Untere Dolomit (UD) des Melitzenstockes zeigt gegen das hangende, über den P. 2198 gehende karinthische Schieferband (BS) stellenweise eine Lage von bräunlich anwitterndem, brecciösem Dolomit (brl. br. D). Darauf der Obere Dolomit (OD), der bald rechts des Bildrandes zum „Pfeiler" hinabzieht; in dessen Hangend das mondförmige Schieferband (sedimentäre Linse oder Schuppe) (BS), begleitet von Kalkschiefern (KS). Als Dach der Folge hochbrecciöser, im eigenen Schutt fast ganz verhüllter Oberer Dolomit (OD). Bei S die Schartenkehle. Der Hang links der Scharte, der sich in den Vordergrund fortsetzt, besteht aus der Bock-Breccie (BBr) der Gurktaler Decke.

brecciösen Dolomites und lassen sich von hier an gegen S in verhältnismäßig gut zusammenhängenden, perlschnurartig aneinander gereihten Vorkommen zunächst bis zum Profil Erlacherhütte—Arkerschädel verfolgen, wo durch das Auftreten eines altersmäßig sicher einstufbaren Schichtgliedes, der jurassischen Kalkschiefer, wieder eine stratigraphische Verankerung der übrigen Anteile dieses Profils durchzuführen ist.

Das Profil des Kanninger Bockes (Abb. 9) ist insofern schematisiert, als es auch die Lagerungsverhältnisse S der Scharte veranschaulichen soll und deshalb unterhalb der Profilkontur in zunehmendem Maße die Projektion des auf den Beschauer zulaufenden Kartenbildes bietet.

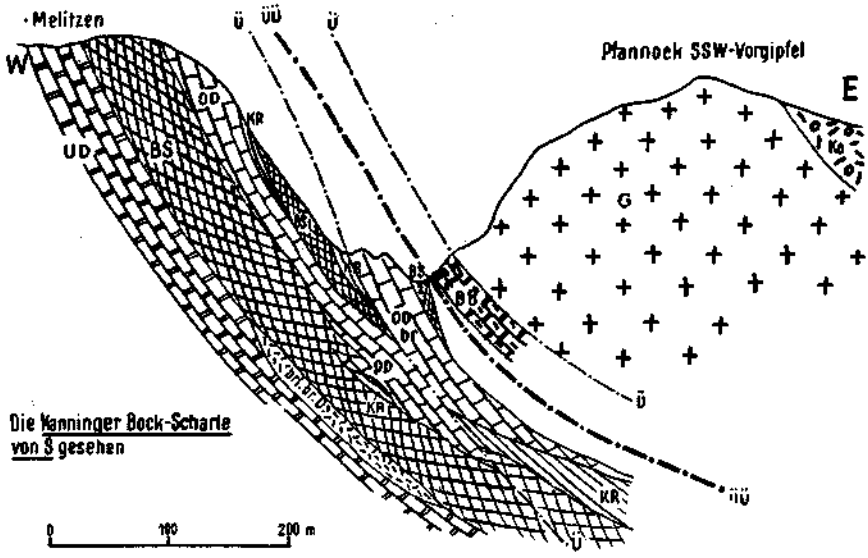



Abb. 9: Die Kanninger Bock-Scharte von S gesehen.

| | |
|---|---|
| UD ..... | Unterer Dolomit |
| brl.br.D . | bräunlicher, brecciöser Dolomit |
| BS ..... | phyllitische Bockbühelschiefer des großen Bandes |
| OD..... | Oberer Dolomit |
| OD br.... | Oberer Dolomit, tektonisch vergrust |
| $BS_1$ ..... | phyllitische Bockbühelschiefer des mondförmigen Bandes |
| KR ..... | Kalkschiefer des Rhät |
| $BS_2$ ..... | Span von phyllitischem Bockbühelschiefer |
| BB ..... | Bock-Breccie } der Gurktaler Decke |
| G ..... | Pfannockgneis } der Gurktaler Decke |
| Ka..... | Oberkarbon } der Gurktaler Decke |
| Ü ..... | sekundäre Verschuppungsbahn |
| ÜÜ ..... | Hauptüberschiebung der Gurktaler Decke |

Wo die blaugrauen Kalke und Kalkschiefer das erstemal gegen SE unter die große Bergsturzhalde unter den Wänden des Pfannock-Arkerschädelzuges hineinziehen, bietet sich ein bezeichnendes Ortsbild: Die phyllitischen Tonschiefer — hier nur schwach gefältelt und mit seltenen serizitischen Häuten — des großen Schieferbandes, das bereits vom P. 2198 schräg durch die E-Flanke der Melitzen herabgestiegen ist, spießen sich zwischen hellblaugraue, dünnlagige, zum Teil auch weiß marmorisierte Kalkbänke ein, die an einer engbegrenzten Stelle auf einige Dezimeter Mächtigkeit als wunderschöner Bänderkalk ausgebildet sind. In dem ausspitzenden Schiefer liegt ein schmales Band bräunlich anwitternder Kalkschiefer. NNW-Streichen und flaches E-Fallen herrscht hier vor. Etwas weiter südlich verschwindet auch ein Teil des Schieferbandes unter der Bergsturzhalde, aus der noch ein Aufschluß von serizitischem Phyllit mit N 40 W, 45 E hervorlugt. Etwa 100 *m* N einer Quelle kommen die blaugrauen, gut gebankten Kalke wieder unter dem Trümmerhang hervor; bei der Quelle, die 100 *m* N der Ruine der Bockalmhütte entspringt, ist der Kalk außerdem in Lagen feingebändert, während im Liegend der Übergang zu Kalkschiefer angedeutet ist. Die Lagerung ist N 15 W, 40 E.

Beim Beginn des Kalkaufschlusses N der Quelle kommt auch der liegende Untere Dolomit in Splitterfazies in das durch das Schieferband bedingte Tälchen herab. In seinem Hangend finden sich an der Grenze einige Blöcke von gelbbraun anwitterndem, brecciösem Dolomit. Noch eine Erscheinung ist zu beachten: Die hangendsten Meter des Unteren Dolomites sind dunkelgrau, wie wir dies auch in der Flattnitz an der Grenze gegen die Bockbübelschiefer beobachten konnten.

Das nächste Vorkommen des Kalkzuges im Hangend des Schieferbandes beginnt bei der Ruine der Bockalm; wenige Schritte W derselben stehen dunkelblaugraue Kalkschiefer mit schwarzen, glänzenden Phyllitschüppchen an, deren Lagerung N 55 W, 70 E ist. Dieser Kalkschieferstreifen zeigt in seinem mittleren Teile, wo ihn der von der Bockalmhütte talwärts führende Weg durchschneidet, vom Hangend zum Liegend folgendes Profil:

E des Weges einige Blöcke von gelbbräunlich anwitterndem, im Bruche dunkelgrauen, brecciösen Oberen Dolomit.

Eine schmale Schuppe dunkler Phyllit, direkt am Weg.

3 *m* mächtig: hellbläulichgrau anwitternder, dünngebankter und feinschichtiger, im Bruche mittelgrauer Kalk — N 25 W, 40 E.

10 *m* mächtig: dunkelblaugrau anwitternder, im Bruche dunkelblaugrauer bis dunkelgrauer, dünnschichtiger Kalk und Kalkschiefer. Im Kalkschiefer viele phyllitische Schmitzen. Geht über in

6 *m* mächtig: blaugrau anwitternden, im Bruche dunkelgrauen, dünnlagigen mergeligen Kalk.

Vom S-Ende dieses Kalk- und Kalkschieferaufschlusses schreiten wir über aufschlußloses Terrain zu dem bereits seit langem sichtbaren hellen Felsköpfel S unterhalb des Arkerschädels. Dieses wichtige Profil ist am besten an Abb. 10 zu erläutern.

Links vom Bildrand, unterhalb der Felswandeln liegt die Erlacherhütte; ganz rechts ist der Gipfel des Arkerschädels sichtbar.

Links in dem von SSW gegen NNE verlaufendem Profile der NS, 20 E gelagerte Untere Dolomit (UD), der von dem im tiefen Hintergrund angedeuteten Melitzen-S-Gipfel (P. 2170) gegen S herabkommt. Im Hangend des UD eine kleine Linse von hellbräunlichem, brecciösem Dolomit

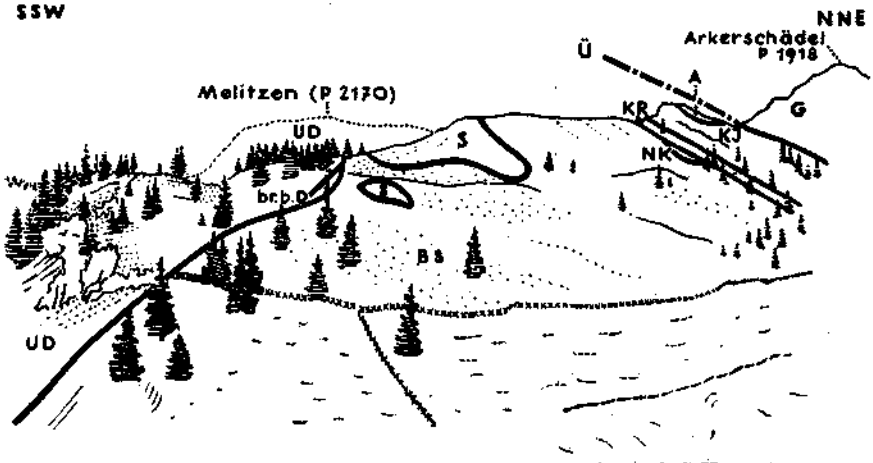
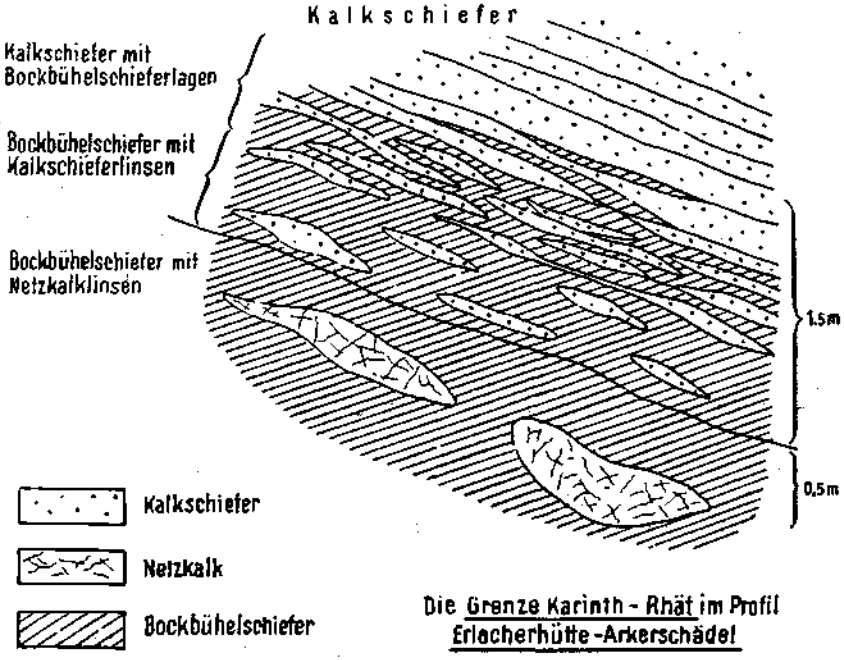



Abb. 10: Profil Erlacherhütte—Arkerschädel (Pfannock-S-Kamm).

(brl. b. D). Den ganzen Mittelteil des Bildes nehmen die phyllitischen Bockbühelschiefer des großen Bandes ein (BS). Am Kamm und etwas tiefer zwei Späne von Gurktaler Serizitphyllit (S), eingeschlichtet in die Lagerung der Bockbühelschiefer mit N 30 W, 40 E.

Am Fuße des steilen Felswandls im rechten Bildteil zieht diesem gleichlaufend ein kleiner Graben gegen den rechten Bildrand abwärts. Nahe dem Kamm zeigt dessen rechte Flanke, weiter unten auch die linke sehr schön 15 *m* mächtig aufgeschlossen bräunlich anwitternde, im Bruche dunkelblaugraue Kalkschiefer (KR), die bei N 20 W-Streichen unter 40 gegen E fallen. Hervorzuheben ist der in Lagen recht bedeutende Sandgehalt dieser Kalkschiefer; Schmitzen von schwarzem Phyllit durchsetzen sie. Im Liegend der Kalkschiefer folgen, gleichfalls eine ziemliche Strecke in dem kleinen Graben aufgeschlossen, C-reiche, rostig anwitternde, etwas serizitisch glänzende Bockbühelschiefer, die mit N 40 W-Streichen 40 E fallen. Die Grenze Kalkschiefer—Bockbühelschiefer ist in dem Gerinne mit der Hand zu greifen aufgeschlossen und zeigt eine 1·5 *m* mächtige Übergangszone. In den obersten 0·5 *m* der Bockbühelschiefer liegen hellgrau anwitternde Linsen von dolomitischem Kalk mit netzartiger Anwitterungsstruktur: oberkarinthischer Nertzkalk (NK). Die Kalkschiefer beginnen in einem sehr mürben, phyllitischen Schiefer 0·5 *m* oberhalb der Netzkalklinsen mit 0·2 × 0·5 *m* großen, langlinsigen Lagen, die sich gegen das Hangend innerhalb von einem Meter zu einheitlichen Kalklagen vereinen. Die Kalkschieferlinsen des Überganges sind zum Teil stark von phyllitischen Flatschen durchsetzt, so daß man in diesen 0·5 *m* Mächtigkeit von Kalkphyllit sprechen kann.




Die Grenze Karinth - Rhät im Profil Erlacherhütte-Arkerschädel

Abb. 11.

Im Hangend der Kalkschiefer folgt — ohne daß leider die Grenze aufgeschlossen ist — das von dem auffälligen Felskopf am Kamm gegen SSE abstreichende helle, etwa 20 *m* hohe Felswandl, das aus hellrötlichgrau anwitterndem, im Bruche hellrötlich- bis gelblichgrauem, kieseligem und mergeligem Kalk besteht; gut dünn geschichtete Lagen wechseln mit mehr massigen. Reichlich erscheinen, zum Teil im allmählichen Übergang hellrote, wechselnd stark kieselige, gefältelte Kalkschiefer, in welchen sich Reste von Radiolarien fanden (siehe pag. 129). Diese Kalkschiefer des Jura (KJ) lagern N 35 W, 35—40 E, damit fast völlig konkordant zu den liegenden, blaugrauen Kalkschiefern, die wir damit mit gutem Gewissen dem Rhät zuordnen können.

Auf der Höhe des Felswandls stehen wir auf den NE fallenden Schichtflächen der roten, kieseligen Kalkschiefer, auf welchen als nur wenige Quadratmeter großes Vorkommen nur einige Dezimeter mächtige, hellgrün-hellgrau gestreifte, violett gefleckte Kalkschiefer (A) auftreten; hellgelbbraune Anwitterungsfärbung und in Lagen Kieselgehalt sind weitere Kennzeichen. Mit der Lagerung von N 50 W, 30—35 E liegen sie nur ganz leicht verwinkelt zum Liegenden. Auf die vollkommene gesteinliche Identität mit den Jurakalkschiefern im Zuge Leckenschober—Michelebenalm in der Flattnitz wurde bereits auf pag. 129 hingewiesen.

An der Grenze der rötlichen Kalkschiefer gegen den hangenden, scherbig zerfallenden „Aptychenkalk"schiefer schaltet sich stellenweise eine nur zentimeterdicke, braunviolettrote Erzkruste ein.

Im Hangend dieser „Aptychenkalk"schiefer folgt, durch wenige Meter Schutt getrennt, die Basis der Gurktaler Überschiebungsdecke in Form des kataklastischen Pfannockgneises (G), der sich mit der Lagerung von N 70 W, 65 N zu dem rauhfelsigen, steilen Turm des Arkerschädels (P. 1918) erhebt und auf Abb. 10 rechts gerade noch sichtbar ist. Durch die jurassischen Kalkschiefer dieses Profils gewinnen wir somit für die unmittelbar liegenden, blaugrauen Kalkschiefer die kaum zweifelhafte Zuordnung zum Rhät. Mit diesem guten Grund können nun auch die vorbeschriebenen, aneinandergereihten Vorkommen von Kalkschiefern gegen N zum Kanninger Bock dieser Stufe zugeteilt werden, wie es die Ausscheidung auf der Karte zeigt. Freilich hat dieser Kalkschieferzug ebenso die Stellung oberkarinthischen Kalkes im Hangend des Schieferbandes; gerade solchen haben wir aber eben im leitenden Profil des Arkerschädels als typischen Netzkalk ausgebildet gesehen.

An diese Frage schließt sich jene an nach der stratigraphischen Zuordnung der Kalkschiefer im Liegend des tieferen Zuges von Oberem Dolomit SSW der Bockscharte, die wir auf pag. 182, wie die der Kalkschiefer in gleicher Stellung unterhalb des NW-Kares zwischen Pfann- und Lannernock, die wir auf pag. 173 offen lassen mußten.

Die Antwort verbleibt alternativ: Entweder stellen wir sämtliche Kalkschiefer im Hangend des karinthischen Schieferbandes des Raumes NW Pfannock—Kanninger Bock—Bockalmhütte zum Rhät, woraus sich auch rhätisches Alter des Oberen Dolomites des Lannernocks folgert und die sandigen Kalkschiefer vom NW- und NE-Grat des Pfannocks dem Lias zuzuteilen wären — oder wir

gewähren den Kalkschiefervorkommen vom NW-Kar zwischen Pfann- und Lannernock und jenen im Liegend des tieferen oberen Dolomitzuges SW des Kanninger Bockes oberkarinthisches Alter und lassen die Stellung der Kalkschiefervorkommen N und S der Bockhütte offen, während wir die Kalkschiefer, die das mondförmige Schiefervorkommen am Bock begleiten sowie natürlich die Kalkschiefer im Liegend des Jnra im Arkerschädelprofil beim Rhät belassen.

Wir möchten von vorigem der ersten Auffassung zuneigen, denn die zweite spaltet eine gesteinliche Einheit, wie sie die dünnlagigen, blaugrauen Kalke und Kalkschiefer darstellen, auf und läßt den typischen oberkarinthischen Netzkalk im gesicherten Arkerschädelprofil allein herausspringen.

So schön und aufklärend sich die rechte Flanke des oberen Langalpentales im Profile Erlacherhütte—Arkerschädel dem Beobachter darbot, so abweisend zeigt sich die gegenüberliegende Talseite. Der Pfannockgneis des Arkerschädelzuges mit dem hangenden Karbon der Brunnachhöhe verursachen eine starke Verschüttung der Obertrias bis fast zur Höhe des Kammes Brunnachhöhe—Spitzegg hinauf. An einem vom innersten Langalmtal in die Scharte S der Brunnachhöhe führenden Weg finden sich aus dem Schutt hervorlugend einige sehr kleine Aufschlüsse. Vorerst ist in 1820 *m* ein winziges Vorkommen von bläulichgrau anwitterndem, im Bruche dunkelgrauen Oberen Dolomit zu beobachten; sobald der Sattel zwischen Brunnachhöhe und dem S folgenden P. 1920 (Aneroid) sichtbar wird, führt der Weg über einen schwach ausgeprägten Sattel, der durch eine kleine Rückfallkuppe im Hang verursacht wird. Talseitig zeigt diese Erhöhung ein 4×6 *m* großes Wandl von grauem Dolomit, der im Hangend in Kalkschiefer übergeht. Die oberen Meter des Dolomites sind stark von Quarzflatschen durchzogen. Die Lagerung ist N 35 W, 25 E. Etwa 50 *m* weiter in der Richtung zum vorgenannten Sattel bietet sich eine etwa 30 *m* lange, blockweise Aufschlußzeile von blaugrau anwitterndem, dünnlagigen Rhätkalk, der bei N 20 W-Streichen etwa 25 gegen E einfällt. Im Hangend dieses Kalkschieferaufschlusses steht nahe dem Sattel hinter der Rückfallkuppe Gurktaler Phyllit an, der N 20 W, 40 E lagert; im Liegend gegen den Unteren Dolomit folgt — selten aufgeschlossen — hellgrünlicher, sehr serizitischer Phyllit, der manchmal goldgelbe Häutchen (Biotit?) führt. Es ergibt sich Phyllonitverdacht, denn weder mit phyllitischem Bockbühelschiefer noch mit Gurktaler Phyllit besteht Ähnlichkeit.

Knapp bevor der Almweg den Sattel im Hauptkamm erreicht, ist auf größerer Fläche die Humusdecke abgerutscht. Hier finden sich Lesesteine von blaugrau und bräunlich anwitterndem Kalkschiefer und von schwarzem Rhätkalk, wie er an der Eisentalhöhe in der Innerkrems nicht unversehrter zu sehen ist. Einige Trümmer bezeugen eine wilde Verfaltung mit Gurktaler Phyllit, der hier den Raum der karinthischen Bockbühelschiefer völlig eingenommen hat, wie die große Schuppe von Oberem Dolomit des P. 1920 beweist, die als linsenförmiger Körper allseits im Gurktaler Phyllit steckt. NE der Kote 1920 lagert der Obere Dolomit N 25 W, 35 E, während S derselben am Hang gegen St. Oswald N 80 E, 35 S einzumessen ist. Im Hangend des Oberen Dolomites, gegen den Sattel S der Brunnachhöhe, treten mehrere gebündelte, langgestreckte Linsen von bräunlich anwitterndem Kalkschiefer auf, die im Streichen nach dem

vorhin beschriebenen Lesesteinaufschluß von Rhätkalk zeigen. In der Gesellschaft dieser rhätischen Kalkschiefer finden sich auch kleine Linsen von kohlenstoffreichem Bockbühelschiefer. Auch innerhalb des hangenden Gurktaler Phyllites steckt ein Span von rhätischem Kalkschiefer.

Der gesteinliche Charakter des Oberen Dolomites des P. 1920 zeigt im allgemeinen recht geringe brecciöse Struktur, wenn sich auch Linsen von im Bruche dunkelgrauen Trümmerdolomit finden. Es mag deshalb an dieser Stelle nochmals der gesteinliche Unterschied zwischen Oberem und Unterem Dolomit beschrieben werden, wie sich letzterer z. B. auf dem bald S folgenden Spitzegg darbietet. Die einwandfreie Trennung der beiden Dolomithorizonte hat hier besondere örtliche Bedeutung, denn R. Schwinner (1932, 1943) hat unser eben behandeltes Profil als eine rein tektonische Folge aufgefaßt. Wie noch im folgenden Abschnitt über die Innentektonik der Gurktaler Decke zu zeigen sein wird, besteht tatsächlich der Phyllitstreifen zwischen dem Unteren Dolomit des Spitzeggs und dem Oberen Dolomit des P. 1920 aus Gesteinen der Gurktaler Decke. Weil nun letztere zwei regional wohl unterscheidbare Dolomitausbildungen (unseren Oberen und Unteren) trennt, erscheint hier die Gurktaler Decke in den Raum des karinthischen Schieferbandes eingedrungen, bzw. hat sie die ursprüngliche Ablagerungsfolge im karinthischen Niveau zerschert.

Der Untere Dolomit wittert bei weißlichgrauer Färbung rundlich karrig an, sandet stark ab und ist im Bruche meist schneeweiß, zuckerkörnig und leicht gebändert. Den Boden bedecken rundliche Brocken oder würfeliger, weißer Grus. In den Hängen des Spitzeggs finden sich dann auch die Wandeln der „Splitterfazies" des Unteren Dolomites, die durch die rhomboedrische Klüftung charakterisiert ist. Der Obere Dolomit wittert grau an und ist auch im Bruche grau, niemals schneeweiß. In der Nähe der rhätischen Kalkschieferlinsen ist er ziemlich gut feingeschichtet. Der Obere Dolomit zerfällt zu granem, ungleichkörnigem, scharfem, meist feinem Schutt.

Der Untere Dolomit, der im zusammenhängenden, NE fallenden Zug von der Melitzen herkommend das Langalmtal übersetzt hat, streicht über das Spitzegg, allmählich an Mächtigkeit verlierend, nach St. Oswald hinab. Sehr verschmälert begleitet er den St. Oswaldbach am linken Ufer bis zu einem Steinbruch W der Ortschaft Aigen bei Klein Kirchheim. Mit dieser Verkümmerung der Schichtfolge des Stangalm-Mesozoikums beschließen wir die Durchwanderung desselben. Bei der Besprechung des Gesamtbauplanes wird noch der weiteren südlichen, sehr verdünnten Fortsetzung unseres Kalkgesteinzuges in das Gebiet des Wöllaner Nocks, über welche W. Petrascheck (1927) berichtet hat, zu gedenken sein.

## III. Die Interntektonik der Gurktaler Überschiebungsdecke

Wie unsere Wanderung von Profil zu Profil durch den Kalkgesteinzug des Stangalm-Mesozoikums vor Augen führte, schießt dieser längs seiner gesamten Erstreckung unter das Phyllitgebiet der Gurktaler Berge ein. So augenfällig ist diese Lagerung, daß sie zu der ältesten geologischen Erkenntnis unseres Gebietes gehört und dem Vorstellungsbereich der damaligen Zeit entsprechend das Stangalm-Mesozoikum als das unzweifelhafte stratigraphische Liegend jenes höheren schieferig-sandigen Gebirges

angesehen wurde. Mit dem durch die versteinerte Flora der Stangalpe bezeugten Steinkohlenalter des Hangend war damit die Zuteilung unseres Kalkzuges zum Kohlenkalk gegeben.

Durch die Entdeckung des Rhät der Eisentalhöhe war bei der Einheitlichkeit des Kalkzuges der Schluß auf triadisches Alter seiner gesamten Ausdehnung nur folgerichtig. Ebenso geradlinig war zu folgern, daß die Überlagerung durch das Phyllitgebirge alpidischer Überschiebung zukommt.

Bevor aber noch der Mechanismus dieser Überdeckung seine Untersucher finden konnte, erschien durch die Alterszweiteilung des Kalkzuges von R. Schwinner (1922, 1932) und A. Thurner (1927) die Schwierigkeit seiner Aufklärung sehr erhöht, indem nun sowohl variscische wie auch alpidische Orogenese ursächlich zu machen waren. Der Verpflichtung zur Lösung dieser so schwierig gestellten Aufgabe entledigte sich R. Schwinner (1932, 1938) durch eine tektogenetische Synthese, die bei der Besprechung des Gesamtbauplanes noch eingehend zu behandeln sein wird.

Unser erster Blick auf die Lagerung zueinander der Bausteine des überdeckenden Phyllitgebirges braucht und soll deren Raum nicht verlassen, denn in die Lagerung des eigenen Baumateriales einer tektonischen Einheit sollte bei Berücksichtigung dessen stratigraphischen Umfanges jedwedes aus regionalen Gründen nur mögliche orogenetische Geschehen seine zeitliche Einordnung finden können; freilich ist es meist nur das jüngste tektonische Ereignis, das, vorhergegangene überprägend, als einziges erkennbar wird.

Vergegenwärtigen wir uns übersichtlich das Alter der Bausteine des Phyllitgebirges und setzen in die Zwischenräume der folgenden Tabelle die aus regionalen Gründen möglichen orogenetischen Phasen ein, so gelangen wir zu dem Ergebnis, daß Lagerungsänderungen, die den jüngsten Baustein der Phylliteinheit (Westfal D+Unterstes Perm) noch erfaßt haben, frühestens „saalisch" sein können.

| Einheit | Alter | Orogenetische Phase |
|---|---|---|
| | | Saalisch |
| Werchzirmschichten | Perm, vielleicht jünger | |
| Bock-Breccie | Perm | |
| Oberkarbonsandstein und -konglomerat | Westfal D | |
| | | asturisch (nicht in den Karn. Alpen) |
| | | sudetisch |
| | | ? kaledonisch ? |
| Eisenhutschiefer (Metadiabase) | U. Silur | ? |
| Gurktaler Quarzphyllit | Kambrium bis Vorpaläozoikum | |

Außerdem zeigt sich, daß für das ursprüngliche Lagerungsverhältnis des Westfal D-Perm zu den älteren Schiefern lediglich bestimmend ist, was man mit einem Terminus kurz als „variscische Diskordanz" bezeichnen kann. Je nach dem Grade der Störung, die diese klare Lagerungsbeziehung nun später noch erlitten hat, wird auch eine dem Intensitätsgrad entsprechende jüngere Phase hafthar zu machen sein.

Gelingt es, die postvariscische Lagerungsänderung des Westfal D-Perm-Bausteines — den wir als homolog der Naßfeldgruppe der Karnia auffassen — im Verhältnis zu den älteren Schiefern der Gurktaler Alpen in der Intensität über das Niveau der „schwächlichen Ausklänge der variscischen Orogenese" (H. Stille, 1924), das sind saalische und pfälzische Phase, emporzuheben und im Bauplan (Vergenz der Bewegung ausgedrückt im Streichen der Faltenachsen; zugeordnete Frakturen) der Innentektonik des Stangalm-Mesozoikums anzugleichen, bzw. eine gleichgerichtete Einwirkung auf dieses glaubhaft zu machen, darf die damit ausgedrückte Übereinstimmung mit ruhigem Gewissen einem einzigen, alpidischen Akt zugeordnet werden; ob vorgosauisch oder jünger muß dahingestellt bleiben.

Das Phyllitgebiet [1]) des Ranmes St. Oswald—Turracherhöhe—Flattnitz zeigt drei auffällig parallel ziehende Vorkommen von Oberkarbon, die mit — im ganzen gesehen — NW-streichenden Grenzen gegen zwischenliegende Zonen der älteren Schiefer (Quarzphyllit und Eisenhutschiefer) abstoßen. Diese drei Karbonvorkommen, die im folgenden als das der „Brunnachhöhe", des „Königstuhles" und von „Turrach" benannt und unterschieden sein mögen, gehören — wie im stratigraphischen Abschnitt nachgewiesen wurde — einer einheitlichen Sedimentfolge an, die in der Hauptmasse als Westfal D gleichaltrig ist und zum Teil in das Perm reicht.

Die ursprüngliche Lagerung dieses Schichtverbandes zu den variscisch miteinander verfalteten, älteren Phylliten ist wohl sicher die einer transgressiven, sedimentären Überdeckung. Die drei Karbonvorkommen liegen nun heute in verschiedene Stockwerke aufgelöst nicht mehr nur über, sondern zum Teil recht tief unter den ursprünglich zur Gänze liegenden Phylliten eingeschaltet und erweisen sich damit als tektonische Schollen. Da der Verband zueinander der beiden anderen Bausteine (Gurktaler Quarzphyllit, Eisenhutschiefer) bereits variscische Prägung aufweisen muß und noch dazu Quarzphyllit und Eisenhutschiefer in tektonischer Fazies oft kaum unterscheidbar sind (R. Schwinner, l. c.), so bleibt es zumeist unaufklärbar, welche und wie große Anteile der Phyllitserie sich mit den einzelnen der drei Karbonschollen zu tektonischen Körpern verbinden. Dazu kommt noch erschwerend, daß das Gefüge der Phyllite in einer Unzahl kleiner Teilbewegungsflächen auch große Raumverzehrung verbergen kann.

Als tiefste tektonische Einheit erscheint im SW die „Brunnach-Schuppe", die durch die Führung der Altkristallinscholle des Pfannockgneises ausgezeichnet ist. Dessen Sohle ist eine Bewegungsbahn erster Ordnung, indem an ihr das Stangalm-Mesozoikum mit seinem jurassischen Dach überschoben erscheint; ein laminierter Streifen von mit Oberkarbon verzahntem Perm markiert diese Überschiebung, die fortan als die Gurktaler Überschiebung bezeichnet sei.

Vom Kanninger Bock gegen S treten im karinthischen Schieferband des Stangalm-Mesozoikums häufige Einspießungen von Gurktaler Phyllit auf, bis sich im Profile Brunnachhöhe—Spitzegg fast der gesamte Raum der Obertrias durch Phyllit ersetzt zeigt, worin der Obere Dolomit des P. 1920 als tektonische Großlinse steckt. Dieser Phyllitstreifen schießt nun mit NE-Fallen unter das Oberkarbon der Brunnachhöhe ein, welches gegen

[1]) Siehe die beiliegende Übersichtskarte 1 : 75.000, Tafel III!

St. Oswald ausspitzt und ebenfalls gegen NE unter den Phyllit des Mallnocks einfällt. Das Karbon der Brunnachhöhe wurde auf dem Pfannockgneis abgelagert, wie das grobe — aus aufgearbeitetem Pfannockgneis bestehende — Grundkonglomerat am S-Kamm sowie scharftrümmerige Arkosen in dessen S-Flanke zeigen. Auf der Hochfläche des St. Oswalder Bocks ist zu sehen, wie das Karbon der Brunnachhöhe gegen NE unter den Phyllit des Mallnocks hineinzieht. Ebenso haben wir früher (pag. 176) beobachtet, daß das ausgedünnte Karbon-Perm an der Basis des Pfannockgneises SSW der Grundalm gegen NE umbiegt. Unter dem Schuttmantel der Grundalm bleibt es nun leider verhüllt, welcher der beiden Karbonzüge sich am W-Hang des Koflernocks und weiter noch am rechten Ufer des Stangbaches (R. Schwinner, l. c.) wiederfindet. Auf alle Fälle zeigt diese Lamination, daß auch die Grenze des Karbons der Brunnachhöhe gegen den hangenden Phyllit des Mallnocks—Koflernocks eine Bewegungsbahn ist, die oberhalb der Stangalm schleifend in die Gurktaler Überschiebung mündet.

Auch im S des Karbonspanes der Brunnachhöhe scheinen sich die beiden, diesen im Hangend wie Liegend begleitenden Bewegungsbahnen zu einer Linie zu vereinen, die sich geradewegs in jenen Zug von Bänderkalk und Kalkphyllit fortsetzt, der den ausgedünnten, durch Phyllit getrennten Streifen von Unterem Dolomit auffällig parallel ziehend im Hangend begleitet und am WNW-Kamm des Wöllaner Nocks gut zu beobachten ist. Bei der Besprechung des Gesamtbauplanes wird auf diese Verhältnisse noch zurückzukommen sein.

Die weite Phyllitzone [1]) Mallnock—Koflernock—Gregerlenock—Turracherhöhe, die im Liegend mit einer Gleitbahn gegen die Brunnachschuppe grenzt, fällt gegen N unter das klassische Karbon des Königstuhles und gegen NE unter dessen SE-Fortsetzung Steinturrach—Grünsee ein. Insbesondere ist es die genannte N-Grenze, die am ehesten verlockt, sie als überlieferten Anschnitt der „variscischen Diskordanz" anzusehen. Die folgend dargelegten Umstände werden jedoch aufzeigen, daß auch hier im Liegend der Karbonscholle des Königstuhles kräftige Raumverzehrung anzunehmen ist.

Zunächst fällt ein hervortretender Zug von Dolomitklippen auf, der von der Kothalm bis oberhalb des Karlbad den S-Rand des Karbons begleitet. Gesteinlich erweisen sich diese Dolomitvorkommen keineswegs einheitlich als „magnesitführender Dolomit", wie es nach der Ausscheidung von R. Schwinner (1931) anzunehmen wäre; soweit nicht Magnesitvererzung vorliegt — und das ist nur nesterweise der Fall, wie die vorgenommenen, wohl enttäuschenden Schürfungen erkennen lassen — bestehen sie aus teils eisenschüssigem, teils aber ganz gemeinem grauen Dolomit, der — wenn der Gesteinsvergleich hier nicht so verantwortlich wäre — leichthin als mit dem Oberen Dolomit des Stangalm-Mesozoikums vergleichbar anzusprechen ist. Insbesondere der große, graufelsige Dolomitklotz oberhalb der Stangalmhütten, an dessen Fuß eine schöne Quelle entspringt, kann durchaus zum Oberen Dolomit gestellt werden.

Gleichwohl als Ausdruck andersgearteten orogenetischen Geschehens faßt schließlich R. Schwinner (1938) das gegen NW (Karlbad) gerichtete Ausspitzen des Phyllites als tektonisch bedingt auf, welcher Meinung wir uns gerne anschließen.

---

[1]) Für das nächstfolgende diene als Unterlage die Karte bei R. Schwinner (1931).

Für den östlich anschließenden Raum gegen die Turracherhöhe zu gibt R. Schwinner (l. c.) eine tektonische Auflösung in Form einer gegen N blickenden, liegenden Falte. Versucht man als erstes, in diese das kleine Karbonvorkommen der Winklalm [1]) — das übrigens auf dem E davon gelegenen Rücken bei P. 2020 von einem weiteren, mindestens ebenso ausgedehnten gleichlaufend begleitet wird — einzuordnen, so kommt es in deren Phyllitkern zu liegen und bildet hier mit seinen NNW-Streichen einen recht unwahrscheinlichen Gegensatz zu dem von Schwinner fast senkrecht dazu angenommenen W—E-Faltenstreichen. Wir möchten deshalb diese liegende Falte mit NNW streichender Achse annehmen, wozu das Kartenbild bestens zustimmt. Die N-Stirn der liegenden Falte Schwinner's — ohnehin schlecht belegt, weil vom oberen Nesselgraben erodiert — gibt ihre Rolle an eine im Kartenbild erkennbare ENE blickende Stirn ab. Die von Schwinner gegen W absinkend angegebenen Faltenachsen [2]) müssen nach dem Umbau gegen NNW bis NW fallen und passen unseres Erachtens so weit schöner in das Kartenbild. Die NNW streichende Rinsennockverwerfung — die wir als zerscherte Verfaltungsgrenze auffassen —, das NNW-Streichen des Winklalm-Karbons und schließlich die NW streichende Einfaltung des Steinturracher Karbons stimmen in ihrer Lagerung zusammen; auch die Gipfelsykline des Rinsennocks streicht „vielleicht sogar etwas gegen WNW" (wörtlich R. Schwinner, 1938). Die kleinen Blattverschiebungen in der E-Flanke des Rinsennocks können nun allerdings nicht mehr mit der Schwinner'schen Rinsennockverwerfung zu einem „Mohr'schen Paar" konjugiert [3]) werden, sondern stehen als Querrisse senkrecht auf unserer NW streichenden Faltenachse.

In Übereinstimmung mit R. Schwinner (l. c.) möchten wir der Einfaltung des SE-Zipfels des Königstuhl-Karbons unter den Phyllit des Schoberriegels keinen großen Tiefgang geben, denn schon an der Straße Turracherhöhe—Turrach zeigt das SW-Fallen des Phyllites nahe der Karbongrenze, daß hier der liegende Phyllit zum entgegengesetzten Fallen „an der Nase abwärts geschleppt zu sein scheint" (R. Schwinner, 1938), während vollends oberhalb der Hochalm am Steinbachgraben deutlich zu sehen ist, daß der Phyllit dieser Zone unter die Karbonscholle des Königstuhles hineinzieht. Damit stirnt nach unserer Auffassung das Karbon des Königstuhles mit NE gerichteter Front seicht in seine Phyllitunterlage und die liegende Falte in derselben bei der Winklalm wurde unter seiner Last geprägt. Die tektonischen Achsen heben gegen SE in die Luft aus.

S des obersten Gurktales, im Raume Ebene Reichenau-Gnesau, sind durch H. Beck (1932) Vorkommen von Karbon bekannt worden; sie liegen auffällig in der axialen Fortsetzung dieses tektonischen NW-Streichens. Ob dort Achsendepression oder Auftauchen eines gleichorientierten tieferen Elementes vorliegt, muß erst durch Feldarbeit ermittelt werden.

---

[1]) Hier fand sich ein Leseblock von dünnschichtigen Sandstein, der zweifellos ein Segment einer stark gekrümmten Falte darstellt.

[2]) Später (pag. 53) in (1938) sieht sich R. Schwinner zur Stützung einer Hypothese höherer Ordnung allerdings wieder genötigt, die Faltenachsen gegen W ansteigen zu lassen!

[3]) Übrigens sind nach F. E. Sueß (1937) konjugierte Scherflächensysteme nur in einer Hälfte erkennbar ausgebildet.

Im Rückblick auf die perlschnurartig angeordnete Dolomitklippenreihe von der Kothalm gegen W möchten wir diese als Scherlinge aus dem Stangalm-Mesozoikum an der Sohle der gegen NE bewegten Königstuhlschuppe ansehen.

Daß die Karbonschuppe des Königstuhles selbst einer großen liegenden Falte angehört, ist nach dem vorgesagten nicht abwegig. Der Hinweis von R. Schwinner (l. c.) über den Verdacht W. J. Jongmans auf inverse Lagerung einer Pflanzenbank am Stangnock spricht dafür. Wahrscheinlich ist der Hangendschenkel dieser liegenden Falte bereits fast gänzlich abgetragen, zumindest soweit, daß die etwa im Faltenkern liegenden Werchzirmschichten, deren Erhaltung durch Einfaltung (Parallele zur Bock-Breccie) auch besser begreiflich wird, gerade bloßgelegt sind.

Schließlich sei als Zeugnis für eine Bewegungsfläche an der Basis des Königstuhlkarbons auf jenes Phyllonithand hingewiesen, das wir just an jener Stelle wo der Phyllit der Hochalm gegen NW ausspitzt, im Profil des P. 2068, zwischen Rhät und Karbon nachweisen konnten (Siehe pag. 156!).

Mit der obigen Vorführung des Phyllites des Raumes Hochalm—Schoberriegel vor der Stirn der Königstuhlschuppe sind wir bereits in die nächste Phyllitzone eingetreten, die von Turrach gegen E gleichfalls eine ausgedehnte Scholle von Oberkarbon birgt.

Konnte das Königstuhlkarbon durch das oben Gesagte über diesen seinen Liegendphyllit hewegt gezeigt werden, so war das Verhältnis der gleichen Phyllitzone zur Karbonscholle von Turrach — wie im gesteinskundlichen Abschnitt (pag. 137) mitgeteilt wurde — an zwei Stellen NE der Wicheralm als sedimentärer Übergang zu beobachten. Da die Karbonscholle von Turrach in ihrem ganzen Verlaufe von der Wicheralm um die N-Abhänge des Eisenhut-Wintertalernockmassives herum unter dieses einschießt und auch der sedimentäre Übergang bei der Wicheralm einerseits gegen hangenden Quarzphyllit anderseits gegen liegende Eisenhutschiefer geht, sehen wir das ursprünglich transgressiv hangende Oberkarbon durch Faltung in seine gegenwärtige Liegendposition gebracht. Wir können damit R. Schwinner (1938) folgen, der das Karbon von Turrach als eine gegen N überschlagene Synklinale erkannt hat. Zu deren Charakteristik, die der genannte Forscher (l. c.) durch Darstellung eines Isohypsenbildes der Unterfläche der Mulde verdeutlichte, möchten wir die auffällige Zerschlitzung, bzw. Ausdünnung des Hangendflügels nahe dem Muldenschluß bei der Platz- und Wicheralm, SW bzw. SE von Turrach hinzufügen. Schwierig einzuordnen ist das kleine Vorkommen von Gurktaler Phyllit mit magnesitführendem Dolomit mitten im Karbon des N der Wicheralm W—E ziehenden Grabens; am ehesten könnte man es als einen Rest einer vor der Synklinalbildung erfolgten Überschuppung deuten.

Verfolgen wir den Verlauf der Karbonsynkline von Turrach gegen E, so bleibt deren Mächtigkeit bis etwas über den N-Kamm des Eisenhutes hinaus anhaltend gleich. Im Profil des Eisenhut-N-Kammes lassen sich die beiden Schenkel der N-wärts überschlagenen Mulde bei gutem Willen erkennen, indem nämlich sowohl im Liegend an der Gurktaler Überschiebung, wie im Hangend gegen den Quarzphyllit eine 50 bzw. 30 *m* mächtige Bank von scharftrümmeriger, quarzitischer Arkose auftritt, die als eine sehr seltene Fazies des Oberkarbons zu gelten hat. Vom Eisenhut-N-Kamm gegen E

nimmt die Karbonscholle auffällig an Mächtigkeit ab, die etwa gleichbleibend am Leckenschober, der Stallstätte und bei der Gaulschacheralm zu beobachten ist. Diese Reduktion erfolgt in einer gegen NE gerichteten Front; ob durch diese Ausdünnung beide Schenkel der Mulde erfaßt wurden oder nur einer verlorenging, ist nicht auszumachen.

Fragen wir nach der Achse der Turracher Karbonmulde, so ist ihr W-Ende bei Turrach in 1260 *m* SH sicher, wo sich auch der Muldenschluß findet. Gegen SE zu muß die Achse ansteigen, denn bei der Gaulschacheralm taucht plötzlich im Liegend des Karbons Quarzphyllit auf, der nur als der aufrechte Liegendschenkel der ausgedünnten Synkline aufzufassen ist. Bei dem N—S-Streichen und südlichen Auskeilen des Karbons der Gaulschacheralm glauben wir nahe dem tektonischen Schluß der Turracher Karbonscholle zu sein; dieser liegt immerhin mindestens 400 *m* höher als das tiefstaufgeschlossene Karbon bei Turrach. So gelangen wir zu dem Bilde einer NW streichenden, in der gleichen Richtung sanft absinkenden tektonischen Achse.

Der Phyllit im Liegend des Karbons der Gaulschacheralm erscheint gegen N bald an der Gurktaler Überschiebung von unten her durch Verschuppung verzehrt zu werden. Im Profil der Stallstätte und des Leckenschobers schalten sich im oder nahe vom Dach des Stangalm-Mesozoikums deutlich Späne von Gurktaler Phyllit ein; sie treten gerade dort auf, wo wir die Reduktion der Mächtigkeit der Karbonscholle an einer NE-wärtigen Front hervorhehen konnten.

Ein gemeinsames Merkmal der tektonischen Lage unserer drei Karbonschollen (Brunnachhöhe, Königstuhl, Turrach) scheint uns in einem gesetzmäßigen Vorgang ursächlich begründet: Alle drei Karbonvorkommen zeigen sich sichtlich im Gefälle der tektonischen Achsen gegen NW vorgeschoben, wobei die zwischenliegenden Phyllitzonen eine Ausspitzung erfahren. Wie der Liegendphyllit der Brunnachschuppe gegen N zu ausgedünnt ist, so auch der Phyllit der nächsthöheren Zone NW des Stangbaches. Ganz so verschmälert sich auch der Phyllit der Hochalm gegen den P. 2068 zu. Der Liegendphyllit der Turracher Karbonsynkline ist am SE-Hang des Wintertalernocks noch deutlich zu sehen, erleidet aber gegen N, bzw. gegen NW baldige Verschleifung. Demnach grenzen alle drei Karboneinheiten unter Ausdünnung des jeweiligen Liegendphyllites mit ihrem NW-Rand unmittelbar an das Stangalm-Mesozoikum. Daraus kann man eine gewisse Seitwärtsbewegung in der Richtung des Achsengefälles folgern. Auch die Zerscherung des Faltenschenkels am Rinsennock wäre diesem Vorgang zuzuordnen.

## C. Der Gesamtbauplan

Den durch die Alterszweiteilung unseres Kalkzuges in eine paläozoische und eine mesozoische Hälfte (R. Schwinner, l. c., A. Thurner, l. c.) verwickelt notwendigen Gesamthauplan hat R. Schwinner (1932, 1938) gegeben: Die auf Altkristallin abgelagerte, „paläozoische Bänderserie" Innerkrems—Turrach—Flattnitz wurde durch N-vergente, sudetische Überfaltung des „Phyllitstockwerkes" konserviert. Nach Ablagerung des

Oberkarbons und der Trias wurde letztere durch eine W gerichtete alpidische Überschiebung zugedeckt. Dieses zweiphasige Geschehen birgt folgende Unstimmigkeiten in sich:

1. Entlang der Bänderserie ist eine enorme, von E gegen W gerichtete alpidische Blattverschiebung nötig. Diese muß mindestens den Betrag der Erstreckung des Turracher Karbons, d. i. Gaulschacheralm—Turrach von rund 6 *km*, erfassen. Ob dies noch im Sinne R. Schwinner's als eine „kurze, gegen W aufspringende Einschuppung" zu bezeichnen ist?

2. Die gesamte Bänderserie vom Steinbachsattel gegen W zeigt nichts mehr von der konservierenden, variscischen Phyllitüberfaltung. Im Bereiche des Königstuhlkarbons hat dies R. Schwinner durch „tektonischen Abstau" zu erklären versucht. Die Bänderserie des Mattehans und der abgesunkenen Grünleiten müßten nun entweder ohne konservierende Phyllitüberfaltung die langen Zeiträume der postvariscischen Abtragung, der Ablagerung des Oberkarbons und der Trias überstanden haben, um erst alpidisch durch die Überschiebung des Karbons vor Abtragung geschützt zu werden oder diese Vorkommen wurden von ihrer Phyllitdecke durch die Karbonüberschiebung mittels „Abstau" befreit. Die Bänderserie der Schulter und der stehengebliebenen Grünleiten wurden gar durch den westlich vorrückenden triadischen Peitlerdolomit überdeckt. Dann müßte also dieser den Abstau des Phyllites bewirkt haben oder aber auch die Bänderserie der Schulter und der Grünleiten hätten ohne konservierende Phyllitüberfaltung die lange Zeit von ihrer Ablagerung bis Nachtrias überdauert? Und an keiner einzigen Stelle zwischen der Bänderserie und dem Karbon des Mattehans, bzw. der abgesunkenen Grünleiten, zwischen der Bänderserie und dem triadischen Peitlerdolomit der beiden Grünleiten wie der Schulter findet sich das geringste Restchen des „abgestauten" Phyllites? Kann ein „Abstau" so sauber „abputzen"? Warum liegen an dieser Bewegungsfläche keine Phyllonite? Die sollten erst im Dach des Peitlerdolomites auftreten, direkt — wenn auch nur mittelbar — emporgeschleppt durch das ganz und gar unversehrte Rhät der Eisentalhöhe, wie es in den nördlichen Kalkalpen sich nicht besser erhalten zeigen kann? Mergelige Tonschiefer mit schmalen Kalkbänken an der Basis eines „traineau écraseur" müßten sich wohl anders präsentieren!

3. R. Schwinner (l. c.) selbst hat den Kremsbachbruch als eine Blattverschiebung angesehen in dem Sinne, daß der Mattehans an den Knappenriegel, die abgesunkene Grünleiten an den Altenberg und die Schulter an den Grünleitennock vor der Bewegung angeschlossen war. Das gibt einen Verschiebungsbetrag von etwa 1·8 *km*, um den die paläozoische Bänderserie plus der Trias plus dem Karbon gemeinsam gegen NE bewegt worden wäre. Welcher Komponente eines gegen W gerichteten „Kräfteplanes" entspricht dies? Was meint R. Schwinner mit der zum Kremsbruch „spiegelbildlich konjugierten", NNW streichenden Blattverschiebung am Rinsennock? Als gleichzeitige Vorgänge müßten sie trichterförmig gegen N zusammenlaufen; sie hätten zu einer Massenanhäufung führen müssen, die sich baldigst, in die Luft ausweichend, zu gegen NW und NE gerichteten Überschiebungen ausgebaut hätte! Wie wären denn überhaupt die Kräfte umzubeugen, die einer gegen W gerichteten Tektonik entstammend derart, zum Teil rückläufig wirken? Eine Drehbewegung im Uhrzeigersinn des

Königstublkarbons — wovon bei R. Schwinner nichts zu lesen ist — könnte tangential die Kremsbachblattverschiebung und gleichzeitig das Rinsennockblatt aufreißen; dann müßte aber der gegen S so gut zusammenhängende Zug der Trias zerrissen sein!

Es ist ein Glück, daß wir R. Schwinner auf solch dornenvollem Weg nicht weiter zu folgen brauchen, welchen sich dieser Forscher im Verein mit A. Thurner durch die Altersteilung unseres Kalkzuges in eine paläozoische und eine mesozoische Hälfte zu beschreiten gezwungen sah!

Wir konnten die Einheit der Schichtfolge des Kalkzuges St. Oswald—Innerkrems—Turrach—Flattnitz nachweisen: Wir verfolgten die untertriadischen, meist rauchwackenartigen Trümmergesteine von der Melitzen bis in die Flattnitz, erkannten die wahre Individualität der Bänderserie als Gesteine der unteren Mitteltrias, unterschieden zwei wohl zu definierende, lagegetrennte Dolomitausbildungen, die der oberen Mitteltrias und der Obertrias entsprechen, spürten der „Pyritschieferfazies" der Bockbühelschiefer vom Langalmtal bis in die Flattnitz nach, sahen in gleicher Erstreckung im Dach der Schichtfolge die gut charakterisierten Gesteine des Rhät und konnten last not least aus beiden Flügeln des Kalkgesteinszuges jurassische Gesteine als Krone einer mesozoischen Schichtfolge vorzeigen.

Der sich daraus ergehende Bauplan ist einfacher und großzügiger. Die Bausteine Gurktaler Phyllit, Eisenhutschiefer und Westfal D-Perm zeigen sich räumlich vereinigt und mit NW streichenden Leitlinien tektonisch geordnet dem Stangalm-Mesozoikum überschoben, als Gurktaler Decke. Wir sahen im Bereiche des Stangalm-Mesozoikums NW-absinkende tektonische Achsen und auf diese senkrecht verlaufende Frakturen. Da nach dem Alter des jüngsten Bausteines der Gurktaler Decke und dem Intensitätsgrad dessen Verfaltung und Verschuppung mit den älteren Schiefern, der Innentektonik der Gurktaler Decke alpidisches Alter zukommt, betrachten wir den gleichgerichteten inneren Bau des Stangalm-Mesozoikums als zu dieser gleichzeitig.

Bevor wir noch den Vorgang der Überwältigung des Stangalm-Mesozoikums durch die Gurktaler Decke ablaufen lassen, müssen wir die Frage beleuchten, inwieweit das altkristalline Grundgebirge daran beteiligt ist. Der Auffassung von R. Schwinner (1932, 1938) in diesem Belange können wir uns gleichfalls nicht anschließen. Obwohl diesem Forscher grundsätzlich zuzustimmen ist, daß das Grundgebirge der aktive Träger jedweder regionaler tektonischer Impulse ist, die sich in seiner passiv mitbeförderten, chronologisch gliederbaren Sedimenthülle unserer Erkenntnis nur leichter erfaßbar machen, ersehen wir für unser verhältnismäßig engräumiges Gebiet daraus eine über das Ziel schießende Nutzanwendung gezogen. Obwohl R. Schwinner (1938) die alte (algomanische) Prägung des liegenden Altkristallins unseres Untersuchungsraumes vor Ablagerung des Quarzphyllites als beendet ansieht, wird sowohl während der variscischen wie der alpidischen Orogenese das Altkristallin zwecks Raumverengung für eine die Grenzen des Ablagerungsraumes überquellende Faltung des sedimentären Deckgebirges „gefaltet und geschuppt".

Wir konnten die Innentektonik des Altkristallins an sanft gegen ESE tauchenden Achsen ablesen, die somit deutlich in der dritten Ordnung verwinkelt sind gegen die obengenannten, NW fallenden des Stangalm-

Mesozoikums und der Gurktaler Decke. An den Hiatus in der Metamorphose zwischen Altkristallin und allem Hangend braucht nur erinnert zu werden: Der kataklastische Bundschuh-Orthogneis ist rekristallisiert, was sich besonders an dem randlichen Mylonitsaum verdeutlicht. Gerölle von Bundschuh-Orthogneis im gleichen Zustand liegen bereits im Oberkarbon. Die der Gurktaler Decke einverleibte Scholle des Pfannockgneises zeigt gleichfalls Kataklase, randlich ist sie aber phyllonitisiert. Was in spärlichen und engen Zonen an rückschreitend Metamorphem im Altkristallin vorkommt. wird erst unter dem Mikroskop erkennbar; auf keinen Fall erreicht die Diaphtorese das Ausmaß, um ein Zusammenrücken des Grundgebirges um jene Strecken abzubilden, die sich im abgescherten Deckgebirge bis zu einer Überschiebungsweite von 18 *km*, d. i. St. Oswald—Flattnitz ausdrückt.

Die tektonische Großgliederung unseres Raumes können wir zwar in gleicher Anzahl, aber im ungleichen Inhalt wie R. Schwinner (1932) als „Stockwerke" dreigliedern: A. Basales Grundgebirge. B. Triadische Sedimentbülle des Grundgebirges. C. Gurktaler Decke. R. Schwinner (l. c.) hat als Stockwerk B den Quarzphyllit plus Eisenhutschiefer und als C das Oberkarbon eingeordnet, während dem Kalkgesteinzug nur die Rolle eines späteren Beiwerkes des Grundgebirges A zugeteilt wurde.

Der Gesamtablauf des tektonischen Ereignisses der Überschiebung des Stangalm-Mesozoikums durch die Gurktaler Decke mag sich derart abgespielt haben:

Die von SW kommende Gurktaler Decke — wovon sich Reste noch in der Scholle um den Magnesit von Radenthein finden (B. Granigg, 1912, R. Schwinner, 1927, 1938, 1939[1])) — überwältigte den Raum des Stangalm-Mesozoikums zuerst mit der tiefsten, Grundgebirgsschollen führenden Einheit der Brunnachschuppe. Von der Brunnachhöhe gegen SE zerschert dieselbe die Schichtfolge des Stangalm-Mesozoikums gänzlich, während gegen N bis zum Kanninger Bock die Phyllitspäne in dem karinthischen Schieferband sicher dieser Schuppe entstammen dürften. Über die Brunnachschuppe legt sich der weite Phyllitmantel vom Mallnock bis zum Eisenhut, der zum Teil noch sedimentär verbundenes Karhon trägt und nach diesem Turrachschuppe benannt sei. Diese dünnt die liegende Brunnachschuppe aus und fördert gleichfalls Späne in das Stangalm-Mesozoikum, wobei die Einspießungen im karinthischen Horizont der Eisentalhöhe räumlich begreiflich liegen. Darüber folgt die nächst höhere Schuppe des Königstuhl, die mit liegender Falte stirnt und die Untorlage in sekundäre Deckfalten wirft. Vielleicht im gleichen Stockwerk ist der Königstuhleinheit die Schuppe der Paal vorangeeilt. Vor dessen Stirn wird das Karbon von Turrach samt seinem Liegendphyllit synklinal aufgeschleppt, gegen NE überschlagen und dadurch indirekt das Stangalm-Mesozoikum E des Eisenhut zerschert. Die gelösten Triasschollen werden vom Paaler Karbon sogleich verfrachtet. Die durch NW streichende Faltung geprägte Beunruhigung des mesozoischen Schichtstoßes im Raume Harderalm—Flattnitz ist weitere Folge. Aus dem Verhältnis der Turracher zur Paaler Schuppe ergibt sich der Schluß, daß die Vereinigung der genannten vier Schuppen zu einer einheitlichen Überschiebungsdecke sich erst im Hangendraume des

[1]) Wertvolles Zeugnis: „Dieses Bewegungsbild deutet auf Einfaltung mit Überschiebung von West nach Ost".

Stangalm-Mesozoikums abspielte. Zugeordnete Teilbewegungen im nordwestlichen Axialgefälle der Deckfalten, entsprungen aus der zeitweiligen Übermacht der N-Komponente der allgemeinen NE-Vergenz, bringen die karbonischen Schollen unter Ausdünnung der zwischenliegenden Phyllitzonen an die, durch die ziemlich in Reihe gestaffelten Bundschuhorthogneis-Schuppen ausgezeichnete Reliefbarre der Krems—Metnitz-Schwelle (R. Schwinner, 1932), wodurch sich die auffällige Begleitung durch Bundschuhorthogneiszüge des N-Rahmens der Überschiebungsdecke erklärt. Im Raume der Innerkrems, wo sich drei — wenn nicht vier — Orthogneisschuppen gehäuft vorfinden, schafft das dadurch stärker akzentuierte Relief erhöhten mechanischen Widerstand und bremst einen randlichen Saum des überdeckten Stangalm-Mesozoikums von seiner Basis her ab, was zur Aufreißung des Kremsbachblattes parallel zur nordöstlichen Bewegungsrichtung führt. Daraus ergibt sich als Vorbedingung die Annahme einer gewissen Abscherung des gesamten Schichtstoßes des Stangalm-Mesozoikums. Die tektonische Beanspruchung der Basalgruppe sowie die Gleichschlichtung derselben und oft noch eines Teiles des Hangenden zum Grundgebirgsrelief sind beweisend (A. Thurner, 1927, 1937). Aus den Turracher Eisengruben hat O. M. Friedrich (1936) tektonische Beanspruchung der Triasbasis beschrieben. Auch in der Flattnitz ist Abschertendenz an der Basis nachzuweisen, wobei auf die Dolomitablösung am Bockbühel-N-Kamm hinzuweisen ist. Die Erscheinung der Johanniswand E Flattnitz, wo an dem steilen, S-blickenden Hang einer Reliefkerbe des Altkristallins Schuppen von Basalgruppe mit Keilen von Unterem Dolomit des gegenüberliegenden Kuster sich gleichsam „angeklebt" finden, kann nur durch Ablösung des ganzen mesozoischen Schichtpaketes von seiner Unterlage verstanden werden. Hart E der Johanniswand ergibt sich das Flattnitzer Blatt als Gegenstück zum Kremsbachblatt im Westen. Jenseits dieser NE streichenden Blattverschiebung ist die Phyllitdecke gegen NE vorgeprellt, wobei die weitere Fortsetzung des Stangalm-Mesozoikums im näheren Raum unauffindbar überwältig wurde.

Schließlich noch ein Ausblick über Herkunft und Ziel der Gurktaler Decke:

W. Petraschek (1927) findet über seinem „Grenzquarzit" an den Hängen des Gerlitzenstockes den Phyllit ohne Zeichen von tektonischer Beanspruchung. Wenn dieses auffällige, langanhaltende Quarzitband keinen Tektonit bedeutet, könnte es nicht Heterotop der Rannachgruppe sein? Wo der Grenzquarzit gegen N verlorengeht, erscheint in der Narbe das auskeilende Ende des Stangalm-Mesozoikums. Darf daher im Raume Arriach—Ossiachersee nicht die Heimat („Wurzel" im alten Sinn) des tiefsten Anteiles der Gurktaler Decke vermutet werden? Umso höhere Schuppen der Gurktaler Decke sind umso weiter aus dem SW zu beziehen, so daß eine Abrollung gegen NE um die am Gerlitzenstock noch sedimentär auf dem Altkristallin ortsständige, tiefste Einheit der Decke vorzustellen ist.

Eine gleichartige Serie, zum Hauptteil sicher alpidisch aus Quarzphyllit, Eisenhutschiefer und (wenn auch nicht überall) Oberkarbon und Perm gefügt, brandet als Schuppendecke bis an den Fuß der Niederen Tauern bei Oberwölz. Von Klein Kirchheim bis Murau schwebt sie nachgewiesen über einem zum Teil verschürften Teppich von Mesozoikum. Bei Murau

wird letzteres wieder unterteuft von einer graptolithenführenden Kalk-Schiefer-Gruppe (F. Heritsch A. Thurner, 1932), deren räumliche Verallgemeinerung zu einem Mißverständnis geführt hat. Der Trennung kalkigen Altpaläozoikums von Mesozoikum wird fortan im Gebiete der Murau—Neumarkter Mulde verdienstvolles Augenmerk zu widmen sein, so daß weitere Anhaltspunkte gewonnen werden können, ob dieser durch Zwischenschaltung von Mesozoikum verdeutlichten Konversion der „norischen Linie" (L. Kober, 1912) regionale Bedeutung für den Bau des jüngeren Daches des Altkristallins S der Niederen Tauern zukommt.

## Literaturnachweis

### Abkürzungen

Sb. A. W. W. .. Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften in Wien, math.-naturwiss. Klasse.
Jb. G. B. A. .... Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt Wien.
Jb. G. R. A. .... Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt Wien.
V. G. B. A. ..... Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt Wien.
V. G. R. A. ..... Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt Wien.
M. G. G. W. .... Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien.
M. N. V. St. .... Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark.
* ..... Das Untersuchungsgebiet betreffende Arbeiten.

---


* H. Beck, 1930: Aufnahmsbericht über Blatt Hüttenberg-Eberstein und Gurktal. — V. G. B. A., 1930.

* H. Beck, 1932: Aufnahmsbericht über Blatt Gurktal. — V. G. B. A., 1932.

* R. Canaval, 1930: Bemerkungen über einige kleinere Eisensteinvorkommen der Ostalpen. — Montanistische Rundschau, Bd. *22*, Wien 1930.

K. Chudoba, 1932: Gesteinsbildende Mineralien. — Freiburg i. Br. 1932.

E. Clar, 1926: Zur Frage der Entstehung der Bänderung von Kalken. — Geologisches Archiv, 1926.

E. Clar, 1937: Über Schichtfolge und Bau der südlichen Radstädter Tauern (Hochfeindgebiet). — Sb. A. W. W., Bd. *146*, Wien 1937.

H. P. Cornelius, 1925: Zur Vorgeschichte der Alpenfaltung. — Geologische Rundschau, 1925.

H. P. Cornelius, 1933: Aufnahmsbericht über Blatt Mürzzuschlag. — V. G. B. A., 1933.

H. P. Cornelius, 1941: Zur magmatischen Tätigkeit in der alpidischen Geosynklinale. — Berichte d. Reichstelle für Bodenforschung, Zweigstelle Wien, 1941.

H. P. Cornelius, 1942: Neuere Erfahrungen über die Gesteinsmetamorphose in den Hohen Tauern. — Vortragsbericht vom 17. 2. 1941 in Mineralogische und Petrographische Mitteilungen (Mitteilungen der Wiener Mineralogischen Gesellschaft), 1942.

C. W. Correns, 1939: „Die Sedimentgesteine" in F. W. Barth, C. W. Correns, P. Eskola: Die Entstehung der Gesteine. — Berlin 1939.

O. H. Erdmannsdörfer, 1924: Grundlagen der Petrographie. — Stuttgart 1924.

Chr. Exner, 1939: Das Ostende der Hohen Tauern zwischen Mur- und Maltatal. — Jb. d. Reichsstelle für Bodenforschung, Zweigstelle Wien, 1939.

* Chr. Exner, 1942: Geologische Beobachtungen in der Katschbergzone. — M. G. G. W., 1942.

* O. M. Friedrich, 1936: Über die Vererzung des Nockgebietes. — Sb. A. W. W., Bd. *145*, Wien 1936.

G. Geyer, 1893: Über die Stellung der altpaläozoischen Kalke der Grebenze in Steiermark zu den Grünschiefern und Phylliten von Neumarkt und St. Lambrecht. — V. G. R. A., 1893.

B. Granigg, 1912: Über die Erzführung der Ostalpen. Erläuterungen zur Über-

sichtskarte der ostalpinen Erzlagerstätten. — M. G. G. W., Bd. *V*, Wien 1912.
U. Grubenmann-P. Niggli, 1924: Die Gesteinsmetamorphose I. — Berlin 1924.

E. Haberfellner, 1933: Das Alter der Vererzung vom Hüttenberger Erzberg. — Anzeiger d. Akad. d. Wissensch., Wien 1933.
W. Hammer, 1924: Beiträge zur Kenntnis der steirischen Grauwackenzone. — Jb. G. B. A., 1924.
I. Heitzer, 1930: Die Radiolarienfauna der mitteljurassischen Kieselmergel im Sonnwendgebirge. — Jb. G. B. A., 1930.
* F. Heritsch, 1915: Die österreichischen und deutschen Alpen bis zur alpinodinarischen Grenze (Ostalpen) im Handbuch der Regionalen Geologie, Bd. *II*, 5. Abt. — Heidelberg 1915.
* F. Heritsch, 1922: Geologie von Steiermark. — M. N. V. St., Bd. *57*, 1922.
* F. Heritsch, 1924: Beiträge zur geologischen Kenntnis der Steiermark. XIV. Gesteine aus dem oberen Murgebiet. — M. N. V. St., Bd. *60*, 1924.
* F. Heritsch, 1926: Geologischer Führer durch die Zentralalpen östlich von Katschberg und Radstädter Tauern. — Sammlung geologischer Führer, *XXXII*, Bornträger, Berlin 1926.
F. Heritsch-A. Thurner, 1932: Graptolithenfunde in der Murauer Kalk-Phyllitserie. — V. G. B. A., 1932.
F. Heritsch, 1936: Die Karnischen Alpen. — Graz 1936.
F. Heritsch, 1943: Die Südalpen in Geologie der Ostmark. — Wien 1943.
* K. Holdhaus, 1921, 1: Über die Auffindung von Trias im Königstuhlgebiet in Kärnten. — Anzeiger der Akademie der Wissenschaften in Wien, math.-naturwiss. Kl., Nr. 3, 1921.
* K. Holdhaus, 1921, 2: Über den geologischen Bau des Königstuhlgebietes in Kärnten. — M. G. G. W., Bd. *XIV*, 1921, Wien 1922.
* K. Holdhaus, 1932: Neue Untersuchungen über den geologischen Bau des Königstuhlgebietes in Kärnten. — M. G. G. W., Bd. *XXV*, 1932, Wien 1933.

* W. J. Jongmans, 1938: Die Flora des „Stangalpe"-Gebietes in Steiermark. — Compte rendue II. Karbonkongreß, Bd. *III*, Heerlen 1938.

* F. Kerner, 1895: Bericht über eine Studienreise in mehrere alpine Karbongebiete. — V. G. R. A., 1895.
A. Kieslinger, 1928: Geologie und Petrographie der Koralpe, VIII, Paragesteine. — Sb. A. W. W., Bd. *137*, Wien 1928.
L. Kober, 1912: Über Beu und Entstehung der Ostalpen. — M. G. G. W., Bd. *V*, 1912, pag. 432, Wien 1912.
L. Kober, 1922: Regionaltektonische Gliederung des mittleren Teiles der Zentralzone der Ostalpen. — Sb. A. W. W., Bd. *130*, 1922.
L. Kober, 1923: Bau und Entstehung der Alpen. — Berlin 1923.
L. Kober, 1938: Der geologische Aufbau Österreichs. — J. Springer, Wien 1938.

K. Leuchs und, R, Mosebach, 1936: Die Spätladinische Hebung. — Zentralblatt f. Min. usw., Abt. B, 1936.

* K. Peters, 1855: Alpine Steinkohlenformation in Kärnten. — Bericht über die geologische Aufnahme in Kärnten. — Jb. G. B. A., 1855, pag. 175—176, 508—567.
* W. Petrascheck, 1927: Zur Tektonik der alpinen Zentralzone in Kärnten. — V. G. B. A., 1927.
W. Petrascheck, 1932: Die Magnesite und Siderite der Alpen. — Sb. A. W. W., Bd. *141*, 1932.
J. Pia, 1930: Grundbegriffe der Stratigraphie. — Wien 1930.
* V. Pichler, 1858: Die Umgebung von Turrach in Obersteiermark in geognostischer Beziehung mit besonderer Berücksichtigung der Stangalpener Anthrazitformation. — Jb. G. R. A., 1858.

F. Rinne, 1914: Gesteinskunde. — Leipzig 1914.
* F. Rolle, 1854: Ergebnisse der geognostischen Untersuchungen des südwestlichen Teiles von Obersteiermark. — Jb. G. R. A., 1854.

B. Sander, 1911: Über Zusammenhänge zwischen Teilbewegung und Gefüge in Gesteinen. — Tschermaks mineralogische und petrographische Mitteilungen, Bd. *XXX*, Wien 1911.
W. Schmidt, 1921: Grauwackenzone und Tauernfenster. — Jb. G. B. A., 1921.

* R. Schwinner, 1922: (Über Turrach) in F. Heritsch, Geologie von Steiermark, 1922: pag. 25—26, 144—146, 222.

* R. Schwinner, 1927: Der Bau des Gebirges östlich von der Lieser (Kärnten). — Sb. A. W. W., Bd. *136*, Wien 1927.

R. Schwinner, 1929: Geröllführende Schiefer und andere Trümmergesteine aus der Zentralzone der Ostalpen. — Geologische Rundschau, Bd. *XX*, 1929.

* R. Schwinner, 1931: Geologische Karte und Profile der Umgebung von Turrach, 1 : 25.000. — Erläuterungen. — Verlag Leuschner & Lubensky, Graz 1931.

* R. Schwinner, 1932: Geologische Aufnahmen bei Turrach (Steiermark). — V. G. B. A., 1932.

R. Schwinner, 1936: Zur Gliederung der phyllitischen Serien der Ostalpen. — V. G. B. A., 1936.

* R. Schwinner, 1938: Das Karbongebiet der Stangalpe. — Compte Rendue II. Karbonkongreß. Bd. *III*, Heerlen 1938.

* R. Schwinner, 1939: Bericht über Untersuchungen, betreffend Kärntnerische Magnesite. — Verhandlungen der Zweigstelle Wien der Reichsstelle für Bodenforschung (Geologische Bundesanstalt), 1939.

R. Schwinner, 1945: Die Zentralzone der Ostalpen in „Geologie der Ostmark". — F. Deuticke, Wien 1943.

R. Staub, 1924: Der Bau der Alpen. — Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz, Neue Folge, 52. Lfrg. — Bern 1924.

H. Stille, 1924: Grundfragen der vergleichenden Tektonik. — Gebr. Borntträger, Berlin 1924.

* H. Stowasser, 1946: Zur Schichtfolge, Verbreitung und Tektonik des Stangalm-Mesozoikums (Gurktaler Alpen). — V. G. B. A., 1945.

E. Sueß, 1875: Die Entstehung der Alpen. — Wien 1875.

E. Sueß, 1909: Das Antlitz der Erde. — Wien-Leipzig 1909.

F. E. Sueß, 1937: Bausteine zu einem System der Tektogenese. I. Periplutonische und enorogene Regionalmetamorphose in ihrer tektogenetischen Bedeutung. — Fortschritte der Geologie und Paläontologie, Bd. *XIII*, Heft 42. — Berlin 1937.

* A. Thurner, 1927: Geologie der Berge um Innerkrems bei Gmünd in Kärnten. — M. N. V. St., Bd. *63*, Graz 1927.

A. Thurner, 1929: Geologie der Stolzalpe bei Murau. — M. N. V. St., Bd. *64/65*, Graz 1929.

A. Thurner, 1930: Neue Profile aus der Bergwelt um Murau (Karchauer Eck—Blasenkogel). — V. G. B. A., 1930.

* A. Thurner, 1935: Die Stellung der fraglichen Trias in den Bergen um Murau. — Sb. A. W. W., Bd. *144*, Wien 1935.

A. Thurner, 1936: Geologie der Frauenalpe bei Murau. — Jb. G. B. A., Wien 1936.

* A. Thurner, 1937: Zur Klärung der Verhältnisse um Innerkrems in Kärnten. — M. G. G. W., Bd. *XXVIII*, 1935, Wien 1937.

A. Thurner, 1939: Aufnahmsbericht für 1938 über das Kartenblatt Murau (3152). — Verh. d. Zweigstelle Wien d. Reichsstelle f. Bodenforschung (Geolog. B. A.), 1939.

H. Vetters, 1933: Geologische Karte der Republik Österreich, 1 : 500.000. — Herausgegeben von der Geolog. B. A. Wien, 1933.

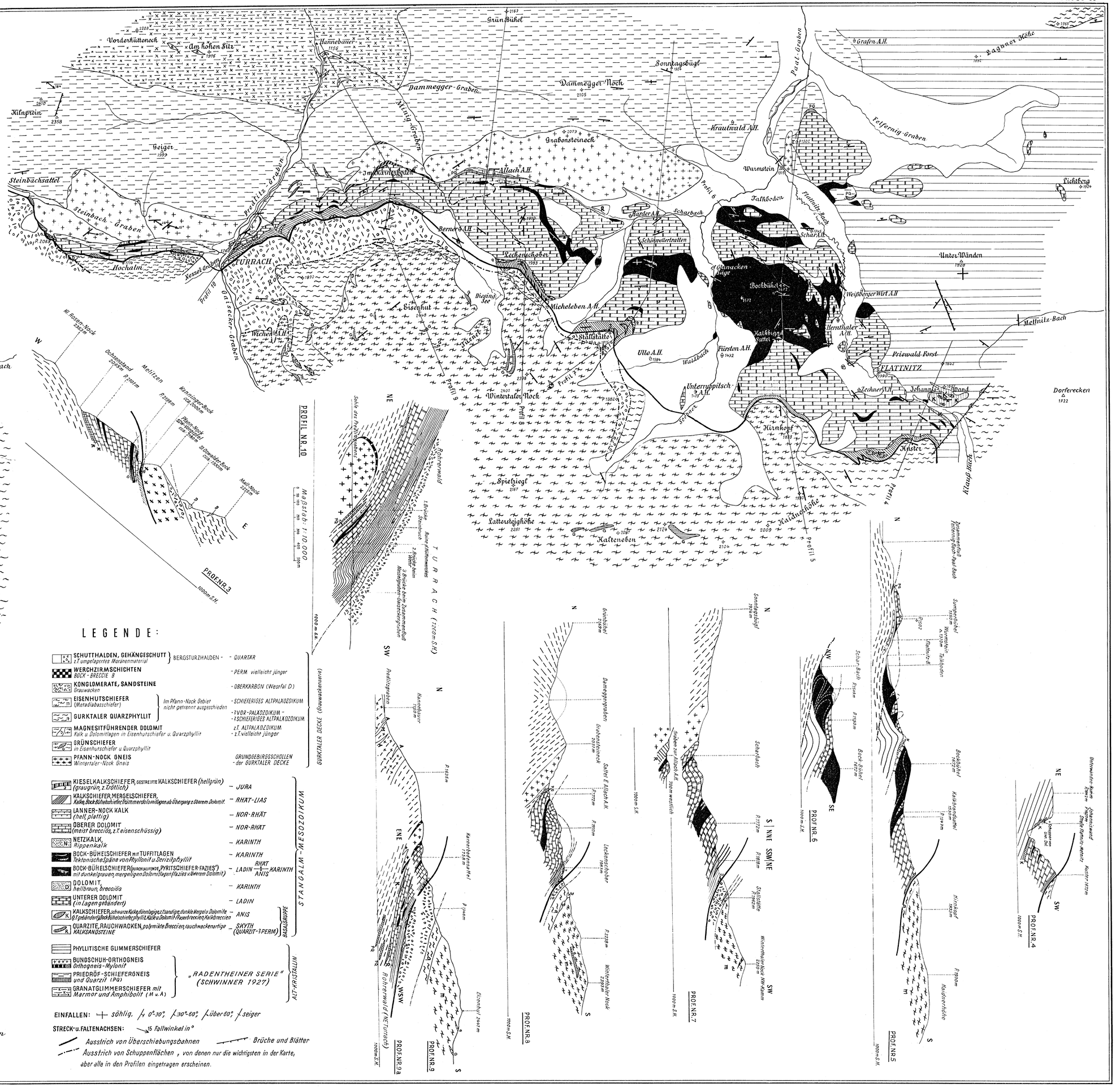
# Geologische Karte und Profile vom STANGALM-MESOZOIKUM

aufgenommen und entworfen von

HERMANN STOWASSER WIEN 1937

Maßstab 1:25.000

0 500m 1000m 2000m




## LEGENDE:

| | | |
|---|---|---|
| SCHUTTHALDEN, GEHÄNGESCHUTT z.T. umgelagertes Moränenmaterial | BERGSTURZHALDEN | QUARTÄR |
| WERCHZIRMSCHICHTEN BOCK-BRECCIE B | | PERM vielleicht jünger |
| KONGLOMERATE, SANDSTEINE Grauwacken | | OBERKARBON (Westfal D) |
| EISENHUTSCHIEFER (Metadiabasschiefer) | Im Pfann-Nock Gebiet nicht getrennt ausgeschieden | SCHIEFERIGES ALTPALÄOZOIKUM |
| GURKTALER QUARZPHYLLIT | | ?VOR-PALÄOZOIKUM – ?SCHIEFERIGES ALTPALÄOZOIKUM |
| MAGNESITFÜHRENDER DOLOMIT Kalk u. Dolomitlagen in Eisenhutschiefer u. Quarzphyllit | | z.T. ALTPALÄOZOIKUM z.T. vielleicht jünger |
| GRÜNSCHIEFER in Eisenhutschiefer u. Quarzphyllit | | GRUNDGEBIRGSSCHOLLEN der GURKTALER DECKE |
| PFANN-NOCK GNEIS Wintertaler-Nock Gneis | | GURKTALER DECKE (Grauwackenserie) |
| KIESELKALKSCHIEFER, GESTREIFTE KALKSCHIEFER (hellgrün) (graugrün, z. rötlich) | | JURA |
| KALKSCHIEFER, MERGELSCHIEFER, Kalke, Bock-Bühelschiefer, Trümmerdolomiten als Übergang z. Oberem Dolomit. | | RHÄT-LIAS |
| LANNER-NOCK KALK (hell, plattig) | | NOR-RHÄT |
| OBERER DOLOMIT (meist brecciös, z.T. eisenschüssig) | | NOR-RHÄT |
| NETZKALK, Rippenkalk | | KARINTH |
| BOCK-BÜHELSCHIEFER mit TUFFITLAGEN Tektonische Späne von Phyllonit u. Serizitphyllit | | KARINTH |
| BOCK-BÜHELSCHIEFER (durchlaufende, PYRITSCHIEFER-FAZIES?) mit dunkelgrauen, mergeligen Dolomitlagen (Facies v. Oberem Dolomit) | | LADIN RHÄT ANIS KARINTH |
| DOLOMIT, hellbraun, brecciös | | KARINTH |
| UNTERER DOLOMIT (in Lagen gebändert) | | LADIN |
| KALKSCHIEFER, schwarze Kalke, dünnplattige, z.T. sandige, dunkle Mergel u. Dolomite (z.T. gebändert) Bock-Bühelschiefer, phyllit. Kalke u. Dolomit-Faserbreccien, Kalkbreccien | | ANIS |
| QUARZITE, RAUCHWACKEN, polymikte Breccien, rauchwackenartige KALKSANDSTEINE | | SKYTH (QUARZIT-?PERM) |
| PHYLLITISCHE GLIMMERSCHIEFER | | |
| BUNDSCHUH-ORTHOGNEIS Orthogneis-Mylonit | „RADENTHEINER SERIE" (SCHWINNER 1927) | |
| PRIEDRÖF-SCHIEFERGNEIS und Quarzit (PG) | | |
| GRANATGLIMMERSCHIEFER mit Marmor und Amphibolit (M u. A) | | |

STANGALM-MESOZOIKUM: WERFENER SCHUPPE; MITTELKARNISCHE ALTPALÄOZOIKUM

EINFALLEN: ┼ söhlig, ┼ 0°-30°, ┼ 30°-60°, ┼ über 60°, ┼ seiger

STRECK- u. FALTENACHSEN: ↘15 Fallwinkel in °

Ausstrich von Überschiebungsbahnen — Brüche und Blätter

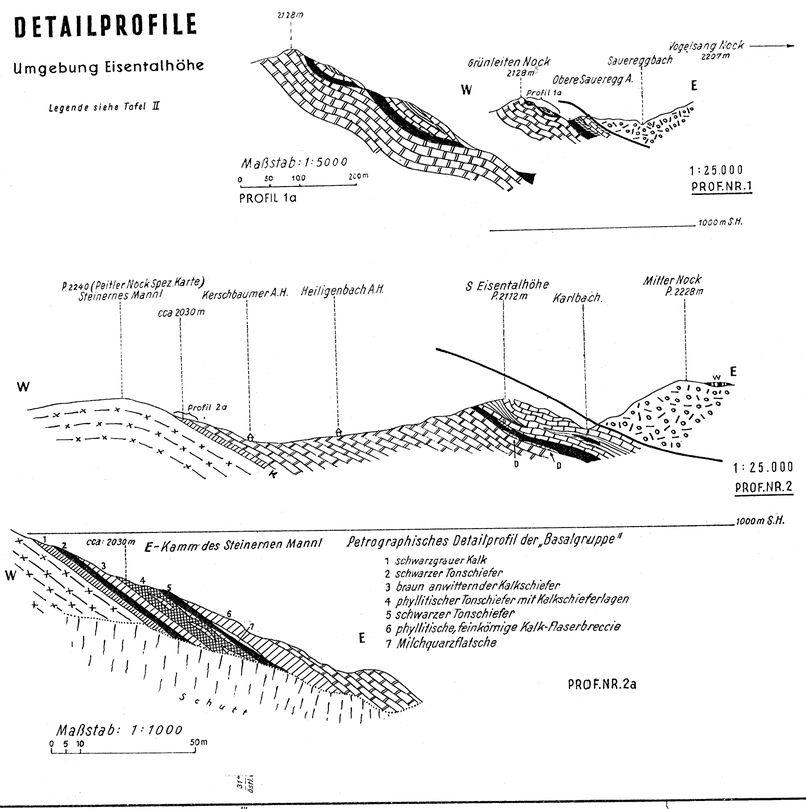
Ausstrich von Schuppenflächen, von denen nur die wichtigsten in der Karte, aber alle in den Profilen eingetragen erscheinen.

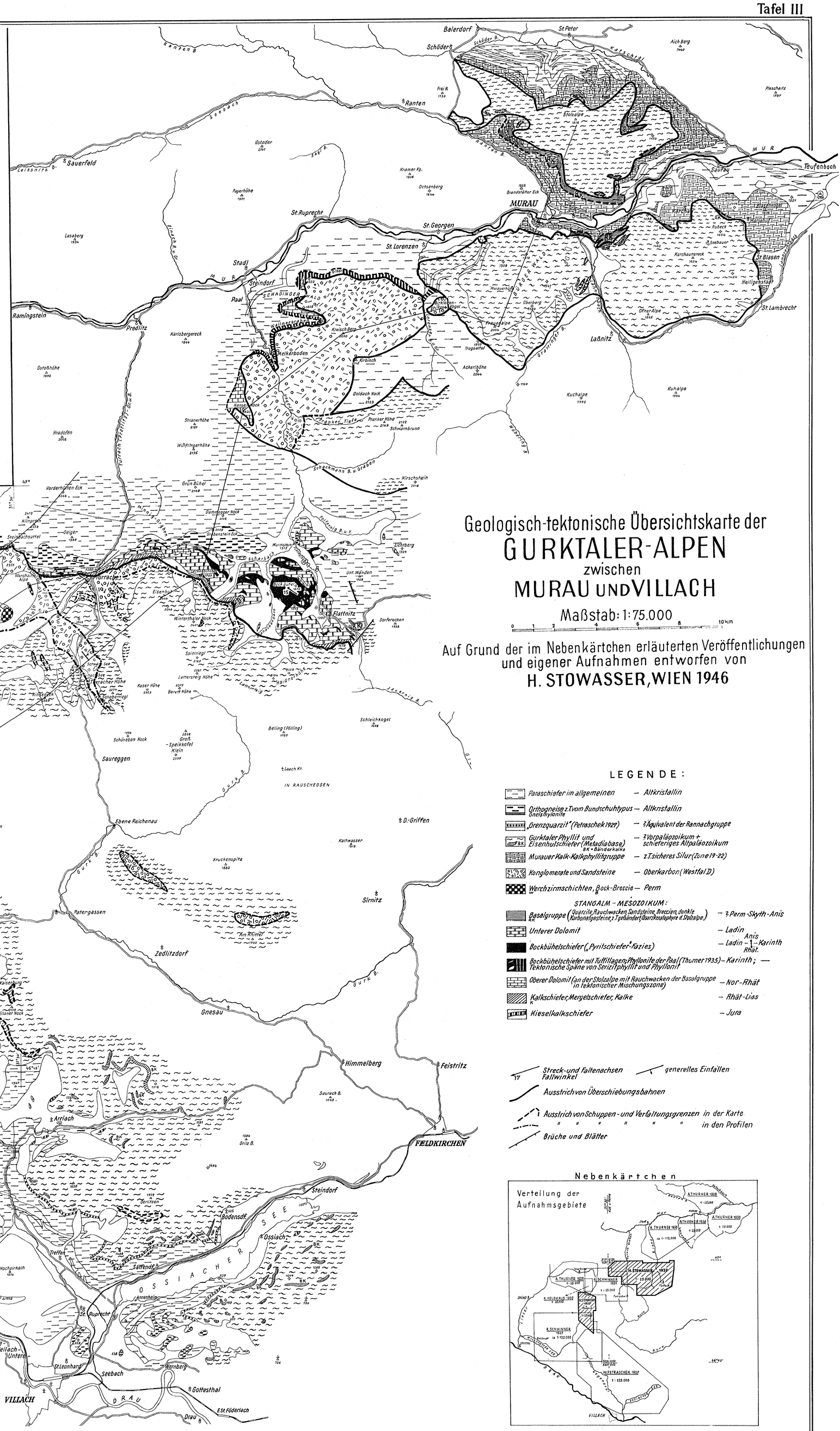
Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 99. Band, 1. Heft, 1956. — Österreichische Staatsdruckerei. 1100 56

# DETAILPROFILE

Umgebung Eisentalhöhe

Legende siehe Tafel II




# Geologisch-tektonische Übersichtskarte der GURKTALER-ALPEN zwischen MURAU UND VILLACH

Maßstab: 1:75.000

0 1 2 4 6 8 10 km

Auf Grund der im Nebenkärtchen erläuterten Veröffentlichungen und eigener Aufnahmen entworfen von

**H. STOWASSER, WIEN 1946**

## LEGENDE:

- Paraschiefer im allgemeinen — Altkristallin
- Orthogneise z.T. vom Bundschuhtypus, Gneisphyllonite — Altkristallin
- „Grenzquarzit" (Petrascheck 1927) — ? Äquivalent der Rannachgruppe
- Gurktaler Phyllit und Eisenhutschiefer (Meladiabase) BK = Bänderkalke — ? Vorpaläozoikum + schieferiges Altpaläozoikum
- Murauer Kalk-Kalkphyllitgruppe — z.T. sicheres Silur (Zone 19-22)
- Konglomerate und Sandsteine — Oberkarbon (Westfal D)
- Werchzirmschichten, Bock-Breccie — Perm

STANGALM - MESOZOIKUM:

- Basalgruppe (Quarzite, Rauchwacken, Sandsteine, Breccien, dunkle Karbonatgesteine, z.T. gebändert, Quarzkeratophyre d. Stoizalpe) — ? Perm-Skyth-Anis
- Unterer Dolomit — Ladin
- Bockbühelschiefer („Pyritschiefer"-Fazies) — Ladin — Anis — Karinth — Rhät.
- Bockbühelschiefer mit Tuffillagen; Phyllonite der Paal (Thurner 1935) Tektonische Späne von Serizitphyllit und Phyllonit — Karinth; —
- Oberer Dolomit (an der Stoizalpe mit Rauchwacken der Basalgruppe in tektonischer Mischungszone) — Nor-Rhät
- Kalkschiefer, Mergelschiefer, Kalke — Rhät-Lias
- Kieselkalkschiefer — Jura

Streck- und Faltenachsen, Fallwinkel — generelles Einfallen

Ausstrich von Überschiebungsbahnen

Ausstrich von Schuppen- und Verfaltungsgrenzen in der Karte

" " " " " " in den Profilen

Brüche und Blätter

## Nebenkärtchen




# PROFILE ZUR GEOLOGISCH-TEKTONISCHEN ÜBERSICHTSKARTE DER GURKTALER ALPEN ZWISCHEN MURAU UND VILLACH

Maßstab: 1:75.000 (Keine Überhöhung)

Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 99. Band, 1. Heft, 1956. — Österreichische Staatsdruckerei. 1100 56

# Beitrag zur Geologie der Schladminger Tauern zwischen Sattental und Untertal

Von **Klaus Küpper** *)

(Mit Tafel IV)

## Inhalt

Seite

I. Vorwort ..... 201
II. Begrenzung ..... 201
III. Baumaterial ..... 202
a) Gneisserien ..... 202
b) Phyllitserien ..... 207
c) Diabasgang ..... 211
d) Zusammenfassung und Altersdeutung ..... 212
IV. Tektonik ..... 214
V. Historischer Überblick — Regionaltektonische Position ..... 218
VI. Literaturverzeichnis ..... 220

## I. Vorwort

In vorliegender Arbeit über die Geologie der Schladminger Tauern wird das Ergebnis einer Feldarbeit mitgeteilt, die für eine Dissertation am Geologischen Institut der Universität Wien durchgeführt wurde.

Die Arbeitstechnik beschränkte sich auf eine einfache geologische Kartierung. Wenn es gelingt, mit vorliegender Studie eine bescheidene Grundlage für weitere Arbeiten zu geben und vielleicht auch Interesse für die Schladminger Tauern zu erregen, so scheint der Hauptzweck dieser Arbeit erfüllt.

Meinen Lehrern, den Herrn Prof. L. Kober, H. Leitmeier und O. Kühn, danke ich für das mir entgegengebrachte Vertrauen, meinem Freund Dr. H. Holzer bin ich für seine liebenswürdige Hilfe zu aufrichtigem Dank verpflichtet.

## II. Begrenzung des Arbeitsgebietes

Die Nordgrenze wird vom Ennstal gebildet. Gegen Westen bildet das Talsystem Talbach-Untertal-Riesachbach, das von Schladming gegen Süden bis zur Waldhornalm (= Preintaler Hütte) zieht, eine natürliche Grenze. Im Osten verläuft die Gebietsgrenze von Pruggern im Ennstal zunächst im Sattental bis zur Sattenalm gegen S, dann weiter gegen SSW

*) Adresse: Wien IV, Prinz Eugenstraße 14.

in das Stierkar zu den Goldlacken und zur Trattenscharte. Die S-Grenze von der Preintaler Hütte gegen O am S-Grat des Schneiders vorbei, umfaßt das Trattenkar und zieht dann zur Trattenscharte. Als topographische Grundlage wurde die Alpenvereinskarte 1 : 50.000 der Schladminger Tauern verwendet.

## III. Baumaterial

### 1. Augengneise und Granitgneise

Die hier beschriebenen Gesteine sind meines Erachtens die tiefsten Glieder der Gneisserie. Sie konnten in typischer Ausbildung an zwei Stellen gefunden werden: in der Geländestufe zwischen Hüttensee und Bodensee in Seewigtal und im Untertal beim J. H. 1040 bis etwa 500 *m* SE vom Tetter W. H.

#### a) Augengneise von Orthohabitus in der Geländestufe zwischen Bodensee und Hüttensee

Es sind dies muskowitreiche Augengneise mit bis 3 *cm* großen Kalifeldspaten. Die Kalifeldspate sind an manchen Stellen idiomorph ausgebildet. Das Gestein ist gut geschiefert und gleichförmig ausgebildet. Basische Einschlüsse fehlen, sie treten erst in dem Grenzgebiet zum Paragneis auf. Die einheitliche Struktur und der Mineralbestand erwecken den Eindruck eines Orthogesteines.

Die Augengneise fallen zwischen der Wödlhütte und dem Hüttensee mit 40° gegen N. In der Geländestufe wird das Einfallen steiler, wird aber nicht saiger. Es zeichnet sich somit in diesem Bilde ein Faltenteil ab.

#### b) Granitgneise im mittleren Teil des Untertals, zwischen dem Jagdhaus 1040 und etwa 500 *m* SE vom W. H. Tetter

Mittelkörnige Biotitgranitgneise von recht einheitlicher Zusammensetzung. Nur im Grenzgebiet zum Paragneis finden sich bis handgroße Schollen von Biotitschiefern in den granitischen Gneisen eingeschlossen. Die Schieferung ist nicht so gut beobachtbar wie bei den unter a) beschriebenen Gneisen. Handstücke können bei flüchtiger Betrachtung durchaus den Eindruck von richtungslos-körnigen Graniten erwecken. Erst im Aufschluß sieht man die Schieferung deutlich, die durch ebenflächige Parallelstruktur hervorgerufen wird.

Die Lagerung ist recht kompliziert. Etwas S des Jagdhauses 1040 kann man beobachten, wie unter den Granitgneisen mit einem Einfallen von 45° gegen N Paragneise eintauchen. Wenn man den Aufschlüssen gegen NNW folgt, so findet man, daß das Einfallen immer steiler wird und schließlich an der N-Grenze zum Paragneis in Saigerstellung übergeht. Wenn man dieses Profil aus dem Zusammenhang der übrigen Beobachtungen nehmen wird, so könnte man sich vorstellen, daß ein Lagergang vorliege. Aus Beobachtungen, die später angeführt werden, geht aber hervor, daß es sich um den Kern einer gegen S überkippten Falte handelt.

## 2. Paragneis — Amphibolit — Quarzitserie

### a) Basale Serie ohne Quarzit mit wenig Amphibolit

Das Hauptgestein, die namengebende Paragneise, sind sehr biotitreiche, gut geschieferte Gesteine, deren Habitus durch den stark wechselnden Gehalt an Quarz und Plagioklas sehr unterschiedlich ausgebildet ist. Stellenweise sind auch reine Biotitglimmerschiefer vorhanden. Da es aber durch den stets wechselnden Übergang zu feldspatführenden Partien nicht möglich erschien, diese Gesteine geologisch und petrographisch (vom Handstückbereich abgesehen) von den Paragneisen zu trennen, wurden auch diese Gesteine dem Typus Paragneis in einer sehr weiten Fassung des Begriffes zugeordnet.

#### Amphibolite

Die Amphibolite der Basisserie unterscheiden sich von den Amphiboliten der Hangendserie hauptsächlich durch ihr geologisches Erscheinungsbild. Es sind meist nur geringmächtige Linsen von maximal 1 *m* Mächtigkeit und 2—3 *m* Länge. Niemals bilden sie Züge, die man auf der Karte festhalten könnte, auch sind die Linsen nicht horizontmäßig angereichert.

Nach dem Erscheinungsbild können zwei Typen unterschieden werden:

1. Typus vom N-Rand des Oberen Sees: plagioklasführende, mittelkörnige Gesteine, relativ gut geschiefert.

2. Typus am Fuß des S-Grates des Walchers: plagioklasfreie Hornblende-Biotitgesteine, kaum geschiefert. Dieses Vorkommen liegt im hangenden Teil dieser Serie.

### b) Hangende Serie mit viel Amphibolit und mit Quarzit

#### 1. Paragneise

Das Hauptglied dieser Serie, nämlich die Paragneise, entsprechen vollkommen den oben beschriebenen Gesteinen.

#### 2. Quarzite

Gelblichbraun verwitternde serizitreiche Gesteine, die an manchen Stellen etwas Feldspat führen. Die Quarzite bilden ein etwa 2—10 *m* mächtiges Band, das sehr horizontbeständig ist. Es konnte von der Fockentalspitze zur Wildlochscharte, Neualmscharte, N-Hang Gruberberg, Kaltenbachschulter, Filzscharte als einheitliches Band verfolgt werden. Bei der Filzscharte ist der Quarzit durch geringmächtige Paragneiseinlagerungen aufgespalten.

Das Profil Neualmscharte gegen S zeigt, daß der Quarzit eine Einlagerung im Paragneis bildet. Aus biotitreichen Paragneisen geht durch allmähliche Zunahme von Quarz ein reiner Quarzit hervor. In diesem Bereich sind einzelne Einsprenglinge von Feldspat nicht selten. Hier findet man selten bis 2 *cm* große rundliche Quarzknollen, die vielleicht als ehemalige Gerölle gedeutet werden könnten. Die Hangendgrenze zum überlagernden Paragneis ist ziemlich scharf. Es ist hier kein Übergang zum Paragneis zu beobachten.

### 3. Amphibolite

Mittel- bis sehr grobkörnige Gesteine. Die mittelkörnigen Typen sind gut geschiefert, die grobkörnigen Typen sind massig struiert. Der Materialbestand ist gemeine Hornblende, Plagioklas (stark saussuritisiert), untergeordnet findet sich Biotit, selten Quarz, in einzelnen Typen (Kl. Wildstelle W-Grat, Höchstein NW-Seite, Trattenkar) bis 5 *mm* große Titanite in Briefkuvertform.

Die Amphibolite treten in längeren Zügen auf. Obwohl sie immer wieder auskeilen, sind sie gut zu verfolgen. Zwischen den größeren Zügen, die eine Mächtigkeit zwischen 5 und 30 *m* haben, treten kleine Amphibolitlinsen auf.

Die ersten Amphibolitzüge größeren Ausmaßes treten im Liegenden der Quarzite im N-Hang des Zuges Gruberberg-Walcher auf. Sie sind von den Quarziten durch eine 70—100 *m* mächtige Lage von Paragneisen getrennt.

Eine petrographische Gliederung der Amphibolite der einzelnen Züge wurde auf der Karte nicht vorgenommen. Die Züge sind recht einheitlich zusammengesetzt. Als Besonderheit ist das Auftreten von sehr grobkörnigen, massig struierten Amphiboliten im Trattenkar zu vermerken. Sie treten im Trattenkar im Liegenden der Quarzite auf. Es ist ein etwa 15 *m* mächtiger Zug von ungefähr 300 *m* Länge. In der Mitte des Zuges befindet sich ein massiger Amphibolit mit 1 *cm* dicken Hornblenden, randlich liegen schwach geschieferte Amphibolite mit schlankeren Hornblenden. Hier zeigt sich am Rand zum Paragneis eine merkwürdige Grenzbildung. Es findet sich ein bitotireiches Gestein, dessen Grundmasse makroskopisch ident ist mit dem anschließenden Paragneis. In dieser Grundmasse befinden sich auf der Seite zum Amphibolit dunkle Flecken, deren Umrisse noch auf Hornblenden hindeuten. Diese Flecken lösen sich dann in einzelnen Hornblendenadeln auf, und kurz darauf hat man ein Gestein vor sich, das sich von den normalen Paragneisen bloß dadurch unterscheidet, daß es etwas feinkörniger ist und zahlreiche idiomorphe Hornblendenadeln zeigt. Die hier beschriebene Grenze Paragneis—Amphibolit ist auf eine Breite von 40 *cm* beschränkt. Die Deutung muß einer detaillierten petrographischen Untersuchung vorbehalten werden.

Als besondere Ausbildung innerhalb der sonst recht einheitlichen Amphibolite sind sehr epidotreiche Typen zu erwähnen. Diese konnten im Kar NW vom Höchstein und SW von der Hasenkarspitze aufgefunden werden. Der Epidot ist hier nicht gleichzeitig mit der Amphibolitmetamorphose gebildet worden. Die Epidotbildung ist auf kleine tektonische Störungsflächen beschränkt; diese können parallel oder schief zur primären Schieferungsebene verlaufen.

### 3. Die Grenzgebiete von 1. und 2.

Wenn man das Grenzgebiet von den Augengneisen und Granitgneisen beschreibt, so ist vorerst die Frage zu diskutieren, in welcher Beziehung die Augengneise aus dem Seewigtal zu den Granitgneisen aus dem Untertal stehen.

Es sei vorweggenommen, daß beide dem tiefst angeschnittenen Teil derselben Großfalte (Höchstein antiklinale) entsprechen.

Gesteinsmäßig sind Unterschiede vorhanden. Im Seewigtal sind ausgesprochene Gneise vorhanden. Im Untertal hingegen mehr granitische Typen. Direkt ist die Verbindung nicht zu beobachten.

Als wesentlicher Punkt ist zu beschreiben, wie diese zwei Orthogneisvorkommen das Nebengestein verändern.

Im Seewigtal ist nur der steil nach N abfallende Teil und ein ziemlich flach einfallender Teil N der Faltenumbiegung zu beobachten. Im N-Teil finden sich im Nebengestein azidische Durchtränkungen im kleinsten Ausmaß. Verfolgen wir die Grenzregion weiter gegen S, so finden wir eine bedeutende Verstärkung der Aplitisierung und Durchtränkung. An einer Stelle E des Obersees konnte sogar ptygmatische Faltung von Aplitgängen beobachtet werden.

Die Aufschlüsse im Untertal vermitteln ein viel vollständigeres Bild vom Grenzgebiet Granitgneis—Paragneis, da die ganze Großfalte zu beobachten ist.

Im N, etwa 500 *m* südlich des Tetter W. H. liegt am O-Hang die Grenze Paragneis—Granitgneis. Auf eine Breite von 1 *m* tritt eine konkordante aplitische Durchaderung des Paragneises auf. Im Granitgneis finden sich kleinere Schollen von Biotitschiefer.

Im S, im Hang SO vom Jagdhaus 1040, fallen Paragneise unter den Orthogneis ein. Die Umschmelzung und Durchaderung ist hier bedeutend intensiver; die Grenze verläuft keineswegs scharf, die Durchtränkungserscheinungen mit aplitischem Material können über 250 *m* gut verfolgt werden.

Im Gebiet der Faltenumbiegung sind die Umschmelzungserscheinungen am stärksten ausgebildet, und ihnen kommt im allgemeinen Bild größere Bedeutung zu. Der Faltenschluß der Granitgneise liegt im W-Hang unterhalb des Kammes Hasenkarspitze gegen N. Die in der Grenzregion weit verbreiteten Migmatite greifen weit über den Faltenkern und sind in der Richtung der Axialebene der Großfalte an folgenden Lokalitäten besonders gut zu sehen: W. Tiefentalscharte, S. Hasenkarscharte, N-Hang Walcher, Wildloch, Trattenkar, Schareckscharte.

Bereits beim Kaltenbachsee werden Amphibolite an der Basis des Quarzitzuges migmatisch verändert, in der Schareckscharte erreicht die Migmatitfront sogar die Quarzite selbst.

Im folgenden mögen nun einige Gesteinstypen aus dieser Zone beschrieben werden.

### a) Umschmelzungserscheinungen der Paragneise

Bei Beeinflussung der Paragneise durch aplitisches Neosom treten Mischgesteine auf, die in folgenden Typen gegliedert werden können:

Konkordante Aplitisierungen. Zwischen ziemlich homogen ausgebildeten Paragneisen erscheinen konkordante Lagen von hellem aplitischem Material. Die aplitischen Lagen sind in keinen der beobachteten Fälle über mehr wie 6—7 *m* zu verfolgen. Sie haben eine maximale Mächtigkeit von 1 *m*. In der Horizontalen keilen die Aplite aus. Man könnte sie auch als extrem gelängte Linsen bezeichnen.

Pseudokonkordante Aplitisierungen. Diese geben bei oberflächlicher Betrachtung dasselbe Bild wie die konkordanten Aplitisierungen. Bei genauer Betrachtung zeigt sich hingegen, daß die Schieferungsfläche des Paragneises unter einem sehr spitzen Winkel geschnitten wird.

Diskordante Aplitisierungen. In diesem Fall greifen aplitische Lagen quer durch Paragneise durch und erwecken den Eindruck echter Ganggesteine. Es zeigt sich aber auch hier, daß auch diese sowohl gegen das Hangende als auch gegen das Liegende auskeilen können, wenn entsprechende Aufschlüsse vorliegen (Wildloch S-Seite).

Wolkige Durchtränkung. In diesem Spezialfall ist keine scharfe Begrenzung von hellem, neuzugeführtem Material und Paragneisen zu beobachten. In den Paragneisen sind „Wolken" und Nester von hellem Material zu beobachten, die oft hübsche Faltungsbilder zeigen (Trattenkar).

### b) Umschmelzung an Amphiboliten

Die Amphibolite reagieren in unserem Bereich wesentlich anders auf Zufuhr von saurem Material, was wohl in ihrem basischen Chemismus begründet ist. Wenn Amphibolite in ein Umschmelzungsbereich gelangen, reagieren sie meist mit einer Umkristallisation. Es entstehen extrem grobkörnige Typen (Kaltenbachsee), die im Handstück den Eindruck von Tiefengesteinen vortäuschen können. Diskordant durch Amphibolite durchschlagende Aplite wurden nur im Trattenkar beobachtet.

### c) Grobmengungserscheinungen zwischen Paragneisen und Amphiboliten

Eigentümliche Gesteinstypen, die als Grobmengung zwischen Paragneisen und Amphiboliten gedeutet werden, konnten in der Trattenscharte beobachtet werden. Es handelt sich um Gesteine mit einer beträchtlichen Kleinfältelung (die Trattenscharte liegt noch in einem Gebiet starker Umschmelzung).

Der Paragneis selbst zeigt eine Sonderung in Partien, die als grobkörnige Biotitschiefer angesprochen werden müssen und einen etwas helleren relativ feinkörnigen Paragneis. Die Amphibolite zeigen keine Sonderung, sie sind grobkörnig. Zwischen beiden Gesteinen kommt es nun zu einer Mischung im Bereich von Zentimetern; das Bild wird durch die extrem starke Fältelung noch eindrucksvoller.

## 4. Die Grenzzone Gneis—Phyllit gegen N

Die Gesteine der Grenzzone sind leicht verwitterbar, die besten Aufschlüsse finden sich auf den Graten. In den Tälern konnten keine Aufschlüsse gefunden werden, die für die Deutung der Grenzzone von Bedeutung wären. Die Beschreibung wird somit auf die Gratprofile beschränkt.

### a) Profil Krahbergzinken gegen N

Am S-Grat des Krahbergzinkens findet sich noch die normale Paragneisserie mit einem eingelagerten Amphibolitband. In der Gipfelregion werden die biotitreichen Paragneise von muskowitischen Typen abgelöst, denen

auch im N-Grat noch eine größere Amphiholitlinse eingelagert ist. Wenn man die Serie weiter gegen das Hangende verfolgt, ist die Abnahme des Feldspatgehaltes zu beobachten. Nach etwa 75 *m* flauen Gneisen über dem letzten Amphibolit folgt ein Quarzitband von zirka 2 *m* Mächtigkeit. In diesem Quarzitband sind geringe Erzmengen (Cu-Kies) angereichert, die Ende des vorigen Jahrhunderts Anlaß zu kleinen Schürfungen gaben. Dieser Quarzit wurde von Schwinner (in Heritsch, 1921) als Transgression der Phyllitmarmorserie über „Granitgneise" aufgefaßt. Eine regionale Bedeutung kommt dieser „Transgression" nicht zu, da sie nur an dieser Stelle vorgefunden wurde. Sie kann jedoch ohneweiters als Hinweis einer Sedimentationsunterbrechung mehr oder weniger großen Ausmaßes gedeutet werden. Über dem Quarzitband folgen noch rund 100 *m* feldspatführende Gesteine, die kaum noch als Gneis bezeichnet werden können. Das phyllitische Material bildet einen derart hervortretenden Anteil, daß es am besten als phyllitischer Glimmerschiefer mit Feldspat-Porphyroblasten bezeichnet wird. Die Feldspäte sind in diesen Schiefern nicht gleichmäßig verteilt, es treten Schichten auf, die auf ihren Schieferungsflächen ganz weiß gefleckt sind, andere wieder zeigen auf der Schieferungsfläche quer zur B-Achse Streifen mit besonders viel Feldspatmaterial. Bemerkenswert ist, daß diese Streifen nicht parallel zur B-Achse verlaufen; sie müssen somit als jüngere Bildung aufgefaßt werden. Messungen des Parallelgefüges konnten leider nicht vorgenommen werden, da die Schieferplatten, die die oben beschriebenen Beobachtungen liefern, nicht mehr im ursprünglichen Gesteinsverband liegen, sondern verrutscht sind.

#### b) Profil Bärfallspitze—Roßfeldsattel

Südlich der Bärfallspitze liegen biotitreiche Paragneise. Im N-Grat liegen zwei Amphibolitlinsen, die durch eine Lage von Paragneis getrennt werden. Gegen N zeigt sich dasselbe Erscheinungsbild wie im Profil Krahbergzinken gegen N.

#### c) Profil Hochlabeck—Niederlabeck

Dieses Profil konnte infolge der äußerst starken Klüftung und Verwitterung keine wesentlichen Beobachtungen liefern.

#### d) Profil Scheibleck gegen S

Von der Pleschnitzscharte gegen S bis zum Scheibleck finden sich hauptsächlich Phyllite, die nur sehr wenig Feldspatmaterial führen. Erst südlich vom Scheibleck treten deutliche Albitporphyroblastenschiefer auf, die zu grobkörnigen Gneisen überleiten. Als Besonderheit sind hier Linsen von pegmatitischem Material in phyllitischen Glimmerschiefern zu vermerken. Der Übergang zu den Paragneisen erfolgt wie in den übrigen Profilen ohne scharfe Grenze.

### 5. Die Marmorphyllitserie mit einzelnen Grünschiefervorkommen

Das mengenmäßig vorherrschende Gestein in dieser Serie wird von Phylliten gebildet. Diesen Phylliten sind einzelne Züge von Marmoren

eingelagert, die sich gegen W in immer kleinere Linsen auflösen. Außerdem sind im hangendsten Teil noch einige kleine Grünschiefervorkommen vorhanden.

### a) Die Phyllite

Die Phyllite bilden mit ihren nur geringmächtigen Einlagerungen eine etwa 2000 *m* mächtige Serie. Die Phyllite sind hellgrüne bis dunkelgraue, sehr gut geschieferte Gesteine. Innerhalb dieser äußerst einförmigen Gesteine konnten nur an drei Stellen Typen aufgefunden werden, die sich im Mineralbestand deutlich unterscheiden.

Etwa 120 *m* N des Schladminger Kalblings treten Typen auf, die als Quarzite zu bezeichnen sind. Sie haben eine Mächtigkeit von maximal 5 *m* und keilen in der E—W-Richtung sehr rasch aus.

Phyllite mit 2—3 *mm* großen Granatporphyroblasten finden sich im S-Grat des Pleschnitzzinkens und als Lesestücke im N-Hang des Baches, der S des Winklern W. H. von W in das Sattental mündet.

Im S-Grat des Pleschnitzzinkenkammes findet sich eine eigentümliche Gesteinsgruppe. Hier sind den Phylliten Amphibolschiefer, ein quarzitisches Gestein mit Biotitporphyroblasten, und eigentümlich dunkel pigmentierte Phyllite mit Amphibolnadeln eingelagert.

### b) Die Marmorzüge

Den Marmorzügen kommt für die Stratigraphie große Bedeutung zu. Im folgenden werden die einzelnen Marmorvorkommen vom Liegenden zum Hangenden beschrieben.

#### Das Marmorvorkommen am N-Fuß des Krahbergzinkens

In diesem Vorkommen treten rein weiße Typen stark in den Vordergrund. Nebenbei finden sich auch schwarz-weiß gebänderte Typen. Die Mächtigkeit beträgt 1—1,5 *m*. Eine Fortsetzung gegen E konnte nicht festgestellt werden. Gegen W ist eine Fortsetzung wahrscheinlich. In einem Bergsturz, der im Abstieg vom Krahberger zum Tetter W. H. kreuzt, liegen zahlreiche große Blöcke von Bändermarmor. Das Anstehende wurde nicht gefunden. Es kann eine Fortsetzung des oben beschriebenen Vorkommens sein.

#### Die Marmorvorkommen im SE-Teil des Propererwaldes im Sattental

Die Vorkommen bilden die W-Fortsetzung des Zuges Gumpeneck—Kochofenspitze. Es tritt ein zentraler, relativ mächtiger Zug von zirka 20 *m* Mächtigkeit auf. Im Hangenden und Liegenden dieses Zuges kommen mehrere linsenförmige Marmorschollen vor. Im zentralen Zug treten schwarz-weiß gebänderte, rosafarbene und reinweiße, grobkörnige Marmore auf. Außerdem konnte eine Einlagerung mit normalem Kontakt von sehr feinkörnigem Dolomitmarmor aufgefunden werden. Es ist dies dasselbe Gestein, das am Gumpeneck schon seit langem bekannt ist und infolge seiner Ähnlichkeit mit gewissen mesozoischen Marmortypen triasverdächtig erschien. Da aber in den Aufschlüssen keinerlei Anhaltspunkte für eine

tektonische Einschuppung gefunden werden konnte, und zum anderen es eine bereits seit langem bekannte Tatsache ist, daß Dolomite desselben Metamorphosegrades nicht so grobkörnig wie Marmore werden, scheint kein Grund vorhanden, diese Gesteine aus der Serie herauszunehmen.

In den Linsen unter und oberhalb dieses Zuges treten dieselben Marmortypen, jedoch ohne Dolomite auf.

#### Das Marmorvorkommen W Druckfeichter im Seewigtal

Die Aufschlußverhältnisse sind in diesem Gebiet sehr schlecht. Es scheint ein einziger Zug vorzuliegen, dessen Mächtigkeit auf 3—5 *m* geschätzt wird. Es treten schwarze bituminöse Stinkmarmore, weiße und gebänderte Marmortypen auf. Außerdem wurde ein Block von grauhraunem Dolomitmarmor angetroffen.

#### Das Marmorvorkommen 150 *m* N Ennslingkar im Bach

Bei der oben gekennzeichneten Stelle finden sich im Bach kantige Blöcke von rein weißem und gebändertem Marmor neben Dolomitmarmor. Das Anstehende wurde nicht angetroffen, kann aber nicht weit entfernt liegen.

### c) Die Grünschiefervorkommen

Die Grünschiefervorkommen treten im Hangenden der Marmorzüge auf. Sie sind auf kleine Linsen beschränkt, von nur geringer räumlicher Ausdehnung.

#### Das Vorkommen zwischen Schladminger Hütte und Burgstallalm

Eine etwa 20 *m* mächtige Linse von Grünschiefern mit gut ausgebildeten Schieferungsflächen.

#### Das Vorkommen 100 *m* S Kemetr. W. H.

Eine sehr geringmächtige Linse (1—2 *m* mächtig) von Grünschiefern mit deutlicher B-Achse (Streckung).

## 6. Die Grünschiefer-Phyllitserie mit einzelnen Marmorvorkommen

Der recht einförmigen Phyllitserie sind bedeutend mächtige Grünschieferzüge eingelagert. Außerdem findet sich im W ein kleines Marmorband, das zusammen mit den kleinen Grünschiefervorkommen in der tieferen Serie die Grenze zwischen der marmorführenden Serie und der grünschieferführenden Serie verwischt.

Diskordant durch diese Serie bricht im Untertal ein Diabasgang durch (siehe Kapitel 7).

### a) Die Phyllite

Die Phyllite unterscheiden sich von den basal liegenden durch eine dunklere Farbe, eine stärker hervortretende Ausbildung der Schieferungsfläche und eine Andeutung einer geringeren Metamorphose. Diesen Unterschied in der Metamorphose exakt festzulegen, war nicht möglich; die

Übergänge sind fließend. Da außerdem keine anderen Kriterien gefunden werden konnten, die eine Zweiteilung des Phyllitkomplexes rechtfertigten, wurde von einer Gliederung der Phyllite abgesehen. Die Phyllite sind gut geschiefert, die Farbe ist meist silbriggrau bis dunkelgrau. Quarzschwielen treten nur sehr selten auf.

### b) Die Grünschiefer

Der Bestand an Grünschiefermaterial ist recht gut gegen die Phyllite abgrenzbar, obwohl die Grenze zu den Phylliten im Liegenden oft nicht scharf zu fassen ist. Die Hangendgrenze ist an allen beobachteten Stellen scharf.

Die Grünschiefer sind gut geschiefert, mit dem freien Auge ist der Mineralbestand schwer zu erkennen. In den Zügen finden sich immer wieder besonders harte und dichte Komplexe, die etwas dunkler gefaßt sind und durch reiche Pyritführung auffallen (z. B. im Bach zwischen Au und Pruggern).

Es dürfte sich bei dem größten Teil der gut geschieferten Grünschiefertypen um metamorphe Abkömmlinge von Tuffen handeln, die dichteren Typen hingegen Schollen von echten Diabasen.

Die regionale Verbreitung läßt sich am besten gliedern in das Gebiet Ost des Untertals und das Gebiet in der näheren Umgebung des Untertals.

E des Untertales treten die Grünschiefer in langgestreckten Zügen von bedeutender Mächtigkeit auf. Es ist dies der hangende Zug von zirka 150 *m* Mächtigkeit, der S Aich ins Ennstal hinausstreicht und sich E des Sattentales über den Michaelerberg fortsetzen dürfte. Der zweite, liegende Zug streicht S Oberhaus in das Ennstal und kann im E zum ersten Male im Seewigtal, NW des Rodler, festgestellt werden. Dieser Zug besitzt ungefähr die gleiche Mächtigkeit wie der hangende Zug. Getrennt werden beide von einer Phyllitzone, die eine Mächtigkeit von 500 bis 600 *m* erreicht.

S Ennsling und Rupperting liegen zwischen beiden Zügen noch zwei kleinere Grünschieferlinsen von geringer räumlicher Ausdehnung.

Das Talbachprofil ergibt ein wesentlich komplizierteres Bild. Es sind nur die Aufschlüsse auf der W-Seite des Baches geeignet, um Anhaltspunkte über den Wechsel Grünschiefer—Phyllit zu gewinnen. Die E-Seite des Baches ist bis unten bewaldet, im Wald kann man nur mehr große Bergstürze feststellen, die zeigen, daß Grünschiefer in großer Menge vorhanden sind. Die Grünschiefer gegen E zu verfolgen, war jedoch nicht möglich.

Im Talbachprofil W-Seite konnten drei Grünschieferzüge festgestellt werden, von denen der basale Zug mit zirka 400 *m* Mächtigkeit der bedeutendste ist. Bemerkenswert ist hier auch, daß an einzelnen Stellen in diesem Zug Typen auftreten, die durchaus als Amphibolite bezeichnet werden müssen. Der nächsthöhere Zug ist vom Liegenden durch zirka 100 *m* Phyllit getrennt und besitzt eine Mächtigkeit von nur 60—70 *m*. Auf diesen Grünschieferzug folgt wieder ein Phyllitband von etwa 75 *m* Mächtigkeit. Gegen N wird dieses Phyllitband von einem diskordanten Diabasgang, der in einem eigenen Kapitel beschrieben wird, abgeschnitten. Im N und E wird dieser Gang wieder von Grünschiefer begrenzt.

Die Fortsetzung dieser Grünschieferzüge konnte, wie bereits erwähnt, nicht genau erfaßt werden. Aus dem Kartenbild ergibt sich aber, daß sie noch in den W-Abhang des Fastenberges hineinstreichen und hier auskeilen.

c) Das Marmorvorkommen am N-Hang des Fastenberges

Am N-Hang des Fastenberges SSW des Gehöftes Warter und ESE des Gehöftes Unter-Strobl konnten zwei kleine Marmoraufschlüsse gefunden werden, die das hangendste Marmorband in dem Phyllitbereich s. l. bilden. Zwischen diesen beiden Aufschlüssen konnten im Wald mehrere lose Marmorblöcke aufgefunden werden, so daß die Annahme gerechtfertigt erscheint, daß es sich um ein einheitliches Marmorband handelt.

Im Gesteinsbestand konnten folgende Typen beobachtet werden: schwarz-weiß gestreifte Bändermarmore, gelblich-braun gefärbte massige Typen im Zentrum des Bandes. An der Grenze treten primär grau gefärbte sehr glimmerarme Kalkglimmerschiefer auf, die dunkelbraune Verwitterungsfarben zeigen.

Wenn auch über die Fortsetzung der Grünschiefer von Talbach gegen E keine völlige Klarheit erreicht werden konnte, so erscheint es immerhin gerechtfertigt, anzunehmen, daß der Marmor im Hangenden eines Teils der Grünschiefer von Talbach liegt. Somit scheint zur Zeit der Diabasintrusionen noch eine Fortsetzung der Phyllit-Marmor-Sedimentation bestanden zu haben.

## 7. Der Diabasgang in Talbach

Der Gang streicht fast genau E—W und steht saiger zwischen Phylliten und Grünschiefern, die mit 10—20° gegen N einfallen. Genaue Messungen sind an den Kontaktflächen nicht durchzuführen. Das Ganggestein ist im Bereich des eigentlichen Ganges sehr spröde und sehr stark zerklüftet. Im Weg, der von Schladming über das Schlößl gegen SW über den Gang führt, konnten in der Geländeerhebuug, die durch das härtere Ganggestein gebildet wird, in dem gleichmäßig dichten und makroskopisch unauflösbaren Gestein Knollen von grobkörnigen Gesteinen gefunden werden. Im Weg direkt vom E-Werk konnten aus dem Anstehenden gefrittete Tonschiefer, die hier den Grünschiefern eingelagert sind, geschlagen werden. In diesem Aufschluß treten mehrere kleine Spalten (maximal 20 *cm*!) auf, die von einem anscheinend frischen Diabas ausgefüllt werden.

An der S-Grenze konnten in der steilen Wand eigentümliche, dunkel gefärbte, linsenförmige Einschlüsse beobachtet werden. Da die Stelle nicht erreichbar war, kann über die Natur dieser Einschlüsse nichts Abschließendes ausgesagt werden. Es scheint aber die Möglichkeit gegeben, daß es sich hier um Bildungen handelt, die als Kissenlaven bezeichnet werden. Eine Klärung dieser Bildungen wäre für die Deutung des Ganges von großer Bedeutung.

Der Diabasgang selbst besitzt eine Mächtigkeit von 20 bis 25 *m*. In der E—W-Erstreckung konnte er über zirka 300 *m* gegen W, vom Talbach aus gerechnet, verfolgt werden. Die E-Grenze ist durch den Talbach gegeben. Hier dürfte auch ein kleiner Bruch durchgehen.

## 8. Zusammenfassung und Altersdeutung

### a) Zusammenfassung

Im Gneiskomplex hebt sich eine basale Serie aus Augen- und Granitgneisen von einer höheren Paragneis-Amphibolit-Serie ab. Die Paragneis-Amphibolit-Serie wird unterteilt in eine untere Serie, bestehend aus Paragneisen mit wenig Amphiboliten, und in eine höhere Serie mit viel Amphiboliten und einem recht horizontalbeständigen Quarzitband. Darüber folgt gegen N die Phyllit-Marmor-Grünschiefer-Serie, die durch Übergänge mit dem vorigen Komplex verbunden ist. Ein lokales Quarzitvorkommen kann als Hinweis für eine Transgression angesehen werden (Schwinner). Der Phyllit-Marmor-Grünschiefer-Komplex wird wiederum in eine basale und in eine hangende Serie unterteilt. Basal liegt eine Serie mit zwei Marmorzügen und wenigen kleinen Grünschiefervorkommen, hangend eine Serie mit einem Marmorband und zwei regional durchstreichenden Grünschieferzügen. Die einzelnen Marmorzüge können auf Grund der auftretenden petrographischen Unterschiede getrennt werden.

### b) Zur Altersstellung

Im weiteren Bereich des Arbeitsgebietes gehen die Ansichten über die Datierung der einzelnen Serien recht weit auseinander. Kober und Metz z. B. halten Marmore vom Typus Gumpeneck für mesozoisch, Staub für kalevisch-jatulisch.

Im folgenden werden die beschriebenen Serien aufgezählt und auf Grund von Vergleichen und Beobachtungen eine Altersdeutung versucht.

#### Phyllit-Grünschieferserie

Diese Serie ist durch den Wechsel von Phyllit und Grünschieferlagen gekennzeichnet. Nach Heritsch (1943) gilt für das Silur folgende Gesteinsfolge in der „Grauwackenzone": untere Schiefer verbunden mit Grünschiefer, darüber Schiefer ohne Grünschiefer und im Hangenden ein Kalklager-Komplex.

#### Phyllit-Marmorserie

Für die stratigraphische Einstufung dieser Serie ist jener Fund von Fossilresten bedeutungsvoll, der von Schwinner (1936) gemacht und der von ihm als Archaeocyathinen gedeutet wurde. Der Fundpunkt dieser Fossilreste stammt vom Gumpeneck, somit aus der direkten E-Fortsetzung unserer Serie.

Heritsch (1909) machte bei Brettstein einen Fund eines „korallenähnlichen Gebildes".

Wenn auch über die wahre Natur dieser Fossilreste keine klare Entscheidung möglich ist, so ist schon allein das Vorkommen von Fossilresten in dieser Serie äußerst bedeutungsvoll. Es scheint dadurch die Möglichkeit, daß diese Serie in das Präkambrium zu stellen ist, nicht mehr sehr wahrscheinlich.

Bedenkt man hingegen, daß die Marmor-Phyllitserie von der Grünschiefer-Phyllitserie normal überlagert wird, so scheint ein Vorsiluralter wahrscheinlich. Diese Tatsache zusammen mit den umstrittenen „Archaeocyathinen" vom Gumpeneck weist auf die Möglichkeit, daß diese Serie das Kambrium umfaßt. Zu demselben Ergebnis kam Heritsch (1943), allerdings ohne daß ihm die Überlagerung von Silur bekannt war.

Eine spezielle Erörterung in dieser Serie verdient die Altersstellung der sogenannten „Gumpeneckmarmore". Es sind dies sehr feinkörnige, blau-graue Dolomite, die von Kober (1938) als „triasverdächtig" angesprochen werden. Metz (1953) schreibt: „Anhaltspunkte für mesozoische Kalkbildung sind vorhanden!" In beiden Fällen werden wohl die oben kurz charakterisierten Dolomite und nicht Kalke gemeint. Dieser Dolomit ist ein typisches Gestein des Zuges Gumpeneck—E, der bis zum Ennslingkar verfolgt werden konnte. Es konnten keine beweiskräftigen Anhaltspunkte für eine tektonische Einschuppung gefunden werden. Zudem spricht das Fehlen anderer charakteristischer mesozoischer Gesteinstypen gegen eine Vertretung der Trias.

Die Feinkörnigkeit der Dolomite kann nicht als treffendes Argument für ein mesozoisches Alter angeführt werden. Erstens ist es eine bekannte Tatsache, daß Dolomite (auch im Pennin) bei der gleichen Metamorphose immer feinkörniger wie Kalkmarmore bleiben. Zweitens kann das einzig übrige Merkmal, nämlich die Farbe, als Hinweis für das Alter als nicht unbedingt zutreffend betrachtet werden.

## Die Paragneisserie

Sie wurde bisher immer in das Präkambrium gestellt. Es wurden keine Hinweise für eine andere Alterseinstufung gefunden, so daß wir uns dieser Datierung voll anschließen können.

Versuchsweise mag eine Zweiteilung der Paragneisserie zur Diskussion gestellt werden:

1. Tiefere Paragneisserie mit vereinzelten Amphibolitlinsen.

2. Höhere Paragneisserie mit zahlreichen Amphibolitvorkommen und einem Quarzitband.

Wenn man die Amphibolite als Abkömmlinge basischer Ergußgesteine auffaßt, so wäre die Zeit der Ablagerung der höheren Paragneisserie durch einen basischen Vulkanismus charakterisiert.

## Die Granit- und Augengneise

Auf Grund der Seite 205 beschriebenen Migmatitbildungen zwischen Paragneisen und Gneisen von Orthohabitus geht hervor, daß letztere sicher jünger als die Paragneise sind. Die Tatsache, daß die Migmatite vor allem im Bereich der Axialebene angereichert sind, die rein granitischen Gesteine vor allem im Faltenkern auftreten, erlaubt folgenden Schluß: Das granitische Material ist einem bereits vorgezeichneten Bau eingedrungen. Eine altersmäßige Einstufung ist zur Zeit nicht möglich.

## IV. Tektonik

### 1. *Die Höchsteinantiklinale*

Charakteristik: N des Hauptkammes herrscht ein generelles N-Fallen. Im Hauptkamm herrscht schwebende Lagerung vor. S des Hauptkammes findet man ein Umbiegen der Schichtflächen gegen S, auf kurzer Strecke stehen die Gneise saiger, um dann in ein verkehrtes N-Fallen umzubiegen. Für diese Struktur wurde von Schmidegg (1936) der Name „Höchsteinantiklinale" vorgeschlagen. Die Struktur wurde folgendermaßen charakterisiert: „Im O ein flaches Gewölbe (Wildstelle), nach W in gleichsinniges Nordfallen übergehend". Durch diese Definition ist die Struktur treffend gekennzeichnet.

#### a) Der Teil N des Hauptkammes

N des Hauptkammes herrscht generelles N-Fallen. Die Paragneisserie taucht gegen N unter die Phyllitserien unter. Gegen S verflacht sich das Einfallen. Die Verhältnisse sind im ganzen Aufnahmsbereich derart klar aufgeschlossen, daß sich eine detaillierte Beschreibung einzelner Aufschlüsse erübrigt. Es möge hier auf die Profile in den Beilagen verwiesen werden.

Die Mächtigkeit der in den Faltenkern einbezogenen Paragneisserie beträgt, gemessen im Seewigtal, 750 *m*. Diese Mächtigkeit umfaßt sowohl die liegende amphibolitarme als auch die hangende amphibolitreiche Paragneisserie.

#### b) Der Hauptkamm

Im Bereich des Hauptkammes konnte durchwegs horizontale Lagerung beobachtet werden. In einzelnen Fällen ist auch ein Einfallen von bis 10° gegen E (W der Neualmscharte) und gegen W (Trattenscharte) zu beobachten, neben den verständlichen Schwankungen gegen N und S. Eine regionale Bedeutung konnte für das E- und W-Fallen nicht nachgewiesen werden. Die Mächtigkeit der Paragneisserie beträgt gemessen im Bereich Hohe Wildstelle—Oberer See rund 1000 *m*.

#### c) Der Teil S des Hauptkammes

Wesentlich komplizierter und schwieriger zu übersehen sind die Verhältnisse südlich des Hauptkammes. Die besten Aufschlüsse liefert der Grat Hohe Wildstelle—Wildlochhöhe—Himmelreich—Schneider gegen S zur Preintaler Hütte. Im Gebiet der Hohen Wildstelle und im Gipfelbereich des S anschließenden Grates herrscht flache Lagerung vor, bzw. kann ein Einfallen von 20 bis 25° gegen S beobachtet werden. In der E-Wand des Grates, etwa 150 *m* unterhalb der Gipfel Himmelreich—Wildlochhöhe kann beim Durchsteigen der Wand ein Umbiegen der Schieferungsebenen beobachtet werden. Auf relativ kurzem Raum (etwa 200 *m*) kann man verfolgen, wie ein und dieselbe Paragneisbank zuerst flach gegen S fällt, in Saigerstellung übergeht und dann ein verkehrtes N-Fallen einnimmt. Die Paragneise, die in der Gipfelregion des Grates bis zum Schneider nur flach gegen S einfallen, biegen erst im S-Hang des Schneiders steil gegen S ein. Im Weg, der von der Nenalm zur Preintaler Hütte führt, kann dort, wo der Weg den W-Grat des Schneiders kreuzt, ebenfalls saigere Lagerung

beobachtet werden. Im Gebiet der Preintaler Hütte ist ein deutliches N-Fallen zu beobachten, das aber in Anbetracht der tektonischen Position als verkehrte Lagerung aufzufassen ist. Gegen W kann die Umbiegung der einzelnen Aufschlüsse verfolgt werden, obwohl im weiteren Arbeitsgebiet kein durchgehendes Profil gefunden wurde, das die Lagerungsverhältnisse so klar zeigen würde.

Im Gebiet Fallkar-Neualm, S Grat Walcher, S Kaltenbachsee, und im Hasenkar sind jedenfalls die Aufschlüsse so gut, daß dieser Faltenbau in der ganzen E—W-Erstreckung des Arbeitsgebietes genügend belegt ist. In den Aufschlüssen N des Riesachbaches und im Riesachfall liegt, wie bei der Preintaler Hütte, ein verkehrtes Einfallen gegen N vor.

Die Mächtigkeit des Paragneises, im Profil Untertal—Riesachfall gemessen, dürfte annähernd 1300—1500 *m* betragen.

### d) Der Faltenkern

Der Faltenkern wurde nur im Seewigtal und Untertal angeschnitten. Die Gesteine des Faltenkernes sind Granitaugengneise von Orthohabitus.

Im Seewigtal ist nur der nördliche Teil des Faltenkernes aufgeschlossen. Im Bereich des Hüttensees ist ein Einfallen von 30 bis 40° gegen N vorhanden, beim Bodensee hingegen bereits von 60°.

Im Untertal liegen Aufschlüsse vor, die auch vom S-Teil des Faltenkernes eine Vorstellung vermitteln. Im N steht die Grenze Paragneis—Granitgneis fast saiger, die Grenze ist ziemlich scharf. Injektionserscheinungen sind nur auf einzelne Meter zu verfolgen. Gegen S verflacht sich das Einfallen und SW des Jagdhauses 1040 kann die verkehrte Unterlagerung von Paragneis unter Granitgneis bei einem Einfallen von 45° N beobachtet werden. Die Mächtigkeit des Granitgneises vom normalen zum verkehrten Paragneis beträgt rund 600 *m*.

### e) Die Verhältnisse der Migmatite zum Faltenbau

Im geologisch beobachtbaren Zusammenhang mit Migmatiten steht nur das Orthogneisvorkommen im Untertal.

Vom Faltenkern nach außen gegen die konkordant mitgefalteten Paragneise kann eine Zone von Migmatiten verfolgt werden. Die Zone kann durch folgende Punkte topographisch festgelegt werden: Hasenkar, Kaltenbachsee, NE-Hang Walcher, Wildloch, Trattenkar, Trattenscharte.

Alle diese Punkte finden sich im Gelände des Faltenscheitels und greifen zuerst durch die tiefere Paragneisserie und dann durch die höhere Paragneisserie (Trattenscharte, Trattenkar).

Es ergibt sich somit ein diskordantes Durchgreifen der Migmatite durch die beiden im Felde wohl trennbaren Serien. Die Anreicherung der Migmatite findet sich im Bereich des Faltenscheitels, was sich durch die in diesem Areal zu erwartende beste Wegsamkeit erklärt.

## 2. Die Phyllitregion

### a) Generelles Bild

Die Phyllitzone fällt regional gegen N ein. Ein Faltenbau liegt nicht vor. Interne Verschuppungen konnten an Hand der Marmorbänder beobachtet werden. Trotz dieser Verschuppungen ist die stratigraphische Folge

im großen gewahrt geblieben. Bruchtektonik konnte im Talbach festgestellt werden. Sonst liegen keine Anzeichen für Brüche vor, obwohl stets zu bedenken ist, daß Brüche in einem einförmigen Phyllitgebiet mit nur wenigen Leithorizonten schwer zu fixieren sind.

Die Aufschlußverhältnisse sind schlecht, das ganze Gebiet ist dicht bewaldet. Hinzu kommt noch, daß die Phyllite oft Hakenwerfen zeigen, so daß den an kleineren Aufschlüssen meßbaren Gefügedaten nur wenig Bedeutung beigelegt werden kann.

### b) Hinweise für Schuppungen

Der mittlere Marmorzug unserer Marmor-Phyllitserie streicht vom Gumpeneck über die Kochofenspitze als einheitlicher Zug in unser Arbeitsgebiet hinein. In unserem Arbeitsgebiet löst sich der Zug in immer kleinere Linsen auf. Diese Erscheinung wird auf Schuppung zurückgeführt. Die zwei anderen Marmorvorkommen im Hangenden und Liegenden besitzen keinen regionalen Zusammenhang mit den anderen Marmorzügen, so daß ihnen vorläufig keine Bedeutung für die Auflösung der Tektonik der Phyllitregion zukommt.

Theoretisch kann angenommen werden, daß auch die Phyllite in sich geschuppt sind. Dies nachzuweisen wird erst dann gelingen, wenn weitere Anhaltspunkte für eine detaillierte Gliederung dieser äußerst einförmigen Serie vorliegen.

Innerhalb unserer Phyllit-Grünschieferserie liegen trotz ihrer Gliederbarkeit keine Anhaltspunkte für Schuppungen vor.

### c) Das Verhältnis vom Diabasgang zum Bau

Der Diabasgang liegt einwandfrei diskordant zum Parallelgefüge der Phyllit-Grünschieferserie. Er ist zwar dem E—W-Streichen dieser Serie eingeregelt, während hingegen die Phyllit-Grünschieferserie gegen N mit 10—20° einfällt, steht der Gang einwandfrei saiger. Er schneidet das Flächengefüge der Serie mit einer Diskordanz von 70 bis 80° und ist somit eindeutig jünger.

### d) Bruchtektonik

Im Bereich der Paragneisserien findet man oft Spalten und Klüfte, die als ganz unbedeutende N—S-streichende Verwerfungen erkannt wurden. Am W-Hang des Walchers konnte eine Sprunghöhe von 2,5 *m* beobachtet werden. Diese Verwerfungen und Klüfte stehen in direktem Zusammenhang mit der Morphologie. Die Scharten des Hauptkammes liegen zum größten Teil in ihrem Bereich. Von einer Eintragung in die Karte wurde abgesehen.

Im N-Teil vom Talbach liegen Verhältnisse vor, die einen etwas bedeutenderen Bruch vermuten lassen. Der Diabasgang ist im S von Phylliten begrenzt, im N von Grünschiefern. Der Gang hat im Bach eine Mächtigkeit von zirka 25 *m*. Auf der E-Seite des Baches, wo die Fortsetzung des Ganges zu erwarten wäre, finden sich bereits Grünschiefer. Diese Verhältnisse

sprechen dafür, daß ein Bruch in der Bachsohle verläuft, der sicher jünger ist als der Durchbruch des Diabas.

Im übrigen Bereich konnten keine Brüche beobachtet werden.

### 3. Zusammenfassung, Altersdeutung

Im Gneisgebiet konnte eine in E—W-Erstreckung 9 *km* und in N—S-Erstreckung 6 *km* messende Großfalte festgelegt werden. Diese Falte ist gegen S überkippt, die Faltenachse streicht E—W. Die granitischen Gesteine des Faltenkerns überlagern im S die Hüllgesteine. Die Axialebene der Falte fällt 40° gegen N.

Im Phyllitgebiet sind Anzeichen für Schuppungen vorhanden. Dies äußert sich in der Auflösung der im E einheitlichen Marmorzüge in einzelne getrennte Linsen im W.

Junge Bruchtektonik geringen Ausmaßes findet sich sowohl in der Gneis- als auch in der Phyllitregion.

Das Alter dieser Strukturen kann nur eingeschränkt werden. Eine exakte Datierung ist nicht möglich.

Für die Höchsteinantiklinale kommt nur ein voralpines Alter in Betracht, weil an der alpidischen Kalkspitzenüberschiebung das Kristallin diaphtoritisiert wird. Bei dem Versuch einer zeitlichen Einordnung der beschriebenen Erscheinungen sind die neuen hervorragenden Untersuchungen von Beck-Mannagetta, Clar und Kahler zu berücksichtigen. Ein direkter Anschluß an die Gliederungsversuche Beck-Mannagetta's ist wegen der fehlenden Zusammenhänge noch nicht möglich. Hingegen kann darauf verwiesen werden, daß Clar (1953) für das „Altkristallin" des Hüttenberger Raumes ein paläozoisches Alter auf Grund einleuchtender Argumente wahrscheinlich macht. Wenn man die weitgehende Ähnlichkeit der Serien aus den Schladminger Tauern mit jenen aus den Kärntner Raume in Betracht zieht, so scheint die Möglichkeit nicht ausgeschlossen, die Hauptbewegungsphase des Schladminger Gebietes mit jener von Clar namhaft gemachten paläozoischen Phase zu identifizieren. Eine endgültige Entscheidung, ob diese Phase variszisch oder kaledonisch ist, dürfte wohl erst dann fallen, bis man eine vorurteilsfreie Entscheidung über die Vertretung von Devon in gewissen Marmortypen fällen kann.

Es sei jedoch betont, daß in den Schladminger Tauern keine Anhaltspunkte für eine ähnlich stark aufsteigende Metamorphose innerhalb einer Serie (z. B. Magdalensbergserie = Grünschiefer-Phyllitserie) gefunden werden konnten.

### 4. Erörterung der Bewegungsrichtung

Bei einer ausführlichen Sichtung der Eigenschaften einer Großfalte ergibt sich, daß eine Mächtigkeitszunahme im Faltenscheitel bei einer überkippten Falte als Hinweis für eine primäre Bewegungsrichtung angesehen werden kann. Somit scheint die Möglichkeit gegeben, für die Höchsteinantiklinale eine primäre voralpine S-Vergenz anzunehmen (vgl. Schmidegg, 1936).

## V. Historischer Überblick — Regionaltektonische Position

### 1. Detailuntersuchungen

Das Gebiet der Schladminger Tauern gehört zu den geologisch am wenigsten bekannten Gebieten der Ostalpen. Die geologische Landesaufnahme arbeitete in diesem Gebiet von 1880 bis 1890. Die vorliegenden Manuskriptkarten auf dem Maßstab 1 : 75.000 wurden in der geologischen Übersichtskarte von Österreich 1 : 500.000 von H. Vetters verarbeitet.

Aus dieser Zeit datieren die Publikationen von Geyer (1890), Vacek (1886, 1893). Diese Arbeiten bringen die erste Gliederung in Gesteinszonen, die sich zum Teil bis heute bewährt hat. Eine zentrale Zone mit Gneis und „Hornblendegneis" wird von Granatglimmerschiefern und kristallinen Kalken umsäumt. Der gegen E abtauchende Kuppelbau wurde erkannt. Vacek vertrat die Ansicht, daß die Tektonik der Schiefer über dem Gneiskomplex durch ein altes Relief der Gneismasse bedingt sei.

Eine schöne Zusammenfassung der Ergebnisse vor dieser Pionierzeit bringt Stur (1871) in seiner „Geologie der Steiermark".

Kleine petrographische Mitteilungen über die Schladminger Tauern lieferten Doelter (1894, 1895, 1896) und Ippen (1896, 1901).

Es ist das unbestrittene Verdienst Schwinners in den Jahren 1923 bis 1936, weitere Beobachtungen in den Schladminger Tauern gesammelt und veröffentlicht zu haben. Von Schwinner stammt der Fund „archaeocyathinen"-artiger Gebilde vom Gumpeneck. Im Bereich unseres Aufnahmsgebietes finden wir von der Hand Schwinners in der „Geologie von Steiermark" von Heritsch (1921) einige kleine Profile. Er erkannte den diskordanten Gang im Talbach bei Schladming, bezeichnete ihn allerdings noch als „Porphyroid". Dieser Name wird in späteren Publikationen in „Diabas" geändert. Das Profil Krahbergzinken—Schladminger Kaibling gibt zwar ein etwas verzerrtes, aber immerhin verwendbares Bild von den Lagerungsverhältnissen. Zu korrigieren ist die Bezeichnung „Granit" im Liegenden des Quarzites, es handelt sich um einen glimmerreichen flauen Paragneis. Das 3. Profil ist wohl das interessanteste. Es zeigt das Einfallen und Umbiegen der „Granitgneise" von der Hohen Wildstelle zur Preintaler Hütte. Das Profil gibt ein gutes Bild von einem beschränkten Teil des Scheitels der Höchsteinantiklinale. 1923 gibt Schwinner eine Übersicht über die Ergebnisse seiner Untersuchungen in den Niederen Tauern. In dieser Arbeit stellt er fest, daß die „Höchsteinantiklinale" gegen S überkippt ist und daß die Falte gegen E zu einer nicht näher definierten isoklinalen „Fuge" wird.

In den Aufnahmsberichten über Blatt Radstadt gibt Schmidegg (1936—1938) sehr aufschlußreiche Beobachtungen über die Tektonik der Schladminger Gneismasse.

Schmidegg unterscheidet folgende Strukturen:

1. Die Höchsteinantiklinale. Im O ein flaches Gewölbe (Wildstelle), nach W in gleichsinniges Nordfallen übergehend.

2. Die Synklinale des Riesachtales. Im O im Kar der Schareckspitzen als flache Mulde erkennbar, schon in der Tiefe des Riesachtales und besonders weiter im W am Mitterkamm gleichsinnig nordfallend.

3. Die Waldhornantiklinale.
4. Die Synklinale des Greifenberges.
5. Die mächtige, aber flache Aufwölbung Zwerfenberg—Hochgolling.
6. Die enggepreßte Synklinale der Tromörtenscharte.
7. Das Gewölbe Steinkarlspitze—Lantschfeldscharte—Grannock.

Auch Schmidegg (1936) findet Anhaltspunkte für eine S-Bewegung: „Beachtenswert ist auch eine öfters vorkommende Überkippung nach S, die auf nach S gerichtete Bewegung schließen läßt".

Die Grenze Altkristallin—Phyllitserie ist nach Schmidegg ohne erkennbare scharfe Grenze. Eine Aussage, die durch unsere Arbeit nur voll bestätigt werden konnte.

Wieseneder war 1932—1940 im Bereich der Schladminger und Rottenmanner Tauern tätig. Seine Aufnahmen liegen zum größten Teil außerhalb unseres Arbeitsgebietes. Trotzdem ist es notwendig, auf seine Arbeitsergebnisse einzugehen, weil auf einige Fragen eingegangen wird, die auch für unser Gebiet von Bedeutung sind. Zwischen Gneis und Granatglimmerschiefer beobachtete Wieseneder diaphtoritische Gesteine und schließt daraus auf eine Überschiebung von Granatglimmerschieferserie über die Gneise. Eine Überschiebungslinie auf dieser Basis zu postulieren, ist schwierig. Zumal sich nun gezeigt hat, daß in unserem Gebiet die Grenze Gneis—Phyllit (die Metamorphose der Granatglimmerschiefer nimmt gegen W ab: Granatglimmerschiefer—Granatphyllit—Phyllit) durchaus nicht tektonisch ist. So wird die Deutung der Diaphtorite Wieseneders als Zeugen einer regionalen Überschiebung nicht wahrscheinlich.

Auf Gneistektonik wird in den Arbeiten Wieseneders nicht näher eingegangen.

Zuletzt sind noch die Arbeiten von Metz (1952, 1953) zu nennen. 1952 postuliert Metz für unser Arbeitsgebiet mit Hilfe einiger Strukturlinien ein bretonisches Alter der Gebirgsbildung. 1953 wird die Ansicht vertreten, daß die sogenannte Brettsteinserie sich aus stratigraphisch verschieden alten Teilen zusammensetzt. „Anhaltspunkte für mesozoische Kalkbildungen sind vorhanden."

## 2. Regional-tektonische Position

Kober (1922) gibt eine Deutung der tektonischen Verhältnisse und kommt zum Schluß, daß die „Schladminger Gneismasse" Unterostalpin, die Glimmerschiefer und Marmore eine selbständige, höhere Einheit sind, die dem Oberostalpin zuzuordnen ist. Diese Ansicht ist auf der Beobachtung Geyers gestützt, daß im Murtal die Glimmerschiefer und Marmore mit einer scharfen Grenze gegen die Gneise anstoßen (Tamsweger Linie). Näher präzisiert wird diese Auffassung 1938. „Zu den oberen Lungauriden—Radstädter Decken ist das Schladminger Massiv zu zählen." 1938 schreibt Kober aber bereits: „Es ist nicht klar, wo die Grenze zu dem Ostalpin zu ziehen ist."

Eine andere Auffassung vertritt Staub (1924). Für Staub ist die Schladminger Gneismasse und die Marmor-Glimmerschiefer eine Einheit, die als Ganzes dem Ostalpin entspricht. Tektonische Grenzen innerhalb dieser Einheit werden als Differentialbewegungen aufgefaßt, die nicht als Bewegungsbahnen erster Ordnung gelten können.

Vergleicht man diese zwei grundlegenden Auffassungen, so ergibt sich als Anhaltspunkt die Übereinstimmung in der Auffassung der Marmor-Glimmerschieferserie. Wenn diese Serie Oberostalpin ist — was aus der Überschiebung dieser Serie über das Unterostalpin am E-Rand des Tauernfensters hervorgeht —, so kann für die normal unterlagernden Schladminger Gneise ebenfalls keine andere großtektonische Einheit in Betracht kommen. Wenn eine andere Einheit einsetzen würde, so müßte eine deutlich erkennbare Überschiebung zu beobachten sein.

Es ist klar, daß diese Beweisführung indirekt ist. Endgültig ist diese Frage wohl nur durch eine genaue Untersuchung des gesamten Schladminger Gneismassivs und seiner Stellung zu dem Unterostalpin der Radstädter Tauern zu entscheiden.

## VI. Literaturverzeichnis


Aigner, G., 1931: Eine Graptolithenfauna aus der Grauwackenzone von Fieberbrunn in Tirol nebst Bemerkungen über die Grauwackenzone von Dienten. Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Abt. 1, 140, Bd. *1*, *2*.

Angel, F., 1924: Gesteine der Steiermark. Naturw. Ver. f. Steierm., Graz.

Angel, F., und Heritsch, F., 1919: Beitrag zur Petrographie und Geologie des mittelsteirischen Kristallins der Stubalpe. Jb. d. G. B. A., Wien.

Beck-Mannagetta, P., 1951: Die Auflösung der Mechanik der Wolfsberger Serie, Koralpe. Jb. G. B. A., Wien.

Clar, E., 1953: Metamorphes Paläozoikum im Raume Hüttenberg. Der Karinthin, Folge 22, S. 225.

Cornelius, H. P., 1935: Zur Seriengliederung der vorsilurischen Schichten der Ostalpen. V. G. B. A., Wien.

Cornelius, H. P., 1940: Zur Auffassung der Ostalpen im Sinne der Deckenlehre. Z. D. Geol. Ges., *92*.

Cornelius, H. P., 1941: Zur Einführung in die Probleme der nordalpinen Grauwackenzone. Mitt. d. R. A. f. B., Wien.

Cornelius, H. P., 1950: Zur Paläogeographie und Tektonik des alpinen Paläozoikums. Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl. I.

Cornelius, H. P., 1952: Gesteine und Tektonik im Ostabschnitt der nordalpinen Grauwackenzone, vom Alpenostrand bis zum Aflenzer Becken. Mitt. Geol. Ges. Wien, Bd. *43*.

Doelter, C., 1894, 1895: Das kristallinische Schiefergebirge zwischen Drau und Kainach. Mitt. Naturw. Ver. f. Steierm., *31*, *32*.

Doelter, C., 1895: Geologische Aufnahmsarbeiten im Sommersemester 1895 im Gebiete der Seckauer Alpen und in einem Teile der Rottenmanner Tauern. (Vortrag.) Mitt. Naturw. Ver. f. Steierm., *32*.

Doelter, C., 1896: Über das kristallinische Schiefergebirge der Radstädter und Rottenmanner Tauern. Mitt. Naturw. Ver. f. Steierm., *33*.

Doelter, C., 1896: Das Kristallinische Schiefergebirge der Niederen Tauern, der Rottenmanner und Seethaler Alpen. Mitt. Naturw. Ver. f. Steierm., *33*.

Exner, Ch., 1939: Das Ostende der Hohen Tauern zwischen Mur- und Maltatal. I. Teil: Gesteine und Schichtfolge. Jb. Zweigst. f. Bodenf. Wien.

Exner, Ch., 1940: Das Ostende der Hohen Tauern zwischen Mur- und Maltatal. II. Teil: Bewegungsbild der Silbereckmulde. Mitt. d. Reichsst. f. Bodenf., Wien.

Exner, 1949: Tektonik, Feldspatausbildungen und deren gegenseitige Beziehungen in den östlichen Hohen Tauern. Beiträge zur Kenntnis der Zentralgneisfazies I., Tscherm. Min. u. Petr. Mitt., III. F.

Exner, Ch., 1949: Das geologisch-petrographische Profil des Siglitz-Unterbaustollens zwischen Gastein und Rauristal. Beiträge zur Kenntnis der Zentralgneisfazies II. Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss., *158*.

Exner, Ch., 1950: Die geologische Position des Radhausberg-Unterbaustollen bei Badgastein. (Beiträge zur Kenntnis der Zentralgneisfazies, III.) Berg- u. Hüttenm. Monatsh., Jg. 95.

Flügel, H., und Metz, K., 1951: Querstrukturen in der nordöstlichen Steiermark. Anz. Öst. Akad. d. Wiss., *25*.

Ganss, O., 1941: Das Paläozoikum am S-Rand des Dachsteins. Mitt. R. A. B., Wien.

Geyer, G., 1890: Über die tektonische Fortsetzung der Niederen Tauern. M. G. R. A., Wien.

Geyer, G., 1891: Bericht über die geologischen Aufnahmen im oberen Murtale. (Phyllitmulde von Murau und Neumarkt.) V. G. R. A., Wien.

Geyer, G., 1891: Bericht über die geologischen Aufnahmen im Spezialkartenblatt Murau. V. G. R. A., Wien.

Geyer, G., 1892: Bericht über die geologischen Aufnahmen im Lungau (Salzburg). V. G. R. A., Wien.

Geyer, G., 1893: Vorlage des Blattes „St. Michael". V. G. R. A., Wien.

Haberfelner, E., 1936: Paläozoikum von Althofen im Krappfeld. Zentralbl. Geol. Pal.

Haberfelner, E., 1937: Die Geologie der österreichischen Eisenerzlagerstätten. Zeitschr. Berg-Hüttenm. Salinenwesen im Deutschen Reich, Bd. *85*, Berlin.

Hammer, W., 1924: Beiträge zur Kenntnis der steirischen Grauwackenzone. Jb. G. B. A., Wien.

Hauser, L., 1939: Die diabasischen Effusiva in der Grauwacken-Schieferserie zwischen Mur- und Ennstal. N. Jb. Min. Geol. Pal., Bd. *75*, A.

Heritsch, F., 1909: Geol. Studien in der Grauwackenzone der nordöstlichen Alpen. Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Bd. *118*.

Heritsch, F., 1911: Beiträge zur Geologie des Paltentales in Obersteiermark. Mitt. Naturw. Ver. f. Steierm., Bd. *48*.

Heritsch, F., 1921: Geologie der Steiermark., Naturw. Ver. f. Steierm., Graz.

Heritsch, F., 1940: Obersilur bei Tiffen zwischen Ossiacher See und Feldkirchen. Anz. d. Akad. d. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., *15*.

Heritsch, F., 1943: Die Stratigraphie der geologischen Formationen der Ostalpen. Bd. *I*: Das Paläozoikum. Borntraeger, Berlin-Zehlendorf.

Heritsch, F., und Schwinner, R., 1924: Das geologische Profil des Prebers. Mitt. Naturw. Ver. f. Steierm., *60*.

Heritsch, F., und Thurner, A., 1932: Graptolitheufund in der Murauer Kalkphyllitserie. V. G. B. A., Wien.

Holdhaus, K., 1933: Untersuchungen über den Bau des Königstuhlgebietes. Mitt. Geol. Ges. Wien, Bd. *25*.

Ippen, J. A., 1901: Gesteine der Schladminger Tauern. Mitt. Naturw. Ver. f. Steierm., *38*.

Ippen, J. A., 1896: Amphibolgesteine der Niederen Tauern und Seethaler Alpen. Mitt. Naturw. Ver. f. Steierm., *33*.

Kahler, F., 1953: Der Bau der Karawanken und des Klagenfurter Beckens. Carinthia II, 16. Sonderheft, Klagenfurt.

Kober, L., 1922: Regionaltektonische Gliederung des mittleren Teiles der ostalpinen Zentralzone. Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. Wien, *130*.

Kober, L., 1922: Das östliche Tauernfenster. Denkschr. d. Akad. d. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., *130*.

Kober, L., 1938: Der geologische Aufbau Österreichs. Wien, Springer.

Metz, K., 1941: Die Geologie der Grauwackenzone von Mautern bei Trieben. Mitt. Reichast. f. Bodenf., Wien, Bd. *I*.

Metz, K., 1952: Die stratigraphische und tektonische Baugeschichte der steirischen Grauwackenzone. V. G. B. A., Wien.

Metz, K., 1952: Zur Frage voralpidischer Bauelemente in den Alpen. Geol. Rundsch., *40*, 2.

Metz, K., 1952: Die Frage von der Vergleichbarkeit von nordeuropäischem und alpinem „Grundgebirge". Eine Stellungnahme. Monatshefte, Geol. Pal., Stuttgart.

Metz, K., 1953 (1951): Die stratigraphische und tektonische Baugeschichte der steirischen Grauwackenzone. Mitt. Geol. Ges. Wien, Bd. *44*.

Peltzmann, I., 1934: Tiefes Paläozoikum in der Grauwacke unterm Dachstein. V. G. B. A., Wien.

Peltzmann, I., 1937: Silurnachweis im Veitschgebiet. V. G. B. A., Wien.

Peltzmann, I., 1940: Fossilführendes Kambrium in den Ostalpen. Carinthia, Bd. *II*, 130, Klagenfurt.

Peltzmann, I., 1940: Graptolithenfund aus den „oberen Schiefern" der Platte bei Graz. Anz. d. Akad. d. Wiss., math.-naturw. Kl., *15*.

Prey, S., 1938: Aufnahmsbericht über das Blatt St. Michael (5151). V. G. B. A., Wien.

Rolle, F., 1854: Ergebnisse der geognostischen Untersuchung des südwestlichsten Teiles von Obersteiermark. Jb. G. R. A., Wien.

Schmidegg, O., 1936: Aufnahmsbericht von Dr. O. Schmidegg über Blatt Radstadt (5051). V. G. B. A., Wien.

Schmidegg, O., 1937: Aufnahmsübersicht über Blatt „Radstadt" (5051). V. G. B. A., Wien.

Schmidegg, O., 1938: Aufnahmsbericht von Dr. O. Schmidegg über Blatt Radstadt (5051). V. G. B. A., Wien.

Schmutz, K., 1897: Zur Kenntnis einiger archäischer Schiefergesteine der Niederen Tauern und Sanntaler Alpen. Mitt. Naturw. Ver. f. Steierm., *34*.

Schouppe, A., 1950: Archäocyathacea in einer Caradoc-Fauna der Grauwackenzone der Ostalpen. N. Jb. Min. Geol. Pal., Bd. *91*.

Schouppe, A., 1953 (1951): Die paläozoischen Bewegungsphasen im Raum von Graz. Mitt. Geol. Ges. Wien, Bd. *44*.

Schwinner, R., 1923: Die Niederen Tauern. Bisherige Ergebnisse: Aufgaben und Ausblicke der geologischen Erforschung. Geol. Rundsch., *XIV*.

Schwinner, R., 1936: Zur Gliederung der phyllitischen Serien der Ostalpen. V. G. B. A., Wien.

Schwinner, R., 1951: Die Zentralzone der Ostalpen. In Schaffers: „Geologie von Österreich". Deuticke, Wien.

Seelmeier, H., 1938: Die stratigraphische Eingliederung der Diabase und Diabastuffe des Christoffberges bei Klagenfurt. Anz. d. Akad. d. Wiss., math.-naturw. Kl.

Seelmeier, H., 1940: Geologische Beobachtungen in der Umgebung des Christophberges und St. Magdalensberges bei Klagenfurt. Z. D. G. G., *92*.

Staub, R., 1924: Der Bau der Alpen. Versuch einer Synthese. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. N. F., *52*.

Staub, R., 1948: Aktuelle Fragen im Alpinen Grundgebirge. Niggli Festschr. d. Schweiz. Min. Petr. Mitt.

Staub, R., 1949: Betrachtungen über den Bau der Südalpen. Ecl. Geol. Helv., *42*.

Stowasser, H., 1945: Zur Schichtfolge, Verbreitung und Tektonik des Stangalm-Mesozoikums (Gurktaler Alpen). V. G. B. A., Wien.

Stur, D., 1854: Die geologische Beschaffenheit der Zentralalpen zwischen Hochgolling und Venediger. Jb. G. R. A., Wien.

Stur, D., 1871: Geologie der Steiermark. Geogn. mont. Ver. f. Steierm., Graz.

Thurner, A., 1929: Geologie der Stolzalpe bei Murau. Mitt. Naturw. Ver. f. Steierm., *64/65*.

Thurner, A., 1930: Neue Profile aus der Bergwelt von Murau. V. G. B. A., Wien.

Thurner, A., 1935: Die Stellung der fraglichen Trias in den Bergen um Murau. Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Abt. I, *144*.

Thurner, A., 1936: Aufnahmsbericht über Blatt Murau. V. G. B. A., Wien.

Trauth, F., 1926, 1928: Geologie der nördlichen Radstädter Tauern und ihres Vorlandes, I. und II. Denkschr. d. Akad. d. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Bd. *100*, *101*.

Vacek, M., 1884: Über die geologischen Verhältnisse der Rottenmanner Tauern. V. G. R. A., Wien.

Vacek, M., 1886: Über den Bau der Zentralalpen zwischen Enns und Mur. V. G. R. A., Wien.

Vacek, M., 1893: Über die Schladminger Gneismasse und ihre Umgebung. V. G. R. A., Wien.

Wieseneder, H., 1932: Petrographisch-geologische Untersuchungen in den Niederen Tauern. Anz. d. Akad. d. Wiss. Wien, Nr. 7.

Wieseneder, H., 1936: Auffindung eines Amphiboleklogitvorkommens in den Niederen Tauern. Anz. d. Akad. d. Wiss. Wien, Nr. 6/7.

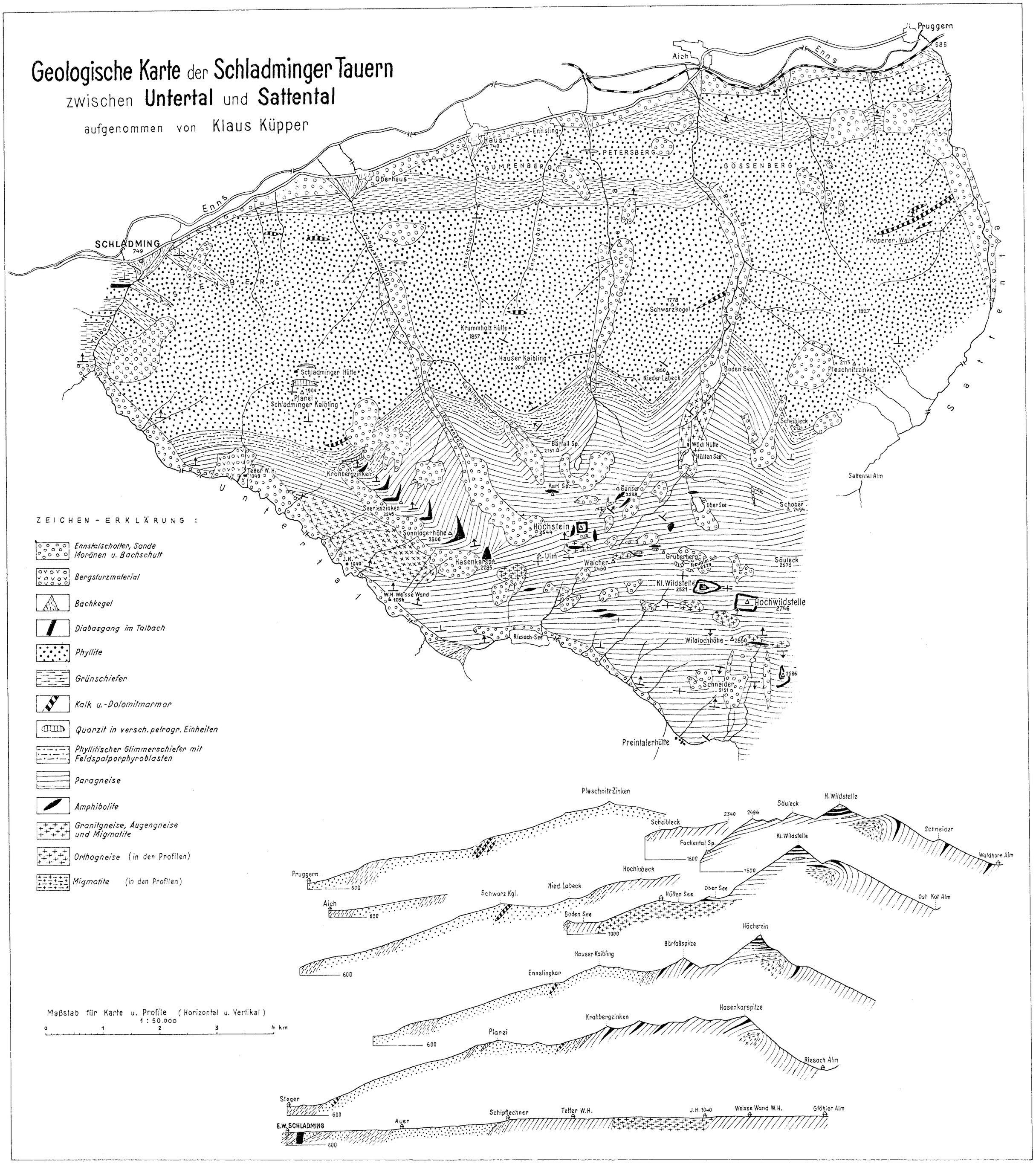
Wieseneder, H., 1939: Aufnahmsbericht über das Blatt Gröbming—St. Nikolai. Verh. Geol. L. A., Wien.

Wieseneder, H., 1940: Beiträge zur Petrographie und Geologie der Rottenmanner und Sölker Tauern. Min. Petr. Mitt., Bd. *50*.

# Geologische Karte der Schladminger Tauern

## zwischen Untertal und Sattental

aufgenommen von Klaus Küpper




ZEICHEN - ERKLÄRUNG :

- Ennstalschotter, Sande Moränen u. Bachschutt
- Bergsturzmaterial
- Bachkegel
- Diabasgang im Talbach
- Phyllite
- Grünschiefer
- Kalk u.-Dolomitmarmor
- Quarzit in versch. petrogr. Einheiten
- Phyllitischer Glimmerschiefer mit Feldspatporphyroblasten
- Paragneise
- Amphibolite
- Granitgneise, Augengneise und Migmatite
- Orthogneise (in den Profilen)
- Migmatite (in den Profilen)

Maßstab für Karte u. Profile (Horizontal u. Vertikal)
1 : 50.000
0 1 2 3 4 km

## Bryozoenstudien

# I. Die Bryozoenfauna der tortonen Strandbildungen von Kalksburg bei Wien

Von **Carl A. Bobies**, Wien *)

(Paläontologisches Institut der Universität)

(Mit Tafel V—VIII und 2 Textabbildungen)

## Inhalt

| | | Seite |
|---|---|---|
| I. | Einleitung | 225 |
| II. | Die Bryozoenforschung in Österreich | 227 |
| III. | Zur Systematik und Methode | 229 |
| IV. | Terminologie | 231 |
| V. | Fundort und Material | 231 |
| VI. | Systematisch-taxionomischer Teil | 234 |
| VII. | Schlußbemerkungen | 254 |
| VIII. | Literaturhinweise | 255 |
| IX. | Index der Gattungen und Arten | 257 |

## I. Einleitung

„If the signs of change in emphasis are correctly read, I venture to prophesy that developments in invertebrate paleontology during the next few years will be characterized by increasing emphasis on the more biological aspects of invertebrate paleontology." (Norman D. Newell: Toward a more ample invertebrate paleontology. Bull. Mus. Comp. Zool., Cambridge, Mass., 1954.)

Die vorliegende Arbeit ist als erste einer Reihe von Studien gedacht, die in ihrer Gesamtheit eine Neubearbeitung der Bryozoen des Tortons im weiteren Umkreis der Stadt Wien bezwecken. Die Lösung der gestellten Aufgabe wird die Arbeit von Jahren erfordern. Ob es mir später noch möglich sein wird, weitere Aufsammlungen aus den Bundesländern zu bearbeiten — das Burgenland zähle ich in diesem Sinne zum Wiener Bereich —, wird der Zukunft vorbehalten bleiben müssen. Ich hoffe jedoch, daß in absehbarer Zeit eine Basis geschaffen sein wird, die das Arbeiten mit Bryozoen aus dem inneralpinen Miozän soweit erleichtert, daß auch Nichtspezialisten eine einwandfreie Bestimmung der wichtigsten Arten erreichbar wird. Erst dann wird sich die praktische Anwendbarkeit der Bryozoen bei stratigraphischen Untersuchungen beurteilen lassen. Heute jedenfalls ist es fast beschämend, zu sehen, wie erfahrene Fachleute sich um die Benen-

*) Adresse: Wien VII, Sigmundsgasse 16.

nung einer Bryozoenart herumdrücken müssen, einfach, weil man von ihnen nicht verlangen kann, daß sie sich lange Zeit in eine äußerst schwierige Spezialliteratur einarbeiten, um am Ende eine Holoporella globularis zu entdecken.

Vermutlich werden sich die aus den heimischen Bryozoen zu schöpfenden neuen Erkenntnisse nur schrittweise einstellen. Von Beginn an ist geplant, die Auswahl der Faunen und die Reihenfolge ihrer Bearbeitung so zu treffen, daß eventuelle stratigraphisch interessante Ergebnisse bald erkennbar werden könnten. Der mitteltortonen Fauna von Kalksburg soll als nächste eine burgenländische Fauna folgen. Dieser bewußte Verzicht auf eine einheitliche, in einem Zuge vorgenommene Revision der Arbeiten Reuss' und Manzonis zugunsten einer Zerlegung in Einzelbearbeitungen wichtiger Faunen unter besonderem Bedacht auf fazielle und stratigraphische Verhältnisse erleichtert nicht nur die Veröffentlichung; er läßt auch jene Gesichtspunkte plastisch hervortreten, die im Sinne der vorangestellten Worte N. D. Newells wesentlich erscheinen, oft wichtiger, als rein systematisch-taxionomische Probleme. Von diesen harren übrigens auch noch viele einer befriedigenden Lösung.

Bryozoen sind von unbestreitbarem Wert für die Aufhellung ökologischer Einzelheiten. Keine andere Tiergruppe eignet sich so, die subtilsten Umstände ihres Lebensraumes widerzuspiegeln, wie sie. Wiederholt hat schon der Großmeister der Bryozoenforschung, F. Canu, auf diese Tatsache hingewiesen. Nur wenige sind diesen Fingerzeigen gefolgt. Unter den neueren Arbeiten möchte ich die Untersuchungen L. Stachs an australischen Faunen hervorheben, der in dieser Hinsicht einen wichtigen Schritt vorwärts machte. Unter den Zoologen hat sich besonders L. Silén um die Erforschung der Biologie rezenter Cheilostomen verdient gemacht.

Wahrscheinlich eignen sich Bryozoen auch dazu, fazielle Unterschiede als solche kennbar zu machen. Gerade im Wienerbecken mit seiner ausgesprochenen Rand- und Beckenfazies wäre das ein nicht zu unterschätzender Vorteil. Wenn man diesen Gedanken verfolgen will, wird es notwendig, den ortsgebundenen, die Photographie des Milieus liefernden Faunenanteil von jenem zu trennen, der vermöge seiner Neigung und Fähigkeit, treibende Gegenstände zu besiedeln, eine Brücke zwischen verschiedenen Faziesbezirken oder Sedimentationsräumen zu schlagen vermag. Ich möchte diese Möglichkeiten hier aber nur kurz andeuten. Sie reichen schon weit über den Rahmen der vorliegenden Arbeit hinaus, den ich ohnedies schon dadurch sprenge, daß ich der kleinen Veröffentlichung über die Kalksburger Bryozoen reichlich viel Einführung voranschicke. Man möge das aber dem gesamten geplanten Vorhaben zugute halten.

Es erübrigt sich, meinen Dank allen Förderern meiner Arbeit abzustatten. Er gilt im besonderen Prof. O. Kühn für vielfache Unterstützung mit Rat und Literatur, meinem langjährigen Freund Doz. Dr. H. Küpper, Direktor der Geologischen Bundesanstalt in Wien für mannigfache Hilfe in verschiedenen Schwierigkeiten, Prof. H. Zapfe für Überlassung von Literatur und Vergleichsmaterial aus den Sammlungen des Naturhistorischen Museums in Wien und Prof. A. Papp für viele wertvolle Anregungen und Hinweise. Dankbar bin ich ferner Dr. R. Grill für die mikropaläontologische Untersuchung der Kalksburger Sande und H. Kerschhofer der Geologischen Bundesanstalt für fachmännische Hilfe bei der Herstellung der erforderlichen Mikrophotos.

## II. Die Bryozoenforschung in Österreich

Um die Jahre 1840—1845 wandte sich der Bilinner Brunnenarzt Doktor August Emil Reuss als erster in Österreich der Erforschung der „fossilen Polyparien" zu. 1847 erschien in Haidingers Naturwissenschaftlichen Abhandlungen sein „Monographischer Versuch", eine umfangreiche Darstellung aller damals bekannten Korallen und Bryozoen des Wiener Tertiärbeckens. Dieser Abhandlung ist wissenschaftlicher Ernst, Genauigkeit und eine erstaunliche Beobachtungsgabe eigen, ebenso ein sicheres Gefühl für die Unterscheidung von Wichtigem und Unwichtigem. Reuss war damit ein Bahnbrecher auf dem Gebiet der Bryozoenkunde — und nur von ihr soll hier gesprochen werden — geworden. Die Mängel seiner Arbeit lagen in zeitbedingten Umständen, die er nicht meistern konnte, im Fehlen der zoologischen Grundlagen durch Studium an rezentem Material, an unzureichender optischer Ausrüstung, am Unvermögen guter bildlicher Wiedergabe durch ungenügend geschulte Zeichner. Sein „System" baute sich in erster Linie auf zoariale Merkmale auf. Erst in zweiter Reihe wurden zooeciale Details berücksichtigt.

Nach und nach durchforschte Reuss, zeitweise von F. Stolitzka und anderen assistiert, die meisten damals bekannten Bryozoenvorkommen in Mitteleuropa. Im Laufe der Jahre wurde ihm immer klarer, daß sein erster Versuch dringend nach einer Neubearbeitung verlangte. Frisches Material aus vielen, noch unbekannten Fundorten harrte der Beschreibung, Irrtümer mußten richtiggestellt, Diagnosen ergänzt werden. Besonders lag Reuss aber die Herstellung besserer Abbildungen am Herzen. Mit vollstem Recht fühlte er, daß guten Abbildungen der größte Wert beizumessen ist. Und so machte er sich am Abend seines Lebens neuerlich an die Arbeit und veröffentlichte 1874 — fast dreißig Jahre nach seiner ersten Monographie — das erste Heft einer umfassenden Abhandlung über die „fossilen Bryozoen des österreichisch-ungarischen Miocäns". Ein wesentlicher Fortschritt wurde erzielt; allerdings, die Systematik war nicht viel geändert. Aber der Rahmen war bedeutend weiter gesteckt, Literaturhinweise wurden beigegeben und vor allem die Beschreibung nach neueren Beobachtungen ausgeführt. Außerdem lagen neue, schöne Tafeln vor, Abbildungen, die sich in künstlerischer Hinsicht sehen lassen konnten, wenn die objektive Richtigkeit der Darstellung auch diesmal darunter litt, daß Forscher und Zeichner zuwenig enge miteinander gearbeitet hatten. Es kam noch immer vor, daß der Zeichner in seinem notwendigerweise mangelnden Verständnis aus mehreren ihm zur Verfügung stehenden Stücken einer Art „Einheitstypen" schuf oder verschiedene Arten zusammenwarf, indem er sich auf einzelne auffallende Merkmale konzentrierte [1]). Trotzdem war die wissenschaftliche Leistung Reuss' hervorragend. Noch heute gibt es kaum eine größere Veröffentlichung über Bryozoen, die nicht auf Reuss' Forschungen Bezug nimmt.

Mitten aus dieser fruchtbaren Arbeit wurde Reuss durch den Tod gerissen. Die Vollendung der begonnenen Publikation übernahm sein Schüler A. Manzoni, der sich dabei pietätvoll an das vorbereitete Material

---

[1]) Siehe die Bemerkungen zu Umbonula endlicheri p. 241—242 u. f.

hielt, das noch von dem Verstorbenen stammte. 1877 erschien das zweite, im gleichen Jahr auch das dritte und letzte Heft, die Cyclostomata enthaltend. Manzoni hatte die ihm gestellte Aufgabe erfüllt, wobei ihm besonders bei der Herstellung der Abbildungen sein zeichnerisches Talent gute Dienste leistete. Die textliche Seite der Neubearbeitung fiel leider dürftig — sehr oft viel zu dürftig — aus.

Damit ist — mit ganz wenigen Ausnahmen — der literarische Niederschlag der Bryozoenforschung in Österreich abgeschlossen, wenigstens soweit österreichische Autoren in Frage kommen. Einzig O. Kühn übernahm 1925 die Bearbeitung der Bryozoen des Miozäns von Eggenburg und verstand es dabei, trotz des spröden, schlecht erhaltenen Materials und technischer Schwierigkeiten eine wichtige und eingehende Darstellung zu liefern. Er war es auch, der als erster Österreicher auf die inzwischen von F. Canu & R. S. Bassler sprunghaft weiterentwickelte Systematik einging, die unter Vernachlässigung fast aller zoarialen Merkmale nur auf solche der Zooecien aufbaut. Damit war ein bedeutender Schritt in Richtung einer Wiederaufnahme der Bryozoenforschung in Österreich getan. Es sollte allerdings noch lange dauern, bis der nächste folgte.

Inzwischen war auch in Deutschland das lange Stillschweigen durch eine größere Arbeit über Kreidebryozoen von E. Voigt [1]) gebrochen. Direkt Bezug auf die österreichischen Verhältnisse und Vorkommen nehmen zwei Publikationen von F. Canu (1913) und F. Canu & R. S. Bassler (1924), die aber leider in Österreich schwer zugänglich waren. Die erste gab nur eine Faunenliste aus dem Leithakalk des Tortons von Baden, wobei es sich offenbar um den bekannten Fundort im Rauchstallbrunngraben bei Baden handelte. Die zweite entsprang sichtlich dem Wunsche der Autoren, auch die Bryozoenfauna Österreichs in ihre universalen Untersuchungen dieser speziellen Tierklasse einzubeziehen. Scheinbar wurden sie dabei aber in Unkenntnis der Bedeutung des Vorhabens nicht ausreichend unterstützt. Das ihnen zugegangene Material muß nicht besonders reichhaltig gewesen sein und stammte nur von den Fundorten Eisenstadt, Steinabrunn und Porzteich. Die 1924 als Ergebnis der Revision erschienene „Contribution" muß als Versuch der besten Fachgelehrten des Auslandes gewertet werden, die Arbeiten Reuss' und Manzonis mit den inzwischen gewonnenen neuen Erkenntnissen zu verknüpfen und sie für Studierende brauchbar zu machen. Leider gelang das aus den erwähnten Gründen nicht ausreichend. Hiezu hätte es nicht nur der Bestimmung dreier Fossilsuiten, sondern der Bearbeitung des gesamten großen Komplexes, vor allem aber neuer Aufsammlungen bedurft. F. Canu fühlte die Mängel seiner Arbeit wohl selbst sehr genau, wenn er die wenigen einführenden Worte mit der resignierten Feststellung schließt: „Il reste beaucoup à faire d'ailleurs dans ces riches gisements."

Nun tritt wieder ein dreißigjähriges Spatium ein, in dem nur eine kleine Notiz in Prag [2]) erschien, sonst aber kein Buchstabe an die Erforschung der österreichischen Bryozoen verschwendet wird. Währenddem gibt es

---

[1]) E. Voigt, Beiträge zur Kenntnis der Bryozoenfauna der subherzynen Kreidemulde. Paläont. Z. 6, 1924.

[2]) V. Pokorny, Nellia oculata Busk, eine neue Bryozoenart des inneralpinen Wienerbeckens. Vestn. K. Ceske Spolec. Nauk. Prirod 20, 1944.

fast kein Kulturland der Erde, gleich ob in Europa oder Übersee, das nicht seine Bausteine zu dem kunstvollen Gebäude der modernen Bryozoenkunde beigetragen hätte. Wenn dieser spezielle Zweig der Wissenschaft trotzdem noch kein abschließendes Stadium erreicht hat, liegt dies nur an den ungemein schwierigen Arbeitsmethoden, die nur jemand zu würdigen weiß, der ähnliches einmal selber probierte.

Hoffen wir, daß nunmehr die Zeit der Stockungen vorüber ist und einem ununterbrochenen Fortgang der Bryozoenforschung Platz macht [1]). Der dreißigjährige Rhythmus ist auf die Dauer wissenschaftlicher Forschung nicht zuträglich. Die Fortführung solcher Arbeiten hängt aber schließlich davon ab, ob der studienbeflissene Nachwuchs für derartige Themen in Zukunft begeistert werden kann. Und schließlich und nicht zuletzt auch davon, ob man ihn trotz seiner Begeisterung auch materiell zu sichern vermag.

## III. Zur Systematik und Methode

Der vorliegenden Arbeit und ebenso den in Aussicht genommenen folgenden liegt die von F. Canu & R. S. Bassler (1920, 1923, 1929) und R. S. Bassler (1934 und 1954) entwickelte Systematik zugrunde, wenngleich auch einzelne Teilergebnisse aus der neueren Literatur mitverwendet werden. Es wäre zu wünschen, daß an den Erkenntnissen dieser beiden Autoren, die zweifellos über die reichste Erfahruug auf dem Gebiet der Bryozoenforschung verfügen, nur dann gerüttelt wird, wenn absolut sichere und zwingende neue Feststellungen vorliegen. Auch der Vorgang mancher neuerer Autoren, von den schon von Canu & Bassler nachdrücklichst geforderten photographischen Abbildungen abzugehen und sich auf Zeichnungen zu beschränken, hat sehr viele und essentielle Nachteile, denen nur wenig Vorteile gegenüberstehen. Publikationen ohne Photos sind für den praktischen Wissenschaftler, besonders für den Nichtspezialisten, der sie zu Bestimmungszwecken verwenden will, fast immer wenig brauchbar. Sie sind auch keine objektiven Dokumentationen. Man muß nur einmal versuchen, aus Zeichnungen Merkmale herauszusuchen, wie ich das leider bei Reuss und Manzoni tun mußte, um zu erfahren, wieviel subjektive Anschauung, wie viele Fehlerquellen in der zeichnerischen Arbeit liegen. Natürlich soll die Zweckmäßigkeit von Zeichnungen zur Veranschaulichung einzelner Details oder zur Betonung bestimmter Merkmale keineswegs bestritten werden. Basslers „Treatise" könnte sicher mit Photos nicht so gut wirken, wie mit Zeichnungen. In manchen Fällen können diese erst die rechte Klarheit herstellen, besonders als Ergänzung zu minder guten Photos. Nie sollten aber Tafeln nach Photos in einem paläontologischen Aufgaben dienenden Werk zugunsten von Zeichnungen in Form von Textabbildungen zurückstehen.

In der vorliegenden Arbeit werden biologische Beobachtungen gegebenenfalls im systematisch-taxionomischen Teil jedes Abschnittes vermerkt. Auf ihre besondere Wichtigkeit haben schon 1930 Canu & Bassler wiederholt hingewiesen, wobei sie zwar vorwiegend, aber keineswegs aus-

---

[1]) Vor kurzem ist eine Arbeit von O. Kühn über die Bryozoen der Retzer Sande in den Sitzungsberichten der Akademie der Wissenschaften in Wien erschienen.

schließlich rezentes Material vor Augen hatten. Auch der Paläontologe muß berücksichtigen, daß jede Beobachtung in dieser Hinsicht wertvoll ist und festgehalten zu werden verdient. Nur aus einer Fülle von Einzelbeobachtungen wird es später möglich sein, neue Erkenntnisse von allgemeinerer Bedeutung abzuleiten.

1930 führen Canu & Bassler sechs Punkte an, auf die sich die Aufmerksamkeit der Forscher konzentrieren soll. 1925 erörterten beide Autoren das gleiche Thema in etwas anderer Form. Unter Berücksichtigung der natürlichen Grenzen, die dem Bearbeiter fossilen Materials gesteckt sind, möchte ich die nachstehenden Fragenkomplexe hervorheben, zu deren Lösung Beobachtungen an fossilen Bryozoen beitragen können:

a) Wohn- und Standortsverhältnisse (paläogeographische Lage, Sedimentation, Wassertiefe);
b) Unterlage bei sessilen Formen, Boden, Pflanzenwuchs;
c) Rückschlüsse aus anderen Bestandteilen der Fauna auf Licht, Sauerstoff- und Salzgehalt;
d) Wasserbewegung durch Wellenschlag und Strömung;
e) Nahrung (Menge, Zusammensetzung, Mängel);
f) Lebensgewohnheiten (Vergesellschaftung, Symbiosen, Parasitismus, Tischgemeinschaften);
g) Rolle der sogenannten „Hilfsorgane" (Avicularien, Vibracula, Dorne);
h) Beobachtungen über die Fruchtbarkeitsverhältnisse (Kolonien mit und ohne Ovicelle, Menge und Anordnung der Ovicelle innerhalb der Zoarien usw.).

Es sei mir noch gestattet, kurz auf Beobachtungen an Zoarien einzugehen. Es handelt sich dabei ausschließlich um inkrustierende Zoarien auf ebener Unterlage, also um eine Zoarialform, bei der sich die Tiere beliebig entscheiden können, in welcher Richtung sie sich entwickeln, ohne daß äußerlich erkennbare Gründe für die Wahl dieser oder einer anderen Richtung ersichtlich sind. Ich bin nach längerdauernden Beobachtungen zu der Ansicht gelangt, daß sich die Neubildung von Zooecien in den zoarialen Wuchszonen bei diesen meist einschichtig inkrustierenden Cheilostomen nach bestimmten, (zumindest) der Art eigenen Normen vollzieht. Ursprünglich hatte man diese Tatsachen schon beachtet. Als man aber später jedes zoariale Merkmal in Acht und Bann tat, vernachlässigte man auch Beobachtungen, die sich jedem aufmerksamen Auge geradezu aufdrängen, offensichtlich in der Scheu, eines Rückfalles in die veraltete Arbeitsweise bezichtigt zu werden. Auch hier ging der Anstoß wieder von der Forschung am Lebenden aus; moderne Arbeiten, besonders von L. Silén, behandeln die Art der Teilung von Autozoidreihen ebenso wie die Anordnung vikariierender Avicularien im Zoarium oder die Art der Knospung innerhalb der Kolonie. Ich glaube, daß solche Untersuchungen auch am fossilen Material mit Erfolg durchgeführt werden können, wenngleich die Technik naturgemäß eine andere sein muß. Ergebnisse in dieser Hinsicht sind nicht nur gegebenenfalls als Merkmal zu verwenden, sondern eignen sich vielleicht sogar zur Lösung von Problemen, die man bisher nicht einmal mit Hilfe der ungemein schwierigen Aquarienhaltung zu klären imstande war. Sie sollten daher zumindest in die Beschreibungen Aufnahme finden.

## IV. Terminologie

Ich glaube, es mir ersparen zu können, eine ausführliche Zusammenstellung der Terminologie in deutscher Sprache geben zu müssen. Erst vor kurzer Zeit ist eine solche in englischer Sprache von R. S. Bassler im „Treatise on Invertebrate Paleontology", Part G, S. G 7 bis G 16, veröffentlicht worden, die jedem, der sich mit Bryozoen beschäftigen will, nicht genug zu empfehlen ist. Es könnte hier nur eine auszugsweise Übersetzung geboten werden, die angesichts der verbreiteten Kenntnis der englischen Sprache im deutschen Sprachbereich wohl entbehrt werden kann. Es hat immer etwas Mißliches, eingelebte, in einer bestimmten Sprache entstandene Fachausdrücke in eine andere Sprache zu übersetzen. Ich habe mich weitgehend der Terminologie Canu & Basslers angepaßt und nur dort — meist aus stilistischen Gründen — deutsche Bezeichnungen verwendet, wo dies unmißverständlich geschehen konnte. Niemand, der sich mit Bryozoen beschäftigt, kann es sich beim heutigen Stand dieser Wissenschaft ersparen, auf der englischen und teilweise auch auf der französischen Literatur aufzubauen. Er übernimmt damit zwangsläufig auch die Terminologie in diesen Sprachen und müßte erst wieder künstlich umlernen, wenn sie in der Folge nicht beibehalten wird. Ich habe mich daher mit solchen Fragen nur insoweit befaßt, als es mir zum klaren Verständnis notwendig erschien.

Vielleicht ist es hier noch erforderlich, etwas über die Bezeichnung der Abmessungen zu sagen. Ich verwende in meinen Arbeiten die schon von Canu gebrauchten Abkürzungen: L = Länge, l = Breite, h = Höhe; dazu kommt in kleinen Buchstaben die nähere Bezeichnung: z = Zooecium, ap = Apertur, op = Opesium, av = Avicularium, on = Onychocella, ov = = Ovicell usw. Lzov ist also die Länge einer Zelle mit Ovicell, hop die Höhe des Opesiums, lav die Breite eines Aviculariums, lapov die Breite der Apertur einer Zelle mit Ovicell, hapon die Höhe der Apertur einer Onychocella. Die Maße wurden immer von mehreren Durchschnittszellen genommen, nach Möglichkeit auch von verschiedenen Kolonien. Von der durch Canu eingeführten Methode, auch die Zahl der Zooecien innerhalb einer bestimmten Fläche, meist 4 $mm^2$, anzugeben, mache ich vorläufig keinen Gebrauch [1]).

## V. Fundort und Material

Die Aufschlüsse von Kalksburg stellen unstreitig den klassischen Fundort im sogenannten „Leithakonglomerat" dar. Leider sind von den einstigen drei Steinbrüchen nur mehr zwei, und auch diese in einem höchst vernachlässigten Zustand erhalten geblieben. Der fossilreichste Fundort, der der Breitenfurterstraße nächstgelegene Steinbruch, ist in den Hausgärten verschwunden; der mittlere, südlich des Friedhofweges gelegene ist zum Teil als Schuttablagerungsplatz verwendet, zum Teil verwachsen. Die spärlichen, noch vorhandenen Schichtentblößungen liefern dem Paläontologen nur karge Ausbeute. In den verwaschenen, sandigen Wänden sind nur Spuren der einst von hier bekanntgewordenen, ungemein reichen Fauna

[1]) Siehe F. Canu & R. S. Bassler: Bryozoaires marins de Tunisie. Annal. Stat. Océanograph. de Salambô, Paris—Carthage (Tunisie), 1930.

zu finden. Der letzte, nördlich des Friedhofweges als Sand- und Schottergrube angelegte Aufschluß ist gegenwärtig mehr als zur Hälfte mit Müll gefüllt. Nur der westlichste Teil, aus mehreren dicken, ostwärts geneigten Konglomeratbänken bestehend, zwischen denen bis meterstarke feinschotterige Sandbänke auftreten, ist heute noch zugänglich, wird aber, wenn nicht Einhalt geboten wird, in einigen Jahren wahrscheinlich auch verstürzt, verwachsen oder unter Abfall begraben sein.

Es ist ein glücklicher Umstand, daß mit diesen sandigen Schotter- und Konglomeratlagen zugleich auch Mutterschichten der von Bryozoen besiedelten Gerölle zugänglich geblieben sind. Dadurch sind auch heute noch kleine Aufsammlungen möglich. Es besteht wenig Gefahr, daß das paläontologisch wertvolle Material von Kindern verschleppt wird oder in die Verborgenheit kleiner Privatsammlungen verschwindet. Dazu sind die Objekte zu wenig attraktiv. Dem Kundigen eröffnen sie aber Einblick in einen reizvollen Ausschnitt aus dem Leben der Kleintierwelt des marinen Küstenbereiches.

Die besten Zusammenstellungen der Tierwelt dieser Strandbildungen gaben Th. Fuchs (1869) und F. Karrer (1877). Die Fossillisten würden heute allerdings schon dringend einer Überprüfung bedürfen. P. J. Wiesbauer veröffentlichte 1874 eine paläobotanische Studie über seine Funde im Kalksburger Konglomerat, das auch für solche Untersuchungen ein ausgezeichnetes Material geliefert hat. Ich selbst fand auf Geröllen, die sowohl den Konglomeratbänken wie den zwischengeschalteten Sand- und Schotterlagen entstammen, eine diesen Substraten eigene Kleinfauna aus cheilostomen Bryozoen, mehreren Arten Anneliden, Basisstücken von Hydrozoen, vereinzelten Spuren von Balanen und kleinen bis mittelgroßen Exemplaren von Ostreen. In den Schlämmrückständen des Sandes fanden sich ferner kleine Bruchstücke inkrustierender und artikulierter Cheilostomata, Stacheln und Platten von Echiniden, Bruchstücke von Balanen, Röhrenstücke von *Ditrupa cornea* (Lin.), Krabbenfragmente (Teile kleiner Scherenfinger) und zahlreiche Foraminiferen. Auf Grund letzterer rechnet R. Grill die Schotter, Sande und Konglomerate dem oberen Mitteltorton, genauer gesagt, dem höheren Abschnitt der Sandschalerzone zu, was mit dem Ergebnis von A. Papp & K. Küpper (1954) auf Grund der Untersuchungen an Heterosteginen übereinstimmt.

Die Gerölle sind sehr gut gerundet, oft walzenförmig, von Haselnuß- bis Doppelfaustgröße. Das Material stammt von den im Uferbereich anstehenden Gesteinen der Kalk-, Klippen- und Flyschzone, doch wiegen Sandsteingerölle bei weitem vor. Häufig sind auch Kieselkalkgerölle aus dem Einzugsgebiet der Dürrliesing. Die gelbbraunen Sande enthalten viel feinen und gröberen Schotter, sind lagenweise auch verfestigt. Sie wechsellagern mit den Konglomeraten, die sich aus den gleichen Komponenten und einem kalkigen Bindemittel zusammensetzen. In den mergelig-sandigen, rostrot verfärbten Zwischenlagen mit Pflanzenresten wurden senkrecht stehende Röhren agglutinierender Polychäten beobachtet.

Das Biotop dieser Ablagerungen läßt sich aus der Fossilführung, den Sedimenten und der paläogeographischen Situation gut erkennen. Es ist durch ein ungemein enges Aneinanderrücken mariner und terrestrischer Lebensräume ausgezeichnet. Ich möchte darüber jedoch in einem anderen

Zusammenhang noch eingehender sprechen und daher hier nur festhalten, daß die Bryozoenfauna eine gegen das Wienerhecken zu offene Bucht wahrscheinlich macht, in die von Zeit zu Zeit kräftige Küstenströmungen Geröll, Kies und Sand zusammen mit Treibholz und Pflanzenresten aller Art schwemmten. Die Küste selbst war eine Steilküste, die Bucht dagegen muß recht seicht gewesen seiu. Bis zur Flutgrenze wuchsen weitausgedehnte Wälder, die Waldbaumfrüchte (Zapfen) fanden in den feinen Sanden Erhaltungsmöglichkeiten. Subtropisches Klima prägte sich in Vegetation und Tierwelt aus. Das häufige Vorkommen wärmeliebender Tierarten, wie Clypeastriden, Scutellen, Stockkorallen, von riesigen dickschaligen Veneriden, Cardien, Conus, Pinna, Ancillen und Strombiden, spricht ebenso dafür wie für normalen Salzgehalt. Auch unter den Bryozoen ist die einzige heute noch lebende Art, die Onychocella angulosa, eine ausgesprochen warme Meere bevorzugende Form. Wasserbewegung muß es in der Bucht gegeben haben, das bezeugen die allseits bewachsenen Gerölle. Sie muß sogar — als Küstenversetzung, Gezeitenströmung oder Wellenschlag — so stark gewesen sein, daß sie das Aufkommen einer freistrebenden Bryozoenfauna unterdrückte. Das reiche Tier- und Pflanzenleben, das sich in dieser Bucht und rings um sie entfaltete, befand sich in einer in vielfacher Hinsicht geschützten Umwelt. Nicht einmal stärkere Sedimentation scheint dem sessilen Benthos Schwierigkeiten bereitet zu haben. Die Fauna ist im allgemeinen großwüchsig und dickschalig; sogar die Bryozoen machen in dieser Hinsicht keine Ausnahme. Der Erhaltungszustand, zumindest der den Geröllen und Schalen aufsitzenden Kleintierwelt ist ausgezeichnet. Die Mollusken dagegen sind häufig beschädigt. A. F. Tauber bezeichnet 1942 die feinschotterigen Sande auf Grund eingehender Untersuchungen als tortone „Rinnensande".

An dem mir vorliegenden Material — rund 200 mit Bryozoen besiedelten Geröllen und Schalenfragmenten — ist besonders auffällig die enge Gemeinschaft zwischen Serpuliden und Bryozoen. Man findet beide sehr häufig nebeneinander, aber auch übereinander in wechselnder Reihenfolge. Es scheint, als hätten beide Tiergruppen einander öfters die günstigen Unterlagen streitig gemacht, trotz der Fülle der hiezu geeigneten Steine. Es muß eine Unmenge von Larven im Plankton enthalten gewesen sein; vielleicht spielten auch hier Strömungen eine gewisse Rolle. Zweifellos war die ähnliche Nahrung in großer Menge vorhanden. Auf das gemeinsame Auftreten von Würmern und Bryozoen habe ich schon 1928 in einer kleinen Studie hingewiesen.

Was die Wassertiefe anlangt, in der die in Rede stehenden Schichten abgelagert wurden, neige ich heute dazu, eine recht geringe Wassertiefe anzunehmen. 5—20 *m* würden diesen Verhältnissen am besten entsprechen. Es stimmt dies auch mit den Schlüssen aus der Zoarialform der Bryozoen gut überein, die L. Stach (1936) gezogen hat. Sein „membraniporiformer" Zoarialtypus ist dem Leben in der litoralen und sublitoralen Zone angepaßt, d. h. daraufhin ausgerichtet, der hin- und hergehenden Wasserbewegung entgegenzuwirken. Die Wassertiefe ist dabei viel seichter als die Untergrenze des Wellenschlages anzunehmen. In der tortonen Kalksburger Bryozoenfauna liegt uns ein ausgezeichnetes Beispiel für deu membraniporiformen Zoarialtypus Stachs vor.

# VI. Systematisch-taxionomischer Teil

## Ordnung Cheilostomata Busk, 1852

### Unterordnung Anasca Levinsen, 1909
### Division Malacostega Levinsen, 1902
### Familie *Membraniporidae* Busk, 1854
### Genus *Membranipora* Blainville, 1830
### *Membranipora spiculata* Canu & Bassler, 1923

(Tafel V, Fig. 1)

1923 — *Membranipora spiculata* Canu & Bassler, North American Later Tertiary and Quarternary Bryozoa. Bull. U. S. Nat. Mus., 125, p. 21, Tafel IX, Fig. 1.

**Material:** Zwei Kolonien auf der Innenseite einer Ostrea.

**Diagnose:** Membranipora mit zwei distalen Knoten und zwei Paar seitlichen Dornen auf der Umrandung des Opesiums. Der Opesialrand innen leicht gekerbt.

**Beschreibung:** Zoarium inkrustierend, einschichtig. Zooecien durch tiefe Furchen voneinander getrennt, verlängert elliptisch. Umrandung dünn, oben gerundet, fein granuliert, am Innenrand leicht gekerbt. Die Umrandung trägt zwei distale, kräftige Knoten, die jedoch manchmal zu spitzkegeligen Dornen umgebildet sind und fast immer zwei Paar spitze Dornen auf den beiden Längsseiten. Die Dornen sind häufig nach innen zu gekrümmt. Bei nicht gut erhaltenen Stücken sind die Dornen oft stark abgerieben und nur mehr als knotige Ansätze erhalten. Opesium von gleicher Form wie das Zooecium.

**Maße:** Lz = 0·45 hop = 0·33
lz = 0·34 lop = 0·20

**Vorkommen:** Diese im nordamerikanischen Miozän sehr seltene Form wurde im Steinbruch beim Friedhof von Kalksburg wiedergefunden. Sie scheint auch hier sehr selten zu sein. Funde an anderen Lokalitäten wurden bisher nicht bekannt.

### *Membranipora tuberimargo* Canu & Bassler, 1923

(Tafel V, Fig. 2)

1923 — *Membranipora tuberimargo* Canu & Bassler, North American Later Tertiary and Quarternary Bryozoa. Bull. U. S. Nat. Mus., 125, p. 23, Tafel IX, Fig. 12.

**Material:** 3 Kolonien auf Geröllen.

**Diagnose:** Membranipora mit drei bis sechs rundlichen Knoten auf der Umrandung des Opesiums. Die Umrandung des großen, elliptischen Opesiums an der proximalen Seite öfters etwas gymnocystal erweitert. Zwergzellen kommen vor.

**Beschreibung:** Zoarium inkrustierend, einschichtig. Zwischen den schmalen Umrandungen der großen, elliptischen oder ovalen Opesien schmale, tiefe Furchen. Die annähernd alternierenden Zooidreihen verzweigen sich in der Art, daß das mehr distal-lateral gelegene Tochterzooecium sich normal entwickelt, während das distale mit einer gymnocystalen Erweiterung einsetzt. Der damit erreichte Zweck, die Einhaltung der Ordnung innerhalb der Zooidreihen, tritt auch ein, wenn das Gymnocyst durch eine eingeschaltete Zwergzelle ersetzt wird.

Die Ränder der Umwallung sind sehr fein gekörnt und erheben sich leicht am distalen Ende. Sie sind oben gerundet, manchmal gegen innen geschärft. Auf der Umrandung sind drei bis sechs oft sehr verschieden starke, rundliche hohle Knoten an oft sehr wechselnden Stellen ausgebildet. Die Zwergzellen (Zooeciulae) gleichen im Bau normalen Zooecien. Die Umwallung der kleinen Opesien entspricht in der Dicke jener der normalen Zellen.

**Maße:** Lz = 0·48—0·50 hop = 0·43—0·45
lz = 0·38—0·40 lop = 0·32

**Vorkommen:** Selten in den tortonen Konglomeraten und Schottern in Kalksburg. Canu & Bassler beschreiben sie aus dem Miozän von Maryland, U. S. A.

### *Membranipora oblongovata* nov. sp.

(Tafel V, Fig. 3)

**Derivatio nominis:** oblongus-ovatus, länglich-eiförmig.

**Holotype:** Sammlung Naturhistorisches Museum in Wien, Nr. 120/1955.

**Material:** Eine Kolonie auf einem über faustgroßen Geröll.

**Diagnose:** Kleine Membranipora mit stark verlängert-elliptischen Zooecien und Opesien. Rand der Umwallung dicht mit niederen Knoten besetzt. Längsgerichtete Zooeciulae in Form verkleinerter Normalzellen.

**Beschreibung:** Zoarium inkrustierend, einschichtig, Zooidreihen alternierend. Nach Teilung einer Zooidreihe Einschaltung einer Zwergzelle oder gymnocystale Verlängerung des proximalen Teiles einer Tochterzelle. Zooecien stark verlängert-elliptisch, voneinander durch kräftige Furchen getrennt, klein. Opesien von gleicher Form wie die Zooecien, von einem schmalen, erhabenen, oben gerundeten und dicht mit niederen Körnern oder seichten Kerben besetzten Randwall eingefaßt. Zwergzellen (Zooeciulae) längsgerichtet, von gleicher Form wie die Normalzellen.

**Maße:** Lz = 0·44 hop = 0·40
lz = 0·20 lop = 0·17

**Bemerkungen:** *M. oblongovata* unterscheidet sich von *M. tuberimargo* durch die schmälere Form und die andersartige Skulptur des Oberrandes der Umwallung. Von *Membranipora lacroixii* Audouin (1826) trennt sie die Form der Zooecien, die Zahl und Form der Knoten. Ob die von Reuss (1874) beschriebene und abgebildete Form zu *M. lacroixii* gehört, läßt sich ohne weitere Untersuchungen nicht feststellen. Sicher ist seine Tafel IX, Fig. 8, nicht dazuzurechnen.

Trotz der an sich guten Merkmale kann *M. oblongovata* nicht als eine völlig gesicherte Art betrachtet werden, da das Material unzureichend ist. Möglicherweise werden weitere Funde die Einreihung der Form in eine andere Art gestatten.

**Locus typicus:** Kalksburg, Steinbruch beim Friedhof.

**Stratum typicum:** Sandige Schotter und Strandkonglomerate des Tortons im inneralpinen Wienerbecken.

**Vorkommen:** l. t., selten.

## Division **Coilostega** Levinsen, 1902
## Familie *Onychocellidae* Jullien, 1882
## Genus *Onychocella* Jullien, 1882
## *Onychocella angulosa* (Reuss, 1847)

(Tafel V, Fig. 4, 5, 6)

1847 — *Cellepora angulosa* Reuss, Die fossilen Polyparien des Wiener Tertiärbeckens. Haidingers Naturw. Abh. II, p. 93, Tafel IX, Fig. 10.
1874 — *Membranipora angulosa* Reuss, Die fossilen Bryozoen des österreichisch-ungarischen Miocäns. Denkschr. d. Akad d. Wiss. Wien, Bd. *33*, p. 45, Tafel X, Fig. 13, 14.
1924 — *Onychocella angulosa* (Reuss) Canu & Bassler, Contribution à l'étude des Bryozoaires d'Autriche et de Hongrie. Bull. Soc. Géol. France, (4), Bd. *XXIV*, p. 673.
1925 — *Onychocella angulosa* (Reuss) O. Kühn, Die Bryozoen des Miocäns von Eggenburg. Abh. Geol. B. A. Wien, Bd. *22*, p. 23.
1930 — *Onychocella angulosa* (Reuss) Canu & Bassler, Bryozoaires marins de Tunisie. Ann. Stat. Océan. Salambô, V.

**Original** zu den Abbildungen in Reuss, 1874: Sammlung Naturhistorisches Museum Wien, Nr. 1878, XI, 108.

**Material:** 19 Kolonien auf Geröllen und Austernbruchstücken. Als Substrat dienen häufig andere Bryozoenrasen.

**Originalbeschreibung nach Reuss,** *1874*: „Eine in der Zellenform sehr wechselnde Species. Gewöhnlich sind dieselben sehr ungleich in Größe und Umriß, polygonal, sehr flach sechsseitig, seltener fünf- oder selbst vierseitig. Besonders die kleinen Zellen, die hin- und wieder zwischen die größeren eingeschoben sind, zeigen sehr unregelmäßige Formen. Nicht minder ist ihre Mündung großem Wechsel unterworfen. Die etwas verlängerten, regelmäßigeren Zellen stehen oft in deutlichen, alternierenden Reihen; in anderen Fällen ist ihre Stellung sehr regellos. Sie sind in der Mitte ziemlich stark schüsselförmig vertieft und werden von einem breiten und hohen gemeinschaftlichen Rande umgeben, welcher in wohlerhaltenem Zustande scharfkantig ist. Aber schon bei einem geringen Grad der Abreibung tritt auf dem Rücken derselben eine deutliche Längefurche auf. Die Mündung, die an kleinen Zellen fast in der Mitte an größeren oberhalb derselben liegt, ist verhältnismäßig groß, halbrund oder halbelliptisch, hinten abgestutzt, selten rundlich oder zugerundet dreiseitig. Er wird hinten von keinem erhabenen Rande begrenzt. Die kalkige Zellendecke dacht sich gegen die Müudung sanft ab und scheint glatt zu sein. Ovicellarien zu beobachten, habe ich niemals Gelegenheit gehabt."

**Diagnose:** Onychocella mit Zooecien von unregelmäßig-sechsseitigem Umriß, gut entwickelten Cryptocyst, distal gelagertem Opesium in Form einer Halbellipse oder eines Trapezes mit gerundeten Ecken, dessen Proximalrand gerade oder leicht gebogen ist. Zu beiden Seiten des Proximalrandes deutliche opesiale Ausbuchtungen. Große gebogene Onychocellen aus distallateralen Knospen bei Verzweigung der Zooidreihen. Gegen den Rand des Zoariums zu werden die Zooecien größer, mehr verlängert-sechsseitig, das Cryptocyst tritt zurück, die Opesien werden bedeutend größer und oval, die Opesialbuchten unkennbar.

**Beschreibung:** Die Beschreibung Reuss' kann in verschiedener Hinsicht ergänzt werden. Im Zoarium entwickeln sich von der Ancestrularregion ausgehend verschiedene Stadien der Verkalkung. Die Bildung des Cryptocysts schreitet mit zunehmendem Alter der Zooecien stark fort. Die Zellen nehmen gegen den Rand an Größe, besonders an Länge zu; die Zooecien in den randlichen Wuchszonen besitzen — zumindest bei fossilen Exemplaren — ovale Opesien, die fast die ganze Frontalarea einnehmen und keine Spur von opesialen Ausbuchtungen zeigen. Auf annähernd ebener Unterlage wachsen die Zellreihen keineswegs regellos. Vielmehr kann man dann

meist eine Anordnung in alternierenden Reihen beobachten. Die Onychocellen entspringen fast immer aus distal-lateralen Knospen bei Verzweigung der Zooidreihen. Die nächste Generation läßt aus den Onychocellen Normalzellen entstehen.

Der aunähernd sechsseitige Umriß der Zooecien wird auf unebener Unterlage sehr veränderlich. Die feine Randfurche auf der Umwallung ist fast immer zu sehen; sie wird nur bei sehr guter Erhaltung unsichtbar. Das Cryptocyst ist fein granuliert und steigt gegen den Unterrand und die Seiten der Frontalarea leicht an. Es grenzt mit einem mehr oder weniger flachen Winkel an die Umwallung. Vereinzelt finden sich Zooecien von normaler Größe, die frontal mit einer Kalkhülle umschlossen sind. Diese Kalkplatte ist dann in der Mitte eingesenkt und von einer kleinen Pore durchstochen. Die Ancestrularpartie eines Zoariums ist fast immer sehr stark verkalkt.

Die Form der Opesien ist von Reuss sehr zutreffend beschrieben. In den mittleren Teilen der Zoarien sind die opesiularen Ausbuchtungen meist sehr gut ausgeprägt. Gegen den Rand der Zoarien treten öfters auch stärkere Grate auf den Randwällen auf, die sich an den Ecken zwischen den Zooecien sogar zu flachen Knoten aufwölhen können.

Die Onychocellen sind verlängert, gebogen, distal sehr spitz, am proximalen Ende gerundet. Vom distalen Rand des kleinen ovalen Opesiums führt ein gebogener, parallelwandiger Kanal zur Spitze. Die Anordnung der Onychocellen steht meist mit den Knospungsverhältnissen des Zoariums in Zusammenhang.

**Maße:** Länge und Breite einer Durchschnittszelle aus dem Mittelteil eines Zoariums 0·45, alle anderen Maße sehr veränderlich. hop z. B. 0·20 bis 0·35, lop = 0·18—0·25.

**Vorkommen:** Weltweit verbreitet. Eozän — rezent. O. Kühn führt die Art aus dem Burdigal von Klein-Meiselsdorf an, Reuss nennt als Fnndorte Nußdorf, Mödling, Baden, Steinahrunn, Bischofswart, Niederleis, Kroisbach, Bujtur. Ich fand die Species häufig in den schotterigen Sanden und Strandkonglomeraten des Tortons in Kalksburg. Ob das Vorgehen F. Canus (1930), der die rezenten Formen von den fossilen trennen möchte, berechtigt ist, muß an Hand rezenten Materials entschieden werden. Um eine solche Untersuchung zu erleichtern, wurde die Beschreibung der an sich wohlbekannten Art ausführlich gehalten.

Familie *Calpensiidae* Canu & Bassler, 1923

Genus *Calpensia* Jullien, 1888

*Calpensia gracilis nodifera* nov. subsp.

(Tafel VI, Fig. 7)

**Holotype:** Sammlung Naturhistorisches Museum, Wien, Nr. 122/1955.

**Material:** 27 Kolonien auf 21 Geröllen.

**Diagnose:** *Calpensia gracilis* (Reuss, 1874) mit einer starken Aufwölbung des unmittelbar unter dem Proximalrand der Apertur gelegenen Teiles des Cryptocysts. Zu beiden Seiten oberhalb der Apertur je ein Hohlknoten, die auch fehlen, nur an einer Seite auftreten oder zu einem quer über der Apertur liegenden Hohlwulst zusammenschmelzen können.

**Beschreibung:** Zoarium inkrustierend, ein- oder mehrschichtig, meist große Kolonien bildend. Zooecien in geraden, sehr regelmäßigen, alternierenden Reihen angeordnet. Nach Verzweigungen entstehen aus den distalen Knospen zwei normale Zooecien, von denen das eine länger, das andere kürzer ist. Diese Differenzierung setzt sich auch in den nächsten Generationen solange fort, bis normale Verhältnisse erreicht sind. Die Wuchsverhältnisse beim Aufeinandertreffen zweier annähernd gleich starker Kolonien zeigt Tafel II, Fig. 6.

Zooecien langgestreckt rechteckig bis schwach hexagonal, distal und proximal mehr oder weniger gerade abgegrenzt. Distal und lateral verläuft ein erhabener Rand, der sich mit einer feinen Naht vom Rande der Nachbarzellen scheidet. Cryptocyst deutlich gekörnt, proximal fast eben mit dem Randwall, nach vorne zur Mündung hin sich senkend, knapp unterhalb dieser aber wieder steil ansteigend. An den tiefsten Stellen, also nahe der Apertur und von dieser gleichweit entfernt zwei dicht am Rande liegende, tiefeingebettete Opesiulae in Gestalt schlitzartiger Poren. Mündung halbrund, mit geradem, scharfem Proximalrand. Bei einem Teil der Zooecien einer Kolonie befinden sich rechts und links oberhalb der Apertur rundliche, kegelförmige, ziemlich massive Hohlknoten, die sich wahrscheinlich nicht nach unten fortsetzen, sondern der Zelldecke auflagern. Bei manchen Zooecien ist nur ein Knoten entwickelt, viele andere des gleichen Zoariums besitzen sie überhaupt nicht. Manchmal vereinen sich die beiden Hohlknoten und bilden über der Apertur eine hohle, quergelagerte Aufwölbung, die in der Form an manche Ovicelle erinnert. Die Fig. 7 der Tafel VI zeigt alle Abstufungen von entfernt stehenden bis vereinigten Knoten (Mitte rechts). Zugleich läßt sie auch die Inkonstanz dieser Struktur erkennen.

**Bemerkungen:** Wenn ich mich nach langem Zögern entschlossen habe, die C. gracilis nodifera als Subspecies von der *C. gracilis* (Reuss, 1847) abzutrennen, geschah dies, weil die Art Reuss' keinerlei Spur von Knoten aufweist, wie ich mich an den Originalen überzeugen konnte. Solche Hohlkegel treten dagegen charakteristisch bei den Thalamoporellen auf. Mit den Originalen Reuss ist überhaupt nicht sehr viel anzufangen. Das Original zu Tafel X, Fig. 5, seiner Abhandlung aus dem Jahre 1874 stammt aus Eisenstadt und ist sehr schlecht erhalten. Es trägt die Nummer 1878 XI 106/2. Das Original 1878 XI 106/1 aus Eisenstadt ist zwar besser erhalten, stellt aber eine andere Art, wahrscheinlich sogar eine andere Familie dar. Es war die Vorlage zur Abbildung 6 der erwähnten Tafel. Das letzte Original ist das einzige brauchbare. Es wird in der Fig. 7 wiedergegeben, stammt aus Feldsberg, ist gut erhalten und trägt in der Sammlung des Naturhistorischen Museums in Wien die Nummer 1878 XI 107. Es ist ein Stämmchen, ähnlich dem von Canu (1924) wiedergegebenen. Bei allen drei Stücken und auch einer Reihe anderer, noch von Reuss stammender Exemplare ist auch nicht eine Spur der Distalknoten zu bemerken.

Die Funktion der Distalknoten ist nicht bekannt. Persönlich neige ich zu der Auffassung, daß sie in irgend einer Form mit nicht sichtbaren Ovicellen oder anderen, ähnliche Funktionen versehenden Einrichtungen zusammenhängen.

**Maße:** Lz = 0·64, hop = 0·08,
lz = 0·22—0·27, lop = 0·12.

**Locus typicus:** Steinbruch beim Friedhof in Kalksburg.
**Stratum typicum:** Sandige Schotter und Strandkonglomerate des Tortons im inneralpinen Wienerbecken.

Division **Cribrimorpha** Harmer, 1926
Familie *Cribrilinidae* Hincks, 1879
Genus *Lepralina* Kühn, 1925
*Lepralina galeata* nov. sp.
(Tafel VI, Fig. 8)

**Derivatio nominis:** galeata = die helmtragende (Form des Ovicells).
**Holotype:** Sammlung Naturhistorisches Museum, Wien, Nr. 120/1955.
**Material:** 3 Kolonien auf Geröllen.

**Diagnose:** Lepralina mit 9—10 breiten Costae, großer, gerundeter Apertur, starkem Aperturalquerbalken, runden intercostalen Poren, aufsitzenden, kleinen, spitzen Avicularien seitlich des Aperturalquerbalkens und großen, längsgekielten und mit Drüsenporen bedeckten, helmförmigen Ovicellen. Zoarium inkrustierend.

**Beschreibung:** Zoarium einschichtig inkrustierend. Zooecien in geraden, annähernd alternierenden Reihen. Sprossung vorwiegend einseitig lateral in spitzem Winkel. Zooecien gewölbt, oben flach oder sogar leicht eingedrückt. Voneinander sind die Zellen durch tiefe, auch stark verflachende Furchen getrennt. Umriß der Zooecien eiförmig bis pyriform. Am distalen Umriß mindestens drei Paar Dietellae.

Apertur trapezförmig-gerundet. Am distalen Rand sitzen 3—4 derbe Oralspinae auf. Der Proximalrand der Apertur ist sehr flach ausgebuchtet und schließt dicht an den dicken Aperturalquerbalken an. Vom Zooecialrand zum Mittelfeld unterhalb des Aperturalbalkens verlaufen 9—10 starke Radialrippen, vereinzelt sind es auch nur 8 oder mehr als 10. Sie sind gerundet, dickknotig, oben durch eine Längsskulptur wie zweigespalten, an der randlichen Umbiegungsstelle scharf gewinkelt. Am Schild werden die Rippen schmäler und verschwinden manchmal ganz. Bei anderen Zooecien stoßen die Radialrippen an die gegenüberliegenden und bilden dann einen in der Medianlinie verlaufenden Mittelgrat. Zwischen den Costae befinden sich einzelne große, runde Poren, die auch auf dem Schild in unregelmäßigen Reihen aufscheinen. Im Durchschnitt stehen 3—4 Poren zwischen je zwei Costae.

An einer oder an beiden Seiten des Aperturalquerbalkens treten kleine, schräg abstehende, gegen den Schnabel zugespitzte aufsitzende Avicularia mit ovaler Öffnung und zartem Querbalken auf.

Die Ovicelle sind groß, helmartig, in der Mittellinie breit gekielt, hyperstomial. Sie liegen dem Distalrand der Apertur so an, daß der Oberrand der Öffnung des Ovicells leicht konkav vom ersten linken zum ersten rechten Aperturaldorn verläuft, beide aber trotz dichtem Anliegens vollständig sichtbar bleiben. Die Apertur des Zooeciums wird daher durch das Ovicell kaum verkleinert. Die Oberfläche des Ovicells ist mit vereinzelten großen Drüsenporen unregelmäßig bedeckt. Zwei solche schlitzähnliche Poren trifft man nicht selten auf dem medianen Kiel des Ovicells.

**Maße:** Lz = 0·47, Lzov = 0·55—0·60, hap = 0·11,
lz = 0·36, lzov = 0·30—0·35, lap = 0·12—0·14.

**Bemerkungen:** *Lepralina auriculata* Kühn, 1925, ist möglicherweise die Vorläuferin unserer Art aus dem Burdigal. Sie unterscheidet sich durch eine wesentlich weniger weit vorgeschrittene Verkalkung, kleinere Apertur und andere Form der Avicularien. *Lepralia Ungeri* Reuss, 1874, steht vermutlich auch in naher Verwandtschaft mit der neubeschriebenen Art. Sie stammt aus dem Badner Torton und weicht in der Form der Zooecien, Zahl der Costae (10—14), Art der Skulptur der Zelldecke ab. Ein Vergleich mit dem Original Reuss' (Sammlung Naturhistorisches Museum, Wien, Nr. 1878 XI 15) zeigte ferner, daß sich die von Reuss abgebildeten runden „Nebenporen" tatsächlich unter dem distalen Ende der Zooecien befinden. Außerdem ist der Apertural-Querbalken bei dieser Species nicht verwachsen.

**Locus typicus:** Steinbruch beim Friedhof von Kalksburg.

**Stratum typicum:** Sandige Schotter und Strandkonglomerate des Tortons im inneralpinen Wienerbecken.

**Vorkommen:** l. t. Weitere Fundorte wurden bisher nicht bekannt.

## Unterordnung **Ascophora** Levinsen, 1909

### Familie *Hippothoidae* Levinsen, 1909

### Genus *Trypostega* Levinsen, 1909

### *Trypostega circumfissa* nov. sp.

(Tafel VII, Fig. 17)

**Derivatio nominis:** circumfissa — die rundum mit Schlitzen versehene.

**Holotype:** Sammlung Naturhistorisches Museum, Wien, Nr. 120/1955.

**Material:** Eine Kolonie auf einem Geröll.

**Diagnose:** Trypostega mit kleinen, elliptisch-zugespitzten Zooeciulae oberhalb der distalen Umrandung der Apertur. Zooecien mit großen, schlitzförmigen Poren, deu Öffnungen der Porenkammern, eingefaßt. Auch die Zooeciulae sind von einem solchen Porenkranz umgeben.

**Beschreibung:** Zoarium inkrustierend, Zooecien in nicht sehr regelmäßigen alternierenden Reiben. Ancestrula eine Normalzelle von halber Größe ohne distale Zwergzelle.

Zooecien klein, flach gewölbt, voneinander durch eine tiefe Furche getrennt, in der die großen, messerstichähnlichen, schlitzförmigen Poren der umrandenden Dietellae sichtbar sind. Der Umriß der Zooecien ist in der Nähe der Ancestrula rundlich, später eiförmig; voll erwachsene Zooecien haben eine breit-fischförmige Gestalt. Das Frontal ist dünnwandig, sehr feinkörnig, ohne Durchbohrungen. Unter dem Proximalrand der Apertur ist die Frontalwand öfters etwas blasig aufgetrieben, dann aber von einer Pore durchlöchert. Quer über die Zelldecke laufen Wellungen, die aufeinanderfolgende Verkalkungszonen erkennen lassen.

Apertur halbkreisförmig, auch senkrecht zusammengedrückt oder mehr rundlich. Häufig ist die in der Abbildung 1 wiedergegebene Form anzutreffen. Sie zeigt eine etwas exzentrische Vanna, die von der Porta durch einen stärkeren Vorsprung getrennt ist.

Abb. 1

Über dem distalen Teil der Apertur kleine, verlängert elliptische Zooeciulae mit spitzem, distalem Ende. Ihr Frontal öffnet sich mit eiförmig zugespitzter Apertur,

deren Spitze aber nach unten zeigt (also im entgegengesetzten Sinn wie die Form des Kenozooeciums). Im unteren Drittel der Öffnung wird vereinzelt ein feiner Querhalken beobachtet. Diese Strukturen sind nur an besterhaltenen Stücken sichtbar. Auch die Zooeciulae sind von tiefen Furchen mit Porenkammerschlitzen umrahmt. Über die Funktion der Zooeciulae läßt sich aus dem fossilen Material keine Kenntnis gewinnen. Der Paläontologe würde vermutlich an Avicularia denken.

Ovicelle sind auf dem Kalksburger Exemplar nicht erhalten. Aus einzelnen Spuren sieht man, daß sie wahrscheinlich glatt und hyperstomial waren.

**Bemerkungen:** Im Torton des Rauchstallbrunngrabens bei Baden kommt *Trypostega capitata* (Reuss, 1874) vor, deren Original untersucht werden konnte. Es befindet sich in den Sammlungen des Naturhistorischen Museums in Wien unter der Nr. 1878 XI 40. Bei dieser Art treten die Zooeciulae auch zwischen den Zooidreihen auf. Distal der Apertur befinden sich öfters 2—3 solche Kenozooecien. Deren Öffnung weist keine Querhalken auf. Auf der Frontalwand treten keine Zuwachsstreifen auf. Die Porenkammern sind wenig sichtbar, die großen Schlitzporen fehlen. Ähnlich ist auch *T. undulata* Canu & Bassler, 1920, sie besitzt aber eine rechteckige Rimula. Die Öffnungen der Zooeciulae sind bei dieser Art kreisförmig.

**Maße:** Lz = 0·35, hap = 0·03,
lz = 0·24—0·25, lap = 0·06—0·07.
Lzul = 0·07,

**Locus typicus:** Steinbruch beim Friedhof von Kalksburg.

**Stratum typicum:** Sandige Schotter und Strandkonglomerate des Tortons im inneralpinen Wienerbecken.

**Vorkommen:** l. t.

Familie *Umbonulidae* Canu, 1904
Genus *Umbonula* Hincks, 1880
*Umbonula endlicheri* (Reuss, 1847)
(Tafel VII, Fig. 13, 14, 15, 16)

1847 — *Cellepora endlicheri* Reuss, Die fossilen Polyparien des Wiener Tertiärbeckens. Haidingers Naturw. Abh. II, pag. 82, Tafel IX, Fig. 27.
*Cellepora scarabaeus* Reuss, wie vorher, p. 86, Tafel X, Fig. 14.
*Cellepora circumornata* Reuss, wie vorher, p. 85, Tafel X, Fig. 11 (pars).
1874 — *Lepralia endlicheri* Reuss, Die fossilen Bryozoen des österreichisch-ungarischen Miocäns. Denkschr. d. Akad. d. Wiss. Wien, p. 31, Tafel I, Fig. 9.
*Lepralia scarabaeus* Reuss, wie vorher, p. 32, Tafel I, Fig. 10.
*Lepralia circumornata* Reuss, wie vorher, p. 33, Tafel II, Fig. 9 (non Tafel II, Fig. 8 und Tafel VIII, Fig. 13, pars).
1886 — *Colletosia endlicheri* Jullien, Les Costulidées, nouvelle famille des Bryozoaires. Bull. Soc. Zool. France, *XI*, p. 610.
1929 — *Colletosia endlicheri* Canu & Bassler, Bryozoa of the Philippine Region. U. S. Nat. Mus., Bull. 100, p. 242.

**Typus:** Unter den vorhandenen Originalen zu Reuss' Abbildungen aus dem Jahre 1874 ist das unter der Nr. 1859, XLV, 580, im Naturhistorischen Museum in Wien aufbewahrte Exemplar am besten als Typus geeignet. Es weist alle wesentlichen Merkmale der Art auf, scheint aber nicht allein

als Vorlage für Fig. 9 der Tafel I gedient zu haben. Es findet sich unter der Nr. 1878, XI, 72, ein weiteres Exemplar aus Reichenberg in der Steiermark mit dem handschriftlichen Vermerk Reuss' „Tafel I, Fig. 9", während das erstgenannte Stück aus Podjarków in Galizien stammt. Reuss hat offensichtlich dem Zeichner zwei Stücke übergeben, aus denen dieser dann seine Zeichnung komponierte. Die Originale zu Reuss' Abbildungen, Tafel II, Fig. 8, und Tafel VIII, Fig. 13, gehören anderen Arten oder Gattungen an, die mit der hier beschriebenen Species nichts zu tun haben. Das Original zu Lepralia scarabaeus konnte ich nicht auffinden. Von dieser Art liegt mir ein von Reuss selbst bestimmtes Exemplar aus „Mörwisch" (Mörbisch im Burgenland) vor, das ihm offensichtlich als Original für die Abbildung 1847 — diese Stücke sind leider als Vorlagen nicht gekennzeichnet — gedient hat. Die Identifizierung scheint also ausreichend sicher.

**Material:** 34 Gerölle mit annähernd 50 größtenteils sehr gut erhaltenen Zoarien.

**Originaldiagnose der Lepralia Endlicheri nach Reuss,** *1874*: „Die Zellen sind meistens kurz und breit-eiförmig, selten etwas verlängert, gewölbt, am stärksten gleich hinter der Mündung, und von da nach allen Seiten gleichmäßig abfallend. Die von einem schmalen, erhabenen Rande eingefaßte Mündung ist groß, hinten abgestutzt, halbrund oder etwas vierseitig. Meistens erhebt sich die Zelle gleich hinter der Mündung zu einem Höcker, der entweder geschlossen oder in einer kleinen rundlichen Pore geöffnet ist. Die Zellendecke ist mit 8—10 dünnen radialen Rippen bedeckt, die gewöhnlich die Zellenmitte freilassen. In den tiefen Furchen, welche die Zellen scheiden, verläuft bisweilen eine dünne, lamellöse Leiste, mit welcher sich die Zelleurippchen netzförmig verbinden."
(Die Originaldiagnosen der *Lepralia scarabaeus* und *Lepralia circumornata* wollen der Arbeit Reuss' [1874] entnommen werden.)

**Diagnose:** Umbonula von sehr großer Variabilität. Frontale ein Pleurocyst mit Costulae. Peristomrand zu beiden Seiten der Apertur hoch, dünn, im distalen Teil sehr oft aussetzend. Die beiden distalen Enden des seitlichen Peristomrandes leicht nach außen umgebogen und eine lyraähnliche Form annehmend. Ovicelle groß, frontal etwas niedergedrückt, mit verstärkter Umrandung und 6—10 Drüsenporen im ¾-Kreis. Unter der sehr großen, distal gerundeten, fast viereckigen Apertur ein medianes, sehr stark veränderliches Avicularium.

**Beschreibung:** Sehr große inkrustierende, einschichtige, auch zweischichtige Zoarien. Zellen in geraden, alternierenden Reihen, die in Zoarialteilen mit fertilen Autozooiden eine besondere, ungemein auffallende Regelmäßigkeit annehmen. Die Knospung geht im allgemeinen distal vor sich, wodurch lange, unverzweigte Zooidreihen entstehen. In bestimmten Abständen schaltet sich eine Reihe Zooecien ein, deren Zooide nicht nur distale, sondern auch einseitig laterale Knospen entwickeln. Die aus letzteren hervorgehenden, in spitzem Winkel abstrebenden Seitenreihen verzweigen sich in der Regel erst gegen den Rand des Zoariums, wobei sie denselben Regeln unterliegen. Die Art scheint im oberen Mitteltorton ungemein lebensstark gewesen zu sein. Sie besiedelt praktisch jede erreichbare Unterlage (Gerölle, Schalen, Detritus, auch Pflanzenunterlagen).

Die Zellenform ist verlängert-eiförmig. Das Frontale besteht aus einem dünnen, porenlosen Olocyst, über das sich ein nicht ablösbares, sehr verschieden ausgebildetes Pleurocyst lagert. Von Zooecien mit fast glattem

Frontale, bei denen nur zwischen den Areolae Rippenspuren zu bemerken sind, bis zu Exemplaren mit dicken, die ganze Oberfläche der Zellen bedeckenden Radialrippen sind alle Übergänge, meist innerhalb des gleichen Zoariums zu beobachten. In der Regel läßt sich feststellen, daß die Zooecien in der Nähe der Ancestrula nur wenig verkalkte Zelldecken mit feinen, zarten Rippchen entwickeln (Form „scarabaeus"), während die Ränder des Zoariums fast ausschließlich von Zooecien mit sehr kräftiger Skulptur (Form „endlicheri") gebildet werden. Die Mittelpartien der Kolonien bestehen entweder aus langen Zellreihen mit Ovicellen, die dann meist an den schmalen Seitenwänden auch eine sehr deutliche Rippung aufweisen, oder aus größeren Ausbreitungen von Zooecien mit deutlichen kurzen Rippchen zwischen den Areolae und relativ glatter Zelldecke (Form „circumornata"). Es erklärt sich dadurch, wieso aus einer Art drei verschiedene entstehen konnten. Die an sich sehr mäßig erhaltenen Stücke, die Reuss zur Verfügung standen, zeigen keine ganzen, größeren Zoarien, sondern nur einzelne Bruchstücke, deren Merkmale allerdings, voneinander losgelöst, sehr große Verschiedenheiten aufweisen.

Die Apertur ist groß, annähernd quadratisch mit abgerundeten Ecken und einem leicht gebogenen distalen Rand. Das Peristom hat zu beiden Seiten einen glatten hohen Rand, der proximale Teil ist mit dem suboralen Avicularium verbunden, der distale Randteil fehlt meist völlig. Die beiden seitlich-vorne gelegenen, senkrechten Enden der Peristomränder sind leicht nach auswärts gekrümmt und verdickt und machen dadurch einen lyraartigen Eindruck. Cardellen oder Lyrulae wurden nicht beobachtet.

Das in der Medianlinie unmittelbar unter dem Proximalrand des Peristoms gelegene Avicularium wechselt außerordentlich in Größe und Form. Weitaus am häufigsten tritt es als kleine, von stärkeren Rändern umgebene Pore mitten im proximalen Peristomrand auf. Die Ebene dieser Struktur ist dann fast im rechten Winkel zu der Ebene des Peristoms, zumindest diesem aber stark zugeneigt. Bei fortschreitender Vergrößerung über ein kleines oder auch größeres, flach ausgehöhltes Dreieck, das von den verlängerten Peristomrändern eingefaßt wird und im spitzen Winkel gegen das Proximalende des Zooeciums zeigt, bis zum breit ausladenden, oben ausgehöhlten, die ganze Zelldecke verhüllenden Napf finden sich alle Zwischenstadien innerhalb desselben Zoariums. Ich möchte die Form „ringförmig eingefaßte, zur Apertur geneigte Pore" als „Aviculartypus endlicheri" bezeichnen. Wenigstens hat Reuss das Avicular seiner Cellepora Endlicheri 1847 so gezeichnet. Das Endstadium der Reihe, das flachschüsselförmige viereckige bis verlängert-doppelovale Riesenavicularium mit distaler Ausrandung, unter der bei gut erhaltenen Stücken ein zweiter Boden sichtbar wird, wurde in ähnlicher Art durch Manzoni (1877) bei seiner *Eschara macrochila* abgebildet, aber nicht näher beschrieben. Auch von Arten der Gattung *Hippadenella* Canu & Bassler, 1917, sind ähnliche Avicularien bekanntgeworden. Bei der hier beschriebenen Species sind diese Großavicularien nicht allzu selten zu beobachten, wenn man das Auge einmal an die Form gewöhnt hat. Gewöhnlich befinden sie sich in Aushöhlungen oder Vertiefungen des Zoariums, auch an stärkeren Unebenheiten der Unterlage. Zwischen den beiden beschriebenen Formen des suboralen Aviculariums steht der Aviculartypus „scarabaeus", bei dem sich über

einer dreiseitigen Mulde ein hohler, ungemein dünner, blasenartiger Kegel wölbt, der auch auf der Zeichnung Reuss' (1874) der Lepralia scarabaeus dargestellt ist. Der obere Teil dieser Avicularform ist fast immer abgebrochen und nicht mehr erkennbar. Übrig bleibt die drei- bis vierseitige Mulde, die sehr häufig zu beobachten ist, aber auf den ersten Blick nicht den Zusammenhang mit dem suboralen Avicular verrät. Die Ebene des Aviculars folgt allen Veränderungen. Sie wandert von einem rechten Winkel bis zu einem solchen von 180°.

Die großen, runden, frontal etwas abgeflachten Ovicelle legen sich an die beiden lyraförmigen Enden des Peristomrandes an. Dem distalen Zooecium liegen sie ohne stärkere Einbettung auf. Der Außenrand der Ovicelle ist verstärkt, der frontale, abgeflachte Teil sehr dünn und mit 7—9 Drüsenporen besetzt, die in einem ¾-Kreis angeordnet sind. Die Öffnung des Ovicells ist sehr groß, der obere Rand leicht ausgehuchtet.

Unter den 10—11 erkennbaren Areolarporen stellen 13—14 rundum laufende Septulae die Verbindung mit den Nachbarzooecien her. Zwischen den Zellen erheben sich in meist tiefen Furchen dünne Umrißleisten, die sich öfter mit den interareolaren Rippen zu einem zarten Netzwerk vereinen.

| | | | |
|---|---|---|---|
| **Maße:** | Lz = 0·55—0·80, | Lzov = 0·80—0·82, | maximale Größe |
| | lz = 0·35—0·40, | lzov = 0·35—0·36, | eines Avicularium s |
| | hap = 0·21, | hapov = 0·18—0·19, | Lav = 0·35, |
| | lap = 0·19, | lapov = 0·17—0·18, | lav = 0·20. |

**Bemerkungen:** Auf den Gattungstypus *Lepralia Endlicheri* Reuss, 1847, gründete Jullien 1886 sein Genus *Colletosia*, das er in die Gruppe der *Costulidae* einordnete. Sein Hauptmerkmal sollte das vollständige Fehlen der Areolarporen sein. Nun fehlen diese der Umbonula endlicheri keineswegs. Wohl gibt es Kolonien, bei denen die Fossilisation Verkalkungsvorgänge nach sich zog, in deren Verlauf auch die Areolae ausgefüllt wurden. Diese Stücke erwecken dann tatsächlich den Eindruck der Porenlosigkeit. Im Schliff erkennt man natürlich auch bei solchen Exemplaren die verdeckten Randporen. Meist ist es aber gar nicht nötig, zu irgendwelchen komplizierteren Untersuchungsmethoden zu greifen. Alle besser erhaltenen Zoarien zeigen die Zooecien mit gut sichtbaren Areolae. Das Genus *Colletosia* Jullien, 1886, hat also keine Daseinsberechtigung und müßte aus der Literatur verschwinden. Sonstige Formen wurden meines Wissens dem erwähnten Genus nicht zugerechnet [1]). Jullien selbst erwähnt, daß wahrscheinlich auch die *L. scarabaeus* Reuss (1847) der Gattung *Colletosia* zugezählt werden muß. Tatsächlich ist diese Art mit *L. endlicheri* nicht nur nahe verwandt, sondern identisch und beide sind Umbonulae. Es wird

[1]) Ich glaube, von den überraschenden Ergebnissen hier absehen zu können, die A. W. Waters (1887) (On Tertiary Chilostomatous Bryozoa from New Zealand. Quart. Journ. Geol. Soc., London, XLIII) und S. F. Harmer (1902) (On the Morphology of the Cheilostomata. Quart. Journ. Micr. Sci., London, XLVI) und (1926) (The Polyzoa of the Siboga Expedition. II. Cheilostomata Anasca. Rep. Siboga Exped., XXVIII b, Leiden) erzielten. Alle diese Überlegungen und Vermutungen werden mit dem Verschwinden des Genus *Colletosia* Jullien hinfällig. Diese Irrtümer konnten überhaupt nur dadurch entstehen, daß Jullien niemals ein Exemplar seines Gattungstypus, der *Lepralia endlicheri* zu Gesicht bekam. Sie wurden übrigens teilweise schon von A. D. Brown (1952) (The Tertiary Cheilostomatous Polyzoa of New Zealand. Brit. Mus. Nat. Hist., London) widerlegt.

daher auch die *U. scarabaeus* als mit *U. endlicheri* ident zu streichen sein. Die *L. circumornata* Reuss (1847) kann dagegen wahrscheinlich für eine der abgebildeten Typen aufrechterhalten werden. Darüber wird in einem späteren Zusammenhang noch weiteres zu sagen sein.

**Locus typicus:** Podjarków bei Kurowice, Galizien.

**Stratum typicum:** Tortonische Schichten. Näheres nicht bekannt.

**Vorkommen:** Reuss nennt 1874 noch folgende Fundorte: Bischofswart, Reichenberg (Steiermark), Kroisbach (Westungarn), Satschan (Mähren). Hiezu kommt noch Mörbisch, Rohrbach. Ich selbst fand die Art sehr häufig auf Geröllen und Muscheln im Steinbruch beim Friedhof in Kalksburg.

### *Umbonula monoceros* (Reuss, 1847)

1847 — *Cellepora monoceros* Reuss, Die fossilen Polyparien des Wiener Tertiärbeckens. Haidingers Naturw. Abh. II, p. 80, Tafel IX, Fig. 24.

1874 — *Lepralia monoceros* Reuss, Die fossilen Bryozoen des österreichisch-ungarischen Miocäns. Denkschr. d. Akad. d. Wiss. Wien, p. 30, Tafel III, Fig. 9.

1908 — *Umbonula monoceros* (Reuss) F. Canu, Iconographie des Bryozoaires fossiles d'Argentine. Anales Mus. Nac. Buenos Aires, p. 301, Tafel X, Fig. 6.

**Typus:** Sammlung Naturhistorisches Museum, Wien, Nr. 1878, XI, 67.

**Material:** 2 schlecht erhaltene Kolonien auf Geröllen.

**Bemerkungen:** Es besteht kein Zweifel, daß die mir vorliegenden Kalksburger Stücke mit dem Original Reuss' übereinstimmen. Weit weniger sicher ist die Einordnung in die Gattung Umbonula, die zuerst F. Canu vorgenommen hat [1]). Es geschah dies allerdings ohne Vergleich mit dem Original, sondern nur nach den an sich sehr schwachen Abbildungen. Die Zeichnung bei Reuss (1874) ist überhaupt täuschend; jene in der Monographie von 1847 ist zutreffender, bietet aber gleichfalls keine Möglichkeit, die wichtigsten generischen Merkmale zu erkennen. Da die mir vorliegenden zwei Kolonien für eingehendere Studien nicht geeignet sind, ziehe ich vor, die Erörterung und Abbildung dieser hochinteressanten Art erst gelegentlich der kommenden Bearbeitung der burgenländischen Bryozoenfaunen vorzunehmen. Aus Eisenstadt liegen schon heute ausgezeichnet erhaltene Stücke vor.

**Maße** (einschließlich Horn): Lz = 0·65—0·80, hap = 0·13,
lz = 0·40, lap = 0·15.

**Vorkommen:** Bischofswart, Mörhisch, Eisenstadt (nach Reuss, 1874). Ich fand die Art auf Geröllen im sandigen Schotter von Kalksburg. F. Canu führt die Species aus Argentinien, Manzoni aus Calabrien an.

## Familie *Schizoporellidae* Julien, 1883
## Genus *Schizoporella* Hincks, 1877
### *Schizoporella tetragona* (Reuss, 1847)

(Tafel VI, Fig. 9, 10, 11)

1847 — *Cellepora tetragona* Reuss, Die fossilen Polyparien des Wiener Tertiärbeckens. Haidingers Naturw. Abh. II, p. 78, Tafel IX, Fig. 19.

---

[1]) A. Neviani macht in seiner Arbeit: Briozoi Neogenici della Calabria (Paleontographia Italica, Bd. *VI*, 1900) die Art zum Typus einer neuen Untergattung *Monocerina*, die er als Gruppe der Gattung *Microporella* Hincks, 1877 betrachtet. Mit dieser systematischen Stellung kann ich mich nicht befreunden. Eher schon mit dem Vorgang R. S. Bassiers, der in seinem „Treatise" 1953 das Subgenus *Monocerina* als Gattung bei den Celleporiden einreiht. Darüber wird in einem späteren Zusammenhang noch mehr zu sagen sein.

1874 — *Lepralia ansata* Johnston var. *tetragona* Reuss, Die fossilen Bryozoen des österreichisch-ungarischen Miocäns. Denkschr. d. Akad. d. Wiss. Wien, p. 159, Tafel VII, Fig. 1—3.

**Material:** 32 Kolonien auf Geröllen und Muschelbruchstücken.

**Originaldiagnose nach Reuss,** *1847*: „Einschichtiger Überzug, oft mehrere Zoll groß, oder aus vielen übereinander gehäuften Zellenschichten bestehende knollige oder zylindrische Massen, von denen die letzteren nach Zerstörung des überrindeten walzenförmigen Körpers oft sehr regelmäßige hohle Röhren bilden. Die Zellen strahlen in geraden dichotomen Reihen von einem Mittelpunkte aus. Sie sind verlängert-vierseitig, mäßig gewölbt, an den Seiten steil abfallend, sodaß die einzelnen Reihen durch tiefe Furchen voneinander geschieden werden. Ihre Oberfläche ist grob punktiert, die Mündung endständig, klein, rund, nach abwärts in einen kurzen Spalt verlängert. Neben ihr steht, meistens auf der linken Seite, doch auch rechts, selten auf beiden Seiten eine kleine längliche, oft doppelte, auf einem Höcker aufsitzende Nebenpore. Unter der Mündung befindet sich auf der Zellenwandung oft ein kleiner Höcker."

Die Beschreibung in Reuss (1874) erweitert nur die Angaben über die Avicularien und erwähnt eine Umrandung der Apertur. Sonst bringt sie keine wesentlichen neuen Merkmale.

**Diagnose:** Schizoporella aus dem Formenkreis der Sch. unicornis (Wood ex Johnston MS, 1844). Zooecien in nicht alternierenden Reihen, Teilung von geraden Zellreihen durch distale Sprossung zweier gleich großer, normal langer, aber schmälerer Zooecien. Umriß der Zooecien rechteckig, Apertur mit breiter, gerundeter proximaler Ausbuchtung. Frontal ein Tremocyst. Große kugelige, hyperstomiale Ovicelle.

**Beschreibung:** Zoarium inkrustierend, ein- bis mehrschichtig. Zooecien in geraden, radial ausstrahlenden, nicht alternierenden Reihen. Verzweigung durch distale Sprossung von zwei normal langen, schmäleren Zooecien, aus denen wieder normale Zellen erwachsen. Ungleichheiten in der Reihenbreite werden durch Bildung breiterer oder schmälerer Zooecien ausgeglichen. Seitliche Knospung tritt ein, wenn die Reihen ihre Richtung ändern.

Zooecien rechteckig, sehr verschieden in der Breite. Es finden sich quadratische bis schlauchförmige Umrisse im selben Zoarium. Frontal gewölbt, aus einem dünnen Olocyst und einem darüberliegenden, mehr oder weniger kräftigen Tremocyst gebildet. Das Frontale erhebt sich oft unter der Apertur zu einem Höcker, der auch die Form einer kegelförmigen Spitze annehmen kann. Voneinander sind die Zooecien durch tiefe Furchen getrennt.

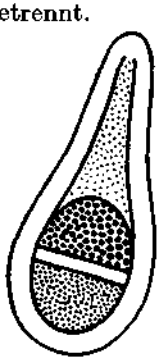


Abb. 2

Die Apertur wird von einer niedrigen Leiste umgeben, ist halbrund, mit tief ausgerundetem Proximalrand. Sie liegt häufig nicht in der Medianlinie, um dem nebenstehenden Avicularium Platz zu machen. Avicularien treten in Form auf einem Sockel aufsitzender, elliptisch zugespitzter, schräg abstehender Heterozooecien entweder an einer oder an beiden Seiten der Apertur auf. Den Bau der Avicularien zeigt Abb. 2. In der Regel überragen die Avicularien kaum den Umriß der Zooecien.

Die Ovicelle sind sehr groß, kugelförmig, hyperstomial. Die Oberfläche der Ovicelle wird gleichfalls von einem kräftigen Tremocyst gebildet. Zooecien mit Ovicellen treten im allgemeinen sehr selten auf.

**Maße:** Lz = 0·55—0·65, hap = 0·14—0·15,
lz = 0·37—0·47, extrem 0·28, lap = 0·15—0·16,
Lzov = 0·96.

**Bemerkungen:** Reuss stellt 1874 seine *Lepralia tetragona* als Varietät zu *Lepralia ansata* Johnston, 1847. Letztere ist nach R. Lagaaij, 1952, ident mit *Lepralia unicornis* Wood ex Johnston MS, 1844. Seine Beschreibung und Abbildung (Lagaaij, 1952, p. 65, Tafel V, Fig. 7) betrifft aber zweifellos eine Art, deren Zoarium aus alternierenden Reihen nicht rechteckiger, sondern „sub-hexagonaler", unregelmäßig angeordneter Zooecien besteht. Ich halte es daher für richtig, die ursprüngliche Selbständigkeit der Schizoporella tetragona wiederherzustellen, insolange nicht der Nachweis erbracht werden kann, daß es sich bei der *Sch. tetragona* um Zooecien der Basisschichte, bei der *Sch. unicornis* um solche der obersten Lage vielschichtiger Zoarien ein- und derselben Species handelt.

**Vorkommen:** Im Steinbruch beim Friedhof in Kalksburg häufig. Reuss (1874) führt als weitere Fundorte an: Rauchstallbrunngraben bei Baden, Nußdorf, Grinzing, Nikolsburg, Steinabrunn, Bischofswart, Satschan, Mörbisch, Kroisbach, Eisenstadt, Podjarków (Galizien).

**Geologische Verbreitung:** In der Literatur wird die Art aus der englischen und französischen Kreide, dem italienischen Miozän und dem rumänischen Mittelsarmat angeführt. Tatsächlich scheint es sich um eine sehr langlebige Form zu handeln. Trotzdem würde sich eine Überprüfung der Fundorte sehr empfehlen.

### Genus *Schizomavella* Canu & Bassler, 1917
### Subgenus *Metroperiella* Canu & Bassler, 1917
### *Schizomavella (Metroperiella) tenella* (Reuss, 1847)
(Tafel VI, Fig. 12)

1847 — *Cellepora tenella* Reuss, Die fossilen Polyparien des Wiener Tertiärbeckens. Haidingers Naturw. Abh. II, p. 94, Tafel XI, Fig. 16.
1874 — *Lepralia tenella* Reuss, Die fossilen Bryozoen des österreichisch-ungarischen Miocäns. Denkschr. d. Akad. d. Wiss. Wien, p. 23, Tafel VI, Fig. 3, 4, 5.

**Typus:** Untersucht wurden die Originale zu Reuss (1874), Tafel VI, Fig. 4 und 5. Das Original zu Fig. 5 stammt aus Nußdorf, ist sehr schlecht erhalten und vermutlich eine andere Form. Als Typus kann also nur die Nr. 1878, XI, 47, der Sammlung des Wiener Naturhistorischen Museums in Wien angesehen werden. Dieses Stück stammt aus Kostel in Mähren. Das Original zu Fig. 3 habe ich bis jetzt nicht gefunden.

**Material:** 12 Kolonien auf Geröllen.

**Originaldiagnose nach Reuss,** *1874*: „Die Zellen stehen in sehr regelmäßigen alternierenden Längsreihen, welche durch eine feine Leiste voneinander getrennt sind. Ihr Umriß ist in der Regel rechtwinkelig-vierseitig und die Seitenränder verlaufen parallel; seltener sind sie sehr stumpfwinkelig gebrochen und die Zellen nehmen daher eine annähernd hexagonale Gestalt an. Die quere Begrenzung, welche ebenfalls nicht selten durch eine fadenförmige Leiste bezeichnet wird, ist entweder gerade oder flach, bogenförmig oder selbst stumpfwinkelig. Die Zellen sind flach, beinahe ohne alle Wölbung, nur die Mündung und der unmittelbar dahinterliegende Teil erhebt sich sehr schwach. Die Mündung ist klein, rundlich, hinten etwas huchtig verlängert. Selten steht neben derselben auf beiden Seiten, oder nur auf einer, ein kleines rundliches oder längliches Avicularium. Die Zellendecke ist mit kleinen rundlichen Körnern regellos bedeckt; im abgeriebenen Zustand erscheint jedoch die Oberfläche fein grubig. — An manchen Exemplaren erhebt sich hinter der Mündung ein kleiner, flacher, länglicher Höcker, der oft von einer kleinen Pore durchbrochen ist."

**Diagnose:** Metroperiella mit kastenförmigen Zooecien, die von einer schmalen, hohen Leiste umrahmt werden. Apertur mit breiter, tiefer, unten gerundeter Rimula und zwei kräftigen Cardellen. Ein suborales, medianes Avicularium. Sehr große, oben abgeflachte, fast glatte, hyperstomiale Ovicelle.

**Beschreibung:** Zoarium ein- bis mehrschichtig inkrustierend. Zooecien in geraden alternierenden Reihen. In der dem Substrat aufliegenden Schicht sind Anordnung und Form der Zooecien sehr regelmäßig. In den darüberliegenden Schichten, besonders der Außenschicht, ist beides unregelmäßig. Durch Auftreten vertikaler Knospung bedingt, wechselt die Wuchsrichtung oft auf kürzeste Distanz um 180°.

Zooecien rechteckig bis unregelmäßig hexagonal, auch rhombisch, fast vollkommen flach, kastenförmig, voneinander durch eine dünne, über die Frontalseite des Zooeciums emporragende, manchmal verbogene Randleiste getrennt, die beiden Nachbarzellen gemeinsam ist. Der Rand setzt nur bei der Apertur und der Apertur des proximalen Zooeciums aus. Das Frontale besteht aus einem sehr dünnen Olocyst, das von einem ebenfalls sehr dünnen Tremocyst überdeckt wird. Von außen erscheint die Zelldecke mit groben Körnern besetzt und von vereinzelten, unregelmäßig verteilten Poren durchstochen.

Die Apertur ist klein, halbkreisförmig, mit einer breiten, tiefen, unten gerundeten Rimula und zwei kräftigen Cardellen zu beiden Innenseiten. Um die Apertur ist manchmal ein schmaler Saum zu beobachten, der aber meistens fehlt. Seitlich der Apertur finden sich ebenso wie an den Rändern der Zelldecke vereinzelte größere Poren.

Gegen den proximalen Teil der Mündung zu erhebt sich die frontale Zelldecke zu einem flachen Buckel, der oben ein stumpfpyramidenförmiges Avicularium trägt. Dieses kehrt die breitere, gerundete Seite der Mündung zu und wendet das zugespitzte Rostrum von ihr ab. Die spitz-dreieckige bis eiförmige Öffnung des Aviculars wird von einem zarten Querbalken in zwei ungleiche Hälften geteilt. Ein feiner, erhabener Rand faßt die gesamte Öffnung des Aviculars ein.

Die Ovicelle sind sehr groß, oben abgeflacht oder niedergedrückt, fast ganz glatt und hyperstomial. Sie umfassen die Apertur fast zur Gänze, verdecken sie aber nicht.

**Maße:** Lz = 0·46, Lzov = 0·80—0·82, hap = 0·12,
lz = 0·30—0·32, lzov = 0·30—0·32, lap = 0·15.

**Vorkommen:** D'Orbigny führt 1851 die Art aus der französischen Kreide an. Reuss neunt die Fundorte Nußdorf, Eisenstadt, Mödling, Enzersdorf, Steinabrunn, Kroisbach, Kostel (Mähren). Im Steinbruch beim Friedhof in Kalksburg ist die Art nicht selten.

Familie *Microporellidae* Hincks, 1879
Genus *Microporella* Hincks, 1877
*Microporella pleuropora* (Reuss, 1847)
(Tafel VII, Fig. 18)

1847 — *Cellepora pleuropora* Reuss, Die fossilen Polyparien des Wiener Tertiärbeckens. Haidingers Naturw. Abh. II, p. 88, Tafel X, Fig. 21.
1874 — *Lepralia pleuropora* Reuss, Die fossilen Bryozoen des österreichisch-ungarischen Miocäns. Denkschr. d. Akad. d. Wiss. Wien, Bd. *33*, p. 153, Tafel IV, Fig. 12.

**Typus:** Sammlung Naturhistorisches Museum, Wien, Nr. 1878, XI, 19.

**Material:** Es liegt nur eine kleine Kolonie vor, die sich leider auch nicht gut zur Abbildung eignet.

**Originalbeschreibung nach Reuss,** *1874*: „Die meist kurz hexagonalen Zellen stehen in ziemlich regelmäßigen Radialreihen und sind gewölbt, etwas höckerig, durch tiefe Furchen geschieden. Die terminale kleine, halbelliptische Mündung wird von einem wenig erhabenen Rand umgeben, dessen vordere Hälfte durch vier Körner gekerbt ist, die die Ansatzstellen von eben so vielen Oraldornen bezeichnen. Hinter der Mündung erhebt sich in der Mittellinie oft ein flacher, bläschenartiger, selten stärker vorragender Höcker, der bisweilen von einer rundlichen Öffnung durchbohrt ist. Fast stets beobachtet man auch auf der rechten oder linken Seite in dem Winkel des Zellhexagons ein rundliches Avicularium, welches von einem mehr weniger erhabenen Rande umgeben ist, und eine rundliche oder etwas quere Öffnung oder auch zwei kleinere Öffnungen nebeneinander trägt. Mitunter ist das Avicularium paarweise vorhanden, auf jeder Seite eines. Die Zellendecke ist sehr fein grubig."

**Diagnose:** Microporella mit Tremocyst, halbmondförmiger Ascopore, fünf bis sechs Oraldornen auf dem distalen Peristomrand, kleinem Ovicell mit wenig Oberflächenskulptur. Seitlich aufsitzende, meist schräg abstehende Avicularia.

**Beschreibung:** Zoarium inkrustierend, einschichtig. Zooecien in geraden, alternierenden Reihen. Zellen gewölbt, voneinander durch tiefe Furchen geschieden. Umriß der Zooecien hexagonal bis rhomboidal. Frontale ein feingrubiges Tremocyst. Apertur klein, halbelliptisch, der dünne Unterrand sehr stumpfwinklig herabgezogen. Distal und lateral ist die Apertur mit einem wenig erhabenen Rand umgeben, der auf der Oberseite 5—6 kräftige Körner als Ansatzstellen von Oralspinae trägt. Hinter der Mündung erhebt sich in der Mittellinie ein bläschenartiger, mehr oder minder aufragender Höcker, der an der oberen Vorderseite von einer halbmondförmigen bis rundlichen Ascopore durchbohrt wird. Rechts oder links oder an beiden Seiten befindet sich im Winkel des Zellumrisses, auch etwas höher, ein kleines, stumpf-dreieckiges oder rundliches, aufsitzendes, schräg abstehendes Avicularium. Die Öffnung des Aviculars ist eine rundliche Pore in einer dreiseitig-spitzen, von einem feinen, erhabenen Rand umgebenen Grube. Die Öffnung wird manchmal durch einen zarten Querbalken in zwei ungleiche Teile geteilt. Kleine, fast glatte Ovicelle, die sich gegen die Apertur zu sehr weit öffnen. An der Außenfläche der Ovicelle finden sich Andeutungen von radial verlaufenden Nähten.

**Maße:** Lz = 0·54—0·57, Lzov = 0·73, hap = 0·08,
lz = 0·42—0·54, lzov = 0·38, lap = 0·16.

Auffallend sind die sehr verschiedenen Breitenmaße der Zellen ohne Ovicell.

**Bemerkungen:** Die beschriebene Art steht zweifellos der *Microporella ciliata* (Pallas) sehr nahe. Sie unterscheidet sich von ihr nur durch die kleineren Abmessungen und im besonderen durch das wesentlich kleinere Ovicell. Die Ascopore steht bei der *M. pleuropora* tiefer unter dem Proximalrand der Apertur, als dies bei der Species Pallas' der Fall ist. *Microporella Barandei* (Reuss, 1847) halte ich für mit M. pleuropora ident. Die einzige Unterscheidung, das glatte Frontale, fällt bei der wechselnden Beschaffenheit gerade dieser Struktur der Microporellen nicht ins Gewicht. Ich ziehe den Namen *M. pleuropora* vor, da die besprochene Art sicher ein

Tremocyst besitzt und daher Reuss' Beschreibung besser entspricht. Der Namen *M. barrandei* (Reuss) wird wahrscheinlich aus der Literatur verschwinden müssen. Ich möchte darüber aber noch kein abschließendes Urteil fällen, da mir das spärliche Material aus Kalksburg zu wenig Sicherheit bietet.

**Vorkommen:** Auf Geröllen im Steinbruch beim Friedhof in Kalksburg. Nach Reuss (1874) findet sich die Art ferner in Eisenstadt, Nußdorf, Enzersdorf, Wildon (Steiermark).

### Genus *Lepralia* Johnston, 1838
### „*Lepralia*" *cribrosa* Maplestone, 1900
(Tafel VIII, Fig. 19)

1900 — *Lepralia cribrosa* Maplestone, Further Descriptions of the Tertiary Polyzoa of Victoria. Proc. Roy. Soc. Victoria, Vol. XIII, pt. 2, p. 210, Tafel XXXV, Fig. 16.

1923 — „*Lepralia*" *cribrosa* Canu & Bassler, North American Later Tertiary and Quarternary Bryozoa. Bull. U. S. Nat. Mus., 125, p. 134, Tafel XXXVI, Fig. 1.

**Material:** 3 Kolonien auf Geröllen.

**Diagnose:** „Lepralia" mit flachen Zooecien, die voneinander durch eine deutlich sichtbare Leiste geschieden sind. Frontale ein grobgrubiges Tremocyst. Glattes Peristom, Apertur viereckig-gerundet. Innen zwei schwache Cardellen. Auf der freien Area unmittelbar unter dem Proximalrand der Apertur entwickelt sich häufig ein kleines, rundliches Avicular auf einem kleinen Buckel. Keine Ovicelle.

**Beschreibung:** Zoarium inkrustierend. Zooecien in ziemlich regelmäßigen alternierenden Reihen, wenig gewölbt, Umriß länglich-sechsseitig. Zwischen den Zooecien in einer wenig tiefen Furche eine deutlich sichtbare Trennungsleiste. Frontale ein sehr grobgrubiges Tremocyst über einem dünnen Olocyst. Das Tremocyst endet vor der Apertur mit einem halsringartigen, unregelmäßigen Streifen, aus dem das vollständig glatte Peristom herausragt. Dieses ist nicht sehr weit emporstehend, proximal weniger, lateral und distal stärker und steiler ansteigend und umschließt eine große, vierseitig-gerundete Apertur mit zwei kleinen spitzen Cardellen an den beiden Innenseiten in nicht zu weiter Entfernung vom Proximalrand. Auf der glatten Fläche zwischen Unterrand des Peristoms und dem nächstgelegenen Teil der distalen Randleiste des Tremocysts entwickelt sich öfters ein kleines, rundliches oder mehr dreiseitiges Avicular, das zur Apertur gewendet ist und auf einem kleinen, suboralen Buckel aufsitzt.

**Bemerkungen:** Diese an sich gut erhaltene Form kann auf Grund der wenigen Exemplare leider noch nicht generisch eingeordnet werden. Wahrscheinlich handelt es sich um eine *Cryptosula* Canu & Bassler, 1925. Die mir vorliegenden Kolonien stimmen mit der Beschreibung und Abbildung Maplestones gut überein. Reuss' *L. sulcifera* (1874) steht der beschriebenen Art sicher nahe, unterscheidet sich aber durch die andersartige Beschaffenheit des Peristoms.

**Maße:** Lz = 0·45—0·48, hap = 0·19—0·20,
lz = 0·36—0·37, lap = 0·16—0·17.

**Vorkommen:** Im Miozän Australiens und im Pleistozän Kaliforniens. Ich fand die Art selten im sandigen Schotter des Tortons von Kalksburg.

## Familie *Phylactellidae* Canu & Bassler, 1953
## Genus *Saevitella* nov. gen.

**Derivation nominis:** saevus — schwierig, spröde.

**Diagnose:** Zoarium inkrustierend, Zooecien in geordneten, annähernd alternierenden Reihen. Frontal ein Tremocyst mit kräftigen Poren. Rand des Peristoms glatt, hoch, seitlich zusammengedrückt, distal öfters dreispitzig ausgerandet, proximal tief und weit ausgebuchtet und nach unten etwas vorgezogen. In der Peristomie eine die ganze Breite der Öffnnng einnehmende gerade, proximale Leiste. Ovicell recumbent. Keine Avicularia.

**Gattungstypus:** *Saevitella inermis* nov. sp. (Sammlung Naturhistorisches Museum, Wien, Nr. 121/1955.) Miozän.

**Bemerkungen:** Saevitella unterscheidet sich von dem nahestehenden Genus *Phylactella* Hincks, 1880, durch die Anordnung der Zooecien in regelmäßigen, dichten, geordneten Reihen und die Ausbildung einer geraden Leiste in der Apertur, die offenbar dem Operculum als Stütze dient. Das Tremocyst ist bei Saevitella viel grobporiger. Das in mancher Hinsicht ähnliche Genus *Tremolyrula* Vigneaux, 1949, hesitzt Lyrula und Avicularien. Bassler ordnet es 1953 in die Familie *Phylactelliporidae* ein.

Da mir ein sehr reichliches Material der als Gattungstypus erwählten Art zur Verfügung stand, das keine wie immer geartete Spur eines Aviculars aufwies, scheint ihr Fehlen immerhin beachtenswert.

### *Saevitella inermis* nov. sp.
(Tafel VIII, Fig. 21, 22)

**Derivatio nominis:** inermis — unbewehrt (Fehlen der Avicularia).

**Holotypus:** Sammlung Naturhistorisches Museum, Wien, Nr. 121/1955.

**Material:** 48 Kolonien auf Geröllen und Ostreenschalen.

**Diagnose:** Saevitella mit großen, inkrustierenden Zoarien. Die in geordneten Reihen stehenden, flach-bauchigen bis gewölbten Zooecien biegen sich im distalen Teil stark aufwärts. Frontale ein Tremocyst mit gutausgebildeten Poren, keine Areolae. Peristom distal gezackt, lateral hochgezogen, dünn, glatt, proximal tief ausgerandet. In der Peristomie eine gerade Qnerleiste längs des Proximalrandes. Apertur groß, rundlich. Keine Avicularia. Ovicelle recumbent.

**Beschreibung:** Zoarium inkrustierend, einschichtig. Zooecien in geraden, alternierenden Reihen, manchmal anch etwas unregelmäßig angeordnet, voneinander durch tiefe Furchen getrennt, in denen eine sehr schwache Leiste sichtbar ist. Umriß der Zooecien rhombisch bis eiförmig, auch verlängert schlanchartig. Frontal ein Tremocyst mit kräftigen Poren. Der distale Teil des Zooeciums mit dem Peristom stark nach aufwärts abgehogen, der proximale Teil sanft gewölbt, manchmal auch sehr flach. Apertur tief eingesenkt, groß, rundlich-quadratisch. Peristom hoch, glatt, sich nach oben verbreiternd und dünner werdend. Der Oberrand des Peristoms ist unregelmäßig gelappt, zn beiden Seiten höher, distal oft dreispitzig ausgerandet, proximal tief ausgebuchtet und zu einer Verbreiterung der Unterlippe ausgeweitet. Im abgeriebenen Zustande erweckt das Peristom nur den Eindruck einer einheitlichen, kräftigen Umrandung der Apertur. In

der Peristomie eine den Unterrand begleitende, geradlinige Leiste, die vermutlich dem Operculum als Stütze dient. Trotz des sehr reichhaltigen Materials wurden keinerlei Spuren von Avicularien beobachtet. Diese scheinen also wirklich zu fehlen.

Ovicelle kugelig, „recumbent", von einem Tremocyst überzogen, in einem Winkel an das Peristom stoßend und dessen Öffnung nur wenig einengend. Sie öffnen sich in die Peristomie. Der Oberrand der Öffnung des Ovicells ist sehr zart umgeschlagen.

Das Wachstum der Zoarien entwickelt sich von der Ancestrula aus in meist links gerichteten, spiralig ausstrahlenden Reihen. Im weiteren Verlauf entwickeln sich auf ebener Unterlage die Zellreihen sehr regelmäßig. Die Verzweigung einer Zellreihe geht einfach durch Einschaltung einer neuen, annähernd gleich großen Zelle in den Gabelungswinkel vor sich, ohne daß die Ordnung wesentlich gestört wird. Ob an der Bildung der neuen Zellen nur distal-laterale Knospen eines Mutterzooids beteiligt sind, oder ob mehrere Nachbarzooide dazu beitragen, konnte noch nicht klargestellt werden.

**Maße:** Lz = 0·70—0·78, Lzov = 0·90—0·95,
lz = 0·35—0·45, lzov = 0·45.
Primäre Apertur: $hap_1$ = 0·18, $lap_1$ = 0·18.
Sekundäre Apertur: $hap_2$ = 0·30, $lap_2$ = 0·26—0·29.

**Bemerkungen:** Aus dem Wienerbecken beschrieb Reuss (1874) eine an sich ziemlich ähnliche Form, die er *Lepralia insignis* nannte. Ursprünglich hielt ich meine Exemplare aus Kalksburg für diese Art. Eine Vergleichung mit dem Original Reuss' (Sammlung Naturhistorisches Museum, Wien, Nr.1878, XI, 91) ergab jedoch, daß es sich in diesem Fall um eine *Phylactella* handelt, die sehr wesentliche Unterschiede aufwies. Diese Merkmale waren aus der Zeichnung nicht erkennbar. Leider ist das Original nicht gut erhalten.

**Locus typicus:** Steinbruch beim Friedhof in Kalksburg.

**Stratum typicum:** Schotterige Sande und Konglomerate des Tortons im inneralpinen Wienerbecken.

**Vorkommen:** l. t. Weitere Funde sind bisher nicht bekanntgeworden.

Familie *Celleporidae* Johnston, 1838
Genus *Costazzia* Neviani, 1895
*Costazzia kalksburgensis* nov. sp.
(Tafel VIII, Fig. 20)

**Derivatio nominis:** Vom Fundort.

**Holotypus:** Sammlung Naturhistorisches Museum, Wien, Nr. 123/1955.

**Material:** 2 Kolonien auf Geröllen.

**Diagnose:** Costazzia mit von zahlreichen starken Poren durchbohrten Frontalwänden, die bei abgeriebenen Stücken den Eindruck einer kräftigen Längsrippung erwecken. Um den Rand der Apertur, die keine deutliche Rimula aufweist, stehen ein bis zwei spitze, hornartige Avicularia. Große, nach oben geöffnete, dreieckig-spitze interzooeciale Avicularia. Zoarium mehrschichtig inkrustierend.

**Beschreibung:** Zoarium mehrschichtig inkrustierend, Zooecien unregelmäßig gehäuft, meist aufrecht von der Unterlage abstehend. Form der Zooecien kegelförmig-bauchig, Wände dick, von zahlreichen, groben Poren durchlöchert, die von oben in der Längsrichtung der Zellen zur Basis verlaufen. Die Außenwände der Poren fehlen oft, sodaß Längsrinnen entstehen, die den Seiten der Zooecien den Charakter eines Pleurocysts verleiben. Apertur terminal, groß, halboval bis rundlich-dreiseitig, gleichfalls von Poren umgeben. Eine Seite des Mundrandes, seltener auch die gegenüberliegende erweitert sich zu einem mehr oder weniger langen, spitzen, hohlen rundlichen Horn, an dessen unterer Innenseite sich meist eine Avicularpore befindet. Die Hörner ragen meist unmittelbar vom Saum der Apertur senkrecht in die Höhe, können aber auch an den Seitenwänden entspringen oder Aperturen versenkter Zellen angehören. Neben den großen Normalzellen tritt immer eine Anzahl kleinerer, unentwickelter Zellen auf. Zwischen den Zooecien entstehen aus kleinen Zellen auch große, schräg bis waagrecht abstehende, dreickig-spitze, nach oben geöffnete Avicularien, auch kleinere Oralavicularia treten auf. Areolarporen dürften gleichfalls vorhanden sein. Aus Bruchstücken läßt sich auf flache, recumbente, oben poröse Ovicelle schließen.

**Maße:** Breite der Normalzellen 0·50—0·60. Höhe (geschätzt) gleich der Breite. Durchmesser der Apertur bei nicht gut erhaltenen Stücken 0·25—0·30.

**Bemerkungen:** Ich stelle diese Art vorläufig zu der Gattung *Costazzia* Neviani, wobei ich mir im klaren bin, daß die Untersuchung besser erhaltener Stücke vielleicht ein anderes Ergebnis bringen kann. Wahrscheinlich kann man mit einzelnen Arten von Celleporiden überhaupt nicht viel anfangen, sondern müßte die Familie in einer großen Anzahl von Genera und Species überblicken, um zu einigermaßen sicheren Ergebnissen zu gelangen.

Die Unterlage spielt bei den Celleporiden bekanntlich eine sehr große Rolle. Auf festem Substrat entwickeln sie sich mehr in der Richtung der Inkrustation, d. h. flacher, mehrschichtiger Ausbreitungen. Möglicherweise orientieren sich sogar die Zooecien unter bestimmten Voraussetzungen und verlieren dann etwas vom üblichen Anstrich der Celleporiden. Kugelförmige, knollige oder ästige Zoarien hängen weitgehend vom Gleichgewichtszustand und von der Größe der besiedelten Unterlage ab. Wieweit sich Beziehungen zwischen C. kalksburgensis und anderen, bisher noch nicht bearbeiteten Celleporiden aus anderen österreichischen Fundorten ergeben werden, muß kommenden, eingehenden Untersuchungen an besserem Material vorbehalten bleiben.

Von *Costazzia crassa* Manzoni, 1877, unterscheidet sich die beschriebene Art durch die wesentlich größere Apertur und das Auftreten hornförmiger Avicularien. Auch die Struktur der Zellwände scheint eine andere zu sein. Manzonis Original habe ich bisher noch nicht gefunden.

**Locus typicus:** Steinbruch beim Friedhof von Kalksburg.

**Stratum typicum:** Sandige Schotter und Konglomerate des Tortons im inneralpinen Wienerbecken.

**Vorkommen:** l. t., selten. Erhaltungszustand schlecht.

## VII. Schlußbemerkungen

In mehrjährigen Aufsammlungen wurden aus dem Steinbruch beim Friedhof von Kalksburg insgesamt 162 Gerölle und Muschelbruchstücke zusammengetragen, die mit gut erhaltenen Bryozoenkolonien besiedelt waren. Untersucht wurde noch viel mehr; da jedoch der Steinbruch seit Jahren außer Betrieb steht, ließ der Erhaltungszustand und die Häufigkeit des Vorkommens im Laufe der Zeit beträchtlich nach, sodaß die nach dem zweiten Weltkrieg durchgeführten Aufsammlungen nur mehr wenig Ergebnis brachten. Schätzungsweise dürfte auf je 8—10 Gerölle über Haselnußgröße ein mit Bryozoen bewachsenes entfallen. Von den 162 Stücken mit gut erhaltener Besiedlung waren 128 Gerölle von zum Teil sehr ansehnlicher Größe und 34 Fragmente von Ostreen- oder Pectenschalen. Die meisten dieser Unterlagen waren mit mehreren, oft recht zahlreichen Kolonien bedeckt. Fast alle Substrate trugen auch die gewundenen Röhren der Serpeln. Auch ausschließlich von Tubicolen bewachsene Gerölle gab es nicht selten.

Von dem sandigen Zwischenmittel und den feinschotterigen Sanden wurde ein reichliches Quantum geschlämmt und gesichtet. Der Erfolg dieser mühevollen Arbeit entsprach nicht ganz den Erwartungen. Hinsichtlich der Bryozoen wurden nur zwei winzige Gliedstücke einer Cellaria — vermutlich *Cellaria fistulosa* Lin., 1766 — gefunden, die zudem noch stark beschädigt waren. Außerdem fanden sich im Sand Bruchstücke abgesplitterter Inkrustationen, aber auch vereinzelt Kolonieteile, bei denen man auf ein pflanzliches Substrat schließen könnte.

Zur Charakteristik der Fauna sei nochmals daran erinnert, daß es sich zweifellos um eine küstennahe Seichtwasserfauna handelt, um den „membraniporiformen Zoarialtypus" L. Stachs, also um Kolonien, deren ganze Basisfläche auf der Unterlage festgewachsen ist. Dieser Typus ist, wie bereits erwähnt wurde, dem Leben in der litoralen und sublitoralen Zone und dadurch auch der hin- und herrollenden Bewegung des Bodenwassers angepaßt. Die Wassertiefe ist geringer als die Untergrenze des Wellenschlages. Eine freistrebende Bryozoenfauna kann sich in diesem Bereich nicht entwickeln, da die Gerölle und Schalenbruchstücke am Grund der See beweglich waren. Unter den gleichen Bedingungen wuchs auch das zahlreiche Volk der Anneliden.

Die Bryozoenfauna setzt sich aus 7 Anasca und 10 Vertretern der Unterordnung Ascophora zusammen. Die herrschenden Arten sind in der Reihenfolge ihrer Häufigkeit:

*Umbonula endlicheri* (Reuss),
*Saevitella inermis* n. sp.,
*Schizoporella tetragona* (Reuss),
*Calpensia gracilis nodifera* n. ssp.
*Onychocella angulosa* (Reuss).

Aus diesen fünf Species setzen sich rund 90% aller besiedelten Gerölle und Schalenfragmente zusammen. Sie prägen der Fauna eindeutig den Charakter auf. Alle anderen Arten sind als Bestandteil der Fauna in bezug auf Menge von untergeordneter Bedeutung.

Ob dieser Vergesellschaftung irgend eine stratigraphisch verwertbare Bedeutung zukommt, kann erst nach Untersuchung weiterer Faunen entschieden werden. Als Fazies ist sie scharf ausgeprägt und daher jedenfalls von Interesse. Die Bryozoen sind alle an Ort und Stelle gewachsen, nur von der Cellaria möchte ich das nicbt so ohne weiteres behaupten. Vergleichbare inkrustierende Faunen auf grobklastischen tortonen Sedimenten sind mir vorläufig weder aus dem Bereich des Wienerbeckens noch aus der weiteren Umgebung bekannt.

Insgesamt umfaßt die Kalksburger Fauna folgende Arten:

| | a) aus dem österr. Miozän bereits bekannt | b) von anderen Fundorten bekannt | c) neu |
|---|---|---|---|
| *Membranipora spiculata* Canu & Bassler | | Nordamerika | |
| *Membranipora tuberimargo* Canu & Bassler | | Nordamerika | |
| *Membranipora oblongovata* n. sp. | | | * |
| *Onychocella angulosa* (Reuss) | * | weitverbreitet | |
| *Calpensia gracilis* (Reuss) | * | | |
| *Calpensia gracilis nodifera* n. ssp. | | | * |
| *Lepralina galeata* n. sp. | | | * |
| *Schizoporella tetragona* (Reuss) | * | | |
| *Schizomavella (Metroperiella) tenella* (Reuss) | * | | |
| *Microporella pleuropora* (Reuss) | * | | |
| *Umbonula endlicheri* (Reuss) | * | | |
| *Umbonula monoceros* (Reuss) | * | Südamerika | |
| *Trypostega circumfissa* n. sp. | | | * |
| „*Lepralia*" *cribrosa* Maplestone | | Australien Nordamerika | |
| *Saevitella inermis* n. sp. | | | * |
| *Costazzia kalksburgensis* n. sp. | | | * |
| *Cellaria fistulosa* Lin. | * | weitverbreitet | |

Es wurden somit 8 schon von Reuss beschriebenen Arten wiedergefunden, 3 Arten konnten erstmalig im österreichischen Miozän nachgewiesen werden. 6 Arten wurden neu heschrieben, darunter eine zu einem neuen Genus zugehörige Art.

## VIII. Literaturhinweise

### A. Grundlegende Werke über fossile und rezente Bryozoen

Bassler, R. S.: Bryozoa. Fossilium Catalogus, I. Anim, 1934.

Bassler, R. S.: Bryozoa. Treatise on Invertebrate Paleontology. Part. G. Geol. Soc. Am. New York, 1953.

(Im „Treatise" findet sich auf p. G 236 bis G 240 eine Zusammenstellung der wichtigsten Literatur über fossile und rezente Bryozoen.)

Canu, F. & Bassler, R. S.: North American Early Tertiary Bryozoa. U. S. Nat. Mus. Bull., *106*, 1920.

Canu, F. & Bassler, R. S.: North American Later Tertiary and Quarternary Bryozoa. U. S. Nat. Mus. Bull., *125*, 1923.

Canu, F. & Bassler, R. S.: Bryozoa of the Philippine Region. U. S. Nat. Mus. Bull., *100*, 1929.

Lang, W. D.: Catalogue of the fossil Bryozoa (Polyzoa) in the British Museum (Natural History). The Cretaceous Bryozoa (Polyzoa). The Cribrimorphs. Vol. III und IV, 1921.

Stach, Leo W.: Correlation of Zoarial form with Habitat. Journ. of Geol. Vol. XLIV/1, 1936.

**B. Literatur, die unmittelbar auf die Bryozoen des österreichischen Miozäns Bezug nimmt**

Bobies, C. A.: Über Bryozoen führende Sedimente des inneralpinen Wienerbeckens. Mitt. Geol. Ges. Wien, Bd. *21*, 1928.

Canu, F.: Contribution à l'étude des Bryozoaires fossiles. Troisième Contribution. VI. Tortonien de Baden. Bull. Soc. Géol. France, (4), XIII, 1913.

Canu, F. & Bassler, R. S.: Contribution à l'étude des Bryozoaires d'Autriche et de Hongrie. Bull. Soc. Géol. France, XXIV, 1924.

Kühn, O.: Die Bryozoen des Miocäns von Eggenburg. Abh. Geol. B. A. Wien, Bd. *22*, 1925.

Kühn, O.: Die Bryozoen der Retzer Sande. Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. Wien, 1955.

Manzoni, A.: I Briozoi fossili del Miocene d'Austria ed Ungheria. Denkschr. d. Akad. d. Wiss. Wien, Teil II und III, 1877.

Reuss, A. E.: Die fossilen Polyparien des Wiener Tertiärbeckens. Haidingers Naturw. Abh. II, 1847.

Reuss, A. E.: Die fossilen Bryozoen des österreichisch-ungarischen Miocäns. Denkschr. d. Akad. d. Wiss. Wien, Teil I, 1874.

**C. Literatur über Geologie, Paläontologie und Ökologie des Fundortes Kalksburg**

Fuchs, Th.: Der Steinbruch im marinen Conglomerat von Kalksburg und seine Fauna. Jahrb. Geol. R. A. Wien, 1869.

Fuchs, Th.: Über eigentümliche Störungen in den Tertiärbildungen des Wiener Beckens und über eine selbständige Bewegung loser Terrainmassen. Jahrb. Geol. R. A. Wien, 1872.

Haberlandt, G.: Über eine fossile Landschildkröte des Wiener Beckens. Verh. Geol. R. A. Wien, 1872.

Haberlandt, G.: Über Testudo praeceps n. sp., die erste fossile Landschildkröte des Wiener Beckens. Jahrb. Geol. R. A. 1870.

Karrer, F.: Geologie der Kaiser Franz Josefs-Hochquellen-Wasserleitung. Abh. Geol. R. A. Wien, Bd. *IX*, 1877.

Küpper, H.: Zur Kenntnis des Alpenabbruches am Westrand des Wiener Beckens. Jb. G. B. A., Bd. *94*, 1951, S. 58, Tafel IV, Hauptprofil VI, links.

Schaffer, F. X.: Das inneralpine Becken der Umgebung von Wien. Sammlg. geol. Führer, Bd. *12*, Berlin, Gebr. Borntraeger, 1907.

Stiny, J. & Trauth, F.: Der Baugrund des neuen Wasserbehälters im Lainzer Tiergarten. Jahrb. Geol. B. A., 1938.

Stur, D.: Neogenpetrefakte aus dem neuen Steinbruch in Kalksburg. Verh. Geol. R. A. Wien, 1874.

Tauber, A. F.: Postmortale Veränderungen an Molluskenschalen und ihre Auswertbarkeit für die Erforschung vorzeitlicher Lebensräume. Paläobiologica, Bd. *7*, Wien, 1942.

Toula, F.: Über neue Wirbeltierreste aus dem Tertiär Österreichs und Rumeliens. I. Neue Land-Schildkrötenreste (Testudo kalksburgensis n. sp.) aus den mediterranen Standbildungen von Kalksburg bei Wien. Zeitschr. D. Geol. Ges., 1890.

Toula, F.: Über eine neue Krabbe (Cancer Bittneri n. sp.) aus dem miocänen Sandstein von Kalksburg bei Wien. Jahrb. Geol. R. A. Wien, 1904.

Wiesbauer, S. J.: Fossile Pflanzen im marinen Tertiär-Conglomerat von Kalksburg bei Wien. Verh. Geol. R. A. Wien, 1874.

# IX. Index

Seite
angulosa — Onychocella ... 236, 254
*ansata* — Schizoporella ... 246, 247
*ansata tetragona* — Schizoporella ... 246, 247
*auriculata* — Lepralina ... 240
*barrandei* — Lepralia ... 249, 250
Calpensia *gracilis* ... 237, 238
Calpensia gracilis nodifera ... 237, 254
*capitata* — Trypostega ... 241
*Cellepora* angulosa ... 236
*Cellepora* endlicheri ... 241
*Cellepora* monoceros ... 245
*Cellepora* pleuropora ... 248
*Cellepora* tenella ... 247
*Cellepora* tetragona ... 245
*ciliata* — Micropora ... 249
circumfissa — Trypostega ... 240
circumornata — *Lepralia* ... 241, 242, 245
*Colletosia* endlicheri ... 241, 244
Costazzia *crassa* ... 253
Costazzia kalksburgensis ... 252
*crassa* — Costazzia ... 253
cribrosa — Lepralia ... 250
*Cryptosula* ... 250
endlicheri — Umbonula ... 241, 254
galeata — Lepralina ... 239
*gracilis* — Calpensia ... 237
*gracilis* nodifera — Calpensia ... 237, 254
inermis — Saevitella ... 251, 254
*insignis* — *Lepralia* ... 252
kalksburgensis — Costazzia ... 252
*lacroixii* — Membranipora ... 235
*Lepralia ansata* ... 247
*Lepralia ansata tetragona* ... 246, 247
*Lepralia capitata* ... 241
*Lepralia* circumornata ... 241, 242, 245
*Lepralia* cribrosa ... 250
*Lepralia* endlicheri ... 241
*Lepralia insignis* ... 252
*Lepralia* monoceros ... 245
*Lepralia* pleuropora ... 248, 249
*Lepralia* scarabaeus ... 241, 242, 244, 245
*Lepralia sulcifera* ... 250
*Lepralia* tenella ... 247
*Lepralia unqeri* ... 240
Lepralina *auriculata* ... 240
Lepralina galeata ... 239
Membranipora *lacroixii* ... 235
Membranipora oblongovata ... 235
Membranipora spiculata ... 234
Membranipora tuberimargo ... 234
Metroperiella tenella ... 247
Microporella *ciliata* ... 249
Microporella *barrandei* ... 249, 250
Microporella pleuropora ... 248, 249
*Monocerina* ... 245
monoceros — Umbonula ... 245
nodifera — Calpensia ... 237
oblongovata — Membranipora ... 235

Seite
Onychocella angulosa ..... 236, 254
pleuropora — Microporella ..... 248, 249
Saevitella ..... 251
Saevitella inermis ..... 251, 254
scarabaeus — *Lepralia* ..... 241, 242, 244, 245
Schizomavella (Metroperiella) tenella ..... 247
Schizoporella tetragona ..... 245, 254
Schizoporella *unicornis* ..... 247
spiculata — Membranipora ..... 234
*sulcifera* — *Lepralia* ..... 250
tenella — Metroperiella ..... 247
tetragona — Schizoporella ..... 245, 254
Trypostega *capitata* ..... 241
Trypostega circumfissa ..... 240
Trypostega *undulata* ..... 241
tuberimargo — Membranipora ..... 234
Umbonula endlicheri ..... 241, 254
Umbonula monoceros ..... 245
*ungeri* — *Lepralia* ..... 240
*undulata* — Trypostega ..... 241
*unicornis* — Schizoporella ..... 247

**Tafel V**

Fig. 1: *Membranipora spiculata* Canu & Bassler. Teil einer Kolonie aus Kalksburg. Sammlung Bobies. 20×

Fig. 2: *Membranipora tuberimargo* Canu & Bassler. Teil einer Kolonie aus Kalksburg Sammlung Bobies. 20×.

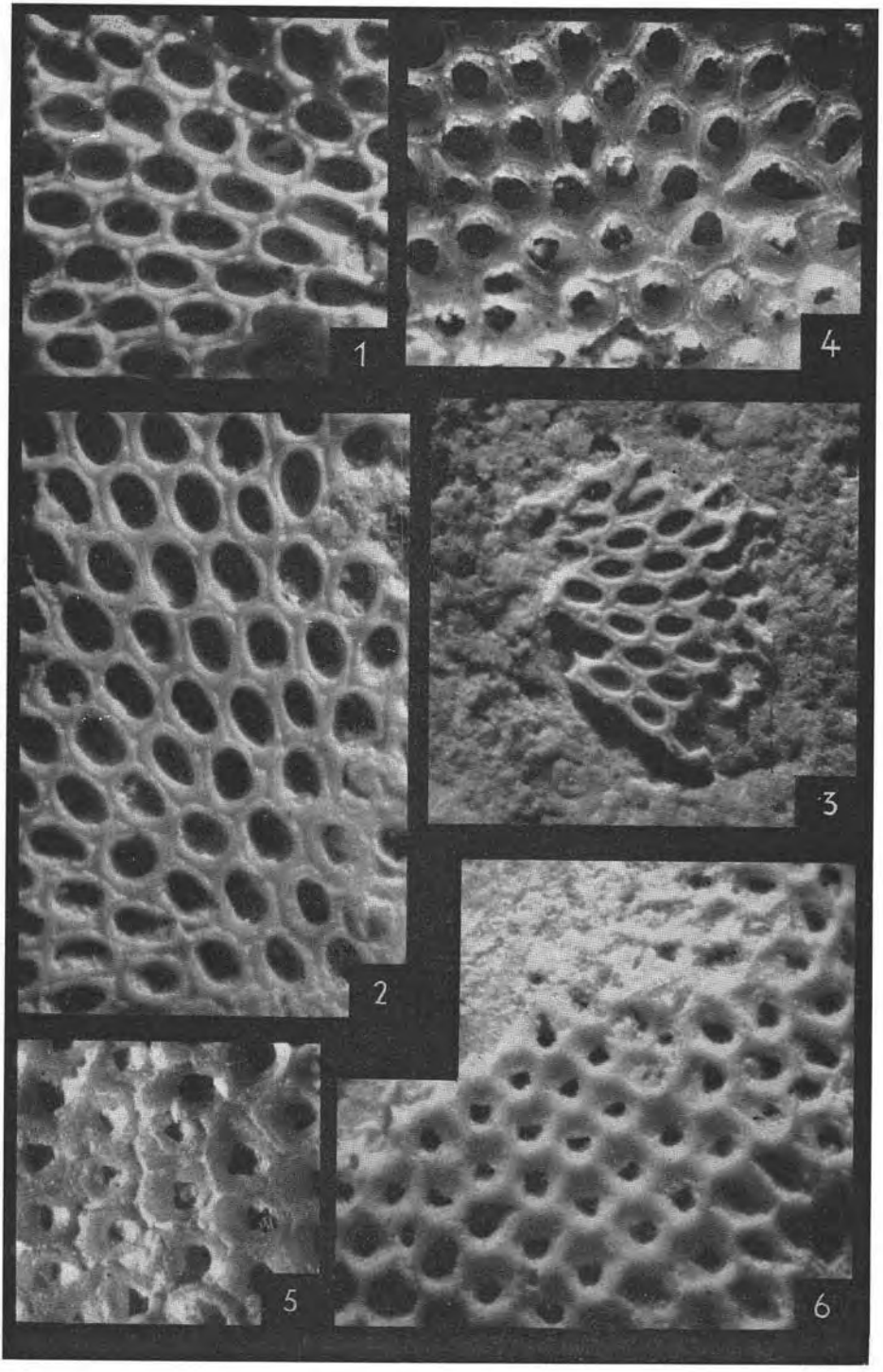
Fig. 3: *Membranipora oblongovata* nov. sp. Holotype. Inv. Nr. 120/1955, Sammlung Naturhistorisches Museum Wien. Kolonie aus Kalksburg. 20×.

Fig. 4—6: *Onychocella angulosa* (Reuss).

Fig. 4: Teil der Randpartie einer größeren Kolonie mit Onychocellen aus Kalksburg.

Fig. 5: Teil einer stark verkalkten Kolonie aus Kalksburg.

Fig. 6: Teil einer kleinen Kolonie auf gewölbter Unterlage aus Kalksburg. Stark verkalkt. Zooecien und Opesien werden gegen die Wuchszone größer. Alle drei Stücke aus der Sammlung Bobies. 20×.


1
4
2
3
5
6

## Tafel VI

Fig. 7: *Calpensia gracilis nodifera* nov. ssp.

Teile zweier an einer Naht zusammenstoßender Kolonien. Sichtbar sind Zooecien mit zwei Distalknoten, solche, bei denen die beiden Knoten zu einem Querwulst zusammengewachsen sind und Zooecien ohne Knoten. Unterarttypus Inv. Nr. 122/1955 Sammlung Naturhistorisches Museum, Wien. Original stammt aus Kalksburg. 20×.

Fig. 8: *Lepralina galeata* nov. sp. Holotype. Inv. Nr. 120/1955 Sammlung Naturhistorisches Museum, Wien. Teil einer Kolonie aus Kalksburg. 20×.

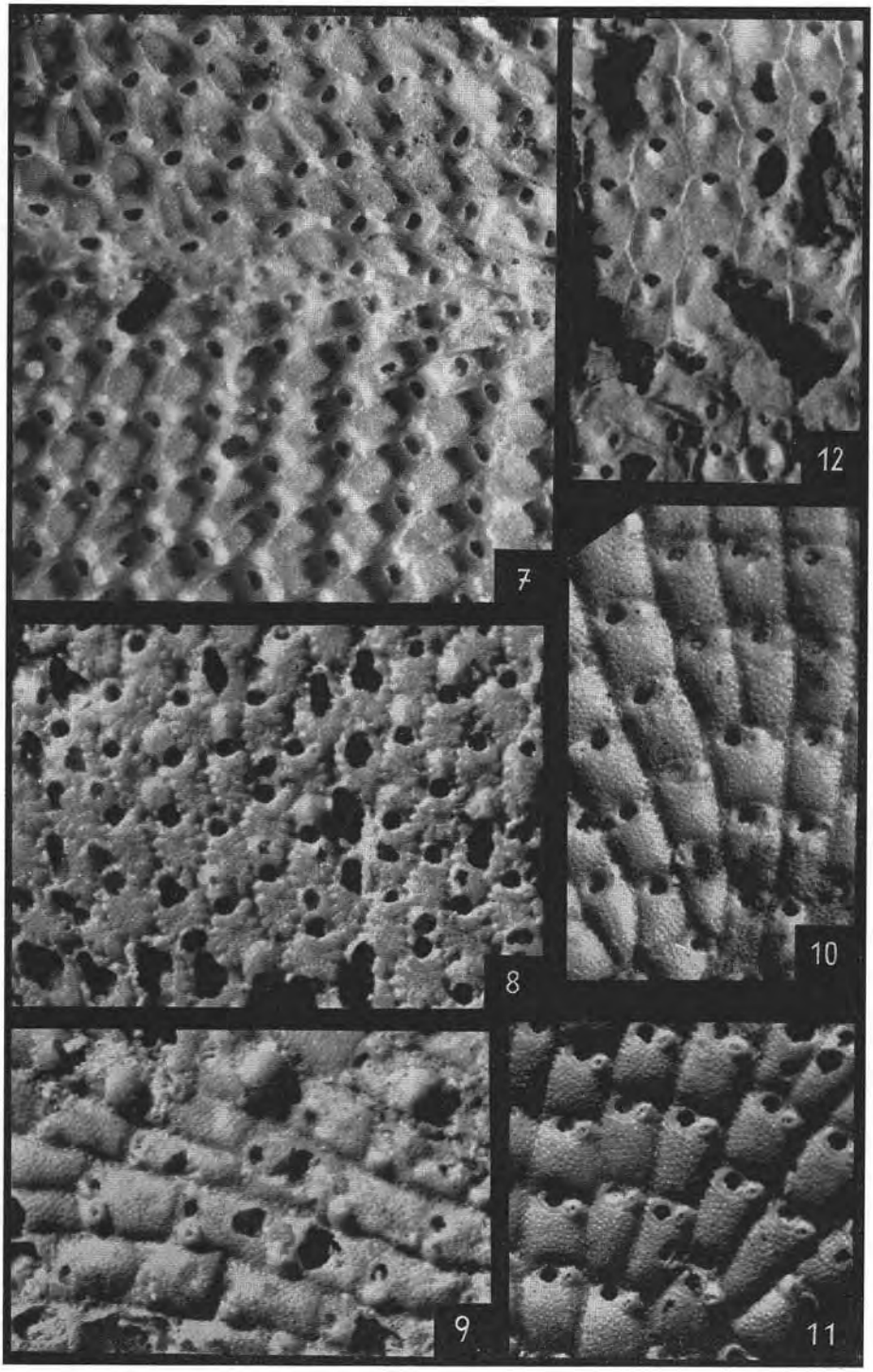
Fig. 9—11: *Schizoporella tetragona* (Reuss).

Fig. 9: Teil einer schlecht erhaltenen Kolonie mit Ovicellen aus Kalksburg. Sammlung Bobies. 20×.

Fig. 10: Teil einer Kolonie aus Kalksburg. Zeigt die Verzweigung der Zooidreihen. Sammlung Bobies. 20×.

Fig. 11: Teil einer Kolonie mit Durchschnittszooecien in guter Erhaltung aus Kalksburg. Sammlung Bobies. 20×.

Fig. 12: *Schizomavella (Metroperiella) tenella* (Reuss). Teil einer Kolonie aus Kalksburg. Die regelmäßigen Zooecien in der Mitte stammen aus der unteren Schicht, die dem Substrat unmittelbar aufliegt. Am unteren Rand des Bildes Teile der oberen Schicht mit unregelmäßigen Zooecien. Sammlung Bobies. 20×.


7
12
8
10
9
11

## Tafel VII

Fig. 13—16: *Umbonula endlicheri* (Reuss).

Fig. 13: Teil einer Kolonie aus Kalksburg. Zooecien mit Ovicellen. Auf den Ovicellen sind die Drüsenporen gut sichtbar. Sammlung Bobies. 20×.

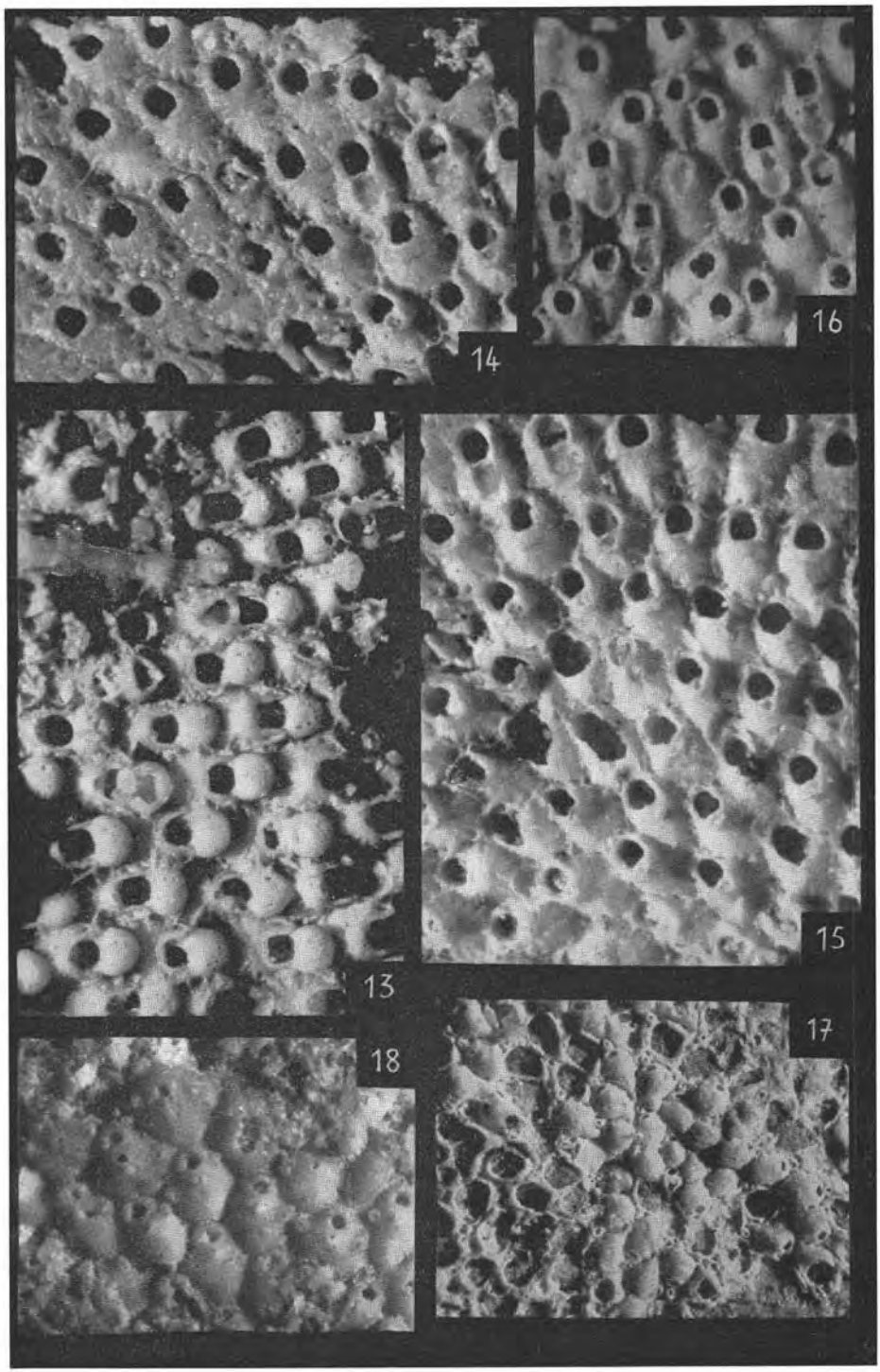
Fig. 14: Zooecien von der Randpartie einer Kolonie aus Kalksburg. Die gegen den Rand zu stärker werdende Radialrippung ist gut sichtbar. Gegen das rechte untere Ende des Bildes Normalzellen. Sammlung Bobies. 20×.

Fig. 15: Teil einer Kolonie aus Kalksburg mit Normalzellen. Sammlung Bobies. 20×.

Fig. 16: Teil der gleichen Kolonie wie Fig. 13. Zooecien mit Großavicularien. Sammlung Bobies. 20×.

Fig. 17: *Trypostega circumfissa* nov. sp. Teil einer Kolonie aus Kalksburg mit Ancestrula. Holotypus. Inv. Nr. 120/155 Sammlung Naturhistorisches Museum, Wien. 20×.

Fig. 18: *Microporella pleuropora* (Reuss). Teil einer mäßig erhaltenen Kolonie aus Kalksburg. Sammlung Bobies. 20×.


14
16
13
15
18
17

## Tafel VIII

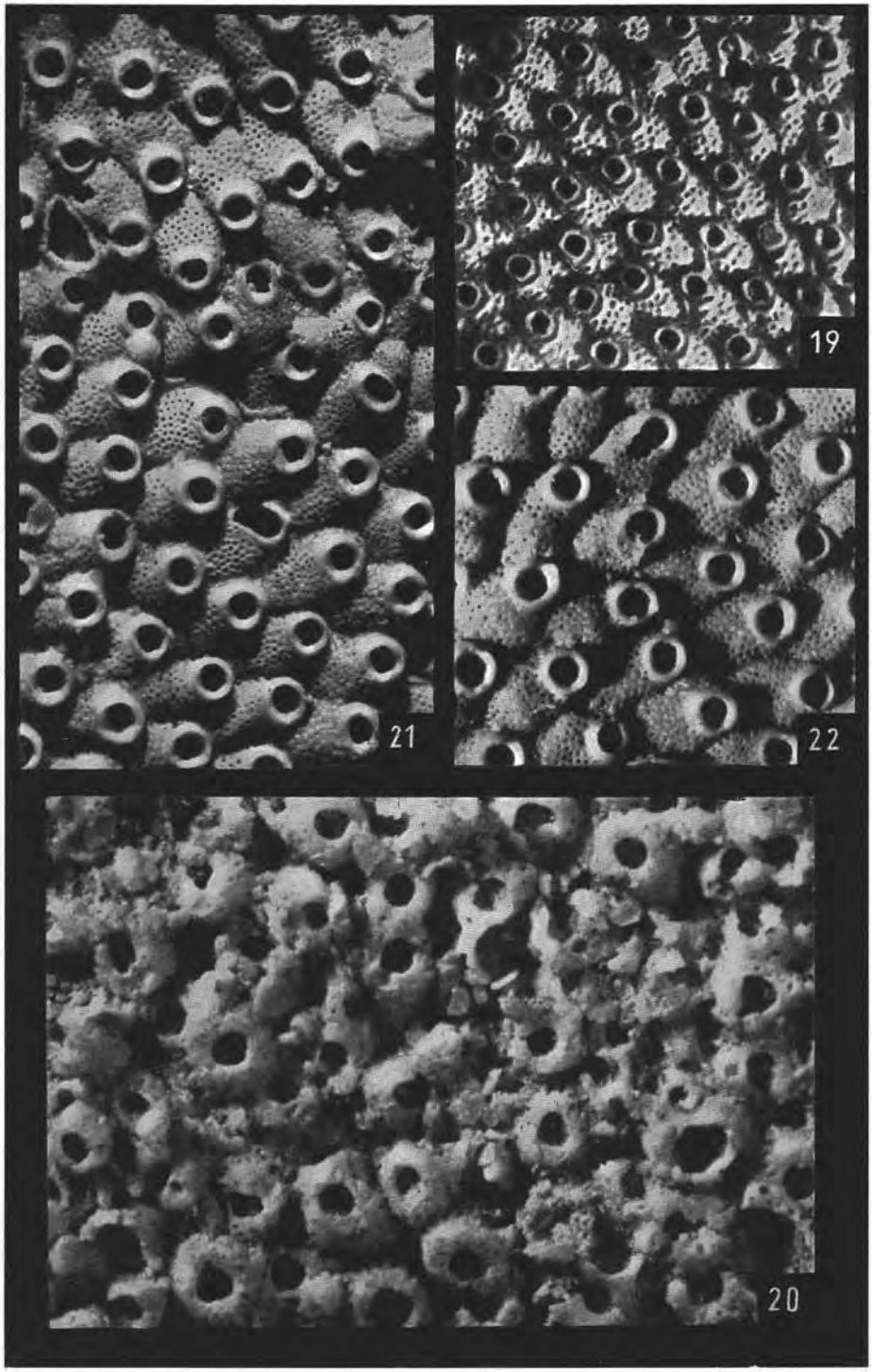
Fig. 19: „*Lepralia*“ *cribrosa* Maplestone. Teil einer Kolonie aus Kalksburg. Sammlung Bobies. 20×.

Fig. 20: *Costazzia kalksburgensis* nov. sp. Teil einer schlecht erhaltenen Kolonie aus Kalksburg. Inkrustation auf einem Geröll. Holotypus. Inv. Nr. 123/1955 Sammlung Naturhistorisches Museum, Wien. 20×.

Fig. 21, 22: *Saevitella inermis* nov. sp.

Fig. 21: Teil einer Kolonie aus Kalksburg. Durchschnittsstück, etwas abgerieben. Mitte oben typisches Ovicell. Holotypus. Inv. Nr. 121/1955 Sammlung Naturhistorisches Museum, Wien. 20×.

Fig. 22: Teil einer Kolonie aus Kalksburg mit breiten Zooecien. Tremocyst gut sichtbar. Sammlung Bobies. 20×.


21
19
22
20

# Neue Wirbeltierfunde aus dem Ältest-Pleistozän von Niederösterreich

## Zur Stratifizierung der pleistozänen Donauterrassen

Von **Erich Thenius** *)

(Paläontologisches Institut der Universität Wien)

(Mit einem Beitrag von R. Grill, Wien, und mit Tafel IX, 1 Textabbildung und 3 Tabellen)

### Einleitung

Untersuchungen in den letzten Jahren (Küpper, 1952, Fink & Majdan, 1954, Grill, 1954, Küpper, 1955) haben zu einer Verfeiuerung der Gliederung der pleistozänen Donauterrassen im Raum von Wien geführt, nachdem 1905 H. Hassinger die Grundlagen geschaffen hatte. Durch diese Untersuchungen, die vorwiegend von geologisch-morphologischen Befunden ausgingen, konnte wohl eine relative Datierung vorgenommen werden, doch war damit weder eine Einstufung in das Eiszeitsystem noch eine sichere Parallelisierung mit Terrassenschottern weiter entfernter Gebiete des periglazialen Bereiches möglich. Zu beiden sind Fossilien erforderlich, von denen fast nur Säugetierreste in Betracht kommen. So konnten bereits einzelne der pleistozänen Donauterrassen mit Hilfe fossiler Säugerreste eingestuft werden (siehe Schlesinger, 1913, Thenius, 1954, Zapfe, 1954), wobei die neuen, gegenüber dem älteren Schrifttum abweichenden Einstufungen sich nicht bloß aus der seither abgeänderten Grenzziehung Plio-Pleistozän ergeben. Neben diesen positiven Befunden muß auch die Eliminierung des angeblich von der Arsenalterrasse stammenden *Hippopotamus pentlandi*-Zahnes erwähnt werden, dessen Herkunft aus Sizilien nunmehr eindeutig feststeht.

Während jedoch in den dem Jungpleistozän angehörigen Flußschottern Wirbeltierreste allenthalben auftreten (vgl. Zapfe, 1954, 1955), gehören Wirbeltierfunde aus ältest- und altquartären Flußschottern zu großen Seltenheiten. So stammen die seit 1945 beschriebenen Säugetierreste (siehe Sieber, 1949, Thenius, 1954) aus vor Jahrzehnten erfolgten Aufsammlungen. Es ist daher verständlich, wenn jedem derartigen Fund erhöhte Aufmerksamkeit entgegengebracht wird und es war daher besonders wertvoll, als ich anläßlich einer Durchsicht der Sammlungen des Städtischen Museums von Stockerau (NÖ.) einen aus einer Schottergrube bei Seuning stammenden Nashornunterkiefer vorfand, der — wie die nunmehr durchgeführte Bearbeitung ergab — zu *Dicerorhinus etruscus* gehört, einer bloß aus Ältest- und Altquartär bekanntgewordenen Art. In der Zwischenzeit hatte ich jedoch Kenntnis von einem vom gleichen Fundort stammenden

*) Adresse: Wien I, Universität, Paläontologisches Institut.

*Mastodon*-Zahn erhalten, der sich in der Privatsammlung der Herren Ober-Insp. O. Ritter und A. Gulder, Wien[1]), befindet, und der für Jungpliozän (im Sinne von Papp & Thenius, 1949) zu sprechen schien.

Eine freundlicherweise von Herrn Dr. R. Grill, Geologische Bundesanstalt Wien, über mein Ersuchen erfolgte neuerliche Begehung der Fundstelle führte jedoch wieder zu dem Ergebnis, daß es sich nicht um tertiäre Sande und Schotter handle, wie sie nördlich davon als Ausläufer des Hollahrunner Schotterkegels das Unterpliozän (= Pannon) vertreten, sondern um pleistozäne Flußschotter, die der sogenannten Höbersdorfer Terrasse (siehe Grill, 1954, S. 136) angehören. Herrn Dr. Grill, der das Gebiet im Rahmen der Kartierung begangen hat, verdanke ich die nachfolgenden Zeilen:

„In der Gegend N Stockerau sind in die miozänen Ablagerungen des Alpenvorlandes, bzw. in die randlichen Bildungen der Waschbergzone eine Reihe von Schotterterrassen eingeschnitten, die seit H. Hassinger (1905) bekannt sind und in letzter Zeit wieder Gegenstand neuer Untersuchungen wurden. Über jung- und mittelpleistozänen Fluren erheben sich nm Leitzersdorf und Wiesen und in den Höhen zwischen Göllersbach und Mühlbach von NE Oberolberndorf nordwärts Terrassen, die mit 50 *m* und höher über der Donau der Arsenalterrasse bei Wien und darüber gelegenen Terrassenniveaus entsprechen. Die Grube auf der Höhe SW Senning, aus der die erwähnten Säugetierreste stammen, gehört einem Schotterkörper an, dessen Unterkante etwas oberhalb 200 *m* SH liegt. Im Gebiet von „Hängendes Kreuz" erheht sich die Flur bis 234 *m*, doch sind hier Lößaufwehungen entwickelt. Mit Höhen von etwa 60 bis maximal 65 *m* über der Donau ist diese Höbersdorfer Terrasse zu parallelisieren mit Terrassen am Ostfuße des Bisamberges (siehe geologische Karte der Umgebung von Wien), wie mit der von J. Fink (1954) als Wienerberg-Terrasse bezeichneten Schotterflur zwischen Arsenal- und Laaerberg-Niveau.

Im einzelnen ist zur Schottergrube SW Senning zn bemerken, daß feinkörnige Quarzschotter mit reichlich Sandlagen in den tieferen Partien überwiegen, während mittelkörnige gut gerollte Quarzschotter mit einzelnen Feinstsandlagen den höheren Anteil aufbauen. Tiefgründige Verlehmung und Frostauchungen zeichnen die obersten Partien aus."

Mit dem Ergebnis, die Schotter mit der Wienerberg-Terrasse zu parallelisieren und damit dem Pleistozän zuzuordnen, steht der nunmehrige paläontologische Befund in vollem Einklang. Es bestätigt sich somit nicht nur die auf geo-morphologischer Basis gewonnene Einstufung der Höbersdorfer Terrasse als pleistozäne Flußschotterflur, sondern gleichzeitig ist auch ein wertvoller Hinweis auf das Alter der Wienerberg-Terrasse im Wiener Stadtgebiet gegeben, dessen Inhalt die vorliegende Studie bildet.

Aus der erwähnten Schottergrube SW Senning sind — von einigen wenigen, taxionomisch nicht verwendbaren Bruchstücken großer Proboscidierknochen abgesehen — außer den hier besprochenen Resten keine weiteren Fossilreste bekanntgeworden. In Anbetracht der Seltenheit derartiger Funde und ihrer Bedeutung für die Stratigraphie der pleistozänen Donauterrassen sind beide Reste veröffentlicht.

---

[1]) Beiden Herren sei auch an dieser Stelle für die leihweise Überlassung des Zahnes zur Bearbeitung herzlichst gedankt.

Vorerst sind jedoch einige Bemerkungen über den Erhaltungszustand und damit über das Vorkommen der Fossilreste notwendig. Beide Stücke zeigen keine Rollspuren, die auf einen weiteren Transport schließen ließen. Dem *Mastodon*-Zahn fehlen wohl die beiden Wurzeläste, doch handelt es sich, wie die Bruchränder erkennen lassen, fast durchwegs um frische Beschädigungen. Der Nashornunterkiefer ist in beiden Ästen gleichfalls sehr vollständig erhalten und zeigt keine Schleif- oder Rollspuren. Dies bedeutet, daß beide Reste keinen weiten Transport durchgemacht haben können und auch — da die Färbung den umgebenden Sanden und Schottern entspricht — kein Vorkommen auf heterochron-allochthoner Lagerstätte vorliegt. Es handelt sich vielmehr um ein Vorkommen auf synchron-allochthoner Lagerstätte. Auf diese Feststellung sei im folgenden noch zurückgekommen.

## Beschreibung der Funde

*Mastodon (Anancus) arvernensis* Croizet & Jobert (Abb. 1 a, b).

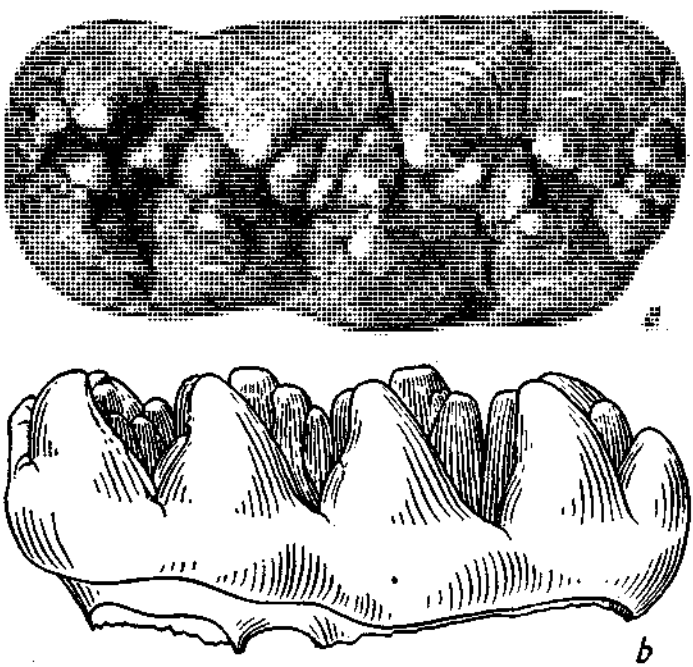



Abb. 1: *Mastodon (Anancus) arvernensis* Cr. & Job. $M_2$ dext. aus der Höbersdorfer Terrasse von Senning N Stockerau (N.-Ö.). a) Von der Kauffläche, b) von lingual. Original Sammlung Ritter-Gulder, Wien. $^2/_3$ nat. Größe.

Material: 1 $M_2$ dext., Sammlung Ritter-Gulder, Wien. 1 Ulna, 1 Tibia prox. und 1 Femurfragment dist., Heimatmuseum Stockerau.

Aus der Sammlung der Herren O. Ritter & A. Gulder liegt mir ein $M_2$ dext. von *Mastodon arvernensis* vor. Die Zahnkrone ist, abgesehen von einer kleinen Beschädigung im Bereich des vorderen Talonids, vollständig erhalten. Von den Wurzeln ist bloß die Basis vorhanden.

Roll- oder Schleifspuren, wie sie bei längerem Transport entstehen, sind nicht vorhanden. Die Färbung des Zahnes entspricht den Sanden und Schottern, aus denen der Rest geborgen wurde. Die hellgelbliche Grundfärbung wird stellenweise durch rostrote bis dunkelbraune unregelmäßig-dendritische Flecken überdeckt. Die Bruchflächen an der Basis sind zum Teil frisch, zum Teil etwas verschliffen. Sie lassen eine verhältnismäßig dünne Wurzelwand erkennen. Die weit geöffnete und mit Sediment erfüllte Pulpa sowie die noch nicht abgekauten Höcker zeigen, daß es sich um einen eben in die Kauebene einrückenden Zahn handelt. Immerhin war der Zahn, nicht wie im Keimzustand vollständig vom Kiefer umhüllt, sondern mit der Kaufläche frei. Zementeinlagerungen, wie sie bei dieser Art vorkommen (vgl. Weithofer, 1896, Kretzoi, 1954) fehlen, was möglicherweise durch das individuelle Alter des vorliegenden Zahnes bedingt ist. Auch bei dem aus Mosbach beschriebenen Stück fehlen sie. Von den beiden Wurzelästen ist der vordere schwächer und in der Mitte etwas eingeschnürt.

Die Zahnkrone zeigt in außerordentlich typischer Weise das *Mastodon arvernensis* kennzeichnende Gepräge und besteht aus vier Jochen, deren Hälften alternierend angeordnet sind, indem die praetriten Joche nach rückwärts verschoben sind. Vorne und rückwärts ist je ein Talonid ausgebildet. Die Sperrhöcker finden sich an der Hinterseite der praetriten Joche und sperren das Quertal vollkommen ab (siehe Abb. 1 b). Die Joche selbst bestehen aus mehreren Höckern. Die 1. und 4. posttrite Jochhälfte ist zweiteilig, die 2. und 3. dreihöckrig, indem der innere Höcker einen schmalen Höcker abspaltet. Beim 1. und 4. Joch ist diese Abspaltung bloß angedeutet. Die praetriten Jochhälften sind bis auf die erste einheitlich. Die Sperrhöcker verhalten sich etwas verschieden. Der 1. ist zweigeteilt, wobei der caudale größer ist, der 2. ist ebenfalls zweiteilig, jedoch ist der orale größer. Der 3. und 4. besteht aus einem Höcker, der mehr oder weniger stark mit der posttriten Jochhälfte verschmolzen ist. Das den Abschluß bildende Talonid ist dreiteilig. Die Kontur des Zahnes ist außen zwischen der 1. und 2., innen zwischen der 2. und 3. Jochhälfte etwas eingeschnürt. Die Dimensionen ergeben sich aus der Maßtabelle.

Der Nachweis von *Mastodon arvernensis* ist aus verschiedenen Gründen interessant. Wie bereits Schlesinger (1921, S. 129) hervorhebt, sind typische Reste dieser Art in Österreich außerordentlich selten. Der von Schlesinger angeführte $M^3$ aus Mühlbach gehört zu *M. longirostris/arvernensis*. Pia & Sickenberg (1934) erwähnen bloß ein Gaumenfragment aus Wien III (Belvedere) und einen als cf. *arvernensis* bestimmten $M^2$ von Luttenberg (Steiermark). Die Seltenheit dieser *Mastodon*-Art ist durch das weitgehende Fehlen altersmäßig entsprechender Ablagerungen bedingt. *Mastodon arvernensis* ist im Jungpliozän (Astiano) und im Ältestquartär (Villafranchiano) verbreitet. Interessant ist in diesem Zusammenhang das Vorkommen von *Mastodon arvernensis* in quartären Schottern von Gmunden (OÖ.). Der Rest, ein $M_2$ dext., befindet sich in der Sammlung des Oberösterreichischen Landesmuseums in Linz und wurde bereits vor Jahrzehnten aufgesammelt. Bei Wimmer (1914, S. 9) ist der Zahn sub *Mastodon angustidens* zusammen mit *Elephas antiquus* erwähnt. Beide Reste stammen aus Schottergruben im Westen der Stadt. Wie ich mich an Hand des Originals von *Elephas antiquus* überzeugen konnte, ist diese Bestimmung

richtig. Das Fehlen richtiger Rollspuren und der sonstige Erhaltungszustand sprechen sehr für ein Vorkommen auf synchron-allochthoner Lagerstätte, wie wir es auch für die Schotter von Senning feststellen mußten. Es scheint mir daher auch in diesem Falle um ein Vorkommen von *Mastodon arvernensis* im Pleistozän zu handeln. Gleiches gilt für das von Schmidtgen (1910) aus den Mosbacher Sanden beschriebene Zahnfragment, ebenfalls von einem $M_2$ herrührend. Dieses stimmt mit dem aus Senning völlig überein. Der Zahn stammt nach Schmidtgen aus den basalen Lagen, zirka 1 *m* über der Sohle des Sandes und besitzt, wie Schmidtgen ausdrücklich hervorhebt, typisch Moshacher Erhaltungszustand und unterscheidet sich einwandfrei von auf heterochron-allochthoner Lagerstätte befindlichen Fossilien aus Mosbach. Das Vorkommen von *Mastodon*, *Elephas meridionalis*, *Trogontherium* und *Hippopotamus* veranlaßte Soergel (1913) zur Abtrennnng der „unteren Mosbacher Fauna", die er als praegünzzeitlich betrachtete, in der (irrigen) Annahme, eine „warme" Fauna könne bloß praegünzzeitlich sein. Zu dieser Annahme liegt kein Grund vor, da auch in erwiesenermaßen späteren Warmzeiten in Mitteleuropa wärmeliebende Arten auftreten (vgl. *Macaca*, *Bubalus*, ferner zahlreiche Pflanzen). Sie sind eben erneut eingewandert. Das Vorkommen von *Mastodon* in Mosbach ist durch die Vergesellschaftung mit *Elephas meridionalis* und *Dicerorhinus etruscus*, die ebenfalls in den basalen Lagen auftreten, besonders bemerkenswert. Wie weit jedoch überhaupt eine Trennung in eine untere und eine Hauptfauna von Moshach gegeben ist, erscheint sehr fraglich, wenn man die Soergelschen Argumente auf ihre Stichhaltigkeit hin überprüft.

Der Zahn von Senning stimmt völlig mit dem typischen *Mastodon arvernensis* überein und weist nicht die für *Mastodon (Anancus) falconeri* Osborn (siehe Osborn, 1942) aus dem englischen Crag kennzeichnenden Merkmale auf. Es ist daher eine Zuordnung zu dieser bestenfalls unterartlich abzutrennenden Form nicht möglich. *Mastodon (A.) arvernensis falconeri* ist als evolnierte Endform von *M. arvernensis* zu betrachten und unterscheidet sich von der typischen Form durch die subhypsodonten, stark nach vorwärts geneigten Höcker, deren Spitzen einander stark genähert sind.

Maßtahelle I (*Mastodon arvernensis* Cr. & Job.)

| $M_2$ | Senning | Naturhist. Mus. Wien (nach Schlesinger, 1921) | Mosbach (nach Schmidtgen, 1910) |
|---|---|---|---|
| Länge ..... | 148·5 | 147·0 | — |
| Breite, vorne ..... | 64·0 | 67·0 | 69·0 |
| Breite, hinten ..... | 68·0 | 73·5 | — |

*Dicerorhinus etruscus* (Falc.) (Abb. 2 a, b auf Tafel IX).

Material: 1 Unterkiefer mit $P_4$-$M_3$ dext. und $P_4$-$M_3$ sin. Heimatmuseum Stockerau [1]).

[1]) Für Überlassung des Kiefers zur Bearbeitung sei auch an dieser Stelle der Leitung des Heimatmuseums von Stockerau, insbesondere Herrn Prof. Josef Mayer, bestens gedankt.

Aus der gleichen Schottergrube liegt ein nahezu vollständiger Unterkiefer eines Rhinocerotiden vor. Es handelt sich um den vollständigsten Unterkiefer eines fossilen Nashorns aus dem Wiener Becken. Schon aus diesem Grund verdient der Rest eingehende Berücksichtigung.

Der Unterkiefer ist bloß im Bereich der Symphysenpartie und der beiden Processus coronoidei beschädigt. Der linke Ramus läßt eine Bruchstelle erkennen. Wesentlich für die taxionomische Beurteilung ist die Beschaffenheit der Symphyse mit dem Vordergebiß. Dieses ist bei verschiedenen Rhinocerotidenstämmen in zunehmender Reduktion begriffen und führt schließlich zum vollständigen Verlust der Incisiven. Beim vorliegenden Exemplar sind median zwei deutliche, trichterförmige Vertiefungen vorhanden, die den beiden $I_1$ entsprechen. Seitlich davon ist rechts (links ist diese Partie beschädigt und in der Abbildung nach der rechten Kieferhälfte seitenverkehrt gezeichnet) eine seichte Furche ausgebildet, die auf den einst vorhandenen $I_2$ deutet. Die Symphyse selbst ist — im Vergleich zum gesamten Kiefer — verhältnismäßig schmal und ihr Hinterrand reicht bis ungefähr zur Hälfte des $P_2$. Sie ist in der Mitte etwas eingeschnürt und verbreitert sich gegen vorne zu mehr oder weniger löffelartig (siehe Abb. 2 a). Die Dorsalfläche ist in mediolateraler Richtung schwach konkav und vertieft sich caudal rinnenartig. Die seitlichen Ränder sind als Kanten entwickelt, die vom Vorderrand des $P_2$ in leicht geschwungenem Bogen oral verlaufen, um dort zu verrunden. Gleichzeitig ist in der vorderen Partie ein seitlicher, bogenförmiger verlaufender Muskelkamm ausgebildet. Seitlich und ventral sind verschiedene Foramina entwickelt, die auf eine gute Durchblutung und Innervierung der Unterlippe schließen lassen. Diese mußte in Anbetracht der erwähnten Muskelleiste recht beweglich gewesen sein. Die Anordnung und Größe der Foramina ergibt sich aus der Abbildung (siehe Abb. 2 b). Unter dem $P_2$ liegt das eigentliche große Foramen mentale. Der Ramus horizontalis ist sehr plump und massiv. Die Innenfläche ist weitgehend plan, die Außenfläche konkav bis stark konvex. Die Backenzahnreihe wirkt im Verhältnis zum Kiefer klein. Der Vorderrand des Ramus ascendens steigt in einiger Entfernung vom Hinterrand des $M_3$ an, um nach bogenförmiger Krümmung ziemlich steil in den Processus coronoideus überzugehen. Diesem Fortsatz fehlen beiderseits die Spitzen. Die Massetergrube ist gut entwickelt und reicht in etwas verflachter Form bis unter den Hinterrand des $M_3$. Der Ventralrand des Ramus horizontalis ist schwach konvex gekrümmt und leicht von jenem des Ramus ascendens abgesetzt. Dieser ist außen und vorne innen breit gerundet, hinten innen jedoch kantig begrenzt. Der Condylus ist in beiden Fällen vollständig erhalten und zeigt die leicht geschwungene Gelenkrolle (siehe Abb. 2 b) und den etwas asymmetrischen, aber deutlich abgesetzten Processus postcondyloideus.

Das Backenzahngebiß des Unterkiefers ist bekanntermaßen bei den Rhinocerotiden ziemlich uniform gebaut, zudem variabel und daher zur Unterscheidung der einzelnen Arten nur wenig geeignet. Die vorhandenen Zähne sind sämtlich etwas abgekaut. Die Vorder- und Hintersichel trennende Vertikalfurche ist gut entwickelt, läuft aber am $P_4$ nicht bis zur Basis durch, die sie an den M fast erreicht. Sie ist, wie allgemein, am $M_1$ am schwächsten ausgebildet. Vom $M_1$ bis $M_3$ nimmt die Größe der Zähne ab

(vgl. Maßtabelle). Ein Cingulum ist bloß oral und caudal entwickelt. Die Schmelzoberfläche der Zähne ist runzelig. Die Krone ist nicht als hypsodont zu bezeichnen. Sie ist bedeutend niedriger als der Zahn lang ist. Die Außenwand ist schräg geneigt, die Innenwand annähernd senkrecht gestellt. Die Innentäler sind an der Basis gerundet; Spuren von Zementbedeckung sind nicht vorhanden.

Wie bereits Staesche (1941, S. 55) betont, sind einzelne dieser Merkmale nur individueller Natur, denen kein taxionomischer Wert beigemessen werden kann (vgl. auch Wurm, 1912, Toula, 1906, S. 33).

Immerhin reichen die Merkmale der Symphyse, die Gestalt des Unterkiefers und die Länge der Backenzahnreihe zur Bestimmung aus. Die Ausbildung der Backenzähne und der Symphyse zeigt, daß es sich um einen Vertreter der Gattung *Dicerorhinus* handelt. *Aceratherium, Diceros, Brachypotherium* und *Rhinoceros* (s. str.) scheiden aus. Nach dem Grad der Incisivenreduktion kommen primitive Formen, wie *Dicerorhinus sansaniensis* und *D. schleiermacheri* ebensowenig in Betracht, wie spezialisierte Formen *(Coelodonta antiquitatis)*. Es bleiben daher bloß *D. orientalis, D. megarhinus, D. etruscus, D. kirchbergensis (= mercki)* und *D. hemitoechus* zum Vergleich übrig. Von diesen scheiden *D. hemitoechus, kirchbergensis* und *megarhinus* der Dimensionen, bzw. der Hypsodontie der Backenzähne wegen aus. *Dicerorhinus orientalis (= pikermiensis* Toula) weicht durch die kürzere Symphyse, den Ramus horizontalis und ascendens ab (siehe Ríngström, 1924, S. 9). Freilich ist die Symphyse allein zur Bestimmung nicht ausreichend, denn, wie erst kürzlich durchgeführte Untersuchungen an pliopleistozänen Dicerorhinen gezeigt haben (siehe Thenius, 1955, S. 16), ist mit geschlechtlich bedingten Differenzen zu rechnen. Diese beziehen sich nicht nur auf die Proportionen der gesamten Symphyse, die bei ♂ Individuen gedrungener und massiver, bei ♀ schmäler und länger ist, sondern auch auf die Ausbildung der Incisiven-Alveolen. Diese sind bei ♀ Individuen in der Regel größer, bzw. länger vorhanden als bei den ♂ Tieren, womit sich auch in dieser Hinsicht der vielfach „primitivere" Charakter (im stammesgeschichtlichen Sinn) ♀ Individuen erneut bestätigt.

Ein Vergleich mit *Dicerorhinus etruscus* läßt weitestgehende Übereinstimmung erkennen und bestätigt somit die Zugehörigkeit des Unterkiefers zu dieser Art. Diese Übereinstimmung bezieht sich auf Symphyse und Incisiven, Backenzähne, Unterkiefergestalt sowie auf den Condylus, der sowohl von *D. kirchbergensis* als auch *Coelodonta antiquitatis* zu unterscheiden ist (vgl. Gromova, 1935). Eine gewisse Variation in Symphyse, Backenzahngebiß und Dicke des Kiefers ist vorhanden. Letztere wird mit dem geologischen Alter in Verbindung gebracht, indem geologisch jüngere Formen einen dickeren Ramus horizontalis besäßen als die geologisch älteren (siehe Freudenberg, 1914). Als weiteres, altersmäßig verwerthares Merkmal wird die absolute Größe des Backenzahngebisses angegeben (basale Länge), die bei den ältestquartären Formen durchschnittlich geringer ist als bei den altquartären (vgl. Falconer, 1868; siehe auch Maßtabelle). Wie die Tabelle erkennen läßt, fällt der Kiefer von Senning in die untere Variationsbreite, was für ein höheres geologisches Alter sprechen würde. Demgegenüber entspricht die Kieferdicke eher geologisch jüngeren Angehörigen dieser Art.

Von *Dicerorhinus etruscus* sind verschiedene Unterarten beschrieben und als *D. etruscus astensis* Sacco, *D. e. valdarnensis* Falc., *D. e. heidelbergensis* Freudenberg, *D. e. hundsheimensis* Toula, *D. e. kronstadtensis* Toula und *D. e. handzellensis* Wang bezeichnet worden, deren Berechtigung allerdings nicht durchwegs gesichert ist und deren Unterscheidung zum Teil auf Schädelmerkmalen basiert. Abgesehen davon, daß von Senning bloß ein Unterkiefer vorliegt, kann auch über die Variationsbreite dieser Form nichts ausgesagt werden. Es muß daher eine subspezifische Bestimmung unterbleiben. Gleichzeitig ist die Frage nicht zu entscheiden, ob die Form von Senning mit *D. etruscus hundsheimensis* zu identifizieren ist. Wohl ist der Ramus horizontalis bei beiden Exemplaren verdickt (siehe Toula, 1902, S. 81), doch ist dieser, wie ein Vergleich mit dem Original erkennen läßt [1]), beim Hundsheimer Exemplar schwächer (siehe auch Maßtabelle).

Über die zeitliche Verbreitung von *D. etruscus* kann zusammenfassend gesagt werden, daß diese Art bisher aus dem Ältest- und Alt-Quartär bekannt geworden ist. Erstmalig erscheint *D. etruscus* in der Fauna von Perrier (siehe Viret, 1954), die nach Viret dem älteren Villafranchiano angehört, einem Horizont, dem *Elephas (Archidiskodon) meridionalis* noch fehlt. In den jungpliozänen Faunen von Roussillon, Montpellier, Gödöllö usw. ist *D. etruscus* durch *D. megarhinus* vertreten, was auch (nach Mottl, 1942, S. 123) für die Mastodontenschotter Rumäniens (Tulučesti, Fratesti) gilt. Freilich ist die Bestimmung dieser Reste fraglich, kommt doch bereits in Vialette, das sich altersmäßig zwischen Montpellier und Olivola usw. einschiebt, bereits nicht mehr das typische *D. megarhinus* vor, sondern eine etwas kleinere Form, was wohl an einen stammesgeschichtlichen Zusammenhang mit *D. etruscus* denken ließe, jedoch noch der Untersuchung bedarf. Immerhin erscheint *D. etruscus* mit dem Beginn des Villafranchiano. Der Zeitpunkt des Aussterbens, bzw. Verschwindens ist weniger leicht zu fassen (vgl. auch verschiedene Alterseinstufung der Fundstellen). Die Alterseinstufung zahlreicher Wirbeltierfundstellen wird nach wie vor verschieden gehandhabt, wie man sich leicht bei Durchsicht neuerer Literatur überzeugen kann (Adam, 1952, Azzaroli, 1953, Dietrich, 1953, Kretzoi, 1954, Mottl, 1953, Viret, 1954). Im älteren Quartär wird *D. etruscus* jedenfalls von *D. kirchbergensis* und *D. hemitoechus* abgelöst bzw. vertreten. Man kennt *D. etruscus* u. a. von Mosbach, Mauer und Hundsheim, um nur einige der wichtigsten Fundstellen des älteren Quartärs zu nennen. In Anbetracht der Vergesellschaftung mit *Mastodon arvernensis* kommt dem Zeitpunkt des Verschwindens von *D. etruscus* in Europa jedoch keine weitere Bedeutung zu.

---

[1]) Dem Leiter der geologisch-paläontologischen Abteilung des Naturhistorischen Museums Wien, Herrn Prof. Dr. H. Zapfe, sei auch an dieser Stelle für die Einsichtnahme bestens gedankt.

Maßtabelle II (*Dicerorhinus etruscus* Falc.)

| | Senning | Hundsheim | Mauer | Mosbach | | Valdarno |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Unterkieferlänge (Symph. bis Hinterrand d. aufst. Ast.) | 518 | — | 494 | 515 | 545 | 492 |
| Symphysenlänge | 103 | — | 104 | 95 | 125 | — |
| Symphysenbreite | 64·8 | — | 69 | — | 89 | — |
| Mand. H hinter $M_3$ | 93 | 100 | 85 | 80 | 102 | — |
| Mand. D hinter $M_3$ | 63 | 58 | — | — | — | — |
| $M_3$ bis Hinterrand d. U-Kiefers | 198 | 188 | — | 183 | 190 | — |
| $P_2$-$M_3$ (basal) | zirka 225·5 | — | 221 | 242 | 245 | 223 |
| $P_{2-4}$ | zirka 95 | — | 96 | 104 | 99 | 96 |
| $M_{1-3}$ | 128·5 | — | 128 | 138 | 140 | — |
| $M_1$-Länge | 45·5 | — | — | — | — | 46 |
| $M_2$-Länge | 47 | — | — | — | — | 49 |
| $M_3$-Länge | 44 | — | — | — | — | 47 |

Maßtabelle III (*Dicerorhinus etruscus* Falc.)

| | $P_2$ | $P_3$ | $P_4$ | $M_1$ | $M_2$ | $M_3$ | Herkunft |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Länge | — | — | 35 | 45·5 | 47 | 44 | Senning |
| Breite | — | — | 25·6 | 32 | 28 | 26·5 | |
| Länge | 27 | 33 | 34 | 39 | 42 | 45·5 | Mauer (Wurm, 1912) |
| Breite | 24 | 29 | 30 | 31 | 30 | 26 | |
| | | | | zirka | | | |
| Länge | 26 | 34 | 36 | 39 | 45·5 | 45 | Süssenborn (Wurm, 1912) |
| Breite | 20 | 24 | 27 | 31 | 31 | 27·5 | |
| Länge | ? 25 | 29 | 31 | 36 | 41 | 45 | Mosbach (Wurm, 1912) |
| Breite | 19 | 24 | 29 | 30 | 31 | 30 | |
| Länge | — | — | — | 43 | 44 | 40 | Hundsheim (Typusexemplar) |
| Breite | — | — | — | 33 | 29·5 | 31 | (Toula, 1902) |
| Länge | 33 | 36 | 40·9 | 44·6 | 48·3 | 48·9 | Hundsheim (Toula, 1906) |
| Breite | 22·4 | 25·4 | 29·2 | 30·6 | — | 30·3 | |

## Die Bedeutung der Funde für die Stratifizierung der quartären Donauterrassen im Raum von Wien

Auf die Bedeutung von Wirbeltierresten für die Stratifizierung der pleistozänen Donauterrassen wurden bereits einleitend hingewiesen. Beide hier beschriebene Stücke sind stratigraphisch außerordentlich wichtig, handelt es sich doch um Reste auf synchron-allochthoner Lagerstätte, die für die Stratifizierung herangezogen werden können. Gerade die Untersuchungen in den jüngst vergangenen Jahren haben zu neuen Erkenntnissen geführt, die auch eine kleine Revision der bisherigen Einstufung der Terrassen notwendig erscheinen lassen. So konnte H. Küpper (1955) nachweisen, daß sowohl der durch Schlesinger (1913) aus dem Laaerbergschotter von Wien X (Rudolfsziegelöfen) beschriebene Zahn von *Elephas meridionalis* (= *El. planifrons* bei Schlesinger) als auch jener von Wien XI (Uetzgasse, siehe Pia & Sickenberg, 1934, Nr. 3704) nicht aus den Laaerbergschottern

stammen, sondern aus Schottern, die der durch Fink & Majdan (1954) als Wienerbergterrasse ausgeschiedenen Einheit angehören. Für die Laaerbergschotter verbleibt bloß ein Zahnfragment von *Mastodon* cf. *borsoni* (siehe Schlesinger, 1913) vom „Alten Landgut", wodurch die Altersstellung der Laaerbergterrasse vom paläontologischen Standpunkt gesehen weiter zur Diskussion steht, da *Mastodon borsoni* aus dem Jungpliozän und dem Ältestquartär nachgewiesen ist. Eine Entscheidung dieser Frage ist wohl nur von neuen Fossilfunden zu erwarten. Die Wienerbergterrasse hingegen ist mit Sicherheit als pleistozäne Flußterrasse zu bezeichnen.

Wie schon kurz erwähnt, entspricht die Terrasse SW Senning den N von Höbersdorf verbreiteten Flußschottern, die als Höbersdorfer Terrasse (siehe Grill, 1954) ausgeschieden wurden. Höhenmäßig sind sie der Wienerberg-Terrasse des Wiener Stadtgebietes gleichzusetzen, die sich zwischen Laaerberg- und Arsenalterrasse einschaltet. Da sich in den letzten Jahren noch zusätzlich Änderungen in der Gliederung und Parallelisierung der Donauterrassen im Raum von Wien ergeben haben, seien hier kurz die nunmehr unterschiedenen Terrassen, u. zw. beginnend mit den ältesten, aufgezählt (nach H. Küpper, 1955 [1])):

Laaerberg-Terrasse,
Wienerberg-Terrasse,
Arsenal-Terrasse,
Weidlinger-Terrasse = Terrasse W Seyring,
Gänserndorfer-Terrasse = Stadt-Terrasse und
Prater-Terrasse.

Durch die Parallelisierung der Höbersdorfer und Wienerberg-Terrasse erhöht sich die Zahl der für die Stratifizierung brauchbaren Fossilfunde und damit die Sicherheit der altersmäßigen Einstufung. Es liegen somit von dieser Terrasse vor: *Elephas (Archidiskodon) meridionalis* Nesti (Löwy, Uetzgasse),
*Mastodon (Anancus) arvernensis* Croiz. & Job. (Senning) und
*Dicerorhinus etruscus* (Falc.) (Senning).

Diese Vergesellschaftung *(Mastodon* und *Elephas)* entspricht dem mittleren Villafranchiano (= Villafranchien normal im Sinne von Viret, 1954) und ist von verschiedenen ausländischen Fundstellen (Olivola, Chagny, Chillac, St. Vallier) bekanntgeworden. Älteres und jüngeres Villafranchiano ist einerseits wegen *Elephas meridionalis*, anderseits wegen *M. arvernensis* auszuschließen.

Der besseren Übersicht halber gebe ich hier die zeitliche Verbreitung der einzelnen aus den Terrassenschottern im Raum von Wien bekanntgewordenen Säugetiere und damit ihre Bedeutung für deren altersmäßige Einstufung wider. Wie aus der Tabelle a. S. 269 hervorgeht, besitzen einzelne Arten wohl eine relativ lange Lebensdauer, jedoch lassen Abfolge der einzelnen Terrassen, bzw. die Artenvergesellschaftung meist eine Einengung zu. Die an den Donauterrassen von Wien gewonnenen Ergebnisse decken

[1]) Es empfiehlt sich nach Küpper (1955) Begriffe wie Simmeringer- und Mannswörther-Terrasse nicht mehr für selbständige Terrasseneinheiten zu gebrauchen.

sich weitgehend mit jenen in Ungarn, die durch Mottl (1942) einer faunistischen Untersuchung unterzogen wurden. So lassen sich die tieferen Terrassen (Terrasse I—IV bei Mottl) leicht mit den vier jüngsten pleistozänen Donauterrassen parallelisieren und auch faunistisch gleichstellen.

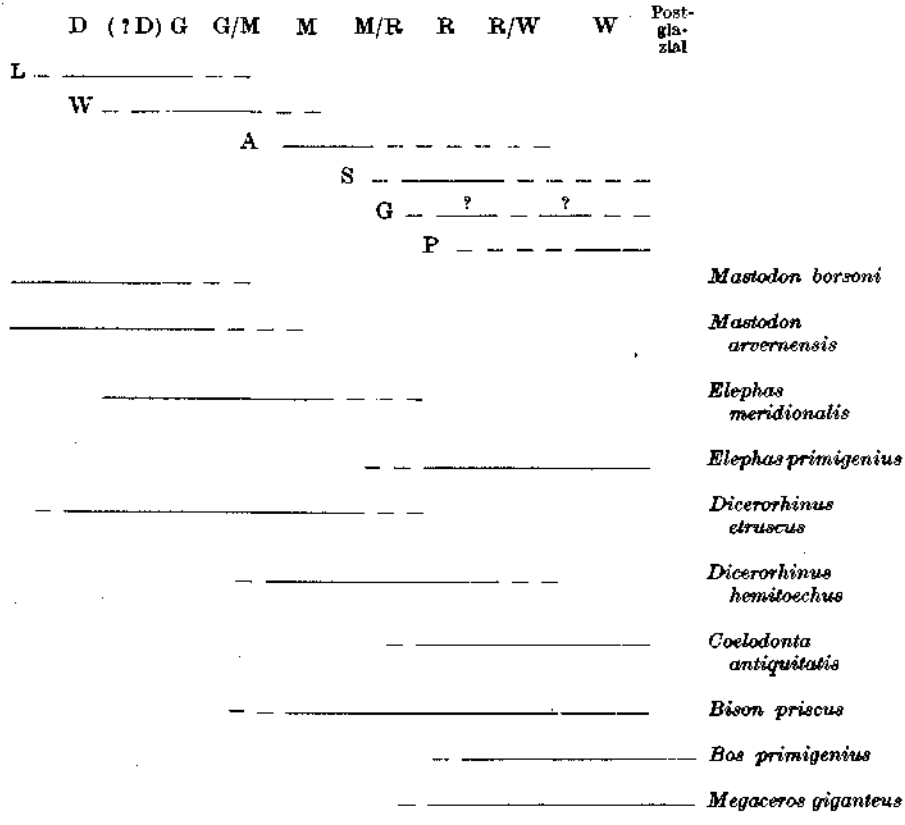



Tabelle I: Die zeitliche Verbreitung der aus den Donauterrassen im Raum von Wien nachgewiesenen Säugetiere und die Einstufung der Terrassen. Die Abkürzungen bedeuten: D = Donauzeit, G = Günz, G/M = Günz-Mindel, M = Mindel, M/R = Mindel/Riß, R = Riß, R/W = Riß/Würm, W = Würm. L = Laaerbergterrasse mit *Mastodon* cf. *borsoni*, W = Wienerbergterrasse mit *Mastodon arvernensis*, *Elephas meridionalis* und *Dicerorhinus etruscus*, A = Arsenalterrasse mit *Dicerorhinus hemitoechus*, S = Terrasse, W Seyring (= Weidlinger Terrasse) mit *Elephas primigenius* und *Bison priscus*, G = Gänserndorfer Terrasse (= Stadt-Terrasse) mit *El. primigenius* und *Coelodonta antiquitatis*, P = Praterterrasse mit *El. primigenius*, *Bos primigenius* und *Megaceros giganteus*.

Zur graphischen Darstellung selbst noch einige Worte: Wie nicht anders zu erwarten, handelt es sich hier um eine relative Chronologie, die sich aus der Faunenahfolge ergibt. Eine Parallelisierung mit den seit Penck & Brückner ausgeschiedenen Kalt- und Warmzeiten stößt auf Schwierigkeiten und wird erst dann befriedigend zu lösen sein, wenn es gelungen ist, marine mit „alpinen" Terrassen einwandfrei zu verknüpfen (Kaukasus). Daher kommt es, daß u. a. über die Einordnung der durch Venzo (1952, 1953)

aus dem Bergamasker Gebiet beschriebenen Profile (Leffe) oder über Tegelen (siehe Florschütz & Vlerk, 1950, Gams, 1953, Brelie & Rein, 1955) keine Einhelligkeit erzielt werden kann. So werden neuerdings Pretiglian und Tiglian einerseits mit Günz-Unterstadien parallelisiert, anderseits mit Günz und Günz/Mindel, wobei die Donauzeit als wesentliches Kriterium herangezogen wird. Wie die Untersuchungen Lonas (1952) gezeigt haben, ist ein Wechsel von Kalt- und Warmzeiten häufiger als ursprünglich angenommen, doch scheint mir die von Venzo vorgenommene Parallelisierung keineswegs zwingend.

Daher kann auch die hier vorgenommene Parallelisierung nur als weiterer Versuch gewertet werden, die Altersstellung der Donauterrassen faunistisch weiter zu unterbauen. Auf die Begründung der Einstufung im einzelnen kann in diesem Rahmen nicht näher eingegangen werden. Dies soll in einem anderen Zusammenhang erfolgen.

Zur Frage der Zahl der Riß-, bzw. Würm-Vorstöße und der ihnen entsprechenden Terrassen kann nicht weiter Stellung genommen werden, da die bisher nachgewiesenen Wirbeltierreste von den in Betracht kommenden Terrassen keinerlei Aussagen in dieser Hinsicht zulassen.

## Zusammenfassung

Neufunde von *Mastodon (Anancus) arvernensis* Cr. & Job. und *Dicerorhinus etruscus* (Falc.) aus der Höbersdorfer Terrasse N Stockerau (Niederösterreich) werden beschrieben und zur Altersdatierung herangezogen. Die Höbersdorfer Terrasse entspricht der Wienerberg-Terrasse im Wiener Stadtgebiet. Faunistisch deuten *Mastodon arvernensis* und *Dicerorhinus etruscus* zusammen mit dem aus der Wienerberg-Terrasse bekanntgewordenen *Elephas meridionalis* auf das mittlere Villafranchiano, dessen Gleichsetzung mit den ältesten Kaltzeiten (Donau, Günz) kurz erörtert wird.

## Schriftenverzeichnis

Adam, K. D.: 1952. Die altpleistozänen Säugetierfaunen Südwestdeutschlands. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., Stuttgart.

Azzaroli, A.: 1953. The deer of the Weybourn Crag and Forest Bed of Norfolk. — Bull. British Mus. Nat. Hist., *2*, London.

Brelie, G. v. d. & Rein, U.: 155, siehe unter Viete, G.

Dietrich, W. O.: 1953. Neue Funde des etruskischen Nashorns in Deutschland und die Frage der Villafranchium-Faunen. — Geologie, *2*, Berlin.

Falconer, H.: 1868. On the European Pliocene and Post-Pliocene species of the genus Rhinoceros. — Paleont. Mem. & Notes, *II*, London

Fink, J. & Majdan, H.: 1954. Zur Gliederung der pleistozänen Terrassen des Wiener Raumes. — Jb. geol. B.-Anst., *97*, Wien.

Florschütz, F. & Vlerk, M. I.: 1950. Nederland in het Ijstijdvak. — Utrecht.

Freudenberg, W.: 1914. Die Säugetiere des älteren Quartärs von Mitteleuropa. — Geol. u. paläont. Abh. n. F., *12*, Jena.

Gams, H.: 1953. Die relative und absolute Chronologie des Quartärs. — Geol. Bavarica, *19*, München.

Grill, R.: 1954. Das Innersalpine Wiener Becken nördlich der Donau. — Erläuterungen z. geol. Karte v. Wien.

Gromova, V.: 1935. Über die Reste des Merckschen Nashorns (Rhinoceros mercki Jaeg.) von der unteren Wolga. — Trav. Inst. paléozool. Acad. Sci. URSS, *4*, Moskau.

Kretzoi, M.: 1954. Bericht über die calabrische (villafranchische) Fauna von Kislang, Kom. Fejer. — Jber. ungar. geol. Anst. f. 1953, Budapest.

Küpper, H.: 1952. Neue Daten zur jüngsten Geschichte des Wiener Beckens. — Mitt. geograph. Ges., *94*, Wien.

Küpper, H.: 1955. Ausblick auf das Pleistozän des Raumes von Wien. — Beitr. z. Pleistozänfschg. in Österr.; Verh. geol. B.-Anst., Sonder-H. D, Wien.

Küpper, H., Papp, A. & Zapfe, H.: 1954. Zur Kenntnis der Simmeringterrasse bei Fischamend a. d. Donau, N-Ö. — Verh. geol. B.-Anst., Wien.

Lona, F.: 1950. Contributi alla storia della vegetazione e del clima nella Val Padana. Analisi pollinica del giacimento villafranchiano di Leffe (Bergamo). — Atti soc. Ital. Sci. Natur., *89*, Milano.

Mottl, M.: 1942. Beiträge zur Säugetierfauna der ungarischen alt- und jungpleistozänen Flußterrassen. — Mitt. Jb. unger. geol. Anst., *36*, Budapest.

Mottl, M.: 1953. Eiszeit und eiszeitliche Fauna-Gliederung. — Z. Gletscherkunde und Glazialgeol., *2*, Innsbruck.

Osborn, H. F.: 1942. Proboscidea II. Stegodontoidea, Elephantoidea. — New York.

Papp, A. & Thenius, E.: 1949. Über die Grundlagen der Gliederung des Jungtertiärs und Quartärs in Niederösterreich unter besonderer Berücksichtigung der Mio-Pliozän- und Tertiär-Quartär-Grenze. — Sb. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., *158*, Wien.

Ringstrom, T.: 1924. Nashörner der Hipparion-Fauna Nord-Chinas. — Paläont. Sinica C, I, *4*, Peking.

Schlesinger, G.: 1913. Ein neuerlicher Fund von Elephas planifrons in Niederösterreich. — Jb. geol. B.-Anst., *63*, Wien.

Schlesinger, G.: 1921. Die Mastodonten der Budapester Sammlungen. — Geologia Hungarica, *2*, Fasc. 1, Budapest.

Schmidtgen, O.: 1910. Mastodon arvernensis Cr. & Job. aus den Mosbacher Sanden. — Notizbl. Ver. Erdkde. u. Hess. geol. L.-Anst. (4), *31*, Darmstadt.

Sieber, R.: 1949. Die Hundsheimer Fauna des Laaerberges in Wien (Simmering, 11. Gemeindebezirk). — Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., Wien.

Staesche, K.: 1941. Nashörner der Gattung Dicerorhinus aus dem Diluvium Württemberg. — Abh. Reichsst. f. Bodenfschg. n. F., *200*, Berlin.

Thenius, E.: 1954. Über die Alterseinstufung der Arsenalterrasse von Wien. — Mitt. geol. Ges., *45*, Wien.

Thenius, E.: 1955. Die Verknöcherung der Nasenscheidewand der Rhinocerotiden und ihr systematischer Wert. — Schweizer Paläont. Abh. 71, Basel.

Toula, F.: 1902. Das Nashorn von Hundsheim. Rhinoceros (Ceratorhinus) hundsheimensis n. f. — Abh. geol. R.-Anst., *19*, Wien.

Toula, F.: 1906. Das Gebiß und Reste der Nasenbeine von Rhinoceros (Ceratorhinus) hundsheimensis. — Ibid., *20*, Wien.

Venzo, S.: 1950. Rinvenimento di Anancus arvernensis nel Villafranchiano dell'Adda di Paderno, di Archidiskodon meridionalis e Cervus a Leffe. Stratigrafia e clima del Villafranchiano bergamasco. — Atti soc. Ital. Sci Natur., *89*, Milano.

Venzo, S.: 1952. Geomorphologische Aufnahme des Pleistozäns (Villafranchian-Würm) im Bergamasker Gebiet und in der östlichen Brianza: Stratigraphie, Paläontologie und Klima. — Geol. Rundschau, *40*, Stuttgart.

Viete, G.: 1955. Bericht über die 6. Hauptversammlung der Deuqua in Bad Segeberg/Holstein. — Geologie, *4*, H. 1, Berlin.

Viret, J.: 1954. Le loess à banc durci de St. Vallier (Drôme) et sa faune de mammifères villafranchiens. — Nouv. Arch. Mus. Hist. Natur., *4*, Lyon.

Wimmer, J.: 1914. Gmunden in vorgeschichtlicher Zeit. — Jber. kath. Mädchen-Lyz. Kreuzschwestern v. Ort b. Gmunden, Gmunden.

Wurm, A.: 1912. Über Rhinoceros etruscus Falc. von Mauer a. d. Elsenz (bei Heidelberg). — Verh. naturhist. medizin. Ver. n. F., *12*, Heidelberg.

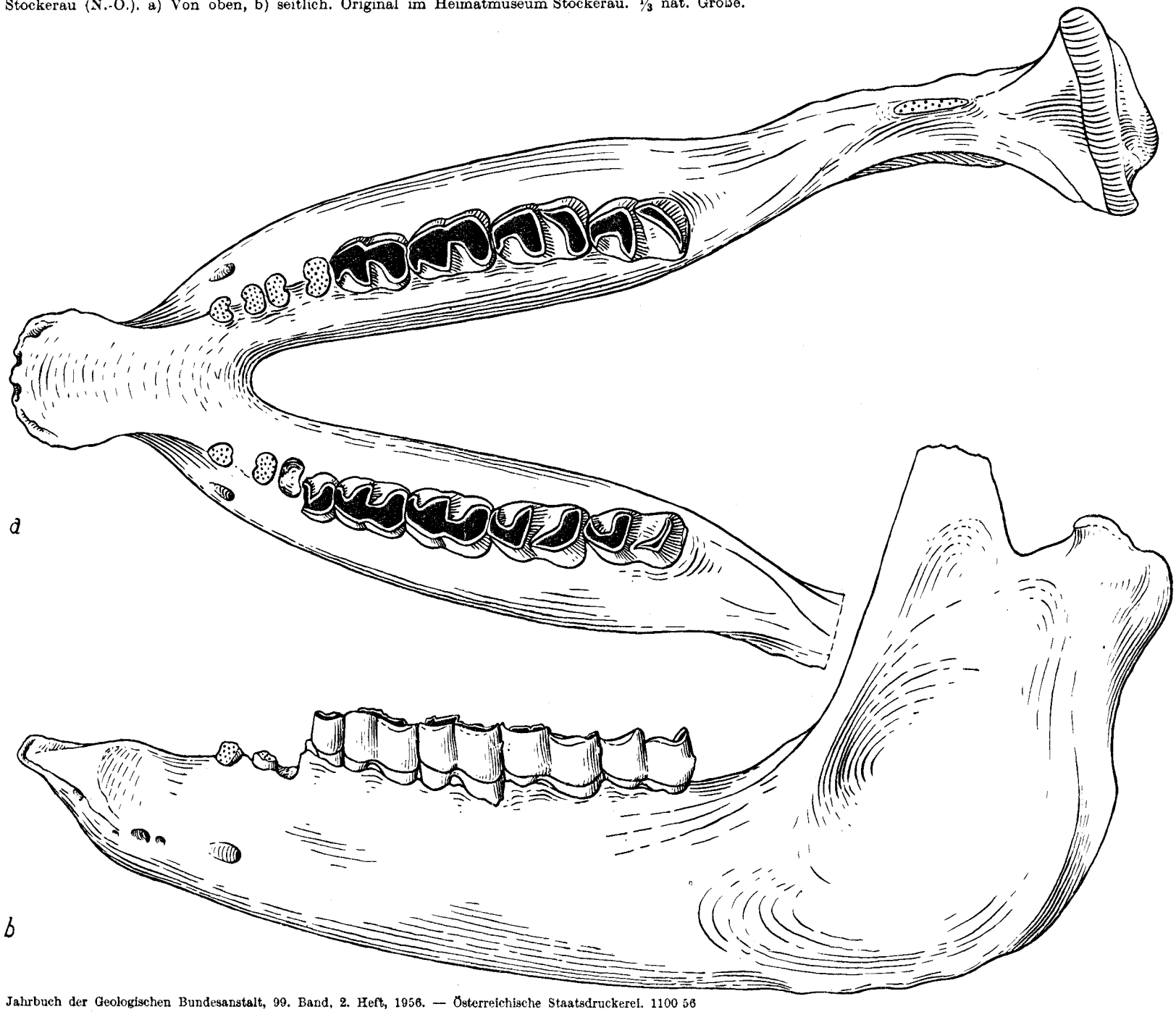
Zapfe, H.: 1954, siehe unter Küpper, Papp & Zapfe.

Zapfe, H.: 1955. Der eiszeitliche Riesenhirsch im Wiener Becken. — Universum, *10*, Wien.

**Thenius:** Neue Wirbeltierfunde aus dem Ältest-Pleistozän von Niederösterreich.

**Tafel IX**

Abb. 2: *Dicerorhinus etruscus* (Falc.). Unterkiefer aus der Höbersdorfer Terrasse von Senning N Stockerau (N.-Ö.). a) Von oben, b) seitlich. Original im Heimatmuseum Stockerau. ⅓ nat. Größe.




Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 99. Band, 2. Heft, 1956. — Österreichische Staatsdruckerei. 1100 56

# Stratigraphische Verbreitung der Foraminiferen in einem Profil aus dem Becken von Gosau (Grenzbereich Salzburg—Oberösterreich) *)

(Mit Tafel X und XI)

**Klaus Küpper** **)

(mit Benützung von Aufzeichnungen von R. Noth †)

## Inhalt

Seite

Einleitung ..... 273
I. Stratigraphie ..... 274
A. Allgemeines ..... 274
B. Lage der Proben ..... 276
C. Gliederung der Gosau ..... 278
D. Die Faunenfolge im Becken von Gosau ..... 279
a) Die Fauna des tieferen Senons (Coniacien—Santonien) ..... 279
b) Die verarmte Fauna aus dem Grenzbereich Unter—Obersenon ..... 280
c) Das Obersenon ..... 280
1. Das Campanien ..... 280
2. Die Campan—Maastrichtgrenze ..... 281
3. Das Maastrichtien ..... 282
d) Die Abgrenzung des Danien—Palaeozän ..... 283
II. Systematik ..... 284
III. Literatur ..... 317

## Summary

The foraminiferal fauna from the type locality of the „Gosau" is investigated. At the type locality—the Gosau basin near Salzburg, Austria—the „Gosau" ranges in age from lower Senonian to Paleocene. The term „Gosau" represents a rock unit although several autors called it a „Formation" and some others a Stage (the German term „Formation" corresponds to the English term System, i. e. a pure time rock unit).

The Coniacian and Santonian Stages could not be separated with the foraminiferal faunas collected. The Campanian and the Maastrichtian could be recognized and the boundary between the two stages precisely defined by evolutionary changes of species of the genera *Globotruncana* and *Pseudotextularia*. The boundary of the Danian and Paleocene is discussed on a regional basis since confusion on this problem ist still growing. It is questionable if the Danian is represented in the „Gosau", no fossil evidence could be produced. However fossil evidence is present that the Paleocene is represented in the highest layers of the „Gosau".

In the systematic part the more commonly occuring species are mentioned. No new species are described.

## Einleitung

Vorliegende Untersuchung basiert auf Material, das hauptsächlich von B. Plöchinger im Becken von Gosau aufgesammelt wurde. Außerdem stellte H. Knipscheer in zuvorkommendster Weise Material aus seinen Sammlungen zur Verfügung.

*) Bei der Schriftleitung eingelangt am 20. Dezember 1955.

**) Adresse: Wien IV, Prinz Eugen-Straße 14.

R. Noth begann die Bearbeitung des Materials und hatte bereits einen Teil der Proben durchbestimmt; die Arbeit abzuschließen, war ihm leider nicht vergönnt. Mir wurde die Aufgabe übertragen, das Material weiter auszuwerten und die Arbeit abzuschließen. Für die vollkommene Freiheit hinsichtlich der Gestaltung und die mannigfache Hilfe bin ich B. Plöchinger und R. Grill sehr zu Dank verpflichtet.

Da die mir zur Verfügung stehende Zeit beschränkt war, ist es leider nicht möglich gewesen, das Material abzubilden. Dafür war ich bestrebt, der stratigraphischen Auswertung besonderes Gewicht beizulegen. Für eine solche Auswertung war das Material fast ideal, da Plöchinger seine Proben so aufsammelte, daß alle Schichtglieder des Beckens von Gosau durch mehrere Proben vertreten waren. Nur im Unteren Senon (Bereich Santonien—Coniacien) waren die Proben etwas spärlich. Es liegt ein Material vor, das geeignet ist, einen Eindruck zu vermitteln, inwiefern die Foraminiferen geeignet sind, eine Gliederung der kalkalpinen Oberkreide zu unterhauen. An einzelnen Punkten konnten stratigraphische Grenzen genauer belegt werden, andere hingegen — speziell im Untersenon — bedürfen noch eines eingehenden Studiums.

Es möge mir gestattet sein, den Herren R. Janoschek und E. Braumüller für eine wesentliche Unterstützung anläßlich einer Exkursion zur Typuslokalität der Nierentaler Schichten zu danken. Anregungen und wertvolle Hinweise während der Arbeit verdanke ich O. Kühn, R. Oberhauser und A. Papp. H. Knipscheer überließ mir in zuvorkommendster Weise wertvolle Proben und diskutierte Fragen des Campan—Maastricht-Bereiches.

Mögen alle, die meine Arbeit gefördert haben, meines aufrichtigen Dankes sicher sein.

## I. Stratigraphie

### A. Allgemeines

Im Becken von Gosau befinden wir uns an einer klassischen Lokalität. Der stratigraphische Begriff „Gosau" hat hier seine Typuslokalität. Die „Gosau" wird heute in verschiedenem Sinne verwendet; manche Autoren bezeichnen sie als eine Formation, andere als eine Stufe oder auch einfach als Schichten. Es scheint mit verfehlt, mit der „Gosau" den Begriff einer Formation (im deutschen Sinne) oder gar einer Stufe zu verknüpfen. Schichten scheint eher vertretbar — dafür ist der Begriffsinhalt bereits so erweitert, daß „kalkalpine Oberkreide" fast gleichbedeutend mit Gosau ist.

Der stratigraphische Umfang der Gosau reicht vom Coniac bis in das Paläozän. Die Untergrenze wird im allgemeinen mit der vorgosauischen Gebirgsbildung festgesetzt, das Alter dieser „vorgosauischen Phase" ist aber noch nicht ganz gesichert, da meines Wissens noch nirgends eine Discordanz zwischen Cenoman- und Coniac-Gesteinen in einem geologischen Zusammenhang beobachtet wurde. Bis solche Beobachtungen vorliegen, muß prinzipiell noch die Möglichkeit offen gelassen werden, daß die „vorcenomane" und „vor-gosauische" Gebirgsbildung altersgleich sind, denn zur Bestimmung des Alters einer Phase reicht ein „vor" nicht aus, es muß auch das „nach" durch Beobachtungen belegt sein. Das Fehlen von Turon kann weder als Positivum noch als Negativum gewertet werden.

Trotzdem besteht wohl kaum eine Verwechslungsmöglichkeit von Cenoman-Gesteinen und „Gosau". Sie sind räumlich getrennt und können leicht unterschieden werden.

Die Obergrenze der Gosau ist bisher immer in die Oberkreide verlegt worden. In den Zwieselalmschichten im Becken von Gosau wurden von O. Kühn Fossilien beschrieben, die ein Danien-Alter wahrscheinlich erscheinen ließen. Ganss und Knipscheer waren in letzter Zeit wohl die einzigen, die bei den Zwieselalmschichten von „Dan-Paleozän" sprachen. Eine neuerliche Bearbeitung der Fauna ergab die Bestimmung eines Paleozän-Alters für die höchsten Teile der Zwieselalmschichten. Dieselbe Beobachtung konnte auch in Salzburg am N-Rand des Untersberges gemacht werden, wo Gesteine in der Entwicklung der Nierentaler Schichten eine reiche Paleozänfauna ergaben. Es liegt also der Fall vor, daß lithologisch gleichwertige Einheiten an verschiedenen Stellen einen stratigraphisch verschiedenen Umfang haben, dazu kommt noch, daß altersgleiche Sedimente lithologisch sehr verschieden ausgebildet sind.

Diese sehr interessanten Verhältnisse sollen an einem besonders deutlichen Beispiel kurz angedeutet werden, um klar zu machen, daß der Stratigraph prinzipiell mit drei verschiedenen Begriffskomplexen arbeitet (vgl. Schenck u. Muller, 1941).

I. Rein lithologische Einheiten, die dem kartierenden Geologen Leithorizonte, charakteristische Gesteinsvergesellschaftungen usw. abgehen. Beispiel: Der lithologische Typus von roten Mergeln wird mit dem Lokalnamen Nierentaler Schichten belegt und dieser Gesteinstypus wird im Feld kartenmäßig festgehalten.

II. Chrono-lithologische Einheiten. Die Änderungen des Faunencharakters innerhalb einer einheitlichen oder nicht einheitlichen Gesteinsfolge wird in einem Standardprofil zuerst festgehalten. Dann wird diese Faunenänderung im Gelände verfolgt. Man kommt so zu einer Zeitgrenze, die kartenmäßig darstellbar und an einem Standardprofil geeicht ist, sich mit einer lithologischen Grenze decken kann aber nicht muß. Beispiel: Die Grenze Campan—Maastricht wird innerhalb der einheitlichen Nierentaler Schichten im Becken von Gosau verlegt. Wenn genügend Material vorliegen würde, so kann man an Hand des Faunencharakters eine zusätzliche Grenze auf der Karte zeichnen. Diese Grenze wäre dann gebnnden an das Gestein, obwohl sie eine zeitliche Grenze ist. Es soll ausdrücklich darauf hingewiesen werden, daß chrono-lithologische Einheiten nie durch den Gesteinscharakter erkannt werden können, bestimmend für die Grenzen dieser Einheiten sind ausschließlich zeitmäßig und nicht faziell bedingte Faunenänderungen.

Außer diesen zwei kartenmäßig darstellbaren Einheiten wird von manchen Autoren noch eine dritte Kategorie gefordert.

III. Reine chronologische Einheiten. Es sind dies Zeiteinheiten im absoluten oder relativen Sinne, die als Abstraktionen von den chrono-lithologischen Einheiten zu werten sind. Darstellbar sind diese Einheiten nicht; die Maastricht-Zeit kann man nicht darstellen, darstellbar sind bloß die Ereignisse, die während dieser Zeit abgelaufen sind (z. B. im Becken von Gosau die Änderung von Mergelsedimentation zu groben Konglomeraten), gleichgültig, ob diese Ereignisse organischer oder anorganischer Natur waren.

Ein Nichtunterscheiden von diesen drei Arten von stratigraphischen Einheiten führt zu Fehlschlüssen: Die Annahme rote Mergel=Maastricht ist durch nichts gerechtfertigt, solange die zwei chronolithologischen Grenzen Campan—Maastricht und Maastricht—Dan nicht nachgewiesen sind. Für den paläontologisch orientierten Stratigraphen sind die chronolithologischen Einheiten von größter Bedeutung, ermöglichen sie ihm doch, die Verbreitung der lithologischen Typen während einer von ihm gewählten Zeitspanne zu verfolgen und kartenmäßig darzustellen.

Diese kurzen Bemerkungen über Fragen der stratigraphischen Terminologie sollen nur einige Begriffe erläutern, die hier immer wieder verwendet werden. Im folgenden soll nur kurz ausgeführt werden, welche Gliederungen bisher vorgeschlagen wurden und wie nun auf Grund der Untersuchungen an Foraminiferen die Grenzen der Stufen gezogen werden.

## B. Lage der Proben

Die Proben wurden von B. Plöchinger im Becken von Gosau gesammelt mit der Absicht, sie für stratigraphische Zwecke auszuwerten. Die Mehrzahl der hier in dieser Arbeit angeführten Proben liegen in einem Normalprofil quer auf das Streichen der Schichten.

Außerhalb dieses Normalprofiles liegen die Proben Pl 1, 2, 3, 4, 5 a, 5 b, 6, die in der Umgebung des Stöckelriffes gesammelt wurden, in der Hoffnung, daß mit Hilfe der Foraminiferen zur Klärung der Altersfrage dieses Fundpunktes beigetragen werden könnte. Es zeigte sich jedoch, daß im tieferen Senon eine Unterscheidung von Coniacien und Santonien derzeit noch nicht durchzuführen ist. Die genaue Lage der Entnahmestellen sind im Einzelnen aus der beigegebenen Lageskizze von B. Plöchinger zu entnehmen.

Außerdem wurde noch ein schematisiertes Mächtigkeitsprofil beigegeben, um anzuzeigen, wie gering an Umfang das verarbeitete Material in Vergleich zur Gesamtmächtigkeit eigentlich ist.

**Beschreibung der Probeentnahmestellen** (siehe dazu Tafel ...).

Pl 1: Randobachgraben, O v. Weiglhof, aus dunkelgrauem, sandigen Mergel, als dm-mächtige Lage in dunkelgrauen weichen Mergeln.

Pl 2: Randobachgraben, rechtsufrige Böschung am Bachknie NO v. Unt. Stöckl, nächst Gatter, aus einer Sandkalkbank im unmittelbaren Hangenden des Stöckl-Hippuritenkalkes.

Pl 2 a: Etwa 300 m S der Traunwandalm, aus den dunkelgrauen Mergeln im Liegenden des Stöckl-Hippuritenriffes.

Pl 3: Randobachgraben, rechtes Ufer NO v. Unt. Stöckl, aus hellem Sandkalk, etwa 6 m hangend des Stöckel-Hippuritenriffes.

Pl 4: Randobachgraben, 20 m liegend Pl 3, aus dunkelgrauen, makrofossilreichen, sandigen Mergeln.

Pl 5: Randobachgraben, linkes Ufer, etwa 20 m OSO v. Pl 4, aus den liegenden dunkelgrauen Fossilmergeln.

Pl 6: Randobachgraben, linkes Ufer, unmittelbar liegend v. Pl 5, aus dunklen Mergeln, die mit dm- bis ½ m-mächtigen Sandsteinbänken wechsellagern. Der Sandstein ist teilweise flyschähnlich, besitzt Kriechspuren und Kalkgerölle an den Schichtflächen.

Pl 7: Edlbachgraben, 800 m SH, aus dunkelgrauen Fossilmergeln, die mit Sandstein- und Konglomeratlagen dem Gosaubasiskonglomerat aufruhen.

Pl 8: Edlbachgraben, aus dunkelgrauen Fossilmergeln wenige Meter liegend Pl 7.

Pl 9: Edlbachgraben, 940 m SH, aus dunkelgrauen Mergeln im unmittelbar liegend v. Pl 8.

Pl 10 a, b: Grabenbachgraben, nächst Brücke W der Straßenkurve, aus mittelsteil WSW-fallenden, dunkelgrauen Mergeln.
Pl 11: Grabenbachgraben, aus mittelsteil SW-fallenden Mergeln unmittelbar liegend Pl 10.
Pl 12: Grabenbachgraben, 200 m NW-Brücke, in 890 m SH, aus sandigen grauen Mergellagen. Die meterstarken Mergellagen zwischen den dm-starken Sandmergellagen nehmen gegen das Hangende an Mächtigkeit zu.
Pl 13: Finstergraben, 300 m westlich der Kirche von Gosau, 820 m SH, aus SW-fallenden, Korallen- und Inoceramen-führenden, hellgrauen, sandigen Mergeln.
Pl 14: Finstergraben, 100 m östlich Pl 13, aus den unmittelbar liegenden, hellgrauen, sandigen Mergeln.
Pl 15: Finstergraben, 100 m östlich v. Pl 14, etwa 100 m hangend Pl 13, aus grauem, mergeligen Mürbsandstein.
Pl 16: Finstergraben, 900 m SH, 50 m O v. Pl 15, aus hellgrauen, in Sandsteinlagen eingeschalteten Sandmergeln.
Pl 17: Finstergraben, aus grauen, fossilarmen Mergeln etwa 50 m hangend Pl 16.
Pl 18: Am Steig zwischen Finster- und Vord. Glaselbachgraben, in 960 m SH, aus einer Glanzschieferlage, die gut gebankten, groben Quarzsandsteinlagen eingeschaltet ist.
Pl 19 a, b: Vord. Glaselbachgraben, 200 m NO K. 1004, aus fossilleeren, hellgrauen Mergeln, etwa 100 m hangend Pl 18.
Pl 20: Vord. Glaselbachgraben, K. 1004, aus teilweise bunt verfärbten, dünnschichtigen, feinglimmerigen und kohligen Mergelsandlagen hangend v. Pl 19. Schichtflächen mit Kriechspuren und Rippelmarken.
Pl 21: Vord. Glaselbachgraben, aus einer dm-mächtigen, flyschähnlichen Sandsteinbank unmittelbar hangend Pl 20.
Pl 22: Vord. Glaselbachgraben, 1060 m SH, aus einer bunten, sandigen Mergellage in vorwiegend grauen, flyschähnlichen, dm-mächtigen Sandsteinlagen.
Pl 23: Weg zur Unt. Sommeraualm, Hang NW K. 1044, aus Sandmergeln, zirka 100 m hangend Pl 22.
Pl 24: Leutgebalm, aus flachlagernden bunten mit Kalkbänken wechsellagernden Mergeln, etwa 250 m hangend Pl 23.
Pl 25: Rotwandgraben, etwa 30 m über der Straße zum Gosausee, aus SW-fallenden, feinglimmerigen, hellen, gut gebankten Sandkalken.
Pl 26: Rotwandgraben, aus hellen, mürben Sandkalklagen 20 m hangend Pl 25.
Pl 27: Rotwandgraben, aus dünnschichtigen, hellgrauen Kalkmergeln etwa 20 m hangend Pl 26.
Pl 28: Rotwandgraben, aus dünnschichtigen, hellgrauen Mergeln 10 m hangend v. Pl 27.
Pl 29: Rotwandgraben, nördliche Böschung, in 940 m SH, unmittelbar am Fuße des Rotwandabrisses, aus leicht bunt verfärbten Nierentaler Mergeln.
Pl 30: Rotwand, aus leicht bunt gefärbten sandigen Mergeln 5 m hangend v. Pl 29.
Pl 31: Rotwand, aus einer leicht bunt gefärbten Mergellage 3 m liegend von intensiv bunt gefärbten Mergeln und Mergelkalken.
Pl 32: Rotwand, aus leicht bunt gefärbten Mergeln, wechsellagernd mit hellen Mergelkalken, 2 m hangend Pl 31.
Pl 33: Rotwand, aus intensiv bunt gefärbten Mergeln aus dem unmittelbaren Hangenden der letzten hellen Sandkalkbank; 3 m hangend Pl 32.
Pl 34: Rotwand, aus intensiv bunt gefärbten Mergeln 5 m hangend Pl 33.
Pl 35: Rotwand, aus bunter Mergelzwischenlage innerhalb bunter Mergelkalke, etwa 20 m hangend Pl 34.
Pl 36: Rotwand, aus bunten Mergeln 10 m hangend Pl 35.
Pl 37: Rotwand, 990 m SH, aus bunten Mergeln wenige Meter hangend Pl 36.
Pl 38: Rotwand, 1000 m SH, wenige Meter unter der Kante des Rotwandabrisses, aus bunten, sandigen Nierentaler Mergeln.
Pl 39: Rotwand, knapp über der Oberkante des Abrisses, aus bunten Mergellagen.
Pl 40: Weg zur Liesenhütte, nächst K. 1103, aus bunten Nierentaler Mergeln, die mit dm-mächtigen, exotikareichen, grobsandigen und breccidsen Bänken wechsellagern und sich auch als Glanzschieferlinsen darin vorfinden.
Pl 41: Weg zur Liesenhütte, NW K. 1103, aus etwas bunt verfärbten Sandmergeln, die wenige Meter hangend v. Pl 40 feinbrecciösen, phyllitreichen Lagen eingeschaltet sind.

Pl 42: Weg zur Liesenhütte, in etwa 1150 m SH, aus dunkelgrauen, sandigen Mergeln mit Geröllen, die aus dem Zentralalpinen stammen.
Pl 43: Weg zur Liesenhütte, aus einer grobsandigen Mergeleinschaltung innerhalb 30° WSW-fallender, hellgrauer Grobsandsteinbänke.

## C. Gliederung der „Gosau"

Von älteren Gliederungsversuchen abgesehen, stehen einander gegenwärtig gegenüber; die Auffassung von Kühn (1947) und Weigel (1937), der im wesentlichen die Arbeiten von Brinkmann (1934, 35) als Grundlage benützte.

Von Weigel wurde eine Gliederung in Untere, Mittlere und Obere Gosau vorgeschlagen. Die „Nierentaler Schichten" wurden nicht in die obere Gosau einbezogen, sondern selbständig mit den Liesenschichten (recte Zwieselalmschichten) geführt. In seiner Arbeit werden die oben genannten Einheiten unzureichend definiert — eine Verknüpfung zwischen dem Alter und der Lithologie wurde versucht. Kühn (1947) führte einige Fehlbestimmungen an.

Die Gliederung Kühns bringt dieselben Termini mit verschiedenem Inhalt. Die untere und mittlere Gosau wird auf Grund von Rudisten und Ammoniten schärfer gefaßt und der Begriff Obere Gosau wird erweitert, so daß er auch die Nierentaler Schichten umfaßt. Die laramische Phase, belegt durch sehr grobe Blöcke an der Basis der Zwieselalmschichten und diverse Gerölle im Becken der Neuen Welt, sind für Kühn (1947, S. 190) Grund, die Zwieselalmschichten von der Gosau zu trennen.

Sowohl Weigel als auch Kühn scheinen Begriffe wie die „Mittlere" oder „Untere" Gosau als chronolithologische Einheiten zu verwenden — die obere Grenze der Gosau wird mit der Oberkante Maastricht gleichgesetzt, die Mittlere Gosau-Ober Santon—Campan usw. Dieses Vorgehen kann nur zu brauchbaren, aber wohl nicht einwandfreien Ergebnissen führen, wenn man innerhalb eines Beckens bleibt und die Altersbestimmungen durch reiches Fossilmaterial gesichert sind. Wenn man sich hingegen über größere Abstände bewegt, so muß erwartet werden, daß die gleichen Gesteinsvergesellschaftungen verschiedenes Alter haben können.

Ein erster Versuch in dieser Richtung ist die Arbeit von Ganss und Knipscheer (1954). An Hand von Proben aus dem Becken von Gosau mit reicher Foraminiferenführung wurde festgestellt, daß die Grenze Campan—Maastricht nicht an der Basis der „Nierentaler Schichten" liegt, sondern innerhalb dieses lithologisch einheitlichen Pakets. Ebenso die Grenze Maastricht—?Dan, sie wurde bisher mit der lithologischen Grenze Zwieselalmschichten—Nierentaler Schichten gleichgesetzt. Doch konnten Ganss und Knipscheer gerade aus den Zwieselalmschichten noch sehr schöne Maastrichtfaunen beschreiben. Die jüngeren Teile der Zwieselalmschichten waren im Material von Ganss und Knipscheer nur durch eine Probe vertreten, die von ihnen „etwa in den Bereich Dan—Paleozän?" gestellt wurde.

Die von Hagn (1955) geübte Kritik an den Ergebnissen der oben genannten Autoren zielt hauptsächlich auf die Altersstellung der Nierentaler Schichten im Becken von Gosau. Ein campanes Alter wird von Hagn strikte abgelehnt mit der Begründung, daß keine charakteristischen Leitformen vorlägen. Nun ist es zwar richtig, daß keine der von Ganss und Knipscheer angeführten Arten als Leitfossil für das Campan anzusehen sind. Hingegen

die Vergesellschaftung kann sehr wohl an typische Campanfaunen erinnern, und es stellte sich auch tatsächlich heraus, daß die Campan—Maastricht-Grenze innerhalb der Nierentaler Schichten zu legen ist, wie im folgenden näher ausgeführt werden wird. In gut bemusterten Profilen scheint es möglich, diese Grenze exakt bis auf einzelne Meter anzugeben. Die Grenze Santon—Campan hingegen ist vorläufig nicht genau faßbar. Bei einer kursorischen Durchsicht von Proben aus der Typuslokalität der Nierentaler Schichten auf der W-Seite des Untersberges konnte auch innerhalb der roten Mergel das Leitfossil *Globotruncana calcarata* festgestellt werden. Es ergeben sich somit an der Typuslokalität ähnliche Verhältnisse wie im Becken von Gosau.

Die von Hagn (S. 25) erörterten möglichen Schwierigkeiten, die sich aus einem „Untercampan-Alter" der Nierentaler Schichten ergeben könnten, werden sich wohl lösen, wenn einmal für alle Sedimente des Beckens von Gosau eine durchlaufende genaue Alterseinstufung möglich sein wird. Vieles, das bisher mit einem Stufennamen belegt wurde, erscheint revisionsbedürftig, speziell wo nicht Näheres über die Begründung für solche Alterseinstufungen angegeben wurde.

Unbedingt sollte berücksichtigt werden, daß einzelne Fossilfunde aus einer lithologischen Einheit nicht ausschlaggebend sein müssen für das Alter der ganzen Einheit. Die vom Geologen kartierten Grenzen sind bis auf wenige Ausnahmsfälle lithologische Grenzen, die sich mit zeitlichen Grenzen decken können, aber nicht decken müssen. Wer allerdings, nur zum Beispiel, Nierentaler Schichten als Maastricht kartiert, ohne konstant nachzuprüfen, ob diese Altersbestimmung sich bewahrheitet, läuft Gefahr, in seinen Schlußfolgerungen Fehler zu machen. Hingegen wenn der Gesteinstypus als solcher kartiert wird, so entsteht ein Kartenbild, das primär von Fehldeutungen frei ist, und wenn innerhalb des Kartenbereiches ein genau vermessenes Profil gut bemustert wird für eine biostratigraphische Analyse, so liegt eine objektive überprüfbare Grundlage vor, die einer Verallgemeinerung von eventuell nur lokalen Begebenheiten unbedingt vorzuziehen ist.

## D. Die Faunenfolge im Becken von Gosau

### a) Die Fauna des tieferen Senons (Coniacien-Santonien)

Eine Gliederung des Unteren Senons mit Foraminiferen ist schwer durchzuführen, da nur wenige Faunen aus diesem Bereich beschrieben wurden. Im Becken von Gosau scheint eine Zweiteilung prinzipiell möglich zu sein, wie auch auf der stratigraphischen Tabelle angedeutet wurde. Ob diese Verschiedenheit allerdings keine ausschließlich ökologisch bedingte ist, muß in weiteren Untersuchungen mit besserem Material nachgeprüft werden.

Auffallend sind jedoch die Beziehungen zu dem Unteren Senon von Eriksdal auf Schonen (Schweden), mit denen eine Reihe Arten gemeinsam sind. Anderseits treten Globotruncanen von dem stratigraphisch indifferenten *Gl. lapparenti*-Typus auf und auch typische Exemplare von *Ventilabrella deflaensis*-Formen, die einen mehr mediteranen Typus vertreten und im Senon von Eriksdal nicht vorkommen.

Coniacien und Santonien ist mit dem vorliegenden Material nicht zu bestimmen. Es wird daher der weitere Begriff Untersenon vorgezogen. Für diesen Bereich sind im Becken von Gosau leitend:

*Textularia praelonga*
*Triplasia murchisoni*
*Tritaxia münsteri*
*Marginulina gosae*
*Ventilabrella deflaensis*
*Reussella buliminoides*
*Gavelinella pertusa costata*
*Gavelinella tumida*
*Stensiöina exculpta*
*Globorotalites multisepta*
*Globotruncana marginata*

Es handelt sich bei diesen Formen um ihre lokale stratigraphische Verbreitung (Teilzone) und nicht um ihre absolute Lebensdauer (Biozone).

Folgende Arten der Gattung Globotruncana scheinen zum ersten Male auf, reichen aber noch in höhere Schichten:

*Globotruncana lapparenti lapparenti*
*Globotruncana lapparenti tricarinata*
*Globotruncana lapparenti coronata*

b) Die verarmte Fauna aus dem Grenzbereich Unter—Ober-Senon

Aus der „Mittleren Gosau" des Finstergrabens liegen mehrere sehr individuenreiche aber artenarme Proben vor, die ein recht typisches Faunenbild ergeben. Eine stratigraphische Parallelisierung mit diesen Faunen ist nicht möglich, es handelt sich um Lokalformen, die keine große regionale Verbreitung haben. Folgende Formen sind im Faunenbild vorherrschend:

*Quinqueloculina gosae*
*Quinqueloculina sp.*
*Cristellaria sp.*
*„Neorotalia" sp.*
*Epistomina sp.*
*„Meandropsina n. sp. aff. Nonionina cretacea* Schlumberger"

Im großen und ganzen eine Fauna, die auf einen litoralen Lebensraum, oder auch auf einen brackischen Einschlag hinweisen kann. Ob diese Fauna eher in das tiefere Campan gehört als in das Obere Santon, kann nicht entschieden werden.

c) Das Obersenon

1. Das Campanien

Das Campanien kann mit den Mikrofaunen erkannt und definiert werden. Die Unterkante muß vorläufig unbestimmt bleiben, da gegen die liegenden Schichten des Finstergrabens ein deutlicher Wechsel in ökologischen Bedingungen vorliegt, die einen Vergleich erschweren. Gegen das Maastricht ist eine genaue Grenzziehung möglich, die weiter unten separat behandelt werden wird.

a) Das tiefere Campanien

In den tiefsten Schichten stellen sich folgende Formen erstmalig im Profil ein:

*Pseudotextularia elegans*
*Osangularia sp.*

*Globotruncana arca*
*Globotruncana fornicata*
*Globotruncana rosetta pembergeri*
*Globotruncana elevata elevata*
*Globotruncana elevata stuartiformis*

Von diesen sieben Arten ist *Globotruncana elevata elevata* auf das tiefere Campan beschränkt. Eine exakte Parallelisierung mit den Stufenunterteilungen des Campans ist mir nicht möglich, deshalb wurde der neutrale Ausdruck „tieferes" Campan gewählt.

b) Das höhere Campanien

Das höhere Campan in dem hier verwendeten Sinne entspricht der Biozone der *Globotruncana calcarata*. Verschiedene Autoren (u. a. Bettenstaedt und Wicher 1955) bezeichnen diese Art als Leitfossil für die Campan—Maastrichtgrenze (S. 6), fügen aber hinzu, daß es irrelevant sei, ob das *G. calcarata*-Niveau ins Campan oder ins Maastricht gestellt wird. Für eine approximative Grenzziehung trifft dies sicher zu; für eine genauere Fassung scheint es jedenfalls schon von Bedeutung, auch diese Zone in das Schema einzuhauen. Eine Zone als Grenze zu betrachten, entspricht nicht ganz den exakten Anforderungen, die an eine Grenze gestellt werden müssen. Da verschiedene für das Maastricht bezeichnende Formen wie *Globotruncana contusa*, *Pseudotextularia textulariformis* und *Ps. varians* erst über der *Globotruncana calcarata*-Zone einsetzen, erscheint es mir gerechtfertigt, die *G. calcarata*-Zone als höchste Zone im Campan aufzufassen. Ähnliche Auffassungen sind auch von anderen Autoren vertreten worden.

Auf das höhere Campan beschränkt ist:
*Globotruncana calcarata.*

Zum ersten Mal tritt in dieser Zone auf:
*Globotruncana lobata,*

außerdem fällt in diese Zone das letzte Auftreten von
*Globotruncana rosetta pembergeri.*

2. Die Campan—Maastricht-Grenze.

Die Campan—Maastricht-Grenze wurde verschiedentlich in der neueren Literatur behandelt und immer genauer gefaßt. Speziell verschiedene Arbeiten über *Bolivinoides* und *Neoflabellina* (siehe u. a. Schmidt, Hiltermann und Koch, 1955) brachten sehr genau definierte Grenzziehungen, die zudem noch durch Megafossilien kontrolliert wurden.

Im Becken von Gosau treten aber in dem kritischen Bereich diese zwei Gattungen nicht auf, so daß auf andere Formen zurückgegriffen werden muß. Es ergibt sich aber daraus, und dies soll ausdrücklich betont werden, daß die hier vorgeschlagene Grenzziehung mit den Standardprofilen in NW-Deutschland noch nicht verglichen werden kann. Die zur Gliederung verwendeten Gattungen *Globotruncana* und *Pseudotextularia* treten zwar in NW-Deutschland auf, sind aber selten und wurden dort für die Grenzziehung folgerichtig nicht näher ausgewertet. Bei einer weiteren Durchforschung von Profilen in der alpinen Oberkreide werden sich sicher Fundpunkte mit diesen vier Gattungen ergeben, was dann eine genaue Korrelation ermöglichen wird.

Folgende Grenzziehung wird vorgeschlagen (siehe Tab. 1) die im wesentlichen auf den Beobachtungen im Becken von Gosau beruhen. Die Unterkante Maastricht wird nach dorthin verlegt, wo zum ersten Mal *Globotruncana contusa* auftritt. Etwas höher in unserem Profil setzt *Ps. textulariformis* ein, so daß sich hier eine weitere Möglichkeit zur Grenzziehung abzeichnet. Dieses Schema ist vorläufig und basiert auf einem Profil, es wäre wünschenswert, wenn weitere Profile nach gleichen Gesichtspunkten untersucht werden würden.

3. Das Maastrichtien.

Das Maastricht unterscheidet sich vom Campan durch eine Reihe wichtiger neuauftretender Arten. Dies gilt aber nur, wenn man das gesamte Material vergleicht; bei einer profilmäßigen Aufsammlung stellen sich so viele vermittelnde Glieder ein, daß nur von einer ganz graduellen Änderung des Faunencharakters die Rede sein kann.

Folgende wichtige Arten treten im Becken von Gosau erstmalig im Maastricht auf:

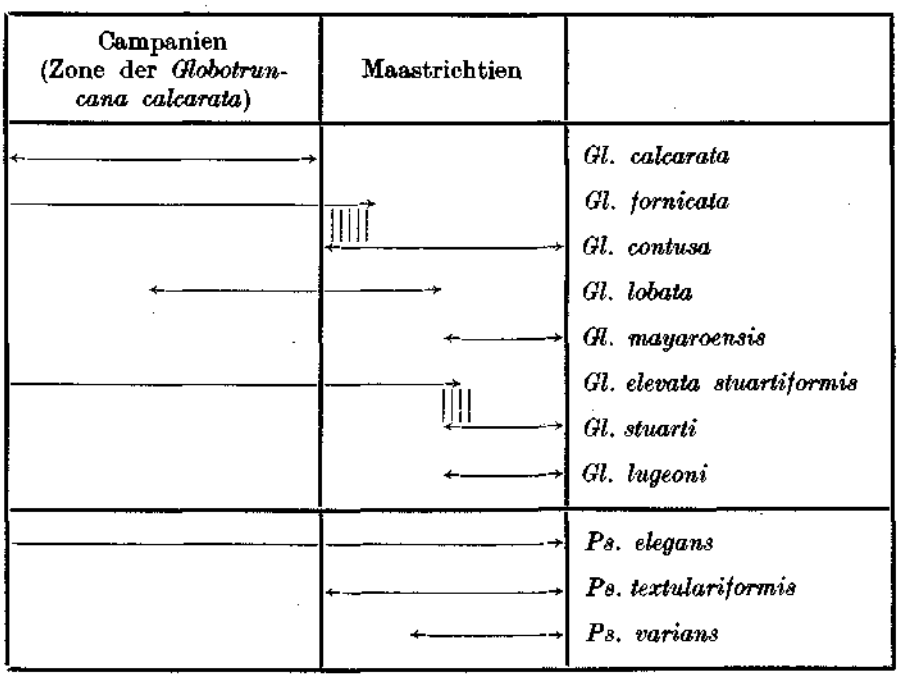



Tabelle I

Die stratigraphische Verbreitung einiger Arten von *Globotruncana* und *Pseudotextularia* an der Grenze Campan—Maastricht.

*Gublerina cuvillieri*
*Gublerina acuta robusta*
*Pseudogümbelina excolata*
*Pseudotextularia textulariformis*

*Pseudotextularia varians*
*Planglobulina acurvulinoides*
*Bolivinoides draco draco*
*Bolivinoides decorata gigantea*
*Bolivinata eleyi*
*Stensiöina pommerana*
*Rugoglobigerina sp.*
*Globotruncana citae*
*Globotruncana conica*
*Globotruncana contusa*
*Globotruncana mayaroensis*
*Globotruncana stuarti*
*Globotruncana lugeoni*

Wie aus der Verbreitungstabelle hervorgeht, dürfte eine Gliederung des Maastricht durchaus im Bereich der Möglichkeit liegen. Bis weitere Profile vorliegen, wird auf diese Frage noch zurückzukommen sein.

## D. Die Abgrenzung des Daniens—Paleozäns

Von Kühn (1930) wurden aus den Zwieselalmschichten erstmalig Fossilien angeführt, die ein Danien-Alter wahrscheinlich machten. Die Vermutung, daß in den Zwieselalmschichten das Danien vorläge, wurde bereits von Spengler (1914) ausgesprochen.

Die von P. Lemoine bestimmten Kalkalgen wurden verglichen mit jenem aus dem „Danien" des Pariser Beckens und aus den Schichten von Arros, Basses Pyrenées. Es besteht durchaus die Möglichkeit, wie eine Diskussion im französischen Schrifttum beweist, daß der „calcaire pisolithique" nicht Danien sondern Montien ist. Ähnliches gilt für die „Dan"-Vorkommen in den Pyreneen.

Der Vergleich mit den französischen Algen in diesem Vorkommen besteht zu Recht. Allerdings muß betont werden, daß die Altersstellung der französischen Vorkommen nicht einwandfrei und widerspruchslos geklärt ist. Wie groß die Verwirrung wirklich ist, zeigt folgendes Zitat aus Muller und Schenck (1943, S. 270—271): „In Belgien gibt es Schichten, die Montien genannt werden. Sie wurden von verschiedenen Autoren mit dem typischen Danien parallelisiert und in die Kreide gestellt. Andere Fachleute halten das Montien für jünger als den Kalkstein von Faxe, aber noch Kreide. Eine andere Schule vertritt einen dritten Standpunkt: Das Montien ist gleich alt wie das Danien, aber beide sind Tertiär. Wieder andere sagen, daß das Montien, da es jünger ist als der Kalkstein von Faxe, Tertiär sein muß, während das Danien in der Kreide bleibt. Die obere Grenze der Kreide ist in Europa nicht erfaßt und noch weniger an anderen Stellen" (freie Übersetzung).

In der letzten Zeit wurde von Seiten der Mikropaläontologen diese Frage verschiedentlich berührt. Grundlegend sind die Arbeiten von Brotzen (1948), Brönnimann (1952) und Reichel (1952) über die Globigerinen des typischen Daniens. Diese Autoren stellen eine Vergesellschaftung fest, wie sie von Plummer (1926) aus dem Midway beschrieben wurde, die also im wesentlichen durch das Fehlen von Truncorotalien und Globotruncanen charakterisiert ist.

Von verschiedenen anderen Autoren wurden nun Profile beschrieben, wo dieser Globigerinen-Horizont aus weit voneinander entfernten Gebieten erkannt wurde. So zum Beispiel Grimsdale (1951) aus dem Nahen Osten, Reichel (1952) und Cita (1955) aus dem Appennin, Dalbiez und Glintzboeckel (1954) aus Tunesien, Arambourg und Lys (1952) aus Marocco, Weiss (1955) aus Peru, Subbotina (1953) aus dem Kaukasus. Diese Liste könnte weiter ausgedehnt werden, sie scheint mir aber zu genügen, um nachzuweisen, daß der sogenannte „Globigerinen-Horizont" weltweite Verbreitung besitzt und eindeutig die vielen rekonstruierten „Klimazonen" wie boreal und mediterran usw. durchbricht. Es erscheint mir verfehlt, annehmen zu wollen, daß das Fehlen der Untergattung *Truncorotalia* faziell bedingt ist.

Anderseits muß kurz auf die Stellung eingegangen werden, die typische Velasco-Fauna sei Danien. Der Grund zu dieser Altersbestimmung ist wohl im Charakter der Fauna zu suchen, der zwischen kretazischen und tertiären Faunen vermittelt. Daraus allerdings auf eine bestimmte Stufe zu schließen, ist heute nicht mehr vertretbar. In den neueren Arbeiten Bollis (1952) wird auch folgerichtig eine solche Altersdeutung abgelehnt.

Eine Stütze fand das Dan-Alter der Velasco-Fauna in dem Zusammen-Vorkommen mit Megafossilien, die als Dan bestimmt wurden im Kaukasus. Durch die neue Arbeit von Subbotina (1952) wird diese Ansicht gründlichst revidiert und diese Autorin stellt die Velasco-Fauna sogar an die Wende Paleozän-Eozän. Auch aus diesem Grunde sehe ich mich genötigt, das Danien zu beschränken auf den Globigerinen-Horizont. Der Begriff „Danien" z. B. bei Bettenstadt und Wicher (1955) beinhaltet nicht nur das Danien an der Typuslokalität, sondern auch einen Großteil des Paleozäns.

Da in der einen Probe aus dem höchsten Teil der Zwieselalmschichten bereits *Truncorotalia acuta* in typischen Exemplaren vorliegt, so kann für diese Probe nur ein Paleozän-Alter angegeben werden. Das Danien konnte in meinen Proben mit Hilfe von Foraminiferen in den Zwieselalmschichten nicht nachgewiesen werden.

Eine genauere Einstufung unserer Paleozänprobe stehen Schwierigkeiten im Wege; die Zonenfolge von pelagischen Foraminiferen ist nur an einzelnen Stellen bekannt und Verallgemeinerungen sind im jetzigen Stadium verfrüht. Doch möge darauf hingewiesen werden, daß von der Typuslokalität des Thanetiens kürzlich von Hayens (1955) auch eine Form, die der „*Globorotalia acuta*" sehr nahe steht, erwähnt wurde. Dies soll ein Hinweis und keine Parallelisierung sein.

In diesem Zusammenhang dürfte auch das Danien-Alter gewisser Mergel am N-Rand des Untersberges, wie sie von Hagn (1952) beschrieben wurden, neuerlich zu prüfen sein.

## II. Systematik

In der systematischen Anordnung der Gattungen und Familien wurde das System von Cushman verwendet. Diese Anordnung ist nicht ganz befriedigend für eine rein systematische Arbeit. Zur Anordnung der Gattungen in ein übersichtliches System von Familien bei einer stratigraphisch ausgerichteten Studie genügt das System Cushmans vollauf und hat noch den Vorteil, daß es weltweit bekannt ist und auch als solches gebraucht wird.

## Inhalt

Seite

Familie:
Rhizamminidae ..... 285
Reophacidae ..... 285
Ammodiscidae ..... 286
Lituolidae ..... 287
Textulariidae ..... 289
Verneuilinidae ..... 291
Valvulinidae ..... 292
Miliolidae ..... 293
Ophthalmidiidae ..... 294
Lagenidae ..... 294
Polymorpinidae ..... 296
Heterohelicidae ..... 296
Buliminidae ..... 301
Ellipsoidinidae ..... 302
Rotaliidae ..... 303
Chillostomellidae ..... 306
Globigerinidae ..... 307
Globorotaliidae ..... 308
Anomalinidae ..... 316
? Familienzugehörigkeit ..... 317

### Familie **RHIZAMMINIDAE**

Genus **Rhizammina** H. B. Brady, 1879

Quart. Journ. Micr. Sci., Bd. 19, 1879, S. 39

Gattungstypus: *Rhizammina algaeformis* H. B. Brady

**Rhizammina** sp.

Die meisten Exemplare sind oval im Querschnitt, es scheint jedoch, daß die ganz flachen Exemplare nur zusammengedrückte Individuen sind, deren ursprüngliche Gestalt rundlich war.

Das Gehäuse besteht aus Quarz, Calcit, Glimmer und vereinzelt eingebauten Jugendformen von Foraminiferen, hauptsächlich von Globotruncanen.

Eine artliche Bestimmung bei Formen dieser Gattung ist unsicher und wurde nicht vorgenommen. In den meisten Formen sind die Individnen langoval im Querschnitt, nur in Pl. 39 wurden Individuen angetroffen mit einem kurzovalem Querschnitt.

Vorkommen: Pl. 33, 35, 36, 39, G+K 6.

### Familie **REOPHACIDAE**

Subfamilie **REOPHACINAE**

Genus **Reophax** Montfort, 1808

Conch Syst., Bd. 1, 1808, S. 331

Gattungstypus: *Reophax scorpiurus* Montfort.

**Reophax** sp.

Ein einzelnes Exemplar dieser Gattung ist durch drei deutliche Kammern mit regelmäßiger Anordnung der Sandkörner gekennzeichnet. Die Apertur liegt terminal.

Vorkommen: Pl. 38.

Genus **Hormosina** H. B. Brady, 1879
Quart. Journ. Micr. Sci., Bd. 19, 1879, S. 56
Gattungstypus: *Hormosina globulifera* H. B. Brady
**Hormosina ovulum** Grzyb., 1896

1896 *Reophax ovulum* Grzybowski, Rozpr. Ak. Um. Krakov, Bd. 30, S. 267, Taf. 8, Fig. 19—21.
1901 *Reophax ovuloides* Grzybowski, ibid., Bd. 41, B, S. 268, Taf. 7, Fig. 3.
1902 *Reophax ovulum* Grzyb., Friedhurg, ibid., Bd. 41, B, S. 629.
1937 *Hormosina ovulum* (Grzyb.), Glaessner, Problems of Micropal., Bd. 2 bis 3, S. 357, Taf. 1, Fig. 5.
1951 *Hormosina ovulum* (Grzyb.), Noth, Jb. Geol. B. A., Sonderhd. 3, S. 25.

Diese Art ist in manchen Proben charakteristisch vertreten. Die vorliegenden Exemplare besitzen alle zwei einander gegenüberstehende Mündungen und bestehen nur aus einzelnen Kammern. Die Mündung ist eine schlauchförmige Verlängerung auf einer Seite, auf der anderen eine Vertiefung. Unter der Annahme, daß *Hormosina ovulum* ursprünglich mehrkammerig war (siehe Glaessner 1937, S. 357), scheint eine Trennung in *H. ovulum* und *H. ovuloides* nicht angebracht. Jene Exemplare mit nur einer Öffnung sind als Anfangskammer zu betrachten.

Die stratigraphische Verbreitung dieser Art kann mit Campan-Eozän angegeben werden.

Vorkommen: Pl. 25 c, 34, 38.

Familie **AMMODISCIDAE**
Subfamilie **AMMODISCINAE**
Genus **Ammodiscus** Reuss, 1861
Sitzber. Ak. Wiss., Wien, Bd. 44, 1861, S. 365
Gattungstypus: *Operculina incerta* Orbigny
**Ammodiscus gaultinus** Berthelin, 1880

1880 *Ammodiscus gaultinus* Berthelin, Mem. Soc. geol. France, Ser. 3, Bd. 1, Nr. 5, S. 19, Taf. 1, Abb. 3 a, b.
1936 *Ammodiscus gaultinus* Berthelin, Brotzen, Sver. Geol. Unders., Ser. C, Nr. 396, Arsbok 30, Nr. 3, S. 31, Taf. 1, Fig. 3 a—b.
1951 *Ammodiscus gaultinus* Berthelin, Noth, Jb. Geol. B. A., Sonderbd. 3, S. 27, Taf. 1, Abb. 1, Taf. 6, Abb. 12, 13.

Exemplare dieser Art sind sehr selten. Im Verhältnis zu *A. cretacea* sind sie kleiner und haben eine grobe körnigere Schale. Diese Art kommt im Becken von Gosau, im Bereich des Santon vor.

Vorkommen: Pl. 10 a, 10 b, 11.

**Ammodiscus cretaceus** (Reuss), 1845

1845 *Operculina cretacea* Reuss, Bohm. Kreide, Bd. 1, S. 35, Taf. 13, Fig. 64 bis 65.
1860 *Cornuspira cretacea* Reuss, Reuss, Sitzber. Ak. Wiss., Wien, math.-naturw. Kl. *40*, S. 177, Taf. 1, Fig. 1.
1946 *Ammodiscus cretaceus* (Reuss), Cushman, U. S. Geol. Surv., Prof. Paper 208, S. 17—18, Taf. 1, Fig. 35.

1950 *Ammodiscus cretaceus* (Reuss), ten Dam, Mem. Soc. Geol. France, N. Ser., 29, S. 6.

1953 *Ammodiscus cretaceus* (Reuss), Hagn, Paläontographica *104*, Abt. A, S. 4—5, Taf. 1, Fig. 3.

Wenige Exemplare konnten in Probe Pl. 39, G+K 6, gefunden werden. *Ammodiscus cretaceus* (Reuss) wird von *A. gaultinus* Berthelin durch das feinsandige Material des Gehäuses und die mehr breitovale Form unterschieden.

Vorkommen: Pl. 39, G+K 6.

Genus **Glomospira** Rzehak, 1888
Verh. k. k. Geol. R. A., 1888, S. 191
Gattungstypus: *Trochammina gordialis* Parker & Jones
**Glomospira charoides** (Jones & Parker), 1860

1860 *Trochammina Squamata var. charoides* Jones & Parker, Quart. J. Geol. Soc., Bd. 16, S. 304.

1884 *Ammodiscus charoides* (J. & P.), Brady, Rep. Chall. Zool. Bd. 9, S. 334, Taf. 38, Fig. 10—16.

1896 *Ammodiscus charoides* (J. & P.), Grzybowski, Rozpr. Akad. Um. Krakow, Bd. 30, S. 20, Taf. 8, Abb. 39—43.

1898 *Ammodiscus charoides* (J. & P.), Grzybowski, Rozpr. Akad. Um. Krakow, Ser. 2, Bd. 13, S. 284, Taf. 10, Fig. 26.

1928 *Gordiammina charoides* (J. & P.), Franke, Abh. Preuß. Geol. L. A., N. F., Nr. 111, S. 15, Taf. 1, Fig. 16.

1943 *Glomospira saturniformis* Majzon, Mitt. Jb. k. Ung. Geol. Anst., Bd. 37, S. 155, Taf. 2, Fig. 9.

1944 *Glomospira charoides* (J. & P.), ten Dam, Meded. geol. Sticht., Ser. C—V, Nr. 3, S. 77.

1950 *Glomospira charoides* (J. & P.), ten Dam, Mem. Soc. geol. France, N. Ser., Bd. 29, S. 7.

1951 *Glomospira charoides* (J. & P.), Noth, Jb. Geol. B. A., Sonderbd. 3, S. 28, Taf. 2, Fig. 7.

1953 *Glomospira charoides* (J. & P.), Hagn, Paläontographica, Bd. 104, Aht. A., S. 5, Taf. 1, Fig. 4.

Typische Exemplare von *Glomospira charoides* konnten nur an einer Stelle gefunden werden. Sie ist im Profil des Beckens von Gosau eine Seltenheit.

Stratigraphisch besagt diese Art nicbts. Laut Glaessner (1937) hat sie eine Reichweite vom Karbon bis Rezent.

Vorkommen: G+K 6.

Familie **LITUOLIDAE**
Subfamilie **HAPLOPHRAGMINAE**
Genus **Trochamminoides** Cushman 1910
Bull. 71, U. S. Nat. Mus., Teil 1, 1910, S. 97
Gattungstypus: *Trochammina proteus* Karrer
**Trochamminoides irregularis** White, 1928

1901 *Trochammina acervulata* (Grzyb.) Friedberg, Rozpr. Akad. Um. Krakow, Bd. 41, B, S. 638, Taf. 1, Fig. 9.

1928 *Trochamminoides irregularis* White, Journ. Pal., Bd. 2, S. 307, Taf. 42, Fig. 1.
1928 *Haplophragmoides coronata* (Brady), Cushman & Jarvis, Contribs. Cushman Lab. Foram. Res., Bd. 4, S. 90, Taf. 12, Fig. 17.
1930 *Trochammina irregularis* White, Nuttall, Journ. Pal., Bd. 4, S. 279, Taf. 23, Fig. 4.
1932 *Haplophragmoides coronata* (Brady), Cushman & Jarvis, Proc. U. S. Nat. Mus., Bd. 80, Art. 14, S. 11, Taf. 2, Fig. 13—15.
1935 *Trochammina irregularis* White, Eichenberg, Oel u. Kohle, Bd. 11, Nr. 23, S. 390, Taf. 2 b, Fig. 7—9.
1937 *Trochammonides irregularis* (White), Glaessner, Prob. Micropal., Bd. 2—3, S. 360—361, Taf. 1, Fig. 9 a, b.
1942 *Haplophragmoides coronata*, Renz, 8. Am. Sci. Congr., Proc., S. 528, 529.
1946 *Haplophragmoides coronata* (H. B. Brady), Cushman, U. S. G. S., Prof. Paper 206, S. 20, Taf. 2, Fig. 20—22.

Diese Art wurde in der Probe G+K 7 angetroffen. Die recht regellose Kammernanhäufung entspricht sehr gut den Abbildungen von Glaessner (1937). Der Typus von *Haplophragmoides coronata* (Brady) ist viel regelmäßiger gebaut wie die Kreide- und Alttertiären Formen.

Vorkommen: G+K 7.

Genus **Haplophragmoides** Cushman, 1910
Bull. 71, U. S. Nat. Mus., Teil I, 1910, S. 99
Gattungstypus: *Nonionia canariensis* Orbigny

**Haplophragmoides sp. 1**

Diese Art ist sehr ähnlich der *Haplophragmoides rugosa* Cushman u. Waters, unsere Exemplare sind aber flacher wie die abgebildeten Exemplare dieser Art. Da nur sehr wenig Exemplare aus zwei Proben vorliegen, wird von einer artlichen Bestimmung abgesehen.

Vorkommen: Pl. 2, Pl. 4.

**Haplophragmoides sp. 2**

Unterscheidet sich von *Haplophragmoides* sp. 1 durch das feinsandige Schalenmaterial, mehr rundliche Gestalt und deutlich erhobene Nähte. Am nächsten kommt noch *Haplophragmoides glabra* Cushman u. Waters, aber unser Exemplar ist rundlicher und hat einen geschlossenen Nabel.

Vorkommen: Pl. 26.

**Haplophragmoides sp. 3**

Sehr ähnlich der sp. 2, nur etwas flacher und ohne erhobene Kammerwände.

Vorkommen: G+K 6.

Genus **Recurvoides** Earland, 1934
Discovery Reports, Bd. 10, 1934, S. 90
Gattungstypus: *Recurvoides contortus* Earland

**Recurvoides** sp.

Es dürften die vorliegenden Exemplare Vertreter der Gattung *Recurvoides* Earland 1934 sein. Sie zeigen eine starke Tendenz zu einer asymmetrischen spiraligen Einrollung. Die Apertur konnte nicht freigelegt werden. Deshalb wird von einer artlichen Bestimmung noch abgesehen.

Vorkommen: Pl. 25 b, 25 c, 27, 30, 31, 33, 34, 39.

Genus **Ammobaculites** Cushman, 1910
Bull. 71, U. S. Nat. Mus., Teil I, 1910, S. 114
Gattungstypus: *Spirolina agglutinans* Orbigny
**Ammobaculites agglutinans** (Orbigny), 1846

1846 *Spirolina agglutinans* Orbigny, Foram. Fossil Basis Tert. Vienne, S. 137, Taf. 7, Abb. 10—12.
1928 *Ammobaculites agglutinans* Orbigny, Franke, Abh. Preuß. Geol. L. A., N. F. Nr. 111, S. 168, Taf. 15, Abb. 13 (hier weitere Literatur).
1951 *Ammobaculites agglutinans* (Orbigny), Noth, Jb. Geol. B. A. Sonderbd. 3, S. 30—31.

Der detaillierten Beschreibung Noths kann nichts Neues hinzugefügt werden.

Vorkommen: Pl. 10 b.

Genus **Triplasia** Reuss, 1854
Denkschr. Ak. Wiss. Wien, Bd. 7, 1854, S. 65
Gattungstypus: *Triplasia murchisoni* Reuss
**Triplasia murchisoni** Reuss, 1854

1854 *Triplasia murchisoni* Reuss, Kreideschichten der Ostalpen, S. 65, Taf. 25, Fig. 1, 2.
1955 *Triplasia murchisoni* Reuss, Bartenstein, Pal. Zeitschr., Bd. 29, H. 3/4, S. 173, Taf. 20, Fig. 7 a, b (Neotypus), Taf. 20, Fig. 6, 8.

Diese recht auffällig dreikantige Form wurde neuerdings von Bartenstein behandelt und ein Neotypus festgelegt. Die Art ist sehr selten und konnte nur an der Typuslokalität von Reuss wieder aufgefunden werden.

Vorkommen: Pl. 8.

Genus **Haplophragmium** Reuss, 1860
Sitzber. Ak. Wiss. Wien, Bd. 40, 1860, S. 218
Gattungstypus: *Spirolina aequalis* Roemer
**Haplophragmium** sp.

Ein einziges Exemplar mit einer größeren Initialspirale (5 Kammern) und ein kurzes einzeiliges Stadium mit nur einer Kammer liegt vor. Die Schale ist aus groben Elementen aufgebaut. Die Apertur ist ein endständiger, verzweigter Schlitz.

Vorkommen: Pl. 3.

Familie **TEXTULARIIDAE**
Subfamilie **SPIROPLECTAMMINAE**
Genus **Spiroplectammina** Cushman, 1927
Contrib. Cushman Lab. Foram. Res., Bd. 3, 1927, S. 23
Gattungstypus: *Textularia agglutinans var. biformis* Parker & Jones
**Spiroplectammina dentata** (Alth), 1850,

1850 *Textularia dentata* Alth, Haidingers Naturw. Abh., Bd. 3, S. 262, Taf. 13, Fig. 13.
1932 *Spiroplectammina dentata* (Alth), Cushman & Jarvis, U. S. Nat. Mus. Proc., Bd. 80, Nr. 14, S. 14, Taf. 3, Fig. 7 a, b.
1932 *Spiroplectammina dentata* (Alth), Cushman, Contrib. Cushman Lab. Foram. Res., Bd. 8, S. 91, Taf. 11, Fig. 7 a, b.
1946 *Spiroplectammina dentata* (Alth), Cushman, U. S. Geol. Surv., Prof. Papers 206, S. 27, Taf. 5, Fig. 11.

Diese recht charakteristische Form ist in dem Material aus dem Becken von Gosau recht selten. Sie ist leicht zu erkennen an dem scharfen Rand, der in einigen Exemplaren gezackt ist.

Vorkommen: Pl. 25 b, 26, 27, 38, 41.

**Spiroplectammina semicomplanata** (Carsey) **juncea** Cushman, 1932

1931 *Spiroplectammina anceps* Reuss, Cusman, J. Pal., Bd. 5, S. 299, Taf. 34, Fig. 2 a, b.

1932 *Spiroplectammina semicomplanata* (Carsey) *var. juncea* Cushman, Cushman, Contribs. Cushman Lab. Foram. Res., Bd. 8, S. 95, Taf. 11, Fig. 10 a, b.

1946 *Spiroplectammina semicomplanata* (Carsey) *var. juncea* Cushman, Cushman, U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, 206, S. 29, Taf. 6, Fig. 15.

Eine sehr schlanke Form, die sich gegen das Ende kaum verbreitert. Der Initialanteil ist auffallend klein verglichen mit dem Rest des Gehäuses, im biserialen Anteil sind zahlreiche Kammern zu beobachten.

Vorkommen: G+K 6.

**Spiroplectammina spectabilis** (Grzybowski), 1898

1898 *Spiroplecta spectabilis* Grzybowski, Rozpr. Ak. Um. Krakow, Ser. 2, Bd. 13, S. 293, Taf. 12, Fig. 12.

1898 *Spiroplecta brevis* Grzybowski, ibid., Bd. 13, S. 293, Taf. 12, Fig. 13.

1898 *Spiroplecta foliacea* (Rzehak), Grzybowski, ibid., Bd. 13, S. 294, Taf. 12, Fig. 14, 15.

1901 *Spiroplecta clotho* Grzybowski, ibid., Bd. 41, S. 283, Taf. 7, Fig. 18.

1926 *Spiroplecta annectens* (Parker), Cushman, Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., Bd. 10, S. 584, Taf. 15, Fig. 4.

1927 *Spiroplectoides clotho* (Grzyb.), Cushman, J. Pal., Bd. 1, S. 159, Taf. 28, Fig. 6.

1931 *Spiroplectammina rosula* Galloway & Morrey, Journ. Pal., Bd. 5, S. 335, Taf. 37, Fig. 10.

1933 *Spiroplectammina spectabilis* (Grzyb.), Macfadyen, Discovery Rep., Bd. 7, S. 8, Textfig. 1 c, d, i, j.

1934 *Spiroplectoides spectabilis* (Grzyb.), Cushman, Contr. Cushman Lab. Foram. Res., Bd. 10, S. 43, Taf. 6, Fig. 25, 26.

1935 *Bolivinopsis clotho* (Grzyb.), Nuttall, Journ. Pal., Bd. 9, S. 121, Taf. 14, Fig. 23—24.

1937 *Bolivinopsis spectabilis* (Grzyb.), Glaessner, Problems Misropal., Bd. 2—3, S. 364—365, Taf. II, Fig. 13, 14 (hier weitere Synonymie).

1955 *Spiroplectammina* sp., Graham u. Classen, Contribs. Cushman Found. Foram. Res., Bd. VI, Nr. I, S. 7—8, Taf. 1, Fig. 14, 15, 16.

Die Exemplare aus den Zwieselalmschichten gehören alle der megalosphärischen Generation an. Eine auffallend große Initialspirale mit acht Kammern legt sich um den zentral gelegenen Proloculus.

Anschließend fünf Kammerpaare in zweizeiligem Stadium.

Die stratigraphische Verbreitung dieser Art dürfte man wohl auf Paleozän und Unter-Eozän einengen können. Die Vorkommen in den sogenannten „Obersten Kreide" von Mexiko und Trinidad widersprechen dem keineswegs, durch neuere Untersuchungen wurden ja die Velasco-Formation und die Lizard—Springs-Formation in das Paleozän gestellt.

Es gibt eine ganze Reihe von Arten, die sehr nahe verwandt sind mit *Spiroplectammina spectabilis* (Grzyb.): *Spiroplectammina perplexa* Israelsky unterscheidet sich deutlich durch den spitz zulaufenden biserialen Teil. *Spiroplectammina brunswickensis* Todd u. Knicker und *Sp. elegansoensis* Todd u. Knicker durch größere Länge des biserialen Anteils und mehr Kammern in der eng gewundenen Spirale.

*Spiroplectammina directa* (Cushman u. Siegfuß) dürfte wohl kaum von *Sp. spectabilis* unterscheidbar sein, allerdings zeigt der Paratypus eine deutliche Breitenzunahme im biserialen Teil; eine Eigenschaft, die ich bei der megalosphärischen Generation von *Sp. spectabilis* nicht kenne.

Vorkommen: G+K 7.

Subfamilie **TEXTULARIINAE**

Genus **Textularia** Defrance, 1824

Dict. Sci. Nat., Bd. 32, 1824, S. 177

Gattungstypus: *Textularia sagittula* Defrance

**Textularia praelonga** Reuss, 1845

1845 *Textularia praelonga* Reuss, Verst. Böhm. Kreideformation. Abt. 1, S. 39, Taf. 12, Fig. 14.

1932 „*Textularia praelonga* Reuss", Cushman, Contribs. Cushman Lab. Foram. Res., Bd. 8, Nr. 4, S. 90, Taf. II, Fig. 6.

Schlanke Individuen, Spitze immer abgebrochen, Endkammern leicht erkennbar durch erhabene Kammernähte. Cushman 1932 stellt diese Art in die Synonymie von *Spiroplectammina anceps* (Reuss), da mir aber die Jugendstadien nicht vorliegen und die adulten Teile überaus charakteristisch sind, erscheint es mir praktisch, den Artnamen mit Vorbehalt beizubehalten.

Ob es sich bei unseren Exemplaren um eine *Spiroplectammina* oder um eine *Textularia* handelt, muß offen gelassen werden.

Vorkommen: Pl. 12, 10 a.

Familie **VERNEUILINIDAE**

Genus **Tritaxia** Reuss, 1860

Sitzber. Ak. Wiss. Wien, Bd. 40, 1860, S. 227

Gattungstypus: *Textularia tricarinata* Reuss

**Tritaxia münsteri** (Reuss), 1854

1854 *Verneuilina münsteri* Reuss, Denkschr. k. Ak. Wiss. Wien, Bd. 7, S. 71, Taf. 26, Fig. 5.

Die Art wurde von Reuss gut beschrieben und abgebildet. Unser spärliches Material bietet nichts Neues.

In der Probe Pl. 31 wurde ein einziges Exemplar einer *Tritaxia* angetroffen, das artlich unbestimmbar ist.

Vorkommen: Pl. 10 a, 10 b, 11, 12.

Genus **Pseudoclavulina** Cushman, 1936

Spec. Publ. Nr. 6, Cushman Lab. Foram. Res. 1936, S. 119

Gattungstypus: *Clavulina clavata* Cushman

**Pseudoclavulina amorpha** (Cushman), 1926

1926 *Clavulina amorpha* Cushman, Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., Bd. 10 S. 589, Taf. 17, Fig. 3.

1928 *Clavulina amorpha* Cushman, White, Journ. Pal., Bd. 2, S. 315, Taf. 42, Fig. 12.

1937 *Pseudoclavulina amorpha* Cusbman, Cushman, Cushman Lab. Foram. Res., Spec. Publ. 7, S. 109, Taf. 15, Fig. 14, 15.
1946 *Pseudoclavulina amorpha* Cushman, Cushman, U. S. Geol. Surv., Prof. Paper 206, S. 37, Taf. 9, Fig. 3, 4.

Gehäuse robust, Initialpartie dreizeilig gebaut, Kammern undeutlich ausgeprägt, letztes Wachstumsstadium uniserial, rundlich im Querschnitt. Schale glatt, trotz den relativ großen Bestandteilen. Öffnung rund, endständig.

Vorkommen: Pl. 23, 25 c, 33, G+K 6.

Familie **VALVULINIDAE**
Subfamilie **EGGERELLINAE**
Genus **Arenobulimina** Cushman, 1927
Contr. Cushman Lab. Foram. Res. Bd. 2, Teil 4, 1927, S. 80
Gattungstypus: *Bulimina preslii* Reuss
**Arenobulimina obliqua** (Orbigny), 1840

1840 *Bulimina obliqua* Orbigny, Mem. Soc. Geol. France, Bd. 4, S. 40, Taf. 4, Fig. 7—8.
1928 *Arenobulimina obliqua* (Orbigny) Franke, Abh. Preuß. Geol. L. A., N. F. Nr. 111, S. 156, Taf. 14, Fig. 11 a—b.
1937 *Arenobulimina obliqua* (Orbigny) Cushman, Spec. Publ. 8, Cushman Lab. Foram. Res., S. 41, Taf. 4, Fig. 18—20.
1953 *Arenobulimina obliqua* (Orbigny) Hagn, Paläontographica, Bd. 104, Abt. A, S. 20, Taf. 2, Fig. 5.

Die Individuen aus dem Gosaubecken stimmen mit dieser wohlbekannten Art gut überein.

Vorkommen: G+K 6.

Genus **Marssonella** Cushman, 1933
Contr. Cushman Lab. Foram. Res., Bd. 9, 1933, S. 36
Gattungstypus: *Gaudryina oxygona* Reuss
**Marssonella oxygona** (Reuss), 1860

1860 *Gaudryina oxygona* Reuss, Ak. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Sitzber., Bd. 40, S. 229, Taf. 12, Fig. 3 a—c.
1863 *Gaudryina oxygona* Reuss, Reuss, Ak. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Sitzber., Bd. 40, S. 229, Taf. 12, Fig. 3, (1862).
1933 *Marssonella oxygona* (Reuss), Cushman, Cushman Lab. Foram. Res. Contrib. Bd. 9, S. 36, Taf. 4, Fig. 13 a—b.
1946 *Marssonella oxygony* (Reuss), Cushman, U. S. Geol. Surv., Prof. Paper 206, S. 43—44, Taf. 12, Fig. 3—5 (hier ausführliche Synonymie).
1953 *Marssonella oxygona* (Reuss), Hagn, Paläontographica, Abt. A, Bd. 104, S. 23, 24, Taf. 1, Fig. 28.

Diese Art ist so häufig beschrieben, daß nichts mehr hinzugefügt werden kann. In unserem Material ist sie im Santon eine immer wiederkehrende Form.

Vorkommen: Pl. 10 a, 10 h, 11, 12.

Genus **Dorothia** Plummer, 1931
Univ. Texas Bull. 3101, 1931, S. 130
Gattungstypus: *Gaudryina bulletta* Carsey
**Dorothia conula** (Reuss), 1844

1844 *Textularia conulus* Reuss, Geogn. Skizzen Böhmen II, Bd. 2, S. 215.
1928 *Textularia conulus* Reuss, Franke, Abh. Preuß. Geol. L. A, N. F., H. 111, S. 132, Taf. 12, Fig. 4 a, b, 5 a, b (hier weitere Literatur).

1937 *Dorothia conula* (Reuss), Cushman, Spec. Publ. 8, Cushm. Lab. Foram. Res., S. 76, 77, Taf. 8, Fig. 11—17.

Diese Art ist sehr auffällig durch den runden Querschnitt und die abgestumpfte Kegelform. Die Kammernähte sind undeutlich ausgeprägt nahe der Spitze, später sind sie durch Einsenkungeu gekennzeichnet. Inwiefern *D. conula* mit *Textularia nacataensis* White ident ist, kann nicht entschieden werden, da letztere Art mir nie in einwandfrei bestimmten Exemplaren vorgelegen ist.

Vorkommen: Pl. 27, 31, 33, 34, 36.

**Dorothia pupa** (Reuss), 1860

1860 *Textularia pupa* Reuss, Sitzber. Ak. Wiss. Wien, Bd. 40, S. 232, Taf. 13, Fig. 4 a, b (non 5 a, b).

1937 *Dorothia pupa* (Reuss), Cushman, Spec. Publ. Nr. 8, Cushm. Lab. Foram. Res., S. 78, Taf. 8, Fig. 20—24.

Eine Form mit hohen, stark abgerundeten Endkammern, die nach oben ausgezogen sind. Die Anfangskammern sind nicht deutlich sichtbar. Später sind die Kammernähte vertieft. Unsere Exemplare entsprechen sehr gut den kleineren von Cushman 1937 abgebildeten Exemplaren.

Vorkommen: 10 a, 10 b.

Familie **MILIOLIDAE**

Genus **Quinqueloculina** Orbigny, 1826

Ann. Sci. Nat., Bd. 7, 1826, S. 301

Gattungstypus: *Serpula seminulum* Linné

**Quinqueloculina gosae** Reuss, 1854

1854 *Quinqueloculina gosae* Reuss, Denkschr. k. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Bd. 7, S. 72—73.

Eine ziemlich variahle Art, die durch den wechselnden Erhaltungszustand eine Reihe morphologisch verschiedener Typen vortäuscht. Immer nach der Längsachse gestreckt, im Jugendstadium sehr schmal, später plumper. Die Apertur befindet sich auf dem „absteigenden Ast".

Es ist wohl außer Zweifel, daß eine Identifikation dieser Art mit der nnabgebildeten *Quinqueloculina gosae* Reuss vertretbar ist.

Vorkommen: Pl. 1, 1 a, 1 b, 2, 2 a, 3, 4, 5 a, 5 b, 6, 7, 8, 9, 13, 14, 15, 16, 17.

**Quinqueloculina** sp.

Eine relativ kleine Art, die leicht an der rundlich-bauchigen Gestalt zu erkennen ist. Sie dürfte übereinstimmen mit der von Reuss (S. 73) erwähnten Form. „In ihrer Gesellschaft scheint seltener noch eine zweite Spezies mit gerundetem Rücken vorzukommen. Auch sie befand sich stets in einem sehr mangelhaften Erhaltungszustand."

Vorkommen: Pl. 1, 2, 8, 16.

Genus **Massilina** Schlumberger, 1893

Mem. Soc. Zool. France, Bd. 6, 1893, S. 218

Gattungstypus: *Quinqueloculina secans* Orbigny

**Massilina** sp.

Einzelne Exemplare dieser Gattung sind vorhanden. Groß, flach, mit einer eigentümlichen Konsistenz der Schale, die wie agglutierend aussieht.

Da beide Exemplare unvollständig erhalten sind, muß von einer artlichen Identifikation abgesehen werden.

Vorkommen: Pl. 2, 6.

Genus **Spiroloculina** Orbigny, 1826
Ann. Sci. Nat., Bd. 7.
Gattungstypus: *Spiroloculina depressa* Orbigny
**Spiroloculina cretacea** (Reuss), 1854

1854 *Spiroloculina cretacea* Reuss, Denkschr. Ak. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Bd. 7, Teil I, S. 72, Taf. 26, Fig. 9.
1928 *Spiroloculina cretacea* Reuss, Franke, Preuß. Geol. L. A., Abh. N. S. Bd. 111, S. 127, Taf. 11, Fig. 27.
1946 *Spiroloculina cretacea* Reuss, Cushman, U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 206, S. 49, Taf. 14, Fig. 19—23.

Typisch ausgebildete Exemplare treten in manchen Proben recht untergeordnet auf. Die Abbildung von Reuss ist sehr charakteristisch und für unsere Exemplare repräsentativ.

Vorkommen: Pl. 1, 4, 5 a, 8.

Familie **OPHTHALMIDIIDAE**
Unterfamilie **CORNUSPIRINAE**
Gattung **Vidalina** Schlumberger, 1899
Bull. Soc. Geol. France, Ser. 3, Bd. 27, 1899, S. 459
Gattungstypus: *Vidalina hispanica* Schlumberger
**Vidalina** sp.

Eine kleine, flach scheibenförmige Art, die durch die glänzend weiße Schale und ungekammerten Umgänge auffällt.

Vorkommen: Pl. 1 a, 1 b, 2, 4, 5 b, 8.

Familie **LAGENIDAE**
Subfamilie **NODOSARIINAE**
Gattung „**Cristellaria**" Lamarck, 1816
Tableau encyclopedique usw., Part. 23, Moll et Polyp., S. 14
Gattungstypus: *Nautilus calcar* Linné
**Cristellaria** spp.

Unter diesem „Gattungsnamen" werden alle Vertreter von *Lenticulina* und *Robulus* zusammengefaßt. Von den zahlreich vorliegenden morphologischen Typen wurden keine artlich bestimmt, da sie für stratigraphische Zwecke belanglos sind.

Vorkommen: Pl. 1 b, 9, 10 a, 10 b, 11, 12, 24, 25 b, 25 c, 27, 33, 34, 35, 36, 38, 40, G+K 6.

Genus **Marginulina** Orbigny, 1826
Ann. Sci. Nat., Bd. 7, 1826, S. 258
Gattungstypus: *Marginulina glabra* Orbigny
**Marginulina gosae** (Reuss), 1854

1854 *Cristellaria gosae* Reuss, Denkschr. Ak. Wiss., Wien, math.-natnrw. Kl., Bd. 7, S. 67—68, Taf. 25, Fig. 10, 11.

Ob „*Cristellaria*" *gosae* richtig zu *Marginulina* oder zu *Astacolus* (s. Hagn z. B.) gestellt werden soll, ist bei den fließenden Übergängen dieser zwei

Gattungen schwer zu entscheiden. Von *Marginulina echinata* (Reuss) kann *M. gosae* durch das Fehlen der Knötchenbildung auf den Kammernähten unterschieden werden. *M. gosae* bildet glatte Rippen, die nicht weiter aufgelöst sind.

Vorkommen: Pl. 8, 9.

Genus **Dentalina** Orbigny, 1826
Ann. Sci. Nat. Bd. 7, 1826, S. 254
Gattungstypus: *Nodosaria (Dentalina) obliqua* Orbigny

**Dentalina spp.**

Von *Dentalina* liegen mehrere Bruchstücke vor, die aber kaum eine gesicherte Bestimmung zulassen.

Vorkommen: 10 a, 27, 30, G+K 6.

Genus **Nodosaria** Lamarck, 1812
Extrait Cours Zool. 1812, S. 121
Gattungstypus: *Nautilus radicula* Linné

**Nodosaria sp.**

Von Nodosaria liegt eine stark gerippte Form vor, die immer nur in Bruchstücken auftritt. Es dürfte sich wohl um eine ähnliche Form wie *Nodosaria affinis* Reuss handeln. Außerdem tritt in der Probe Pl. 40 eine vollkommen glatte Form auf, die keine nähere Bestimmung zuläßt.

Vorkommen: Pl. 8, 10 a, 40.

Genus **Frondicularia** Defrance, 1824
Dict. Sci. Nat., Bd. 32, 1824, S. 178
Gattungstypus: *Frondicularia complanata* Defrance

**Frondicularia apiculata** Reuss, 1845

1845 *Frondicularia apiculata* Reuss, Böhm. Kreide, Bd. 1, S. 30, Taf. 8, Fig. 24.
1860 *Frondicularia apiculata* Reuss, Reuss, Sitzber. Ak. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Bd. 40, S. 48, Taf. 5, Fig. 2.
1928 *Frondicularia apiculata* Reuss, Franke, Preuß. Geol. L. A., Abh. N. F. 111, S. 69, Taf. 6, Fig. 5, 6.
1953 *Frondicularia apiculata* Reuss, Hagn, Paläontographica, Bd. 104, Abt. B., S. 61, Taf. 5, Fig. 6.

Diese Art liegt in einem recht typischen Exemplar vor; in N. W. Deutschland nach Franke (1928) im ganzen Senon verbreitet.

Vorkommen: Pl. 1 a, 8.

**Frondicularia archiacana** Orbigny, 1840

1840 *Frondicularia archiacana* Orbigny, Mem. Soc. geol. France, Bd. 4, S. 21, Taf. 1, Fig. 34—36.
1899 *Frondicularia archiacana* Orbigny, Egger, Abh. K. Bayr. Ak. Wiss., II. Cl., Bd. 2, I. Abt., S. 87, Taf. 10, Fig. 19—20.
1928 *Frondicularia archiacana* Orbigny, Franke, Abh., Preuß. Geol. L. A., N. F. Nr. 111, S. 71, Taf. 6, Fig. 13 a, b.
1946 *Frondicularia archiacana* Orbigny, Cushman, U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 206, S. 94, Taf. 37, Fig. 8—20.
1953 *Frondicularia archiacana* Orbigny, Hagn, Paläontographica, Bd. 104 Abt. B, S. 61, Taf. 5, Fig. 9—10.

Typische Individuen dieser Art konnten in einer Probe gefunden werden. Die Variationsbreite dieser Art ist beträchtlich (vgl. Cushman 1946). Sie hat eine stratigraphische Verbreitung vom Turon bis in das Obere Senon.

Vorkommen: Pl. 8.

Genus **Neoflabellina** Bartenstein, 1949
Senckenbergiana, Bd. 28, Nr. 4—6, S. 122
Gattungstypus: *Flabellina rugosa* Orbigny

**Neoflabellina sp.**

Von der Gattung *Neoflabellina* liegen nur zwei Exemplare vor. Eine gesicherte Bestimmung dieser an sich variablen Formen ist deshalb nicht möglich, doch sollen sie kurz verglichen werden. In der Probe Pl. 30 wurde ein längliches Exemplar aufgefunden, das der *Neoflabellina rugosa sphenoidalis* (Wedekind) ähnelt. Diese Art hat eine stratigraphische Verbreitung vom Unter- bis Mittel-Campan. Das zweite Exemplar stammt aus der Probe G+K 6 und kann mit *N. eferata numismalis* (Wedekind) verglichen werden; eine Ob. Campan—Unt. Maastricht Art.

Vorkommen: Pl. 30, G+K 6.

Familie **POLYMORPHINIDAE**
Unterfamilie **POLYMORPHININAE**
Genus **Globulina** Orbigny, 1839
In de la Sagra, Hist. Phys. Pol. Nat. Cuba, 1839, „Foraminiferes", S. 134
Gattungstypus: *Polymorphina (Globulina) gibba* Orbigny

**Globulina sp. cf. G. lacrima** Reuss

Ein einzelnes Exemplar dieser Gattung liegt vor. Drei Kammern bilden den terminalen Teil des Gehäuses. Am nächsten kommt unser Exemplar *Globulina lacrima* Reuss, doch kann dieser Vergleich nicht als gesichert gelten.

Vorkommen: Pl. 20.

Unterfamilie **RAMULININAE**
Gattung **Ramulina**, Rupert Jones 1875
In J. Wright, Rep't Proc. Belfast Nat. Field Club 1873—74, App. III, 1875 S. 88(90).
Gattungstypus: *Ramulina laevis* Rupert Jones

**Ramulina sp. cf. R. navarroana** Cushman, 1938

Ein einzelnes Exemplar mit glatter Oberfläche konnte aufgefunden werden. Die Beschaffenheit der Oberfläche und die drei relativ dicken Abzweigungen ermöglichen einen Vergleich mit *R. navarroana* Cushman.

Vorkommen: Pl. 11.

Familie **HETEROHELICIDAE**
Suhfamilie **GÜMBELININAE**
Gattung **Gümbelina** Egger, 1899
Abh. K. Bayr. Ak. Wiss. München, Cl. II, Bd. 21, 1899, S. 31
Gattungstypus: *Textilaria globulosa* Ehrenberg

**Gümbelina globulosa** (Ehrenberg), 1834

1834 *Textilaria globulosa* Ehrenberg, K. Preuß. Ak. Wiss., Abh., S. 135, Taf. 4, Fig. 4 β.

1899 *Gümbelina globulosa* (Ehrenberg), Egger, Abh. K. Bayr. Ak. Wiss., math.-natnrw. Abt., Kl. 2, Bd. 21, Teil I, S. 32, Taf. 14, Fig. 43.

1946 *Gümbelina globulosa* (Ehrenberg), Cushman, U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 206, S. 105—106, Taf. 45, Fig. 9—15, (hier ausführliche Synonymie).

Kleine sehr flache Art mit den letzten Kammern etwas rundlich. Die Flachheit unterscheidet sie leicht von der etwas rundlicheren *G. globulifera*.
Vorkommen: Pl. 11, 12, 23, 25 c, 26, 29, 30, 31, 32, 41, G+K 8.

**Gümbelina sp. cf. G. globulifera** (Reuss)

Das vorliegende Material ist der typischen *G. globulifera* sehr ähnlich, doch sind die meisten Exemplare etwas rundlicher wie die typischen Exemplare. Unser Material vermittelt zwischen *Gümbelina* und *Pseudotextularia*.
Vorkommen: Pl. 20, 22, 23, 24, 25 a, b, c, 30, 31, 32, 35, G+K 6.

**Pseudogümbelina** Brönnimann & Brown, 1953
Contrib. Cushman Found. Foram. Res., Bd. 4, Teil 4, S. 150
Gattungstypus: *Gümbelina excolata* Cushman
**Pseudogümbelina excolata** (Cushman), 1926

1926 *Gümbelina excolata* Cushman, Contrib. Cushm. Lab. Foram. Res., Bd. 2, Teil 1, S. 20, Taf. 2, Fig. 9.
1946 *Gümbelina excolata* Cushman, Cushman, U. S. Geol. Surv., Prof. Paper 206, S. 108, 109, Taf. 46, Fig. 16 (hier ausführliche Synonymie).
1953 *Pseudogümbelina excolata* (Cushman), Brönnimann und Brown, Contrib. Cushm. Found. Foram. Res., Bd. 4, Teil 4, S. 153, Textfig. 1 bis 4.

Diese sehr charakteristische Art wurde in den zwei höchsten Proben, im Maastricht angetroffen. Sie ist leicht erkenntlich an den Längsrippen, die über die Kammern ziehen. Die zusätzlichen Aperturen in der Zentralnaht, die nach Brönnimann und Brown für die Gattung *Pseudogümbelina* charakteristisch sind, konnten nicht beobachtet werden. Der Erhaltungszustand läßt solche Details auch kaum erwarten.

*Ps. excolata* ist im Campanien und Maastrichtien Amerikas weit verbreitet.
Vorkommen: G+K 6, 8.

Gattung **Gublerina** Kikioine, 1948
Bull. Soc. Geol. France, Ser. 5, Bd. 18, Teil 1—3, S. 26
Gattungstypus: *Gublerina cuvillieri* Kikoine
**Gublerina cuvillieri** Kikoine, 1948

1948 *Gublerina cuvillieri* Kikoine, Bull. Soc. Geol. France, Ser. 5, Tom. 18, fasc. 1—3, S. 26.
1953 *Gublerina cuvillieri* de Klasz, Geol. Bavarica, Nr. 17, S. 245—246.

Exemplare mit schwachen Rippen im Initialteil werden zu dieser Art gestellt. Sie ist deutlich schlanker wie *G. acuta robusta*.
Vorkommen: Pl. 36.

**Gublerina acuta robusta** de Klasz, 1953

1953 *Gublerina acuta robusta* de Klasz, Geol. Bavarica, Nr. 17, S. 247, Taf. 8, Fig. 4, 5.

Von de Klasz wurden außer *G. cuvillieri* noch zwei Formen unterschieden, auf Grund des Fehlens der Berippung im Initialteil. Das vorliegende Material entspricht in seiner Größe und Ausbildung eher der Unterart *robusta* als der typischen.
Vorkommen: G+K 8.

Genus **Pseudotextularia** Rzehak, 1886
Verh. Nat. Ver. Brünn, Bd. 24, 1885 (1886), Sitzber., S. 8
Gattungstypus: *Pseudotextularia elegans* Rzehak

**Pseudotextularia elegans** (Rzehak), 1888

1888 *Cuneolina elegans* (nom. nud.) Rzehak, Verh. Geol. R. A. S. 191.
1891 *Cuneolina elegans (Pseudotextularia)*, Rzehak, Ann. Nath. Hofmus., Wien, Bd. 6, S. 2, 4.
1895 *Pseudotextularia varians* Rzehak, Rzehak, ibid. Bd. 10, S. 217, Taf. 7, Fig. 1.
1929 *Gümbelina elegans* (Rzehak), White, Journ. Pal., Bd. 3, S. 34, Taf. 4, Fig. 8.
1936 *Pseudotextularia elegans* Rzehak, Glaessner, Problems Paleont. Bd. 1, S. 99—100, Taf. 1, Fig. 1 a—c, Textfig. 1 a—b.
1951 *Pseudotextularia elegans* Rzehak, Noth, Jb. Geol. B. A. Wien, Sonderbd. 3, S. 61—62, Taf. 7, Abb. 15, 16, 17 a, b.

Die typische *Pseudotextularia elegans* ist im Becken von Gosau weit verbreitet. Sie ist eine relativ variable Form, die sich aber gesetzmäßig im Profil ändert. Die ältesten Formen sind plump und entsprechen dem Exemplar, das von Glaessner 1936, Taf. 1, Fig. 1 abgebildet wurde. In jüngeren Schichten, typisch zusammen mit *Ps. textulariformis* und *Ps. varians* treten lange, sehr schlanke Exemplare auf, wie sie die Abbildung Rzehaks 1895, Taf. 7, Fig. a, b zeigt.

*Ps. elegans* ist als Stammform von *Ps. textulariformis* und weiter *Ps. varians* zu betrachten.

Vorkommen: Pl. 23, 25 b, 27, 30, 32, 33, 34, 35, 36, 37, 38, 39, 40, 43, G+K 6, G+K 8.

**Pseudotextularia textulariformis** White, 1929

1929 *Pseudotextularia varians var. textulariformis* White, Journ. Pal. Bd. 3, S. 41, Taf. 4, Fig. 17.
1936 *Pseudotextularia elegans* Rzehak *var. textulariformis* White, Glaessner, Probl. Paleont., Bd. 1, S. 103—104.
1951 *Pseudotextularia elegans* Rz.*Ps. varians* Rz., Übergangsform, Noth, Jb. Geol. B. A. Wien, Sonderbd. 3, S. 61, Fig. 18, 19.

*Pseudotextularia textulariformis* ist eindeutig charakterisiert durch das Auftreten vereinzelter Kammern auf der letzten zweizeiligen Kammer. Sie ist phylogenetisch als Zwischenglied von *Ps. elegans* zu *Ps. varians* aufzufassen. Ich halte *Ps. intermedia* de Klasz mit Vorbehalt für ein Synonym von *Ps. textulariformis* White.

Diese Art tritt erstmalig über dem obercampanen Niveau mit *Gl. calcarata* auf, zusammen mit dem Erstauftreten von *Gl. contusa*. Sie kann somit zur Charakteristik der Campan—Maastrichtgrenze herangezogen werden.

Vorkommen: P. 40, 41, 43.

**Pseudeotextularia varians** Rzehak, 1895

1895 *Pseudotextularia varians* Rzehak, K. K. Nath. Mus. Ann., Bd. 10, Teil 2, S. 217, Taf. 7, Fig. 23.
1900 *Gümbelina fructicosa* Egger, Egger, K. Bayr. Ak. Wiss., math.-phys. Cl., Abh. Bd. 21, Abt. I, S. 35, Taf. 14, Fig. 8, 9, 24—26.

1936 *Pseudotextularia varians var. mendezensis* White, White, Journ. Pal., Bd. 3, S. 41, Taf. 4, Fig. 16, a—b.
1936 *Pseudotextularia elegans* Rzehak *var. varians* Rzehak, Glaessner, Problems Paleont., Bd. 1, S. 101—102, Taf. 1, Fig. 3—5, Textfig. 1 c.
1946 *Pseudotextularia varians* Rzehak, Cushman, U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 206, S. 110, Taf. 47, Fig. 4—9.
1951 *Pseudotextularia varians* Rzehak, Noth, Jb. Geol. B. A., Sonderbd. 3, S. 62—63, Taf. 7, Abb. 1.

*Pseudotextularia varians* zeigt in gut erhaltenen Exemplaren einen runden bis ovalen Querschnitt im distalen Gehäuseteil. In diesem runden Querschnitt ist eine gewisse Anzahl von Kammern zu beobachten, wie hei den Formen, die Glaessner 1936 unter diesem Namen abgebildet hat. Die Abstammung dieser Form von *Ps. textulariformis* ist morphologisch und stratigraphisch im Becken von Gosau zu verfolgen.

Eine Weiterentwicklung von *Ps. varians* zu „*Ps. varians var. acervulinoides* Egger" Glaessner, scheint mir nicht gesichert. Diese letztere Art dürfte eher von *Ventilabrella carseyae* und diese von *Ventilabrella eggeri* (sensu Glaessner 1936 non Cushman 1946) abstammen. Ob „*Ps. elegans var. acervulinoides* Egger" in Glaessner diesen Namen zu Recht führt, oder eher *Ventilabrella eggeri glabrata* Cushman heißen sollte, ist bei der unklaren Abbildung Eggers nur an Hand von Topotypen zu entscheiden.

Vorkommen: G+K 6.

Genus **Ventilabrella** Cushman, 1928
Contrib. Cushman, Lab. Foram. Res., Bd. 4, 1928, S. 2
Gattungstypus: *Ventilabrella eggeri* Cushman

**Ventilabrella deflaensis** Sigal, 1952

1952 *Ventilabrella deflaensis* Sigal, XIX. Gongr. geol. Internat., I. Ser., Nr. 26, S. 37, Fig. 1, 1.
1955 *Ventilabrella deflaensis* Sigal, Wicher u. Bettenstaedt, Internat. Petrol. Congr. Sect I/D, Preprint 5, S. 6—7, II, Taf. 1, Fig. 1, 2.

Das Material von *V. deflaensis* aus dem tieferen Senon (? Santonian) stimmt vollkommen überein mit dem Typus der Art, wenn die morphologischen Berichtigungen von Wicher und Bettenstaedt zu den Typen in Betracht gezogen werden. Es scheint mir jedoch verfrüht, die sich aufspaltenden Formen von de Klasz *V. alpina* und *V. decoratissima* mit *V. deflaensis* zu identifizieren. Trotz der Berichtigung der Skulptur von *V. deflaensis* ist die Skulptur bei den Arten de Klasz's wesentlich komplizierter, sie greifen von den Kammernähten auf die Kammerwände über. Außerdem erachte ich die Vermehrung der Kammern analog wie bei *Ps. varians* für ein wesentliches Artmerkmal. Daß außerdem dieser mehr fortgeschrittene Bauplan der Arten des Klasz's in geologisch jüngeren Schichten auftritt, scheint mir diese Gedanken zu bestätigen.

Vorkommen: 10 a, 10 b, 11, 12.

Genus **Planoglobulina** Cushman, 1927
Contr. Cushman, Lab. Foram. Res. Bd. 2, Teil 4, 1927, S. 77
Gattungstypus: *Gümbelina acervulinoides* Egger

**Planoglobulina sp. cf. Pl. accervulinoides** (Egger), 1899

1951 *Planoglobulina acervulinoides* (Egger), Noth, Jb. Geol. B. A. Wien, Sonderbd. 3, S. 62—63, Taf. 7, Abb. 1.

Exemplare, die der Abbildung Noths (1951, Taf. 7, Abb. 1) entsprechen, treten in zwei Proben auf. Es erscheint fraglich, ob eine gesicherte Identifikation mit der Art Eggers möglich ist, da der Typus unbefriedigend abgebildet ist.

Unsere Exemplare sind jedenfalls nicht ident mit den Exemplaren Glaessners, der sie als *Pseudotextularia elegans var. acervulinoides* beschreibt. Eine phylogenetische Verknüpfung mit *Ps. elegans* oder mit den Artengruppen *Ventilabrella carseyae* ist nicht möglich. Die Phylogenie unserer *Pl. sp. cf. P. acervulinoides* ist derzeit noch unbekannt. Ähnliche Formen konnten von mir auch aus dem ? Santon an verschiedenen Fundstellen in Salzburg beobachtet werden. Es scheint sich somit um eine unabhängige Entwicklungsreihe zu handeln, die stratigraphisch sehr früh einsetzt.

Vorkommen: G+K 6, 8.

Subfamilie **BOLIVINITINAE**

Genus **Bolivinoides** Cushman, 1927

Contrib. Cushman, Lab. Foram. Res. Bd. 2, Teil 4, 1927, S. 89

Gattungstypus: *Bolivina draco* Marsson

**Bolivinoides draco draco** (Marsson), 1878

1878 *Bolivina draco* Marsson, Mitt. nat. Vers. Neupommern und Rügen, Jb. 10, S. 157, Taf. 3, Fig. 25 a—d.

1950 *Bolivinoides draco draco* (Marsson) Hiltermann u. Koch, Geol. Jb. Bd. 64, S. 598—604, Abb. 1 usw. (hier weitere Synonymie).

Exemplare, die sich unter anderem durch die charakteristische Zentralfurche als *B. draco draco* bestimmen ließen, sind selten. Die ausführlichen Beschreibungen von Hiltermann und Koch sind erschöpfend. Nach den neueren Arbeiten von Hiltermann und Koch (1955) reicht diese Art bis in das untere Untermaastricht, hat aber die Hauptverbreitung im oberen Unter-Maastricht und im Ober-Maastricht.

Vorkommen: G+K 6.

**Bolivinoides decorata** (Jones) **gigantea** Hiltermann und Koch, 1950

1950 *Bolivinoides decorata* (Jones) *gigantea* H. u. K. Geol. Jb. Bd. 64, S. 610—612, Abb. 2—4 (49—51, 55—57, 61—63) Abb. 5 (50 a—c).

Die große sehr auffallende Art liegt in einigen typischen Exemplaren vor. Ihre stratigraphische Verbreitung ist ident mit jener von *B. draco draco*.

Vorkommen: G+K 6.

Genus **Bolivinita** Cushman, 1927

Contr. Cushm. Lab. Foram. Res. Bd. 2, Teil 4, 1927, S. 90

Gattungstypus: *Textularia quadrilatera* Schwager

**Bolivinata eleyi** Cushman, 1927

1927 *Bolivinita eleyi* Cushman, Cushm. Lab. Foram. Res. Bd. 2, Teil 4, S. 91, Taf. 12, Fig. 11 a, b.

1946 *Bolivinata eleyi* Cushman, Cushman, U. S. Geol. Surv., Prof. Paper 206, S. 114, Taf. 48, Fig. 18—20 (hier weitere Synonymie).

Im Querschnitt vierseitige Exemplare, die deutlich zu einem uniserialen Stadium tendieren, können zu dieser Art gestellt werden.

Vorkommen: G+K 6.

Subfamilie **EOUVIGERININAE**

Genus **Pseudouvigerina** Cushman, 1927

Contr. Cushm. Lab. Foram. Res., Bd. 2, Teil 4, 1927, S. 81

Gattungstypus: *Uvigerina cristata* Marsson.

**Pseudouvigerina plummerae** Cushman, 1927

1927 *Pseudouvigerina plummerae* Cushman, Cushman Lab. Foram. Res. Contr., Bd. 3, S. 115, Taf. 23, Fig. 8 a, b.

1946 *Pseudouvigerina plummerae* Cushman, Cushman U. S. Geol. Surv., Prof. Paper 206, S. 116—117, Taf. 49, Fig. 14—16.

Dreikantige Individuen mit einem doppelten nicht krenulierten Rand stimmen mit dem von Cushman 1946 (Taf. 49, Fig. 14) abgebildeten Exemplar gut überein. Als einziger Unterschied ist ein deutlicherer Hals um die Apertur zu verzeichnen, ähnlich wie bei *Ps. seligi* (Cushman).

Vorkommen: G+K 6; G+K 8.

Familie **BULIMINIDAE**

Subfamilie **BULIMININAE**

Genus **Entosolenia** Ehrenberg, 1848

In Williamson Ann. Nat. Hist., Ser. 2, Bol. 1, 1848, S. 5

Gattungstypus: *Entosolenia lineata* Williamson

**Entosolenia sp. 1**

Ein einzelnes Exemplar ist charakteristisch durch eine flache Gestalt mit deutlichen Rippen über die gewölbte Kammer. Eine artliche Bestimmung ist nicht möglich.

Vorkommen: G+K 7.

**Entosolenia sp. 2**

Einzelne Exemplare mit einer glatten Oberfläche und einem abgerundeten Rand wurden gefunden. Eine systematische Einordnung scheint an Hand des spärlichen Materials nicht angebracht.

Vorkommen: G+K 6.

Subfamilie **VIRGULININAE**

Genus **Bolivina** Orbigny, 1839

Voy. Amér. Mérid., Bd. 5, Teil 5, 1839, S. 61

Gattungstypus: *Bolivina plicata* Orbigny

**Bolivina incrassata** Reuss, 1851

Zwei Formen kommen vor, eine große spitz zulaufend und eine kleine, die einen fast Zweikantenverlauf hat. Es dürfte sich um die A und B-Generation handeln. Eine Zuweisung zu den Unterarten wurde nicht vorgenommen, da sie in einem auch sonst stratigraphisch gut erkennbaren Material vorkommen.

Vorkommen: G+K 6.

Genus **Aragonia** Finlay, 1939

Trans. Roy. Soc. New Zealand, Bd. 69, Bd. 3, S. 318

Gattungstypus: *Aragonia zelandica* Finlay

**Aragonia aragonensis** (Nuttall) 1930

1930 *Textularia aragonensis* Nuttall, Journ. Pal., Bd. 4, Nr. 3, S. 280, Taf. 23, Fig. 6.

Wieber und Bettenstaedt, 1955, geben eine Zusammenstellung von den verschiedenen Namen, die für diese Art gebräuchlich sind. Es scheint richtig, daß mehr Namen als Arten vorliegen, doch möchte ich eine endgültige Entscheidung einer monographischen Untersuchung überlassen. Wesentlich scheint aber doch, daß auch bei dem weiten Artbegriff von Wieber und Bettenstaedt die Art auf das „Unter-Eozän" (inclusive Palaeozän, da die Aragon-Formation auch in das Palaeozän reicht) beschränkt bleibt.

Vorkommen: G+K 7.

Subfamilie **REUSSELLINAE**

Genus **Reussella** Galloway, 1933

Man. Foram., 1933, S. 360

Genotypus: *Verneuillina spinulosa* Reuss

**Reussella buliminoides** Brotzen, 1936

1936 *Reussella* (?) *buliminoides* Brotzen, Sverig. geol. Unders., Ser. C, Bd. 396, Arsbok 30, S. 137—138, Taf. 8, Fig. 8 a—c, Textfig. 48.

Eine sehr spitz zulaufende Art, sehr eng gekammert, deutlich vertiefte Kammernwände, triserial. Kammern überdecken sich oben stark, unten weniger. Die unteren Kammern sind glatt, so daß auch in dieser Hinsicht eine Verwechslung mit *Reussella minima* Brotzen ausgeschlossen ist.

Die Art wurde von Brotzen aus dem unteren Senon beschrieben, u. zw. ein Abschnitt, der mit dem Santon zu vergleichen wäre.

Vorkommen: Pl. 10 a, 10 b.

**Reussella szajnochae szajnochae** (Grzybowski), 1896

1896 *Verneuilina szajnochae* Grzybowski, Rezpr. Wydz. mat.-przys. Akad. Miny w. Krakovie, Bd. 30, S. 27—28, Taf. 9, Fig. 19.

1929 *Bulimina limbata* White, White, Journ. Pal., Bd. 3, S. 48, Taf. 5, Abb. 9 a, b.

1937 *Reussella szajnochae* Grzyb., Glaessner, Probl. Paleont., Bd. 2/3, S. 389.

1944 *Reussella californica* Cushman u. Goudkoff, Cushman u. Goudkoff, Contrib. Cushman Lab. Foram. Res., Bd. 20, Nr. 3, S. 59, Taf. 10, Abb. 4, 5 (non Fig. 3).

1954 *Reussella szajnochae szajnochae* (Grzyb.), de Klasz u. Knipscheer, Geol. Jb. Bd. 69, S. 600—601, Tabelle Fig. 4—7.

Im Becken von Gosau konnte dieses wichtige Fossil leider nur ganz vereinzelt aufgefunden werden. Die stratigraphische Verbreitung dieser Artengruppe wurde neulich von de Klasz und Knipscheer behandelt, wobei jedoch das Vorkommen im Danien noch weiterer Belege bedarf.

Vorkommen: Pl. 25 c, 36, 37.

Familie **ELLIPSOIDINIDAE**

Genus **Pleurostomella** Reuss, 1860

Sitzber. Ak. Wiss. Wien, Bd. 40, 1860, S. 203

Gattungstypus: *Pleurostomella subnodosa* Reuss

**Pleurostomella sp.**

Von der Gattung *Pleurostomella* liegen in mehreren Proben Einzelexemplare vor, die nicht näher bestimmt wurden.

Vorkommen: Pl. 12, 31, 33, 35, 37, 40, G+K 6.

Familie **ROTALIIDAE**
Subfamilie **DISCORBINAE**
Genus **Conorbina** Brotzen, 1936
Sver. Geol. Inders., Ser. C, Nr. 396, S. 141
Gattungstypus: *Conorbina marginata* Brotzen

**Conorbina squamiformis** (Reuss), 1854

1854 *Rosalina squamiformis* Reuss, Denkschr. K. Ak. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Bd. 7, S. 69—70, Taf. 26, Fig. 2.

1936 *Conorbina squamiformis* Reuss, Brotzen, Sver. geol. Undes., Ser. C, Nr. 396, Arsbok 30, S. 141.

Diese sehr auffallende Foraminifere ist durch eine konische Dorsalseite und radiale Suturen auf der Ventralseite gekennzeichnet. Im Nabel ist immer ein einzelner Pfeiler vorhanden, auf der Ventralseite sind Kammerwände recht deutlich sichtbar. Die Dorsalseite hingegen ist meist sehr verschmutzt, es können gerade noch die engen Windungen der Spirale ausgenommen werden. „*Rosalina*" *squamiformis* Reuss wurde 1936 von Brotzen zur neu aufgestellten Gattung *Conorbina* gerechnet. Die ähnliche Art „*Rosalina*" *concava* Reuss konnte in unserem Material nicht aufgefunden werden.

Vorkommen: Pl. 1 a.

Genus **Gavelinella** Brotzen, 1942
Sver. Geol. Under., Ser. C, Nr. 451, 1942, S. 7
Gattungstypus: *Discorbina pertusa* Marsson

**Gavellnella pertusa** (Marsson) **costata** Brotzen, 1942

1942 *Gavelinella costata* Brotzen, Sver. Geol. Unders., Ser. C, Bd. 451, S. 41, Taf. 1, Fig. 1—2.

Unsere stark skulpturierten Exemplare entsprechen vollkommen den Exemplaren, die von Brotzen aus dem Santon Schwedens als *G. costata* beschrieben wurden. Hagn (1953), S. 83 vereint *G. pertusa* und *G. costata* mit der Begründung, daß Übergangsformen vorliegen. Mir scheint trotz dieser Übergänge eine zumindest unterartliche Trennung gerechtfertigt, da die beidseitig stark skulpturierten Formen auf das Santon und tiefere Campan, die „Übergangsformen" hauptsächlich auf das höhere Campan und die auf der Spiralseite schwächer skulpturierten Formen auf das Maastricht beschränkt sind.

Vorkommen: Pl. 10 a, 10 b, 11, 12.

**Gavelinella tumida** Brotzen, 1942

1936 *Anomalina lorneiana* Brotzen, Sver. geol. Unders., Ser. C, Bd. 396, S. 178—181, Taf. XII, Fig. 1 a—c, 2 a—c, Textabb. 64.

1942 *Gavelinella tumida* Brotzen, Sver. geol. Unders., Ser. C, Bd. 451, S. 47 bis 48, Fig. 15.

Diese Art ist durch die stark erhabene letzte Kammer leicht erkennbar. Es wäre zu untersuchen, inwiefern „*Rosalina*" *ammonoides* Reuss mit dieser Art ident ist (siehe auch Noth, 1951, S. 79).

Nach den Angaben von Brotzen hat diese Art ihre Hauptverbreitung im Santon, ist aber auch im Coniac und Unter-Campan noch vorhanden.

Vorkommen: Pl. 10 a, 10 b, 11, 12.

Genus **Stensiöina** Brotzen, 1936
Sver. Geol. Under., Ser. C, Nr. 396, 1936, S. 164
Gattungstypus: *Rotalia exsculpta* Reuss
**Stensiöina exsculpta** (Reuss), 1860

1860 *Rotalia exsculpta* Reuss, Sitzber. K. Ak. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl. Bd. 40, S. 78, Taf. II, Fig. 4 a—c.
1936 *Stensiöina exsculpta* Reuss, Brotzen, Sver. Geol. Unders., Ser. C, Bd. 396, S. 165, Taf. 11, Fig. 8 a—c.
1940 *Stensiöina exsculpta* Reuss, Cushman & Dorsey, Contr. Cushm. Lab. Foram. Res. Bd. 16, S. 2, Taf. 1, Fig. 1—3.
1942 *Stensiöina exsculpta* Reuss, Obertz, Pal. Z., Bd. 23, S. 132, Taf. 5, Fig. 1 a—c.
1953 *Stensiöina exsculpta* Reuss, Hagn, Paläontographica, Bd. 104, Abt. B, S. 88, Taf. 8, Fig. 1.

Kleine, relativ vielkammerige Individuen mit scharfem Kiel, Dorsalseite schwach gekrümmt, in typischen Exemplaren, jedoch sind auch Individuen vorhanden, die vollkommen plan sind auf der Dorsalseite.

Laut Hiltermann (1952) ist die Hauptverbreitung dieser Art Santon und Unter-Campan mit vereinzelten Vor- und Nachzüglern. Hagn (1953) beschreibt diese Form aus dem Unteren Ober-Campan der Pinswanger Schichten in Vergesellschaftung mit *S. labyrinthica* und *S. pommerana*.

Vorkommen: Pl. 1, 10 a, 10 b, 11, 12.

**Stensiöina pommerana** Brotzen, 1936

1936 *Stensiöina pommerana* Brotzen, Sver. Geol. Unders., Ser. C, Bd. 396, S. 166.
1940 *Stensiöina pommerana* Brotzen, Cushman u. Dorsey, Contr. Cushm. Lab. Foram. Res. Bd. 16, S. 2, Taf. 1, Fig. 4.
1953 *Stensiöina pommerana* Brotzen, Hagn, Paläontographica Bd. 104, Abt. B, S. 89, Taf. 8, Fig. 2 (hier weitere Synonymie).

Diese Art hat eine stratigraphische Verbreitung von Santon bis Maastricht. Im Becken von Gosau konnte sie im Ober-Campan in vereinzelten Exemplaren gefunden werden, im Maastricht ist sie häufig. Eine monographische Bearbeitung der Stensiöinen dürfte noch manches gute Leitfossil für die Oberkreide liefern.

Vorkommen: Pl. 20, 23, 33, G+K 6.

Genus **Gyroidinoides** Brotzen, 1942
Sver. Geol. Unders., Ser. C, Nr. 451, 1942, S. 19
Gattungstypus: *Rotalina nitida* (Reuss)
**Gyroidinoides nitida** (Reuss), 1844

1844 *Rotalina nitida* Reuss, Skizz. Böhm., Bd. 2, S. 214.
1845 *Rotalina nitida* Reuss, Reuss, Böhm. Kreide I, S. 35, Taf. 8, Fig. 52, Taf. 12, Fig. 8, 20.
1946 *Gyroidina nitida* (Reuss), Cushman, U. S. Geol. Surv., Prof. Paper 206, S. 140, Taf. 58, Fig. 5.
1942 *Gyroidinoides nitida* (Reuss), Brotzen, Sver. Geol. Unders., Ser. C, Nr. 451, S. 19.
1953 *Gyroidina nitida* (Reuss), Hagn, Paläontographica Bd. 104, Abt. B, S. 86, 87, Taf. 7, Fig. 17.

Diese Art ist in zahlreichen Proben anzutreffen, es scheint, daß die Exemplare aus den geologisch älteren Proben einen kantigeren Kiel haben

als die jüngeren. Der Umbilicus ist in den meisten Fällen verstopft, in den Fällen, wo der „Zement" herauspräpariert wurde, zeigte sich immer, daß es sich trotz der oberflächlichen Glätte um Sedimentmaterial handelt. So möchte ich vorläufig trotz dem Vorgeben Hagns (1953) die Gattung *Gyroidinoides* Brotzen beibehalten, obwohl mir bewußt ist, daß das Vorhandensein bzw. Geschlossensein des Umbilicus ein äußerst subtiler Unterschied ist.

Vorkommen: Pl. 10 a, 12, 25 c, 30, 32, 33, 35, G+K 6.

Subfamilie **ROTALIINAE**

Genus **Eponides** Montfort, 1808

Conch. Syst., Bd. 1, 1808, S. 127

Gattungstypus: *Nautilus repandus* Fichtel u. Moll

**Eponides sp. cf. E. trumpyi** Nuttall, 1930

Diese Art kommt selten im Maastricht im Becken von Gosau vor. Es handelt sich um eine Vorform, die von Glaessner (1937, S. 377) charakterisiert wurde. Sie unterscheidet sich von *E. trumpyi* im wesentlichen durch eine geringere Kammernzahl, einfach gebogene Septen und kleinerem Nabelknopf.

Vorkommen: G+K 6.

Genus **Osangularia** Brotzen, 1940

Sver. Geol. Unders. Afh., Ser. C, Nr. 435, Arsbok 34, Nr. 5, S. 30

Gattungstypus: *Osangularia lens* Brotzen

**Osangularia** sp.

Von *Osangularia* liegt ein reiches Material vor. Die Spiralseite ist stark konkav, die Spirale hat 1½—2 Umgänge. Auf der Ventralseite können fünf bis sechs Kammern beobachtet werden. Die Apertur ist ein langer Schlitz, der in der Nähe des Umbilicus beginnt und bis knapp zum Rande bereinziebt. Dann biegt sie plötzlich scharf in die Kammerwand ein, in Richtung gegen den Umbilicus mit einem Winkel von 45°. Der Rand des Gehäuses ist abgerundet, die Suturen treten kaum hervor. Eine vergleichbare Art ist mir nicht bekannt.

Vorkommen: Pl. 23, 27, 29, 30, 31, 33, 34, 35, 36, 37, 40, 43.

Genus **Neorotalia** Bermudez, 1952

Bol. Geologica, Bd. 2, Nr. 4, S. 75

Gattungstypus: *Rotalia mexicana* Nuttall

**Nerotalia sp.**

Eine relativ kleine Art mit einem deutlichen Knopf im Umbilicus. Auf der Ventralseite sind bis zehn Kammern anwesend, auf der Dorsalseite sind die früheren Umgänge sichtbar, die Kammerwände (Suturen) sind gerade und radial. Der Kiel ist scharf. Die Bestimmung der Gattung ist unsicher.

Vorkommen: Pl. 1, 1 b, 2, 2 a, 3, 5 a, 16, 17.

Subfamilie **SIPHONININAE**

Genus **Epistomina** Terquem, 1883

Bull. Soc. geol. France, Ser. 3, Vol. 4, 1883, S. 37

Gattungstypus: *Epistomina regularis* Terquem

**Epistomina spp.**

Von *Epistomina* liegt aus den tieferen Schichten ein reiches Material vor. Da sich auch bei subtilster Artunterscheidung keine stratigraphischen Ergebnisse zeigten, wird von einer artlichen Bestimmung abgesehen.

Vorkommen: Pl. 1, 1 a, 1 b, 6, 8, 9 10 a, 10 b, 11, 12.

Familie **CASSIDULINIDAE**
Unterfamilie **CERATOBULIMININAE**
Genus **Ceratobulimina** Toula, 1915
Jb. K. K. Geol. R. A., Bd. 64, 1914 (1915), S. 665
Gattungstypus: *Rotalina contraria* Reuss
**Ceratobulimina sp. cf. C. cretacea** Cushman u. Harris, 1927

Eine kleine Art, die durch den spiralen Anfang und fast uniserialen adulten Teil leicht auffällt. An dem vorhandenen Material sind Details der Apertur nicht zu erkennen. Gegenüber der typischen *C. cretacea* zeichnen sich die Individuen aus der alpinen Oberkreide durch den langen fast uniserialen Teil aus. Nicht voll entwickelte Exemplare unserer *C. cf. cretacea* sind von der typischen *C. cretacea* nicht zu unterscheiden.

Vorkommen: Pl. 10 a, 12.

Familie **CHILOSTOMELLIDAE**
Subfamilie **ALLOMORPHININAE**
Genus **Quadrimorphina** Finlay, 1939
Trans. Roy. Soc. New Zealand, Bd. 69, 1939, S. 325
Gattungstypus: *Valvulina allomorphinoides* Reuss
**Quadrimorphina allomorphinoides** (Reuss), 1860

1860 *Valvulina allomorphinoides* Reuss, Sitzber. Ak. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Bd. 40, S. 79, Taf. 11, Fig. 6.
1928 *Discorbina allomorphinoides* (Reuss), Franke, Abh. Preuß. Geol. L. A., N. F. 111, S. 189, Taf. 18, Fig. 7.
1936 *Valvulineria allomorphinoides* (Reuss), Brotzen, Sver. Geol. Unders., Ser. C, Vol. 396, S. 153, Taf. 11, Fig. 1, Abb. 56.
1946 *Valvulineria allomorphinoides* (Reuss), Cushman, U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 206, S. 138, Taf. 57, Fig. 6, 7 (hier weitere Synonymie).
1951 *Allomorphina allomorphinoides* (Reuss), Noth, Jb. Geol. B. A. Sonderbd. 3, S. 73, Taf. 9, Fig. 5 a—c, 6.
1953 *Quadrimorphina allomorphinoides* (Reuss), Hagn, Paläontographica Bd. 104, Abt. A, S. 90, 91, Taf. 8, Fig. 17.

Diese typische vierkammerige Art ist gut bekannt. Sie hat eine absolute Reichweite durch das ganze Senon. Außer der typischen Form konnte ein Exemplar geborgen werden (Pl. 36), das sich durch viel spitzere Kammern auszeichnet. Es dürfte wohl artlich abzutrennen sein, dazu liegt jedoch vorläufig nicht genügend Material vor.

Vorkommen: 1, 10 a, 11, 12, 36.

Subfamilie **ALLOMORPHINELLINAE**
Genus **Pullenia** Parker & Jones, 1862
In Carpenter, Parker u. Jones, Introd. Foram. 1862, S. 184
Gattungstypus: *Nonionina bulloides* Orbigny
**Pullenia coryelli** White, 1929

1929 *Pullenia coryelli* White, Journ. Pal. Bd. 3, S. 56, Taf. 5, Fig. 22.
1946 *Pullenia coryelli* Cushman, U. S. Geol. Surv. Prof. Paper Nr. 206, S. 147, Taf. 60, Fig. 10, 11 (hier weitere Synonymie).

Typische, fast kugelrunde Exemplare mit fünf bis sechs Kammern und einer langen schlitzförmigen Skulptur können zu dieser Art gestellt werden.

Vorkommen: 24, 25 c, 33, 36, G+K 6.

**Pullenia cretacea** Cushman, 1936

1931 *Pullenia quarternaria* Reuss, Cushman, Tennesee Div. Geol., Bull. 41, S. 57, Taf. 10, Fig. 5 a, b.
1936 *Pullenia cretacea* Cushman, Contr. Cushm. Lab. Foram. Res., Bd. 12, S. 75, Taf. 3, Fig. 8 a, b.
1937 *Pullenia coryelli* White, Loetterle, Nebraska Geol. Surv. 2 d, Ser. Bull. 12, S. 63, Taf. 11, Fig. 3 a, b.
1946 *Pullenia cretacea* Cushman, U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 206, S. 146—147, Taf. 60, Fig. 9.

*P. cretacea* unterscheidet sich von *P. coryelli* durch einen gelappten Umriß, tiefer eingedellten Suturen und etwas flacherem Gehäuse. Die Kammernzahl beträgt ebenfalls fünf bis sechs.

Vorkommen: Pl. 37, 43.

Familie **GLOBIGERINIDAE**
Subfamilie **GLOBIGERININAE**
Genus **Globigerina** Orbigny, 1826
Ann. Sci. Nat., Bd. 7, 1826, S. 277
Gattungstypus: *Globigerina bulloides* Orbigny

**Globigerina linaperta** Finlay, 1939

1939 *Globigerina linaperta* Finlay, Trans. Roy. Soc., New Zealand, Vol. 69, S. 125, Taf. 13, Fig. 54—57.
1952 *Globigerina linaperta* Finlay, Brönnimann, Bull. Am. Pal., Vol. 34, Nr. 134, S. 16—17, Taf. 2, Fig. 7—9.
1953 *Globigerina linaperta* Finlay, Hamilton, J. Pal., Vol. 27, S. 222, Taf. 32, Fig. 5—6.

*Globigerina linaperta* unterscheidet sich von *G. triloculinoides* Pl. durch eine gedrungenere Gestalt und das Fehlen einer ausgeprägten Lippe über die Apertur. Die Apertur liegt seitlich und ist ein flacher Schlitz bis eine borgenförmige Öffnung. Durch die Lage der Apertur unterscheidet sie sich von *G. finlayi* Brönnimann mit zentral gelegener Apertur.

Diese Art scheint auf das Paleozän und Eozän beschränkt zu sein. Die einzige gegenteilige Meldung in Hamilton (1953), daß laut Finlay diese Art auch in der Kreide Neu-Seelands vorkommt, sollte bei den dortigen unsicheren stratigraphischen Verhältnissen genau überprüft werden.

Vorkommen: G+K 7.

**Globigerina sp. cf. G. pseudobulloides** Plummer, 1926

Sehr selten konnten vier bis fünf kammerige Individuen gefunden werden, die eine Ähnlichkeit mit *G. pseudobulloides* aufweisen konnten. Nicht zu verkennen ist auch eine Ähnlichkeit mit *G. pseudoeocaena pseudoeocaena* Subbotina. Bis die Systematik der Globigerinen etwas abgeklärt ist, muß auf eine genauere Bestimmung verzichtet werden.

Vorkommen: G+K 7.

**Globigerina sp.**

Einzelne Exemplare von einer vierkammerigen *Globigerina* konnten nicht einwandfrei bestimmt werden. Sie dürften oft unter dem Verlegenheitsnamen „*Globigerina cretacea* Orbigny, 1840" geführt werden. Die Systematik der Arten von *Globigerina* in der Oberkreide ist unbefriedigend.

Vorkommen: Pl. 22, 24, 29, 38.

Genus **Rugoglobigerina** Brönnimann, 1952
Bull. Am. Pal., Bd. 34, Nr. 140, S. 1, 11, 8, 16.
Gattungstypus: *Globigerina rugosa* Plummer

**Rugoglobigerina sp.**

Aus zwei Proben (G+K 6, 8) liegen mehrere Exemplare vor, die zur Gattung *Rugoglobigerina* Brönnimann (1952) gestellt werden müssen. Sie dürften in die Verwandtschaft von *Rugoglobigerina rugosa* (Plummer) fallen nach der Kammergestalt und Zahl auf der Ventralseite. Auf der Ventralseite zeigen jedoch mehrere Exemplare einen deutlichen Knick, der in einzelnen Fällen zum deutlichen Kiel wird. Meines Wissens sind Vertreter der Gattung Rugoglobigerina außerhalb N- und Zentralamerika noch nicht bekanntgeworden. In Proben aus der äußeren Klippenzone (O. Senon), die Herr Dr. R. Grill dem Verfasser zu zeigen die Freundlichkeit hatte, konnte diese Gattung ebenfalls in typischen Exemplaren beobachtet werden.

Diese Gruppe verdient jedenfalls eine eingehendere Bearbeitung und es soll hier nur auf das Vorhandensein dieser interessanten Form hingewiesen werden.

Vorkommen: G+K 8.

Genus **Globigerinella** Cushman, 1927
Contr. Cushm. Lab. Foram. Res. *3*, 1929, S. 87
Gattungstypus: *Globigerinella aequilateralis* H. B. Brady

**Globigerinella sp.**

Eine kleine Art der Gattung *Globigerinella* ist charakterisiert durch einen größeren offenen Nabel, sieben bis acht Kammern im letzten Umgang, wovon die letzten zwei bis drei deutlich radial gestreckt sind. Ähnliche Arten sind mir aus der Literatur nicht bekannt.

Vorkommen: G+K 8.

Familie **GLOBOROTALIIDAE**
Genus **Globotruncana** Cushman, 1927
Contr. Cushm. Lab. Foram. Res. Bd. 3, 1927, S. 91
Gattungstypus: *Pulvinulina arca* Cushman

**Globotruncana arca** (Cushman), 1926

1926 *Pulvinulina arca* Cushman, Cushm. Lab. Foram. Res., Bd. 2, S. 23, Taf. 3, Fig. 1 a—c.
1946 *Globotruncana arca* (Cushm.), Cushm., U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, 206, S. 150, Taf. 62, Fig. 4 (non Fig. 5).
1948 *Globotruncana arca* (Cushm.), Cita, Riv. Ital. Pal. e Strat., Bd. 54, S. 3, Taf. 3, Fig. 2.
1951 *Globotruncana arca* (Cushm.), Bolli, J. Pal. Bd. 25, S. 194.
1951 *Globotruncana arca* (Cushm.), Noth, Jb. Geol. B. A., Sonderbd. 3, S. 77—78, Taf. 8, Abb. 15.
1951 *Globotruncana arca* (Cushm.), Bandy, J. Pal., Vol. 25, S. 509, Taf. 75, Fig. 1 a—c.
1953 *Globotruncana arca* (Cushm.), Hagn, Paläontographica, Bd. 104, Abt. B, S. 97—98, Taf. 8, Fig. 11, Abb. 20—21.
1955 Globotruncaua arca (Cushm.), Dalbiez, Micropaleontology, Bd. I, S. 164, Textfig. 5 a—c.

Vorkommen dieser wohlbekaunten Art wurden bisher hauptsächlich aus dem Campan und Maastricht beschrieben, Cita (1948) gibt auch

das Vorkommen im Santon an. Die verwandtschaftlichen Verhältnisse dieser Art sind unklar, die von Dalbiez (1955) erwogene Möglichkeit eines Zusammenhanges mit *Gl. lapparenti tricarinata* verdient jedoch nähere Prüfung.

Vorkommen: Pl. 20, 23, 24, 25 a, 25 b, 25 c, 26, 27, 28, 29, 30, 31, 32, 33, 34, 35, 36, 37, 38, 39, 41, 43.

**Globotruncana marginata** (Reuss), 1854

1854 *Rosalina marginata* Reuss, Böhm. Kreide 1, S. 36, Taf. 8, Fig. 54, 74, Taf. 13, Fig. 68.

1928 *Globigerina marginata* (Reuss), Franke, Abh. Preuß. Geol. L. A., N. F. 111, S. 192, Taf. 18, Fig. 9 a—c.

1936 *Globotruncana ventricosa* White, Brotzen, Sver. Geol. Unders., Ser. C, Nr. 396, S. 171, Taf. 13, Fig. 4 a—c, Abb. 63.

1946 *Globotruncana marginata* (Reuss), Cushman, U. S. Geol. Surv., Prof. Paper 206, S. 150, Taf. 62, Fig. 1, 2.

1953 *Globotruncana marginata* Hagn, Paläontographica, Bd. 104, Abt. B, S. 93—94, Taf. 8, Fig. 10, Abb. 10—11.

Eine ausführliche Diskussion dieser Art hat Hagn (1953) geliefert. Bezüglich des Unterschiedes zwischen *G. marginata* und *G. lapparenti bulloides* möchte ich noch hinzufügen, daß beide Arten sich durch die Zahl der Kammern und die Größe unterscheiden. Daß die Unterart *bulloides* eher zu *G. marginata* gehört als zu *G. lapparenti*, kann bestätigt werden; die Kombination *G. lapparenti bulloides* wird aber vorläufig beibehalten, bis die Untersenonen Globotruncanen in mehr Detail bekannt sind.

**Globotruncana lapparenti lapparenti** Brotzen, 1936

1918 *Rosalina linnei* Typ I, de Lapparent, Mem. Carte geol. France, S. 7, Fig. 1 a—c.

1936 *Globotruncana linnei* (Lapp.), O. Renz, Eclog. geol. Helv., 29, S. 20, Taf. 6, Fig. 32—34.

1936 *Globotruncana lapparenti* Brotzen, Sver. geol. Unders., Ser. C, Bd. 396, S. 175.

1942 *Globotruncana linnei* (Lapp.), Gandolfi, Riv. Ital. Pal. e Strat., Bd. 48, S. 125, Taf. 3, Fig. 3, Taf. 4, Fig. 18, 32, 33; Taf. 14, Fig. 7.

1944 *Globotruncana lapparenti lapparenti* Brotzen, Bolli, Eclog. Geol. Helv., Bd. 37, S. 230, Fig. 1 (15—16); Taf. 9, Fig. 11.

1948 *Globotruncana lapparenti lapparenti* Brotzen, Cita, Riv. Ital. Pal. e Strat., Bd. 54, S. 13, Taf. 4, Fig. 2.

1951 *Globotruncana lapparenti lapparenti* Brotzen, Bolli, Journ. Pal. Bd. 25, S. 193.

*G. lapparenti lapparenti* ist eine der langlebigsten Arten dieser Gattung. Nach der Literatur reicht sie sicher vom Turon bis über die Grenze Campan—Masstriebt. Wesentlich erscheint der Hinweis von Hagn (1953, S. 97), daß *G. lapparenti lapparenti* nicht auf die mediterrane Kreide beschränkt ist, sondern vielmehr auch im „borealen" Bereich zu finden ist.

Vorkommen: Pl. 8, 10 a, 10 b, 11, 12, 20, 23, 24, 25 b, 26, 29, 30, 32, 33, 35, 36, 37, 38, 39.

**Globotruncana lapparenti** Brotzen **tricarinata** (Quereau), 1893

1893 *Pulvinulina tricarinata* Quereau, Beitr. Geol. Karte Schweiz, 33. Lief., S. 89, Taf. 5, Fig. 3.

1918 *Rosalina linnei* Typ II, De Lapparent, Mem. Carte geol. France, S. 7, Fig. 16, d—f.
1936 *Globotruncana linnei* Lapp., O. Renz, Eclog. Geol. Helv., Bd. 29, S. 19, Taf. 6, Fig. 28—30; Taf. 8, Fig. 7.
1944 *Globotruncana lapparenti tricarinata* (Quereau), Bolli, Eclog. Geol. Helv., Bd. 37, S. 232, Abb. 1 (19—20), Taf. 9, Fig. 13.
1951 *Globotruncana lapparenti tricarinata* (Quereau), Bolli, Journ. Pal., Bd. 25, S. 194.
1953 *Globotruncana lapparenti tricarinata* (Quereau), Papp u. Küpper, K., Ö. Ak. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl. Abt. I, 162. Bd., 1. u. 2. H., S. 37—38, Taf. 1, Fig. 3 a—c.
1952 *Globotruncana lapparenti tricarinata* (Quereau), Hagn, Paläontographica Bd. 104, Abt. B, S. 97, Taf. 8, Fig. 13, Abb. 18, 19 (? pars).

Diese recht charakteristische Art wurde neuerdings von Hagn (1953, Fußnote Seite 97) treffend charakterisiert. Mir scheint aber, daß *G. rugosa* (Marie) noch einer eingehenden Untersuchung bedarf, bevor eine Identifikation oder Trennung möglich ist. Die von Hagn angegebenen Unterschiede in der Konvexität der Dorsalseite erscheinen mir doch zu gering, um eine artliche Trennung vorzunehmen. Doch dies alles sollte eingehender studiert werden.

Vorkommen: Pl. 1 a, 10 b, 12, 23, 24, 25 a, c, 27, 28, 29, 30, 31, 32, 33, 34, 36, 39, G+K 6.

**Globotruncana lapparenti** Brotzen **coronata** Bolli, 1944

1918 *Rosalina linnei* Typus 4, Lapparent, Mem. Carte geol. France, S. 4.
1944 *Globotruncana lapparenti coronata* Bolli, Eclog. geol. Helv., Bd. 37, S. 233, Taf. 1, Fig. 21, 22, Taf. 9, Fig. 14, 15.
1948 *Globotruncana lapparenti coronata* Bolli, Cita, Riv. Ital. Pal e Strat., Bd. 54, S. 156, Taf. 4, Fig. 3.
1949 *Globotruncana lapparenti coronata* Bolli, Mornod, Eclog. Geol. Helv., Bd. 42, S. 591, Fig. 13.
1951 *Globotruncana lapparenti coronata* Bolli, Noth, Jb. Geol. B. A., Sonderbd. 3, S. 76, Taf. 5, Fig. 8 a—c.
1953 *Globotruncana lapparenti coronate* Bolli, Papp u. Küpper, K., Sitzber. Ö. Ak. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl. Abt. I, Bd. 162, 1. u. 2. Heft, S. 36—37, Taf. 1, Fig. 2 a—c.

Diese Art wird von den meisten Autoren bloß bis in das Unter-Senon angegeben. In unserem Material reicht diese Art aber bedeutend höher, wohei zugegeben werden muß, daß die jüngeren Populationen viel flacher sind, und auch die Dorsalseite nicht so hochkronig erscheint, wie die älteren.

Vorkommen: Pl. 8, 10 a, b, 11, 12, 20, 24, 34, 35, 43.

**Globotruncana rosetta** (Carsey) **pembergeri** Papp u. Küpper, 1953

1953 *Globotruncana (Globotruncana) rosetta pembergeri* Papp u. Küpper, Sitzber. Ö. Ak. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl. Abt. I, 162. Bd., 1. u. 2. Heft., S. 35, 36, Taf. 1, Fig. 1 a—c.

Die Art ist durch den schwachen zweiten Kiel gut gekennzeichnet. Ob sich allerdings die vermittelnde Stellung zwischen *G. rosetta* und *G. arca* bestätigen wird, soll noch offen gelassen werden.

Vorkommen: Pl. 25 b, 31, 32, 33, 35.

**Globotruncana fornicata** Plummer, 1931

1931 *Globotruncana fornicata* Plummer, Univ. Texas Bull. 3101, S. 198, Taf. 13, Fig. 4—6.
1946 *Globotruncana fornicata* Plummer, Cushman, U. S. Geol. Surv., Prof. Paper 206, S. 149, Taf. 61, Fig. 19.
1948 *Globotruncana fornicata* Plummer, Cita, Riv. Ital. Pal. e Strat., Bd. 54, S. 11, Taf. 3, Fig. 8.
1951 *Globotruncana fornicata* Plummer, Bolli, J. Pal. Bd. 25, S. 194.
1951 *Globotruncana fornicata* Plummer, Noth, Jb. Geol. B. A., Sonderbd. 3, S. 77, Taf. 8, Abb. 18.
1953 *Globotruncana fornicata* Plummer, Hagn, Paläontographica, Bd. 104, Abt. B, S. 98, Taf. 8, Fig. 8, Abb. 22, 23.
1953 *Globotruncana fornicata* Plummer, Papp u. Küpper, K., Sitzber. Ö. Ak. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl. Abt. I, 162. Bd., 1. u. 2. Heft, S. 39, Taf. 2, Fig. 1 a—c.
1955 *Globotruncana fornicata* Plummer, Dalbiez, Micropal. Bd. 1, S. 165—166.

Diese Art dürfte wohl eine der bestbeschriebensten Globotruncanen sein und ist auch überaus leicht zu erkennen. An dem Material im Becken von Gosau konnte verfolgt werden, wie *G. fornicata* in *G. contusa* übergeht. Der phylogenetische Übergang erfolgt knapp über den letzten Proben mit *G. calcarata* und zur gleichen Zeit mit dem Umschwung von *Pseudotextularia elegans—P. textulariformis*. Zwischenglieder dürften der *G. caliciformis* entsprechen, doch ist diese „Art" in unserem Material nie selbständig ausgebildet und ohne stratigraphische Bedeutung.

Von Ganss und Knipscheer (1954) wird erwähnt, daß *G. fornicata* bereits in tieferen Proben eine Tendenz zu *G. contusa* hat. Dies konnte auch in unseren Proben beobachtet werden; die Tendenz zu einer konischen Gestalt führte aber zu keiner morphologisch selbständigen Form und in höheren Proben treten wieder normale Exemplare von *G. fornicata* auf, bis an die Campan—Maastricht-Grenze.

Vorkommen: Pl. 22, 23, 24, 25 b, c, 26, 27, 28, 29, 30, 31, 32, 33, 34, 35, 36, 37, 39.

**Globotruncana contusa** (Cushman), 1926

1926 *Pulvinulina arca* Cushman *var. contusa* Cushman, Contr. Cushman Lab. Foram. Res., Bd. 2, Teil 1, S. 23.
1928 *Globotruncana conica* White *var. plicata* White, White, J. Pal., Bd. 2, S. 285, Taf. 38, Abb. 8 a—c.
1946 *Globotruncana conica* (Cushman), Cushman, U. S. Geol. Surv., Prof. Paper 206, S. 151, Taf. 61, Fig. 21.
1946 *Globotruncana arca* (Cushman) *contusa* (Cushman), ibid, S. 150—151, Taf. 62, Fig. 6.
1948 *Globotruncana contusa* (Cushman), Cita, Riv. Ital. Pal. Bd. 54, Teil 4, S. 150—151, Taf. 3, Fig. 6 a—c.
1951 *Globotruncana contusa* (Cushman), Noth, Jb. Geol. B. A , Sonderbd. 3, S. 79, Taf. 8, Abb. 17 a—c.
1951 *Globotruncana contusa* (Cushman), Bolli, J. Pal. Bd. 25, S. 196, Taf. 34, Abb. 7—9.
1955 *Globotruncana contusa* (Cushman), Troelsen, Micropaleontology, Bd. 1, S. 80, Textfig. 2.

*Globotruncana contusa* dürfte von *G. fornicata* abstammen, wie auch Bolli (1951) andeutete. Für eine Begründung siehe unter *G. fornicata*. Für eine eingehende Diskussion der regional-stratigraphischen Verbreitung dieser Art möchte ich auf Troelsen (1955) hinweisen.

Vorkommen: Pl. 36, 38, 40, 43, G+K 6, 8.

**Globotruncana conica** White, 1928

1928 *Globotruncana conica* White, J. Pal., Bd. 2, S. 285, Taf. 38, Fig. 7 a—c.

1946 *Globotruncana conica* White, Cushman, U. S. Geol. Surv., Prof. Paper 206, S. 151, Taf. 61, Fig. 20 a—c.

1947 *Globotruncana conica* White, Cushman u. Renz, Contr. Cushm. Lab. Foram. Res., Vol. 23, Taf. 2, S. 50, Taf. 12, Fig. 12.

1948 *Globotruncana conica* White, Cita, Riv. Ital. Pal. e Strat., Bd. 54, S. 149—150, Taf. 3, Fig. 5 a—c.

1951 *Globotruncana conica* White, Bolli, Journ. Pal., Bd. 25, S. 196, Taf. 34, Fig. 13—15.

1955 *Globotruncana conica* White, Dalbiez, Micropaleontology, Bd. 1, S. 165.

Nach Dalbiez ist die Möglichkeit gegeben, daß *G. conica* und *G. falsostuarti* verwechselt werden. Zu dieser Frage kann an Hand unseres Materials wenig beigetragen werden, da typische Exemplare dieser Arten recht selten sind und eine Verbreitung besitzen, die sicher nicht den Biozonen (s. s.) dieser Arten entsprechen.

Vorkommen: G+K 6, 8.

**Globotruncana elevata elevata** (Brotzen), 1934

1934 *Rotalia elevata*, Brotzen, Zeitschr. Dtsch. Ver. Palästinas, Bd. 57, S. 66, Taf. 3, Fig. c.

1953 *Globotruncana andori* de Klasz, de Klasz, Geol. Bavarica, Nr. 17, S. 233—235, Taf. 6, Fig. 1 a—c.

1955 *Globotruncana elevata elevata* (Brotzen), Dalbiez, Micropaleontology, Bd. 1, S. 169.

Diese Art wurde bis vor kurzem als *Globotruncana stuarti* geführt. Es ist das Verdienst von Dalbiez, darauf hingewiesen zu haben, daß sich unter diesem Namen eine Entwicklungsreihe *G. elevata elevata—G. elevata stuartiformis—G. stuarti* verbirgt. *G. elevata elevata* ist von den anderen Arten durch die halbrunden Kammern auf der Dorsalseite gekennzeichnet.

Vorkommen: Pl. 22, 24.

**Globotruncana elevata** (Brotzen) **stuartiformis** Dalbiez, 1955

1953 *Globotruncana stuarti* (Lapparent), Papp u. Küpper, K., Ö. Ak. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Sitzber., 162. Bd., 1. u. 2. Heft, S. 39—40, Taf. 2, Fig. 2 a—c.

1955 *Globotruncana elevata stuartiformis* Dalbiez, Micropaleontology, Bd. 1, S. 169, Textfig. 10 a—c.

*Globotruncana elevata stuartiformis* ist durch fließende Übergänge in einzelne Populationen mit *G. stuarti* verbunden. In dieser Art sind die letzten Kammern auf der Dorsalseite noch typisch kurz dreieckig ausgebildet.

Es ist aber durchaus möglich, daß in Populationen wo *G. stuarti* und *G. elevata stuartiformis* zusammen vorkommen, ein nicht voll ausgewachsenes Individuum von *G. stuarti* als *G. elevata stuartiformis* bestimmt wird.

Vorkommen: Pl. 23, 25, 27, 30, 31, 32, 33, 34, 35, 36, 37, 38, 40, 41, 43, G+K 6.

**Globotruncana stuarti** (Lapparent), 1918

1918 *Rosalina stuarti* Lapparent, Carte géol. France, Mém. S. 12, Fig. 4, S. 13.

1936 *Globotruncana stuarti* (Lapp.), O. Renz, Eclog. Geol. Helv., Bd. 29, S. 19, Taf. 6, Fig. 35—41, Taf. 8, Fig. 6.

1944 *Globotruncana stuarti* (Lapp.), Bolli, Eclog. Geol. Helv., Bd. 37, S. 236, Fig. 1, Nr. 27, 28, Taf. 9, Fig. 18.

1948 *Globotruncana stuarti* (Lapp.), Cita, Riv. Ital. Pal. e Strat., Bd. 54, Nr. 4, S. 160—161, Taf. 4, Fig. 7 a—c.

1951 *Globotruncana stuarti* (Lapp.), Noth, Jb. Geol. B. A., Sonderbd. 3, S. 78, Taf. 8, Fig. 12.

*Globotruncana stuarti* ist charakterisiert durch eine deutlich viereckige Kammerform auf der Dorsalseite in den letzten Kammern. Die früheren Kammern entsprechen in ihrer Form durchaus jenen von *G. elevata stuartiformis*.

Vorkommen: Pl. 40, G+K 6, 8.

**Globotruncana mayaroensis** Bolli, 1951

1951 *Globotruncana mayaroensis* Bolli, J. Pal. Bd. 25, S. 198, Taf. 35, Fig. 10—12.

Der genauen morphologischen Charakteristik von Bolli ist kaum etwas hinzuzufügen. Diese Art ist in unserem Material zwar typisch vertreten, doch in sehr geringer Zahl.

Hingegen möchte ich betonen, daß die phylogenetischen Angaben von Bolli zu ergänzen sind. Ich halte es für wahrscheinlich, daß *G. mayaroensis* von *G. intermedia* stammt, wie Bolli dies angibt. Eine weitere Verknüpfung mit *G. citae* scheint mir jedoch unwahrscheinlich, da *G. citae* und die im Becken von Gosau aufgefundene Unterart mit einem schwachen zweiten Kiel zusammen mit der vollentwickelten *G. mayaroensis* vorkommt.

Vorkommen: G+K 8.

**Globotruncana sp. cf. G. falsostuarti** Sigal, 1952

Es liegen aus einigen Proben Exemplare vor, die mit der etwas schematischen Abbildung Sigals Ähnlichkeiten aufweisen. Solange diese Art jedoch nicht genauer beschrieben ist, kann eine sichere Identifikation nicht vorgenommen werden (vgl. Dalbiez 1955, S. 165).

Vorkommen: Pl. 40, 43.

**Globotruncana calcarata** Cushman, 1927

1927 *Globotruncana calcarata* Cushman, Contr. Cushm. Lab. Foram. Res., Bd. 3, S. 115, Taf. 23, Fig. 10 a, b.

1928 *Globotruncana calcarata* (Cushm.), White, J. Pal., Bd. 2, S. 285, Taf. 38, Fig. 6 a—c.

1933 *Globotruncana calcarata* (Cushm.), Cushman, Spec. Paper, Cushm. Lab. Foram. Res., Nr. 5, Taf. 35, Fig. 14 a—c.

1934 *Globotruncana calcarata* (Cushm.), Thalmann, Eclog. Geol. Helv., Bd. 27, S. 413.
1946 *Globotruncana calcarata* (Cushm.), Cushman, U. S. Geol. Surv., Prof. Paper 206, S. 151—152, Taf. 62, Fig. 8.

Diese Art ist wohl die einzige unter allen Globotruncanen, die Stacheln aufweisen. Außerdem ist sie ein ganz vorzügliches Leitfossil. Ob die *Gl. calcarata*-Zone an die Basis des Maastricht oder an die Obergrenze des Campans angeschlossen wird, soll vorläufig definitionsgemäß für oberstes Campan entschieden werden, wie es auch die meisten Autoren tun. Bei der jetzigen subtilsten Ziehung der Campan—Maastricht-Grenze ist ohne das Zusammen-Vorkommen mit *Bolivinoides* keine klare Entscheidung zu treffen. Jedoch scheint mir die Annahme einer *G. calcarata*-Zone im obersten Campan begründet (auch ohne Bolivinoides), weil im Profil *G. contusa* und *Pseudotextularia textulariformis* und *Ps. varians* erst über der letzten Probe mit *G. calcarata* einsetzen.

Vorkommen: Pl. 25 c, 30, 33.

### Globotruncana citae Bolli, 1951

1951 *Globotruncana citae* Bolli, J. Pal. Bd. 25, S. 199, Taf. 34, Fig. 4—6.
1953 *Globotruncana citae* Bolli, Papp u. Küpper, K., Ö. Ak. Wiss., Sitzber., math.-naturw. Kl. Abt. I, 162. Bd., S. 38, Taf. 1, Fig. 4 a—c.

Diese deutlich einkielige Art reicht laut Bolli (1951) bis in das Campan. Dies konnte im Bereich des Untersberges (Salzburg) bestätigt werden, da sie zusammen und unterhalb von Proben mit *G. calcarata* gefunden werden konnten.

Es besteht die Möglichkeit, daß *G. citae* Bolli ein Synonym von „*Globorotalia*" *pschadae* Keller, 1946 (Soc. Nat. Moscau, Bull., n. s. Vol. 51 [Sect. Geol. Vol. 21] Nr. 3, S. 99, 108, Taf. 2, Fig. 4—6) ist. Der von Keller bei den Abbildungen angegebene Maßstab ist. eindeutig falsch, er stimmt mit den Maßwerten im Text nicht überein.

Daß *G. citae* eine *Globotruncana* und keine *Globorotalia* ist, konnte an Hand besser erhaltenen Materials von Papp u. Küpper 1953 nachgewiesen werden. Die akzessorischen Aperturen liegen im Umbilicus.

In der Probe G+K 8 konnten auch noch Exemplare beobachtet werden, die einen schwachen zweiten Kiel ausbilden auf der Ventralseite. Es wird sich hier wohl um eine Fortentwicklung von *G. citae* handeln. Interessant ist, daß eine primär einkielige Art im Maastricht noch die Globotruncana-Tendenz zur Zweikieligkeit besitzt, knapp vor dem Aussterben der ganzen Gruppe.

Vorkommen: G+K 8, 6.

### Globotruncana lobata de Klasz, 1955

1955 *Globotruncata lobata* de Klasz, Contr. Cushm. Fonnd. Foram. Res. Bd. VI, Teil 1, S. 43—44, Taf. 7, Fig. 2 a, b, c.

Diese zweikielige Art konnte in mehreren Exemplaren in zahlreichen Proben bestimmt werden. Sie ist durch die enge Spirale auf der Dorsalseite mit zahlreichen Kammern und einen tiefen Umbilicus sehr gut charakterisiert. Von der ebenfalls zweikieligen *G. gagnebini* unterscheidet sich *G. lobata* in der Dorsalseite durch die Enge der Spirale und die Form der Kammern.

Auch bei dieser Form kann über die Phylogenie nicht Sicheres ausgesagt werden. So erscheint fraglich, ob die Globotruncanen mit hoher Ventralseite eine einheitliche Gruppe sind oder ob sie Endformen verschiedener Entwicklungsreihen darstellen.

Vorkommen: Pl. 27, 28, 30, 32, 33, 35, 36, 37, 38, 39.

**Globotruncana lugeoni** Tilev Nuh, 1951

1951 *Globotruncana lugeoni* Tilev Nuh, Mad. Tekt. ve Arama, Ser. B, Nr. 16, S. 41—46, Textfig. 10—12, Taf. 1, Fig. 5, 6.

Eine einkielige Form mit einer flachen Dorsalseite und einer hohen Ventralseite scheint mit dieser Art ident zu sein. Sie unterscheidet sich von *G. gansseri* durch die größere Anzahl von Kammern in der letzten Windung und durch die enger gezogene Spirale auf der Dorsalseite. Von *G. lugeoni angulata* durch die gleichmäßig konkave Dorsalseite und von *G. lobata* und von *G. gagnebini* durch den einzelnen Kiel.

Verwandtschaftliche Beziehungen dieser Gruppe sind noch unbekannt.

Vorkommen: Pl. 40, 41, G+K 6, 8.

Genus **Globotrotalia** Cushman, 1927

Contr. Cushm. Lab. Foram. Res. Bd. 3, 1927, S. 91

Gattungstypus: *Pulvinulina menardii var. tumida* H. B. Brady

**Globorotalia membranacea** (Ehrenberg), 1854

1854 *Planulina membranacea* Ehrenberg, Mikrogeologie, Taf. 25, Fig. 1 a, 41, Taf. 26, Fig. 43.

1926 *Pulvinulina membranacea* (Ehrenberg), Cushman, Bull. Am. Assoc. Petrol Geol., Bd. 10, S. 608, Taf. 21, Fig. 10.

1928 *Globorotalia membranacea* (Ehrenberg), White, J. Pal. Bd. 2, S. 280, Taf. 38, Fig. 1 a—c.

1937 *Globorotalia membranacea* (Ehrenberg), Glaessner, Problems of Pal., Bd. 2/3, S. 385—386, Taf. 4, Fig. 38 a—c.

1946 *Globorotalia membranacea* (Ehrenberg), Cushman, U. S. Geol. Surv., Prof. Paper 206, S. 152—153, Taf. 63, Fig. 5.

1953 *Globorotalia membranacea* (Ehrenberg), Subbotina, Fossil. Foram. U. S. S. R., S. 205, Taf. XVI, Fig. 7—13.

1955 *Globorotalia membranacea* (Ehrenberg), Graham u. Classen, Contr. Cushm. Found. Foram. Res., Bd. VI, S. 29, Taf. 5, Fig. 6 a—b.

Exemplare aus der Velascoformation Mexicos wurden von Cushman (1926) mit der Art Reuss' identifiziert. Die stratigraphische Verbreitung dieser Art scheint auf das Paleozän und Eozän beschränkt zu sein. Die Angaben von Cushman, daß diese Art auch im Navarro (Taylor u. Corsicana Marl.) vorkommen, sollten überprüft werden. Abgebildet wurde solches Material nie.

Vorkommen: G+K 7.

**Globorotalia (Truncorotalia) acuta** Toulmin, 1941

1941 *Globorotalia wilcoxensis* Cushman u. Ponton *acuta* Toulmin, J. Pal., Vol. 15, S. 68, Taf. 82, Fig. 6—8.

1949 *Globorotalia wilcoxensis* Cushman u. Bermudez, Contr. Cushm. Lab. Foram. Res., Bd. 25, S. 39—40, Taf. 7, Fig. 19—21.

1951 *Globorotalia velascoensis* (Cushman) *acuta* Toulmin, Grimsdale, Third World Petr. Congr., Proc. S. 471.

1955 *Globorotalia velascoensis* (Cushman) *acuta* Toulmin, Graham u. Classen, Contr. Cushm. Found. Foram. Res. Bd. VI, S. 29—30, Taf. 5, Fig. 8, 9.

Diese Art ist durch den sehr kleinen Umbilicus und die große letzte Kammer charakterisiert. Es dürfte möglich sein, daß die Formen, die Glaessner (1937) als *Globorotalia angulata* White (Taf. IV, Fig. 36 non 35, 37) bestimmt hat, mit *G. acuta* ident sind, wodurch eine Synonymie gegeben sein könnte.

Die Art ist nach Graham und Classen (1955) im Paleozän und Unt. Eozän verbreitet und wurde bisher noch nie aus Kreideschichten erwähnt.

Vorkommen: G+K 7.

**Globorotalia pseudoscitula** Glaessner, 1937

1937 *Globorotalia pseudoscitula* Glaessner, Stud. Micropal., Bd. 1, Nr. 1, S. 32, 49, Abb. S. 39, Taf. 3 a—c.

1937 *Globorotalia pseudoscitula var. elongata* Glaessner, Glaessner, ibid. S. 33, 49, Abb. S. 32, Taf. 3 d—f.

1953 *Globorotalia pseudoscitula* Glaessner, Subbotina, Fossil Forams. U. S. S. R., S. 208, Taf. XVI, Fig. 17—18, Taf. XVII, Fig. 1 (hier weitere, mir nicht zugängliche Literatur).

*Globorotalia pseudoscitula* wurde von Glaessner 1937 aus dem Unt. Mitteleozän beschrieben. Nach Subbotina (1953) hat diese Art eine stratigraphische Verbreitung von „Danien" bis in das „Obere Eozän"! Von Subbotina wird noch weitere Literatur in der Synonymieliste angegeben, doch ist diese Literatur mir nicht erreichbar.

Vorkommen: G+K 7.

Genus **Globorotalites** Brotzen, 1942
Sver. Geol. Unders., Ser. C, Nr. 451, 1942, S. 31
Gattungstypus: *Globorotalia multisepta* Brotzen
**Globorotalites multisepta** (Brotzen), 1936

1936 *Globorotalia multisepta* Brotzen, Arsbok 30, Ser. C, Nr. 396, S. 161—162, Taf. XI, Fig. 6 a—c, 7 a—c, Textabb. 59, 60, 61.

Diese Art ist von *Globorotalites micheliana* (Orb.) zu trennen, durch die flach- bis leichtgewölbte Dorsalseite und der größeren Kammernzahl im letzten Umgang.

Die Art wurde von Brotzen aus dem Santon Schwedens beschrieben.

Vorkommen: Pl. 11, 12.

Familie **ANOMALINIDAE**
Subfamilie **ANOMALININAE**
Genus **Anomalina** Orbigny, 1826
Ann. Sci. Nat., Bd. 7, 1826, S. 282
Gattungstypus: *Anomalina punctulata* Orbigny
**Anomalina** spp.

Von dieser Gattung liegt nur ganz wenig Material vor, das artlich nicht näher bestimmt wurde.

Vorkommen: G+K 7, 8, 6.

Genus **Planulina** Orbigny, 1826
Ann. Sci. Nat., Bd. 7, 1826, S. 280
Gattungstypus: *Planularia ariminensis* Orbigny
**Planulina** sp.

Große, dorsal abgeflachte Form mit erhabener, flach kegeliger Ventralseite. Zahlreiche Kammern auf der Ventralseite sichtbar, Dorsalseite mit frühen Windungen sichtbar, der letzte halbe Umgang übergreift die vorhergehende Spirale. Auffallend durch die grobporige Schalenstruktur, wodurch sie sofort in jeder Probe auffallen. Es dürfte sich wohl um eine neue Art handeln.

Vorkommen: Pl. 5 b, 4, 3, 2, 1 a, Pl. 8.

## ? FAMILIENZUGEHÖRIGKEIT

**„? Meandropsina n. sp. aff. Nonionina cretacea** Schlumberger"

1936 ? *Meadropsina n. sp. aff. Nonionina cretacea* Schlumberger, O. Renz, Eclog. Geol. Helv., Bd. 29, S. 561—562, Taf. 30, Fig. 3, Taf. 31, Fig. 3, Taf. 33, Fig. 1, 2, Textfig. 5 b.

Aus dem Becken von Gosau liegt ein reiches Material vor, von dieser Form, die von Renz in Dünnschliffen vorläufig charakterisiert wurde. Renz dachte an eine Zwischenstellung zwischen *Vidalina* und *Meandropsina*, was nun nach den neueren Untersuchungen von Henson (1948, p. 81) über diese Gruppe überprüft werden sollte.

Das Material aus dem Becken von Gosau scheint sicher congenerisch mit „*Nonionina*" *cretacea* Schlumberger, spezifisch unterscheidet es sich wahrscheinlich durch die Kammerzahl.

Vorkommen: Pl. 1 a, 1 b, 2, 3, 4, 5 a, 5 b, 6, 13, 14, 15, 16, 17.

## III. Literatur


Bartenstein H.: 1948, Globotruncana calcarata Cushman, Foraminifere caracteristique de Campanien. C. R. Somm. Soc. Geol. France.

Bermudez, P. J.: 1952, Estudio sistematico de los foraminiferos rotaliformes. Boletin de Geologia, Vol. II, Nr. 4, 230 S., 35 Taf.

Bettenstaedt, F. und Wicher, C. A.: 1955, Stratigraphic correlation of Upper Cretaceous and Lower Cretaceous in the Tethys and Boreal by the aid of microfossils. IV. World Fetroleum Congres, Roma, Sect. I/D, Preprint 5, 19 S., 2 Tab., 4 Taf.

Bolli, H.: 1944, Zur Stratigraphie der Oberen Kreide in den höheren helvetischen Decken. Eclog. Geol. Helv., Bd. 37, S. 257—328, Taf. 9.

Bolli, H.: 1950, The direction of coiling in the Evolution of some Globorotaliidae. Contrib. Cushm. Found. Foram. Res., Vol. I, Nr. 3—4, S. 82—89.

Bolli, H.: 1951, The Genus Globotruncana in Trinidad, B. W. I., Notes on occurence, nomenclature and relationships between species. Jour. Paleont. Vol. 25, Nr. 2, S. 187—199.

Bolli, H.: 1952, Note on the Cretaceous-Tertiary Boundary in Trinidad, B. W. I., with remarks on the problem of the determination of some paleocene Globorotalidae. Journ. Pal., Vol. 26, Nr. 4, S. 669—675, 2 tabls.

Brinkmann, R.: 1934, Zur Schichtfolge und Lagerung der Gosau in den nördlichen Ostalpen. Sb. Preuß. Akad. Wiss., phys.-math. Kl., Bd. 27, S. 470—475.

Brinkmann, R.: 1935, Die Ammoniten der Gosau und des Flysches in den nördlichen Ostalpen. Mitt. Geol. Staatsinst., Hamburg, Bd. 15, S. 1—14.

Brönnimann, P.: 1952, Globigerinidae from the Upper Cretaceous (Cenomanian—Maastrichtian) of Trinidad, B. W. I. Bull. Amer. Pal., Vol. XXXIV, Nr. 140, S. 5—70, 3 Taf., 30 Textfig.

Brönnimann, P.: 1952, Trinidad Paleocene and Lower Eocene Globigerinidae. Bull. Am. Pal., Vol. 34, Nr. 143, S. 5—34, Taf. 1—3, table 1.

Brönnimann, P.: 1953, Note on planctonic Foraminifera from Danian localities of Jutland, Denmark. Eclog. Geol. Helv., Vol. 45, Nr. 2, S. 339—341, Textfig. 1.

Brotzen, F.: 1936, Foraminiferen aus dem schwedischen Untersten Senon von Eriksdal in Schonen. Sver. Geol. Unders., Ser. C, Nr. 396, Arsbok 30, Nr. 3, S. 206, 69 Textfig., 14 Taf.

Brotzen, F.: 1942, Die Foraminiferengattung Gavelinella nov. gen. und die Systematik der Rotaliiformes. Sver. Geol. Unders., Arsbok 36, Nr. 8, Ser. C, Nr. 451, S. 1—60, Taf. 1, 18 Fig.

Brotzen, F.: 1945, De geologisky resultaten from borrningarna vid Höllviken. Del. I: Kritan. Sver. Geol. Unders., Ser. C. Nr. 465, Arsbok 38, Nr. 7, 65 S., 10 Abb., 4 Taf.

Brotzen, F.: 1948, The Swedish Paleocene and its foraminiferal Fauna. Sver. Geol. Unders., Ser. C, Nr. 493, Arsbok 42, Nr. 2, 140 S., 19 Taf., 1 Tab.

Cita, M. B., 1948, Ricerche stratigrafiche e micropaleontologiche sul Cretacico e sull' Eocene di Tignale (Lago di Garda). Riv. Ital. Pal. e Strat., Bd. 54, H. 2, S. 1—26, H. 3, S. 1—18, Taf. 2; H. 4, S. 1—27, Taf. 3—4.

Cita, M. B.: 1955, The Cretaceous-Eocene Boundary in Italy. IV. World Petrol. Cong., Sect. I/D, Prepr. 2, 25 S., 1 Karte, 8 Prof.

Cushman, J. A.: 1926, Some Foraminifera from the Mendez Shale of Eastern Mexico. Contrib. Cushm. Lab. Foram. Res., Vol. 2, pt. 1, Nr. 26, S. 16—24, Taf. 2—3.

Cushman, J. A.: 1926, The Foraminifera of the Velasco Shale of the Tampico Embayment. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., Bd. 10, Nr. 6, S. 581—612, Taf. 15—21.

Cushman, J. A.: 1946, Upper Cretaceous foraminifera of the Gulf coastal region of the U. S. A. and adjacent regions. U. S. Geol. Surv., Prof. papers Nr. 206, 241 S., 66 Taf.

Cushman, J. A.: 1947, Foraminiferal evidence for the age of the Velasco Shale of Mexico and the Lizard Springs Marl of Trinidad. Journ. Pal. Vol. 21, Nr. 6, S. 587.

Cushman, J. A. u. Bermudez, P. J.: 1949, Some Cuban Species of Globorotalia. Contrib. Cushm. Lab. Foram. Res., Vol. 25, Teil 2, S. 26—45.

Cuvillier, J., Dalbiez, F., et al: 1955, Etudes micropaleontologiques de la limite Cretacé-Tertiaire dans les mers mesogeennes. IV. World Petrol. Congr., Roma, Sect. I/D, Prepr. 6, 27 S., 2 Taf., 6 Tab., 1 Karte.

Cuvillier, J. u. Szakall, U.: 1948, Evolution du genre Globorotalia dans l'Eocene en Aquitaine occidentale. Soc. Geol. France, Cmpt. Rendus, S. 81—83, 4 Textfig.

Dalbiez, F.: 1955, The Genus Globotruncana in Tunisia. Micropaleontology, Bd. 1, Nr., 2 S. 161—171, 2 Tab., 10 Textfig.

Fox, S. K. jr. u. Ross, R. J. jr.: 1942, Foraminiferal evidence for the Midway (Paleocene) age of the Cannonball formation in North Dakota. Journ. Pal. Vol. 16/5, S. 660 bis 673.

Franke, A.: 1928, Die Foraminiferen der Oberen Kreide Nord- und Mitteldeutschlands. Abh. Preuß. Geol. L. A., N. F. 111, 207 S., 18 Taf., 2 Abb.

Gandolfi, R.: 1942, Ricerce micropaleontologiche e stratigrafiche sulla Scaglia cretacici dei dintorni di Balerna (Canton Ticino). Riv. Ital. Pal. Strat., Bd. 48, Suppl., mem. 4, S. 5—160, Taf. 1—14, Abb. 1—49.

Ganss, O. u. Knipscheer, H. G. C.: 1954, Das Alter der Nierentaler- und Zwieselalmschichten des Beckens von Gosau. N. Jb. Geol. Pal., Abh. Bd. 99/3, S. 361—378, Taf. 23, 24.

Ganss, O., Kümel, F. u. Spengler, E.: 1954, Erläuterungen zur geologischen Karte der Dachsteingruppe. Wiss. Alpenvereinshefte, H. 15, 82 S., 6 Taf., 1 Karte.

Gardner, J.: 1931, Relation of certain foreign faunas to Midway fauna of Texas. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., Vol. 15, S. 149—160.

Gardner, J.: 1933, The Midway Gronp of Texas. Texas Univ. Bull., 3301, S. 1—403.

Gardner, J.: 1941, Analysis of Midway Fauna of Western Gulf Province. Bull. Am. Assoc. Petr. Geol., Vol. 25, Nr. 4, S. 644—649.

Glaessner, M. F.: 1931, Studien über Foraminiferen aus der Kreide und dem Tertiär des Kaukasus; I. Die Foraminiferen der ältesten Tertiärschichten des Nordwestkaukasus. Lab. Pal., Proh. Pal., Vol. 2—3, S. 349—410.

Glaessner, M. F.: 1937, Planktonforaminiferen aus der Kreide und dem Eocän und ihre stratigraphische Bedeutung. Moscou Univ. Lab. of Pal., Studies in Micropal., Vol. I, Fasc. 1, S. 27—46, 2 Taf., 6 Fig.

Grimsdale, F.: 1947, Upper cretaceous Foraminifera, a criticism. Journ. Pal. Vol. 21, S. 586—587.

Grimsdale, T. F.: 1951, Correlation, Age, Determination and the Tertiary pelagic Foraminifera. Proc. III. World Petr. Congr., the Hague, Sect. 1, S. 463—475.

Hagn, H.: 1952, Zur Kenntnis der Obersten Kreide am Nordfuß des Untersberges (Salzburger Alpen). N. Jb. f. Geol. u. Pal. Monatsh. H. 5, S. 203—223.

Hagn, H.: 1953, Die Foraminiferen der Pinswanger Schichten (Unteres Obercampan). Paläontographica, Bd. 104, Abt. A, S. 1—119, Taf. 1—8, 27 Abb.

Hagn, H.: Zur Altersfrage der Nierentaler Schichten, N. Jb. f. Geol. u. Pal. 1955, H. 1, S. 16.

Hamilton, E. L.: 1953, Upper Cretaceous, Tertiary and Recent planctonic foraminifera from mid Pacific flattopped Seamounts. Jour. Pal., Vol. 27, Nr. 2, S. 204—237, Taf. 29—32, Tabl. 1.

Haynes, J.: 1955, Pelagic Foraminifera in the Thanet beds and the use of Thanetian as a stage name. Micropaleontology, Bd. 1, Nr. 2, S. 189.

Hiltermann, H. u. Koch, W.: 1950, Taxonomie und Vertikalverbreitung von Bolivinoides-Arten im Senon N. W. Deutschlands. Geol. Jb. 64, S. 595—632, 7 Abb., 7 Variationskurven, 7 Tab.

Hiltermann, H.: 1952, Stratigraphische Fragen des Campan und Maastricht unter besonderer Berücksichtigung der Mikropaläontologie. Geol. Jb. Bd. 67, S. 47—66, 5 Abb., 1 Taf.

Hofker, J.: 1955, The Genus Bolivinoides in the Cretaceous of South Limburg. Natuurhist. Maandblad, 44. Jg., Nr. 7—8, S. 68—71, Textfig. a—d.

Israelsky, M. C.: 1951, Foraminifera of the Lodo Formation, Central California. U. S. Geol. Surv., Prof. Paper Nr. 240—A, 29 S., 11 Taf.

Jeletzky, J. A.: 1951, Die Stratigraphie und Belemnitenfauna des Obercampan und Maastricht Westfalens, Nordwestdeutschlands und Dänemarks, usw., usw. Geol. Jb., Beiheft 1, 142 S., 7 Taf., 3 Tab.

Klasz, I. de: 1953, Einige neue oder wenig bekannte Foraminiferen aus der helvetischen Oberkreide der bayerischen Alpen südlich Traunstein (Oberbayern). Geol. Bavarica, Nr. 17, S. 223—244, 4 Taf.

Klasz, I. de: 1953, On the Foraminiferal Genus Gublerina Kikoine. Geol. Bavarica, Nr. 17, S. 245—251, 1 Taf.

Klasz, I. de und H. C. G. Knipscheer: 1954, Die Foraminiferenart Reussella szajnochae (Grzybowski), ihre systematische Stellung und regional-stratigraphische Verbreitung. Geol. Jb. Bd. 69, S. 599—610, 1 Taf., 1 Tab.

Klaus, I.: 1953, Les couches rouges et le Flysch au sud—est des Gastlosen (Préalpes Romandes). These, Fac. Sci. Fribourg. Imprim. St. Paul, Fribourg (Suisse), 128 Seiten, 8 Taf.

Kühn, O.: 1930, Das Danien der äußeren Klippenzone bei Wien. Geol. Pal. Abh., N. S., Vol. 17, Teil 5, S. 495—576.

Kühn, O.: 1947, Zur Stratigraphie und Tektonik der Gosauschichten. Sb. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl. Abt. I, 156. Bd., 3. u. 4. H., S. 181—200.

Küpper, K.: 1955, Upper Cretaceous Foraminifera from the „Franciscan Series", New Almaden District, California. Contribs. Cushm. Found. Foram. Res., Bd. 6, T. 3, S. 112—118, Taf. 18.

Mornod, L.: 1943, Les Glorotalidés du Crétacé supérieur du Montsalvens (Préalpes fribourgeoises). Eclog. Geol. Helv., Vol. 42, Nr. 2, S. 573—596, 1 Taf., 14 Textfig.

Morozova, V. G.: 1946, The boundary between Cretaceous and Tertiary deposits in the light of the study of Foraminifera. Acad. Sci. U. S. S. R., Compt. Rendus (Doklady), Vol. 54, S. 53—55, 1 Tabl.

Muller, S. W. and Schenck, H. G.: 1943, Standard of Cretaceous System. Bull. Americ. Assoc. Petrol. Geol., Vol. 27, Nr. 3, S. 262—278, 7 Figs.

Noth, R.: 1951, Foraminiferen aus Unter- und Oberkreide des österreichischen Anteils an Flysch, Helveticum und Vorlandvorkommen. Jb. Geol. B. A., Sonderbd. 3, 91 S., 9 Taf., 2 Tab.

Noth, R.: 1951, Tentative Correlation of the Upper Cretaceous of Austria with that of the Gulf Coast and Mexico. The Micropaleontologist. Vol. V, Nr. 4, S. 35—38.

Papp, A. u. Küpper, K.: 1953, Die Foraminiferenfauna von Guttaring und Kl. St. Paul (Kärnten). I. Über Globotruncanan südlich Pemberger bei Klein St. Paul. Sb. Öst. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., Abt. I., 162. Bd., 1. u. 2. H., S. 31—48, 2 Taf.

Phleger, F.: 1945, The vertical distribution of the pelagic Foraminifera. Amer. J. Sci., Vol. 243, Nr. 7, S. 377—383.

Plummer, H. J.: 1926, Foraminifera of the Midway formation in Texas. Texas Univ. Bull. Nr. 2644, S. 1—206.

Plummer, H. J.: 1931, Some Cretaceous Foraminifera in Texas. Univ. Texas, Bull. 3101, S. 109—203, Taf. 8—15.

Plummer, H. J.: 1932, Foraminiferal evidence of the Midway-Wilcox Contact in Texas. Univ. Texas Bull., 3201, S. 51—68.

Reichel, M.: 1949, Observations sur les Globotruncana du gisement de la Breggia (Tessin). Eclog. Geol. Helv., Vol. 42, Nr. 2, S. 596—617, 2 Taf., 7 Textfig.

Reichel, M.: 1953, Remarques sur les Globigerines du Danien de Faxe (Danemark) et sur celles des couches depassage de Cretacée au Teriaire dans la Scaglia de l'Appenin. Eclog. Geol. Helv., Bd. 45, Nr. 2, S. 341—349, 1 Taf.

Reiss, Z.: 1952, On the occurence of Globotruncana calcarata Cushman 1927 in the Upper Cretaceous of Israel. Bull. Research Council Israel, Vol. 2, Nr. 3, S. 270—271, Textfig. 1.

Reiss, Z.: 1952, On the Upper Cretaceous and Lower Tertiary microfaunas of Israel. Bull. Res. Counc. Israel, S. 37—50, 1 Tab.

Reiss, Z.: 1954, Upper Cretaceons and Lower Tertiary Bolivinoides from Israel. Contr. Cushm. Found. Foram. Res., Bd. 5, Teil 4, S. 154—164, Taf. 28—31.

Renz, H. H.: 1951, Remarks on the age of the Lizard Springs, formation of Trinidad, B. W. I. Contr. Cushm. Found. Foram. Res., Vol. 2, S. 15—16.

Renz, O.: 1936, Stratigraphische und mikropaläontologische Untersuchungen der Scaglia (Obere Kreide—Tertiär) im zentralen Apennin. Eclog. Geol. Helv., Vol. 29, Nr. 1, S. 1—149, 14 Textfig., 15 Taf.

Reuss, A. E.: 1854, Beiträge zur Charakteristik der Kreideschichten in den Ostalpen, besonders im Gosautale und am Wolfgangsee. Denkschr. K. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., Bd. 7, I. Abt., S. 1—156, 31 Taf.

Schenck, H. G. u. Muller, S. W.: 1941, „Stratigraphic Terminology" Bull. Soc. Geol. America, Bd. 52, Nr. 9, S. 1419—1426, 2 Taf.

Schindewolf, O. H.: 1954, Über die möglichen Ursachen der großen erdgeschichtlichen Faunenschnitte. N. Jb. f. Geol. u. Pal., Monatsh., Jg. 1954, H. 10, S. 451—465, 3 Tab.

Schmidt, F., Hiltermann, H. u. Koch, W.: 1955, Biostratigraphie der Grenzschichten Maastricht/Campan in Lüneburg und in der Bohrung Brunhilde. Geol. Jb. Bd. 70, S. 339—384, 3 Taf., 7. Abb., 2 Tab.

Scott, Gayle: 1926, Etudes stratigraphiques et paléontologiques sur les terrains crétacés du Texas. Thèse, Faculté des Sci. Grenoble.

Scott, Gayle: 1934, Age of the Midway Group. Bull. Geol. Soc. Amer., Bd. 45, S. 1111—1158, Taf. 132—134, 1 Fig.

Scott, Gayle: 1940, Cretaceous-Tertiary relationships in the Coastal Plains area of Texas. (Abstract.) Bull. Geol. Soc. America, Vol. 51, Nr. 12, S. 2006.

Seitz, O.: 1952, Die Oberkreide-Gliederung in Deutschland nach ihrer Anpassung an das internatiouale Schema. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 104, S. 148—151, 1 Tab.

Sigal, J., 1949, Dano-Montien ou Paléocène ou le passage de Crétacé au Tertiaire en Algerie. Compt. Rendus Somm. Soc. Geol. France.

Sigal, F.: 1952, Aperçue stratigraphique sur la Micropaléontologie du Crétacé. XIX. Congrès Géologique Internat. Monographies Regionales, I. Ser. Algerie Nr. 26.

Spengler, E.: 1914, Untersuchungen über die tektonische Stellung der Gosauschichten, II. Teil: Das Becken von Gosau. Sb. K. Akad. Wiss., math. naturw. Kl. Abt. I, Bd. 123, 62 S., 3 Taf.

Subbotina, N. N.: 1953, Fossil foraminifera from the U. S. S. R. Globigerinidae, Hantkeninidae and Globorotaliidae (In russisch). Trudy Vses. Neft. Naukno-Issledov. Geol.-Rozved. Inst. N. S. 76, 296 S., 41. Taf.

Thalmanu, H. E.: 1934, Die regional-stratigraphische Verbreitung der oberkretazischen Foraminiferengattung Globotruncana Cushman, 1927. Eclog. Geol. Helv., Bd. 27, Nr. 2, S. 413—428, 1 Fig.

Wedekind, R.: 1940, Die papillanten Flabellinen der Kreide und die Stufengliederung des Senons. N. Jb. Min. usw., (B) Bd. 84, S. 177—204, 3 Taf., 22 Abb.

Weigel, O.: 1937, Stratigraphie und Tektonik des Beckens von Gosau. Jb. Geol. B. A., Bd. 87, S. 11—40, 6 Abb.

Weiss, L.: 1955, Planctonic index foraminifera of northwestern Peru. Micropaleontology, Bd. I, Nr. 4, S. 301—318, 3 Taf., 1 Karte, 1 Tab.

Wicher, C. A.: 1949, On the age of the higher upper Cretaceous of the Tampico embayment area in Mexico as an example of the worldwide existence of microfossils and the practical consequenses arising from this. Bull. Mus. d'Hist. Nat. du Pays Serbe, Ser. A-2, S. 1—105, 8 Taf.

Wicher, C. A.: 1953, Beobachtungen im borealen Maastricht. Pal. Z., Bd. 27, S. 233—234, 2 Tab.

Wicher, C. A.: 1953, Mikropaläontologische Untersuchungen in der höheren borealen Oberkreide, besonders im Maastricht. Geol. Jb., Bd. 68, S. 1—26, Abb. 1, 5 Tab.

# Lageskizze
der
## Probenentnahmestellen im Becken von Gosau

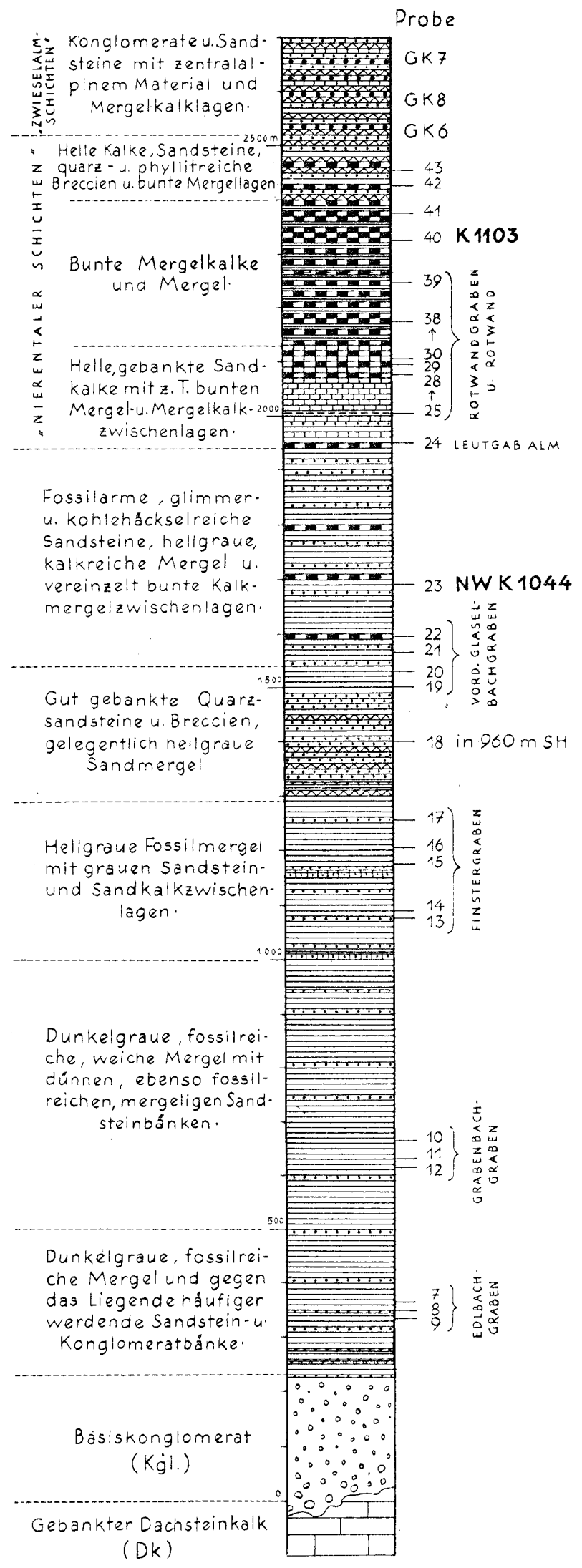
Probenentnahme B. Plöchinger 1951 - 52

1 : 25.000

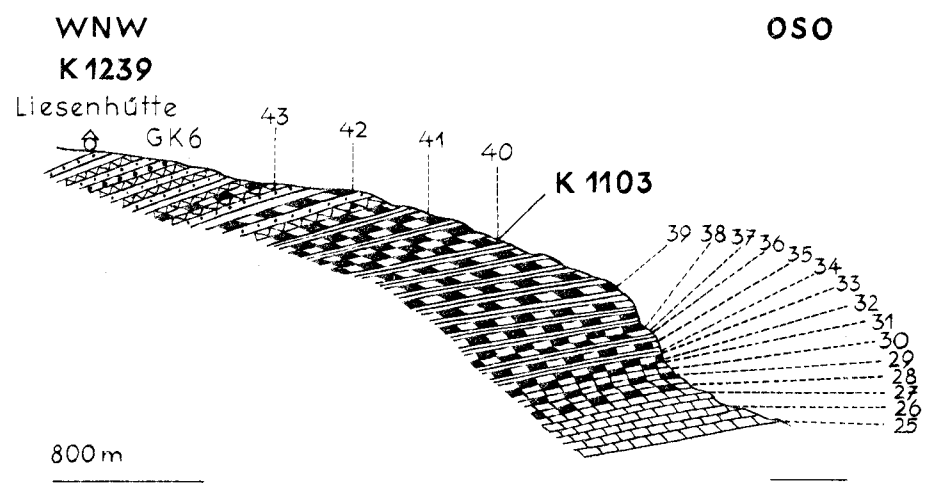
+ = 0°
Y = 1 - 30°
Y = 31 - 60°

Traunwand Alm 1333 · 2a · 1148 · Randobach · Kaltwasser Gr. · Rußberg 1664 · Rußbach · Paß Gschütt WH 964 · Grabenbach · 1028 · Edlbach · Bezugsebene für das Mächtigkeitsprofil · Dk · Kgl. · Steg → · Bibereck 1226 · 1195 · Finstergraben · Brand WH · Gosau · 767 Kirchen WH · Vord. Glaselbach · 1004 · 1044 · Hint. Glaselbach · Horn Sp. 1434 · WH · Hintertal · Leutgab Alm · Veitenalpe · Falmberg A. 1193 · Asterbach · Höhbichl 1474 · Ötscher A. 1237 · WH Gosauschmied · Großedt Alm 1342 · 1414 · Kleinedt Alm · GK8 · 1315 · Liesenhütte · Feichteck Gr. · Gosaubach · Zwieselalpe · Rotwand · Rotwand Gr. · 1587

## Mächtigkeitsprofil
1 : 10.000

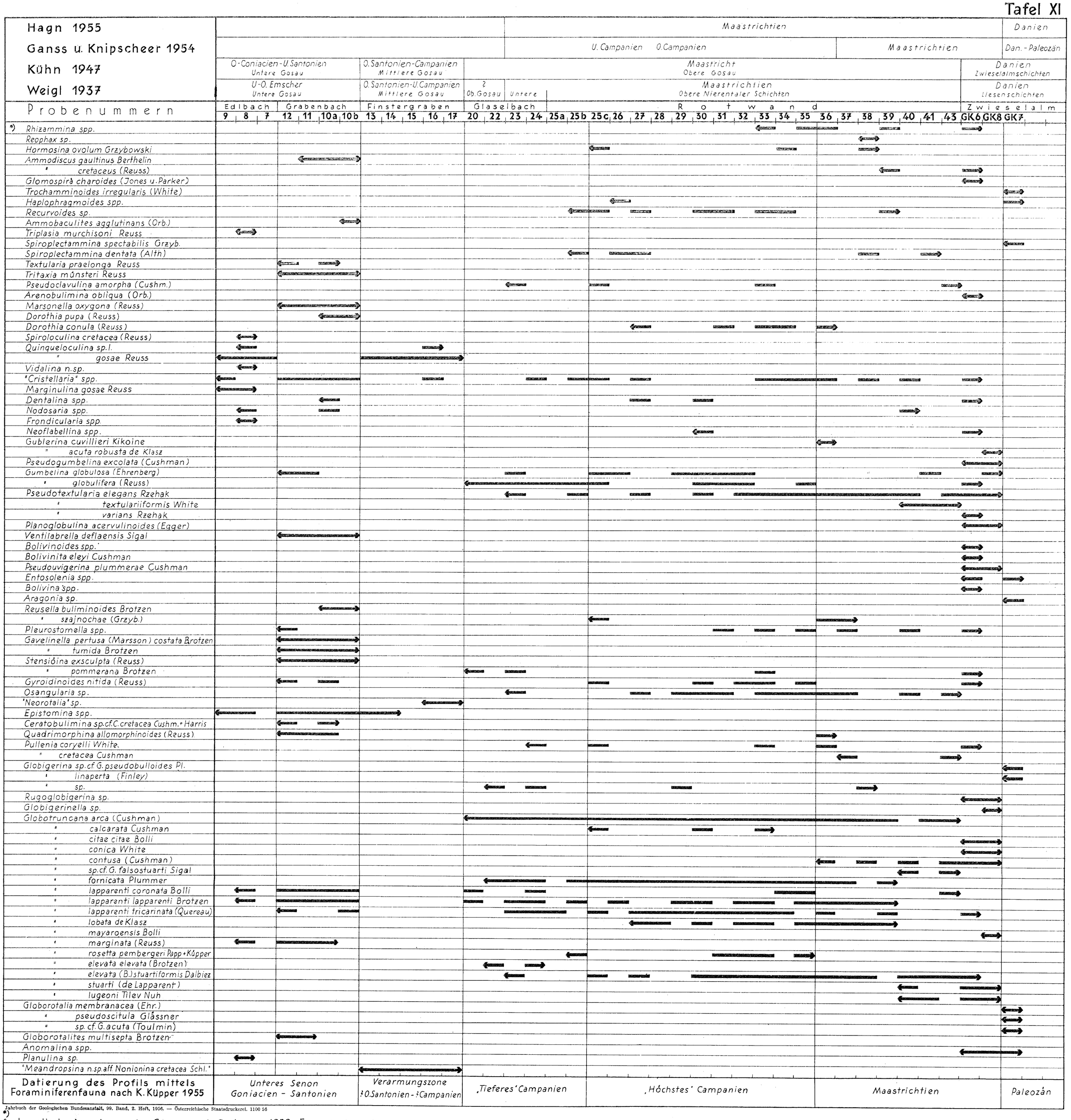



## Rotwandprofil
1 : 10.000



# Klaus Küpper : Stratigraphische Verbreitung der Foraminiferen in einem Profil aus dem Becken von Gosau

Tafel XI




Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 99. Band, 2. Heft, 1956. — Österreichische Staatsdruckerei. 1100 56

*) Systematische Anordnung der Genera nach Cushman, 1950, Foraminifera etc.

Legende ← • Erst- bzw. Letztauftreten einer Art im Profil