

# Ein Beitrag zur Geologie des Salzkammergutes im Bereich von Strobl am Wolfgangsee bis zum Hang der Zwieselalm

Von **B. Plöchinger**, Wien.

Mit 1 Karte und 7 Textabbildungen.

## Inhaltsverzeichnis.

<b>Vorwort</b> . . . . .	1
<b>Glazialgeologisch-Morphologisches</b> . . . . .	2
<b>Der deckenleptonische Bauplan des Gebietes</b> . . . . .	3
<b>Stratigraphie</b> . . . . .	5
<b>I. Das Tirolikum und die Übergangsserien zur Hallstätter Decke am Sparber und am Einbergzug — die Sparber-Decke</b> . . . . .	20
A. Zur Geschichte . . . . .	20
B. Tektonische Übersicht . . . . .	21
a) Das tirolische Osterhornggebiet . . . . .	21
b) Die Übergangsserie des Einbergzuges . . . . .	23
c) Die Übergangsserie des Sparber . . . . .	24
<b>II. Das Juvavikum der Gamsfeldgruppe und die Hallstätter Schuppen des Buchbergriedl</b> . . . . .	28
A. Zur Geschichte . . . . .	28
B. Tektonische Übersicht . . . . .	29
a) Das Juvavikum der Gamsfeldgruppe . . . . .	29
b) Die Hallstätter Schuppen des Buchbergriedl . . . . .	31

## Vorwort.

Es wird hier ein Auszug aus der im Dezember 1948 von den Herren Prof. L. Kober und Prof. K. Leuchs approbierten Dissertation des Verfassers gegeben<sup>1)</sup>.

Dem Verfasser war die Klärung größerer tektonischer Fragen möglich, was er der Schulung und Anregung seines verehrten Lehrers, Herrn Prof. L. Kober, verdankt. Für die Hilfsbereitschaft, vor allem bei der Fossilbestimmung, spricht er an dieser Stelle den Herren Prof. O. Kühn, Prof. K. Leuchs und Prof. F. Trauth seinen Dank aus. Für die Ermöglichung der Publikation sei Herrn Direktor Hofrat G. Göttinger gedankt.

<sup>1)</sup> Auf nachträgliche Änderungen weisen Fußnoten hin.

### Glazialgeologisch-Morphologisches.

Die kalkalpinen Decken bestimmen die morphologischen Gegensätze ihrer Bereiche. Flach lagernde, im wesentlichen mergelige und kieselsäurereiche Schichten geben der tirolischen Osterhorngruppe ein sanftgewelltes Aussehen, während die Berge der juvavischen Gamsfeldgruppe unmittelbar mit kahlen Kalk- und Dolomitwänden anschließen. Nur einzelne an Störungen gebundene Wände und hangende Schichtstufen eines kalkreicheren Gesteines beleben die Osterhorngruppe. Zwischen die genannten Formeneinheiten schaltet sich das 1499 m hohe Sparberhorn ein. Es hat eine gänzlich isolierte Stellung, ist von tektonischen Linien begrenzt.

SO von Strobl vereinigt sich das Weißenbachtal ohne Mündungsstufe mit dem von Moränen erfüllten Ischtal. Es liegen hier nach A. Penck und E. Brückner (40) Jungmoränen eines Rückzugstadiums, die einer jüngeren Phase des Bühlstadiums des Traungletschers angehören. — Aus dem Raum der Zentralalpen kommend, erfüllte er bis auf 1500 m Höhe das Trauntal, sandte einen Zweig zum Traunsee, einen anderen über den Wolfgangsee zum Mond- und Affersee. So befinden sich hier im Wolfgangseetal die Rückzugsmoränen des Bühlstadiums, während sich folgerichtig die weiteren zwei Rückzugsablagerungen in Richtung der Gletscherberkunft befinden.

Am Fuße des Sparber ist in OW-Erstreckung, der Stromrichtung des Gletschers, glazial überarbeitetes Gosaugrundkonglomerat aufgeschlossen. Nördlich davon liegt das Blincklingmoos als letzte Konsequenz der durch den Traungletscher entstandenen Unebenheiten. Ein Quellaufschluß beim Gehöft Ht. Holz veranschaulicht die rezente Einschwemmung von grauen Gosau mergeln und die so begünstigte Bildung geringmächtiger Kohleflöze.

Als das Eis im Zungenbecken des Wolfgangseetales zurückwich, die bisher vorhandenen Abflüsse durch Glazialschotter versperrt wurden, mußte die Ischl nach O abfließen. G. Götzinger spricht dabei von einem Beispiel zentripetaler Entwässerung nach dem Stammbecken.

Am östlichen Sparber liegt in ca. 660 m Höhe die Terrasse des Kleefeldbauern. Nach A. Penck (40) ist es eine dem präglazialen Talboden entsprechende Ablagerung des Bühlstadiums. Es zeigt Blockmaterial, das hauptsächlich dem Gosaugrundkonglomerat am Fahrenberg entstammt. 20 m oberhalb dieser teils vermoorten Terrasse befindet sich ein Rest höherer Schotterablagerungen.

Eine torartige Klamm am Eingang zum Weißenbachtal läßt im westlichen, 50 m hohen Hippuritenkalkblock ein Trennung erkennen, das durch Verlagerung und nachträgliche Tieferlegung des postglazialen Bachbettes entstanden ist. Dieses Merkmal eines epigenetischen Durchbruchtales zeigt auch die bis 40 m hohe Schlucht im Liasspongienkalk  $1\frac{1}{2}$  km südlich davon. Der alte Talgrund ist dort jenseits des Trennungs noch gut zu erkennen.

Die Bleckwand stellt nach Machatschek (36) einen die Einbnungsflächen überragenden Restberg dar. Das verflachte Gelände

südlich davon, das am Zwechenberg nochmals einen NO-Abbruch aufweist, läßt an der Schnitzhofalm und Einbergalm das 1100 m-Niveau und an der Postalm u. a. das 1350 m-Niveau erkennen. Trotz der vielfach verwischten Altformen sieht man am Weg von Strobl zur Post- und Moosbergalm Flächen, die erahnen lassen, in welcher gesetzmäßiger Folge sich das Talsystem seit dem Jungtertiär veränderte.

Wichtig für die tektonische Auseinandersetzung ist nun die WO-streichende Wandstufe des Einberg-Riffkalkes und der S-Abbruch der Osterhorngruppe am Labenberg und Astegg. Der Erosionsrand des genannten Riffkalkes ist von O—W-gerichteten Karrenschliffen durchfurcht, während sich am Osterhornabbruch nördlich des Bärenfalles der Zinkenbach in einer kanalartigen Erosionsschlucht tief einschneidet. Noch heute richtet sich dort der Dachsteinkalk auf.

Charakterisieren vor Erreichen der Einberghochfläche die Steilabbrüche der Zwechenberghöhe und der Braunalpe den randlichen Bau der Osterhorngruppe, so treten im O die steilen Stirnen der Dachsteindecke hervor.

Von der Zwechenbergalm aus bietet sich ein schöner Ausblick in den geräumigen Einschnitt des Goisener Weißenbachtals, der Antiklinalachse der juvavischen Gamsfeldgruppe. Der Ramsaudolomit läßt hier in der Kammerhachschlucht einen engen Schlund entstehen. An den N-Wänden der wilden Kammer sind radiär zusammenlaufende Rinnen eines Kares zu erkennen. Im benachbarten Scharfen (östlichen Braunedlkopf) schmiegte sich der Firn an die Schichten seiner Faltenstirne an. Der Gletscherschurf erzeugte steile Wände. Durch ein ähnliches Kar getrennt, erhebt sich westlich davon der 1869 m hohe westliche Braunedlkopf. Auch er bildet eine NW-gerichtete Stirne wie der Scharfen.

Im Gamsfeldgipfelplateau liegt nach G. Götzinger (14) die altmiozäne Landoberfläche vor. Sie ist auf einer Höhe von 2024 m und steht dadurch mit der 1900 bis 2000 m hohen altmiozänen Landoberfläche des Dachsteins in Verbindung. Bedeutend in der Formgebung ist der Knalltörlverwurf am S-Abfall des Gamsfeldes.

Das Gosautal, die Lagerung seiner glazialen Reste, ist tektonisch bedingt. Man spricht hier von einem pliozänen Absinken. Das gilt auch für das Abtenauer Becken.

Verbindung suchend mit dem nördlichen, abgerissenen Juvavikum der Gamsfeldgruppe erstreckt sich N der Zwieselalm der Höhenrücken des Buchbergriedl in SO—NW-Richtung. Im Schönaugelände ist in gleicher Erstreckung Schotterbedeckung vorhanden. In höheren Lagen sind glazial verschleppte, oft mehrere Meter lange Gesteinsplatten der widerstandsfähigen Zwieselalmschichten zu finden. Auch am Radochsberg sind die Zwieselalmschichten ein wichtiger Bestandteil der Moränenbedeckung.

### **Der deckentektonische Bauplan des Gebietes.**

Seit Beginn des Jahrhunderts war dieses Gebiet Salzburgs durch seine Deckenüberschiebungen ein viel umstrittener Boden geworden

und gab Anlaß zu genaueren Untersuchungen. Vielerlei Auffassungen über Zahl, Weite und Herkunft der betreffenden kalkalpinen Decken wurden geäußert. Einblicke wurden geboten, detaillierte Beschreibungen ließen hier ein gut erforschtes Land erstehen.

L. Kober trennte 1912 voralpine und hochalpine Kalkalpendecken im Anschluß auf die Ergebnisse E. Haugs im Jahre 1903. Die Erklärung E. v. Mojsisovics (37) des Auftretens der Hallstätter Fazies in Kanälen zwischen Korallenriffen und die ebenso rein stratigraphische Auslegung G. Geyers mußte in der Haug-Koberschen Deckengliederung einer tektonischen Dentung Platz machen.

Um die Salzkammergnt-Tektouik waren neben E. Haug und L. Kober, F. F. Hahn, J. Nowack und F. Tranth bemüht. E. Spengler, W. Del-Negro und R. Wimmer arbeiteten hier neben anderen Forschern noch in jüngster Zeit.

E. Spengler (61) versuchte neuerdings fazielle Gründe heranzuziehen, die es rechtfertigen sollen, das Ablagerungsgebiet der Hallstätter Faziesentwicklung südlich jenem der Dachsteindecke zu sehen. Eine Anschauung, wie sie auch schon von F. F. Hahn (15) und J. Nowack (39) vertreten wurde und sie auch W. Del-Negro (8) annimmt. Man hält dabei grundsätzlich an Vorstellungen F. F. Hahns (15) fest, wonach Dachstein- und Gamsfeldgruppe (Teile der Kober-Haug'schen Dachsteindecke) der Tirolischen Decke zugeordnet werden. Die Ansichten gehen dahin, daß der N-Teil der Hallstätter Decke unter die Tirolische Decke Hahns (Kobers Dachsteindecke!) eingewickelt wurde. Nach J. Nowack (39) wurde die Hallstätter Decke auf eine Schichtfolge aufgeschoben, die gegen S Berchtesgadener Fazies aufweist. Der südliche Teil riß ab und überschob mit einem Teil der auflagernden Hallstätter Decke den nördlichen Abschnitt.

Die Vorstellungen in dieser Arbeit knüpfen an jene von E. Haug und L. Kober an, wonach auf dem Tirolikum in aufgelösten Schollen die Hallstätter Decken, darauf wieder die Dachsteindecke, ruht. In deckentektonischer Hinsicht bringt die Kartierung des Verfassers folgendes neue Ergebnis:

Die tirolische Osterhorngruppe erfährt im Sparber eine randliche Überlagerung einer selbständigen Schubmasse mit einer eigenen Gesteinsserie. Dieser stehen die damit auch faziell leicht in Verbindung zu bringenden Gesteine der als überschoben erkannten Einbergmasse am S-Rand der Osterhorngruppe gegenüber. In ihrer deckentektonischen Stellung zwischen dem Tirolikum der Osterhorngruppe und dem Juvavikum der Gamsfeldgruppe werden diese Schubmassen als Übergangsserien angesehen und einer gemeinsamen Decke zugerechnet. Für dieses Gebiet mag sie die Bezeichnung „Sparberdecke“ tragen.

Im S des Kartierungsgebietes war dem Verfasser im jung dem Vorland aufgeschobenen Buchbergriedl die Unterscheidung zweier Hallstätter Schuppen möglich.

### Stratigraphie.

Um die Zugehörigkeit zur betreffenden Deckeneinheit sofort zu ersehen, wird dem Schichtglied der Anfangsbuchstabe der Decke beigefügt. T = Tirolikum, S = Sparberdecke (Sparber und Einbergzug), H = Hallstätter Decke, D = Dachsteindecke.

Werfener Schiefer, Gips und Haselgebirge (S, H, D). Am Nussensee, westlich des Gawanzersteines, ist auf wenige Meter dunkelgraues Haselgebirge aufgeschlossen. Es ist die Fortsetzung des sich auf ca. 100 m erstreckenden, aufgehäuften, gipsreichen Haselgebirges am Wirtshaus Nussensee. Südlich der Station Voglhub sind hellgrüne Werfener Schiefer-Schüppchen zu finden und S der Station Weißenbach tritt roter Haselgebirgston unter dem Gosaugrundkonglomerat zutage. Bedeutender sind wiederum die in ca. 60 m Höhe über dem Weißenbach auf 1 km Erstreckung aufgeschlossenen dunkelgrauen, weichen Werfener Schiefer, die den tertiären Aufschub der Gamsfeldmasse markieren. Mit der überfahrenen Gosau bilden sie eine deutliche Hangstufe. Schließlich finden sie an der Waidingeralm und am Unkelbach ihre Fortsetzung, wo sie den Nierentaler Schichten auflagern und bereits unter dem Dolomit des Rinnkogels einfallen.

Am Sparber, S von Vorderholz, gelangt man an zwei Bächen zu gipsreichem, grünem und grauem Haselgebirge und losen Blöcken grünen Werfener Schiefers. Kubische Hohlräume darin, die nunmehr mit rosa Kalzit- und blaugrauen Hämatitkriställchen ausgekleidet sind, sind auf Pyrit zurückzuführen. Damit stimmen sie mit einer Fazies überein, wie man sie am Rigausbach wiederfindet. Blöcke dunklen anisischen Kalkes mit Gastropoden wurden in jenem Haselgebirge am Sparber angetroffen.

Am Rigausbach ketten sich, von dessen Quelle angefangen, die Haselgebirgsvorkommen am Überschiebungsrand dicht aneinander. 100 m S der Quelle ist rechter Hand Haselgebirge zwischen zwei meterdicken Gosausandsteinbänken eingequetscht. Bis zur grabenbrüchertig versenkten Ramsaudolomitscholle am O-Ende der Einbergshubmasse schließen mehrmals Haselgebirgsvorkommen an. Auffallend sind hier Konglomerate, die aus vorwiegend roten Komponenten bestehen und Haselgebirge als Bindemittel haben. 120 m vor Erreichen der Mündung des Serpentinbaches ist dann ein 30 m langer Aufschluß roter und grauer Werfener Schiefer und ein mit Hornsteinen angereichertes Haselgebirge. Dieses findet sich des weiteren am Serpentinbach, woselbst auf ca. 5 m ein Diabasporphyrit mit Hämatit an den Klufflächen aufgeschlossen ist. Das Gestein wird schon von E. Spengler (55) genannt. Einige kleine Haselgebirgsaufschlüsse sind dann ca. 200 m südlich davon am Ramsaudolomit. Unter den Klausseggwänden zeigt sich ein mehrere Meter mächtiger Gipsstock, der von Nierentaler Schichten überlagert wird, auf denen abermals Haselgebirge liegt.

Am unteren Rigausbach erlangt das Haselgebirge eine Mächtigkeit von mehr als 50 m. Im Tal des Zwieselbaches taucht gipsreiches Haselgebirge fensterartig unterhalb der Schölpenmühle auf. Dann erstreckt sich am rechten Ufer der Lammer, O vom Thörlhof, ein

800 m verfolgbarer Haselgebirgszug. Am Radochsberg ist im Graben östlich des Radochsbauern Haselgebirge mit Gips aufgeschlossen. Im auflagernden Gosaugrundkonglomerat fanden sich Stückchen roten Werfener Schiefers.

Hauptsächlichst graues und grünes Haselgebirge mit Gips umgibt in bis 100 m Mächtigkeit in einem weiten Bogen die N-Seite des Buchbergriedl. In der nördlichen Schönau werden durch mächtige Anhydritstöcke Bäume entwurzelt; Muschelkalk einer tieferen Hallstätter Schuppe ruht hier dem Haselgebirge auf. Andererseits versank 1909 bei Unter-Hallseiten das Pfannhaus durch Salzlösung in einem Einsturztrichter. In SO-Richtung befinden sich in rascher Folge ca. 10 weitere Trichter, wovon ein am Waldrand liegender wassererfüllt ist. Mit Hilfe dieser so charakteristischen Bodenform konnte das Haselgebirge am Schornhof schnell mit jenem des Schönau-N-Gehänges in Verbindung gebracht werden. — Am Handlhof wird eine Solquelle für den Kurbetrieb verwendet.

Von der Schule Schölpfenhof gegen S ist mehrfach roter, glimmerreicher Werfener Schiefer aufgeschlossen. Er bildet die Basis einer höheren Hallstätter Schuppe.

Rauhacke und Gutensteiner Kalk (H), zusammen etwa 150 m mächtig, bildet an mehreren Stellen am Rande des Buchbergriedl das Hangende der Haselgebirgsunterlage der unteren Hallstätter Schuppe. Die ca. 30 m mächtige, schaumig-poröse, hellgraue Rauhacke am Stümmelleitenbach beinhaltet grüne Werfener Quarzitknöllchen. Es sind die gleichen, wie sie im Haselgebirge der unteren Hallstätter Schuppe auftreten. Hangend treten dunkelgraue bis schwarze Kalkbänke an die Stelle der Rauhacke, die immer bitumenärmer, massiger, härter werden. Ein solcher kompakter Gutensteiner Kalk befindet sich auch südlich vom Handlhof und am Schweighof auf einer Haselgebirgsunterlage. Spröde, dünngebankte und dunkle Kalke, gleich jenen am Stümmelleitenbach, liegen am östlichen Buchbergriedl über dem grünen Haselgebirge und unter dem Schreyeralmkalk der unteren Hallstätter Schuppe.

Im N des Kartierungsgebietes ist am Nussensee feinkristalliner, spröder Muschelkalk auf liegendem Haselgebirge vorhanden.

Reifflinger Kalk (H) tritt am südlichen Buchbergriedl zusammen mit hangenden Halbienschiefern an die Stelle des karnischen Hallstätter Kalkes des nördlichen Teiles. Er wird etwa 150 m mächtig. Am Übergang, nahe der Glockaualm, nimmt der helle bis dunkelgraue, muschelartig brechende karnische Hallstätter Kalk großoolithisches Aussehen an. Erst im südlichen Schönaugelände tritt typischer Reifflinger Kalk auf. Gegen den nördlich vorgelagerten roten Schreyeralmkalk der unteren Schuppe schalten sich am Kleinedtalpenbach dm-starke Bänke mit roten Hornsteinen ein. E. Spengler (55) gibt Fossilien an, die für Anis sprechen.

Ramsaudolomit (D) ist das tiefste Rauelement der Dachsteindecke in der Gamsfeldgruppe. Weithin ist er an der Antiklinalachse aufgeschlossen. An der Turnauhöhe spießt das im allgemeinen weiße und zuckerkörnige Gestein mit Carditaumrahmung durch den Hauptdolomit durch. Am Kammerbach erreicht er eine Mächtigkeit von

400 bis 600 m. In der Nähe des Carditaniveaus ist er schwer vom Hauptdolomit zu unterscheiden und auch in den tiefsten Partien wird er etwas dolomitisch.

**Schreyeralmkalk (H).** Es sind dunkelrote typische Hallstätter Kalke, teils mit zartrosa bis weißer oder auch grauer Farbe, die mit ca. 200 m Mächtigkeit im Schönaugelände auf Haselgebirge liegen. An der Einmündung des Glockaubaches streicht er in dünnen Bänken und knolligen, dem Reiflinger Kalk auffallend gleichenden, Bildungen S 30° O über das Bachbett. Auch zeichnet er sich hier durch bis cm-starke Hornsteinlagen aus. Dann findet er sich in vereinzelt Aufschlüssen bis zur Glockaualm, hier wie an den meisten anderen Stellen, wo er nicht gänzlich vom Glazial überdeckt ist, selbst glazial überarbeitet. Seine Vorkommen bilden Hügel, dessen freiliegendes Gestein mugelig geschliffen ist. Am Bach ist er noch 500 m SO der Glockaualm an einem 5 m langen Aufschluß zu sehen, dann findet man ihn erst wieder in größerem Maße am Speckpalfen und schließlich am südwestlichen Ameisensee.

Seit der Kartierung Mojsisovics (38) wird dieses Gestein Schreyeralmkalk genannt, obwohl das Alter durch keine Fossilien belegt ist. Vom Sammler Gapp wurden zwei Arcesten gefunden, die aber gemäß E. Spengler (55) keine Zeitangabe innerhalb der Trias zulassen.

**Karnischer Hallstätter Kalk (H).** Der Reiflinger Kalk des südöstlichen Buchbergriedl findet im Schönaugelände Übergang zu einem dunklen bis hellgrauen subkristallinen und muschelig brechenden Gestein, das ca. 100 m mächtig wird. An der Kote 1064 zeigt sich eine Fazies, die unzweideutig mit jener der Pailwand übereinstimmt: Hellgraue, dichte Kalke mit dunklen, brecciösen Einsprenglingen. An der Pailwand führte dieser Kalk nach A. Bittner (2) Ammoniten und Halobien, die ihn als karnischen Hallstätter Kalk sicherstellen. Auch ist von dort sein stratigraphischer Verband mit Halobien-schiefer bekannt.

Das vollkommene Gleichen des auffälligen Gesteines an der Pailwand mit dem des nördlichen Buchbergriedl läßt es zu, das Gestein von der Kote 1064 bis in das Schönaugelände als karnischen Hallstätter Kalk anzusprechen. Wie an der Pailwand von O. Sickenberg (49) beobachtet, ist auch das Gestein am Buchbergriedl ein recht untypisches Hallstätter Gestein.

**Norischer Hallstätter Kalk (?).** Fast durchwegs rosa, fein mit roten Adern durchäderte Kalke, teils schmutziggraue bis gelbe Farbe annehmend. Die Kalke erreichen eine Mächtigkeit von ca. 100 m. Nach Mojsisovics (38) fanden sich am Nussensee korallenreiche Bänke mit vereinzelt Halorellen und rote Marimore mit Arcesten. Von G. v. Arthaber ist die hier vorhandene Korallenfauna in das untere Nor gestellt worden.

Diese norischen Kalke sind am Nussensee auf gipsreichem Haselgebirge und dunklem Muschelkalk, ferner am westlichen Überschiebungsrand der Gamsfeldmasse, am Waidinger, aufgeschlossen. Die südlich am Überschiebungsrand folgenden, erst fossilieren, gegen S aber Megalodonten und Riffkorallen führenden bunten Riffkalke

könnten ebenso als obertriadische Hallstätter Kalke angesprochen werden. Auf Grund ihres sicher rhätischen Alters werden sie jedoch vom Verfasser als bunter rhätischer (?) Riffkalk ausgeschieden.

**Carditaschichten (D).** Diese bestehen im allgemeinen aus eisenschüssigen Oolithen, gelblichen, braunen und rötlichen Sandsteinen, feinplattigen Mergelschiefern (Reingrabener Schiefer), dünnplattigen, rostbraun verwitternden Sandsteinen und oolithisch-schaligen Mergeln. Der Verlauf der hier meist an ein Grasband gebundenen Schichten wurde am südlichen Abbruch des Rinnkogel vom Jausenkogel bis zum Kesselgupf verfolgt. Vom hangenden Hauptdolomit bis zum liegenden ladinischen Dolomit ist vor der Höhe 1341 des Roßwaidkopfes folgendes Schichtprofil vorhanden:

3 m braungefärbter Dolomit, darunter

15 m hellbraune Tone mit cm-starken, manganhaltigen, glimmerreichen Schichten, darunter

6 m graue Letten, die gegen unten schiefrig aussehen, jedoch nicht plattig brechen. Es sind Reingrabener Schiefer.

2 m Übergang der Reingrabener Schiefer in bitumenreichere Mergel mit schalig-knolliger Absonderung.

0.4 m eisenschüssige Sandsteinlage, deren untere Hälfte oolithisch ausgebildet ist. Darin wären als Einschlüsse die charakteristischen Fossilien zu erwarten.

1 m toniger, gegen unten an Bitumengehalt reicherer Sandstein. In den ersten 30 cm sind fettig-ölige Mergelzwischenlagen mit schaliger Absonderung enthalten.

10 m schiefriges Material wie vor dem Sandstein, Reingrabener Schiefer.

Über dieser Schichtfolge sind nach 20 m Dolomit noch linsenförmige Einlagerungen bunten, kalkigen Materials vorhanden.

Nun die übrigen Vorkommen. — Am Weg von der Moosbergalm zur Turnaualm sind dunkelbraune Dolomite bei der Kote 1324, dann S der Höhe 1338 Reingrabener Schiefer und braune Sandsteine in 20 m Mächtigkeit und schließlich N der Kote 1466, in 1420 m Höhe, lediglich Reingrabener Schiefer zu sehen. In fast gleicher Höhe sind sie rings um den Bogenberg aufgeschlossen. Weiters finden sich braungelbe Oolithe und Sandsteine NW der Kote 1526, dann am Weg von der Turnau alpe zur Rinnbergalpe an der Kote 1361 und in größerer Mächtigkeit nördlich des Punktes 1291.

**Halobien-schiefer (H).** Schwarze und graue Mergel, ähnlich den Reingrabener Schiefern der Dachsteindecke, jedoch ohne Begleitung der Sandsteine und Oolithe. Sie finden sich in ca. 25 m Mächtigkeit an der Basis des Dolomites am westlichen Buchbergriedl, wo sie von Steindlreut bis zum Stümmelleitenbach ziehen. Strati-graphische Beziehungen zum hangenden Dolomit sind zu erkennen. Faziell sind diese Halobien-schiefer gleich jenen fossilführenden an der Zwieselalm. — Nur am südlichen Buchbergriedl sind Halobien-schiefer vorhanden, während sie gegen N mit dem Auftreten der karnischen Hallstätter Kalke offensichtlich verschwinden. Die Entscheidung, ob hierfür eine tektonische Erklärung zurecht besteht, kann noch nicht getroffen werden.

**Karnisch-norischer Dolomit (Hauptdolomit) (D).** Dieser ist an der Gamsfeldgruppe durch seine graue, dunklere Farbe vom Ramsaudolomit zu unterscheiden. Nur in der Nähe des Carditaneiveaus erscheinen beide ziemlich gleich. Er erreicht eine Mächtigkeit von 400 m und baut die Hauptmasse des Rinnkogels, des Gamsfeldes, des Tabors und Bogenberges auf. Eine Abgrenzung zum gebankten Dachsteinkalk ist nicht genau durchzuführen; unter Wechselagerung kalkiger und dolomitischer Bänke erfolgt der langsame Übergang zum gebankten Dachsteinkalk.

**Gebankter Dachsteinkalk (D).** Dieser formt, rund 500 m mächtig werdend, die Stirnen der Dachsteindecke am Rettenkogel, Bergwerkskogel, am östlichen und westlichen Braunedlkopf. Auch schon im Hangenden des Rettenkogels finden sich rote Kalke eingelagert, ähnlich jenen im S der Gamsfeldgruppe weit verbreiteten Riffkalkvorkommen. Gebankte Dachsteinkalke bilden den westlichen Gamsfeld, wo sie gegen SW einfallend an der Rinnbachstörung anormalen Kontakt finden. Fast spiegelbildlich wiederholt sich am Bogenberg, an der kleinen Walchenbachstörung, diese Lagerung der Dachsteinkalke. Schließlich bilden auch am S-Hang der Taborheumahd, durch die randliche Gosauauflagerung im S geschützt, gebankte Dachsteinkalke, mit überlagernden bunten Riffkalken das Hangende des Hauptdolomits.

**Bunter, rhätischer Riffkalk (?).** Dazu zählt der Verfasser bunte, gelbe oder rötliche, dem norischen Hallstätter Kalk ähnliche, Hangendparlien der Dachsteinkalke an der Gamsfeldgruppe. Im kleinen Ausmaß finden sich diese bunten Kalke am Rettenkogel, an den beiden Braunedlköpfen und schließlich in der südlichen Gamsfeldgruppe in ausgedehnten Vorkommen an der Brunst und am Rußberg. Sind an der Brunst *Megalodus*querschnitte und Riffkorallen zahlreich, so weisen die Riffkalke am Rußberg auch viele mit *Criuroiden*kalk gefüllte Spalten auf. Ein ebenso roter Riffkalk ist an der Walchenbachstörung eingeklemmt. S von Astein wird ein zartrosa gefärbter Riffkalk zum Kalkbrennen verwendet. In diesem, aber auch an der Brunst und vor allem am Rußberg, fanden sich Großoolithe, wie sie von K. Leuchs (33) beschrieben werden. Es sind unregelmäßig schlierige oder auch ruude, konzentrisch gebildete Kalzitlagen, in deren Mitte entsprechend geformte rote Kalke eingeschlossen sind. Nach K. Leuchs (33) sind diese Bildungen für das Riffgestein geradezu leitend.

**Kössener Schichten (T).** Dunkle, gebankte, korallenführende Kössener Schichten sind am Labenberg—Astegg-Abbruch der Osterhorngruppe in einer Mächtigkeit von ca. 100 m vorhanden. Östlich vom Jagdhaus Liembach befindet sich der östlichste Aufschluß am Abbruch.

(S) Am Sparber sind die Kössener Schichten rund 50 m mächtig, zeigen sich hier als graue bis schwarze Riffkalke. Vom weißen Rhätkalk unterscheiden sie sich demnach im wesentlichen nur durch ihre

<sup>2)</sup> Das Riffgestein am Jausenkogel und an den Braunedlköpfen wurde in der Dissertation Hallstätter Kalk bezeichnet.

Farbe. Wie jene führen sie rhätische Riffkorallen. An der Sparber-S<sub>2</sub>-Seite werden die Kössener Schichten von lichten Liaskalken überlagert, anderseits können sie unter Anreicherung von Hornsteinknollen zu den Liasspongienkalken überführen.

Dunkle, etwa 125 m mächtige, am westlichen Einberg den Dachsteinkalk überlagernde Bänke werden gegen O riffkalkartig. Es erfolgt die allmähliche Platznahme des hellen, rhätischen Riffkalkes an Stelle der Kössener Schichten. Graue, gelbliche und gelblichbraune Kalke mit muscheligem Bruch zeigen den Übergang an. In den dunkelsten Abarten sind Muschelscherben und Korallen, vor allem

*Thecosmilia clathrata* E m m r. (?)

zu finden.

Weißer rhätischer Riffkalk (S). Es ist ein fast weißer, teils oolithischer Riffkalk, in dem vereinzelt Korallen vorkommen. Das Gestein — offensichtlich auch in den noch zu bestimmenden Einzel- und Riffkorallen übereinstimmend — ist seinem Charakter nach jenem am Einbergzug und des weiteren auch dem Riffkalk an der Dachstein-Körnerhütte gleich. An letztgenannter Stelle ist nur der Fossilreichtum ein weitaus größerer. Dieser Riffkalk bildet am Sparber die Hauptmasse der Brustwand und des Rabingstockes. Seine Mächtigkeit beträgt ca. 125 m. Fast unvermittelt ruht er dem Hauptdolomit auf. Auch damit stimmt er mit dem Rhättriffkalk des östlichen Einbergzuges überein. Gegen SO, das ist senkrecht auf das Streichen, vollzieht sich am Sparber die schrittweise, unmerkliche Ablösung durch den faziell fast gleichen lichten Liaskalk. Erst wo sich größere Partien des hellen, dichten Crinoidenkalkes und rosa Hierlatzkalke einstellen, oder wo durch Hornsteinanreicherung die Nähe typischen Liasspongienkalkes angezeigt wird, ist man dieses Wandels gewiß.

Auch am östlichen Einbergzug geht aus dem gebankten Dachsteinkalk und den Kössener Schichten durch Fazieswechsel weißer rhätischer Riffkalk hervor. Vielleicht sind hier am östlichen Flügel der Einberg Schubmasse auch noch lichte Liaskalke vorhanden, wie sie am Sparber unmerklich aus dem weißen Riffkalk hervorgehen. Jedenfalls werden hier die Riffkalke gegen O zunehmend weiß, grobkörnig und teils auch oolithisch. Dunklere Partien am Spielbichl führen Korallen. Die Grenze zu den Kössener Schichten ist nur annähernd festlegbar.

Helle Liassmergelkalke (T) sind an der Bleckwand als Hangendes des Rhät vorhanden. Am Labenberg-Astegg-Gschlöbl-Abbruch sind sie über den Kössener Schichten mit ca. 75 m Mächtigkeit vertreten. Sie gehen unter Wechsellagerung aus den dunklen Bänken der Kössener Schichten hervor. Der Übergang zu den überlagernden Adnether Kalken erfolgt jedoch plötzlich.

Lichter Liaskalk (S). Bei der Dürrentalalm geht am Sparber der korallenführende Rhätkalk in den lichten Liaskalk über. Nächst der Tobiaslhütte sieht man den lichten Liaskalk vor Erreichen der WO-streichenden Hierlatzkalk-Auflagerung dünnbankig werden. Gegen S wird er aber bald wieder von einem Riffkalk abgelöst. Am nördlichen Zug lichter Liaskalke an der Dürrentalalm wird die Ab-

lösung durch Liasspongienkalk ziemlich jäh durchgeführt, am Luchsfall hingegen langsamer. Weil am südlichen Sparber die Spongienkalke unvermittelt aus Kössener Schichten hervorgehen, ist es erwiesen, daß die lichten Liaskalke zur Gänze durch die Liasspongienkalke ersetzt werden können.

**Adnether Kalk (T).** Etwa 15 m mächtig zeigt er sich in Form knolliger Kalke am Labenberg-Astegg-Gschlößl-Abbruch. Ununterbrochen läßt er sich vom oberen Labenberggraben mit 20° O-Fallen zum Liembach verfolgen. Dann tritt er mit N 10° W-Streichen am Moosberggraben und am W-Fuße des Gschlößl auf, am Weg von der Außer-Liembachalm zur Moosbergalm, kurz vor Erreichen der ersten Almhütte, und schließlich an der Quelle bei der Struberalmhütte. Südlich der Außer-Liembachalm streichen im aufgeschuppten Liasfleckenmergel zwei je ca. 8 m mächtige Adnether Kalkzüge, die sich SO der Pfannstielwand wieder vereinigen. Das rote, tektonisch zermürbte, flaserige Gestein ist hier N der Straße mit deutlichem O 20° S-Streichen aufgeschlossen. Diesem Aufschluß entstammen:

*Phylloceras tenuistriatum* Menegh.

*Phylloceras cf. meneghini* Gem.

*Spiriferina obtusa* Oppel.

Zwei weitere Aufschlüsse befinden sich am Grubbach, etwa 100 und 150 m S der südlichsten Almhütte der Außer-Liembachalm. Auf ca. 10 m läßt sich im S des östlichen Einberg-Riffkalkflügels Adnether Kalk verfolgen. Zwei Adnether Kalkvorkommen spießen schließlich an der Moosbergalm fensterartig durch die transgressiv lagernde Gosau durch. Das Gestein wurde hier bisher gemäß E. Spengler (55, S 33) für Nierentaler Schichten angesehen. Das Vorkommen enthielt:

*Harpoceras algovianus* Oppel

*Deroceras cf. venarensense* Oppel

*Arietites (Vermiceras) cf. arquivocus* Winkler

*Arietites (Coroniceras) cf. rotiformis* Sow.

Mit Ausnahme der letztgenannten, unsicheren Form sprechen alle Ammoniten für Mittellias.

Liasspongienkalk (S) wird am Sparber ca. 300 m mächtig und zeigt an seiner Oberfläche teils kreisrunde Hornsteinkrusten, die Spongienkörper erkennen lassen. Die Knollenform des Hornsteines läßt speziell den Spongienkalk der Dürrentalalm gut von den Oberalmschichten unterscheiden, für die er bisher gehalten wurde. Besonders schön ist der Übergang des Liasspongienkalkes (wahrscheinlich Lias Alpha) in den Hierlatzkalk (Lias Beta) 500 m oberhalb der Alm zu sehen. Ähnliche Verhältnisse erläutert E. Spengler (52) am Schafberg, wo ebenso mehrerenorts Spongienkalk zwischen Hierlatzkalk eingeschaltet ist.

(T) Dem Liasfleckenmergel-Vorkommen an der Liembachalm ist stellenweise ein kleines Spongienkalkvorkommen eingeschaltet, so z. B. im Hangenden des Adnether Kalkaufschlusses 1 km westlich der Außer-Liembachalm.

Liasfleckenmergel (T) finden sich am Labenberg-Astegg-Gschlößl-Abbruch in ca. 10 m Mächtigkeit. Über dem knolligen Ad-

nether Kalk liegen Liasfleckenmergel, die zum Adnether Kalk überleiten. So kann auch die Beschaffenheit des Fleckenmergels und Adnether Kalkes als Ursache einer Bodenunruhe gedeutet werden.

(S) Ein ca. 20 m langer Aufschluß steilgestellter Liasfleckenmergel-Bänke ist S der Liasspongienkalke der Klamm am linken Weißenbachufer zu finden. Der Übergang von Fleckenmergel zum Doggerkonglomerat erfolgt fast unmerklich. Zu den dunklen, längsorientierten Flecken der Fleckenmergel treten runde helle und dunkle „Flecken“ und bilden so das Doggerkonglomerat.

Ausgedehnt sind die Liasfleckenmergel-Aufschlüsse an der Liembachalm. Als aufgearbeitetes Liasfleckenmergel-Material sind die weichen Mergel zu deuten, die sich längs des N-Randes der Einberg-schubmasse finden.

Hierlitzkalk (S). Am Sparber sind lichte Liaskalke innig mit ca. 50 m mächtigen, meist hellroten Hierlitzkalken und dichten, gelblichen Crinoidenkalken verknüpft. Sie finden sich im wesentlichen WO-streichend südlich der Dürrentalalm. An der NO-Seite des Gipfels sind stellenweise im Hierlitzkalk grobe Breccien sedimentären Charakters enthalten. Jüngerer Entstehung sind die von den Hierlitzkalken ausgehenden roten Tonschnüre. Die Breccien können als Folge einer jungkimmerischen Bewegungsphase gedeutet werden, die somit auch die stratigraphische Auflagerung von Plassenkalk rechtfertigt.

Die Hierlitzkalke nahe der Dürrentalalm gehören nach der Fossilführung dem Lias Beta an:

*Spiriferina brevirostris* O p p e l

*Rhynchonella greppini* O p p e l

*Rhynchonella (Glossothyris) aff. munitata* O p p e l (mit besonders flacher Schale)

*Terebratula (Glossorhynchia?) alberti* O p p e l (stark gewölbt, im Sinus 5 Rippen)

*Pentacrinus* spec.

Bunte Mittelliaskalke (S) sind am Sparber ca. 15 m mächtig, ungeschichtet, knollig, dunkelrot oder gelblich gefärbt und stellenweise reich an Ammonitenquerschnitten. Durch ihren muscheligen Habitus, ihre bunte Färbung sind sie inmitten des Hierlitzvorkommens leicht zu erkennen. Nur im O grenzen sie tektonisch an lichte Liaskalke an, haben an der Basis eine 70 cm mächtige Breccienbank mit faustgroßen Stücken.

Klauskalk (T) ist auf 200 m in ca. 20 m Mächtigkeit hinter Vitz/Berg an der Bleckwand aufgeschlossen. Als Kluffüllungen finden sich manganhaltige Eisenerze. Während er im allgemeinen Crinoidenspuren aufweist, zeigt sich der schmale Klauskalkzug, der die Fortsetzung des Klauskalkes von Vitz am Berg gegen die Schartenalm zu bildet, mit Belemniten.

Doggerkonglomerat (T) bildet eine mehrere Meter mächtige Bank an der Bleckwand. Hellgraue und dunkle runde Flecken im Mergelkalk zeigen diesen Horizont an. Im Gegensatz zur geringmächtigen Ausbildung in der nordöstlichen Osterhorngruppe ist im S derselben am Labenberg-Astegg-Gschlöbl-Abbruch das Doggerkonglo-

merat bis zu einer Mächtigkeit von 70 m vorhanden. Die Komponenten erreichen hier bis zu 3 cm Durchmesser. Am schönsten ist das Doggerkonglomerat am Labenberg und am Einschnitt des Liembaches N der Alm aufgeschlossen.

Dogger Kiesel-schiefer (T) sind unter den hornsteinführenden Bänken der Bleckwand geringmächtig vorhanden. Daß sie sich nur hier im NO des Kartierungsgebietes finden, mag in der NW—SO-streichenden Antiklinale des Dogger seine Ursache haben, wie sie von O. Sickenberg (50) angenommen wird. Sie wären hier an die damals tiefere Zone gebunden.

Oberalmschichten und Rettenbachkalke (T) sind der wesentlichste Bestandteil der tirolischen Osterhorngruppe. Sie werden mehrere 100 m mächtig. Einzelne Hornsteinbänder darin sind bis zu 1 m stark. Sind nur einzelne Hornsteine enthalten, können sie als gedreht erkannt werden. Durch die leichte Auswitterung der kalkreicheren, hornsteinleeren Bänke gegenüber den hornsteinreichen ist die periodische Zunahme des Kalkreichtums gegen das Hangende im Profil an austreichenden Schichten schön ersichtlich.

Die hangenden kalkreicheren und daher heller und mächtigeren Schichten, die Rettenbachkalke, beleben in ihren Stufenabbrüchen das sonst flachliegende Osterhorngebiet. In der Zwechenberghöhe wird eine solche Bank bis 12 m mächtig. Die zusammen 25 m mächtigen Kalkmergelbänke der Bleckwand sind ebenfalls bereits zu den Rettenbachkalken zu zählen. Gegen Zinkenbach wird das Gestein gelb und auch rötlich. Das Leitfossil

*Lamellaptychus bayrichi* (Opp.)

fand sich an der Bleckwand, der Zwechenberghöhe und W der Einbergalm auf dm-starken Mergelbänken.

Plassenkalk (S) bildet den Gipfelblock des Sparber. Die petrographische Ähnlichkeit des Kalkes mit jenem des Bürgelsteines, in dem die Fauna unteres Tithon ergab, spricht für gleiches Alter. Hier, am Bürgelstein, fand der Verfasser die Hydrozoe

*Ellipsactinia ramosa* Canavari.

Nur ein Unterschied macht sich zwischen den beiden Plassenkalkvorkommen am Bürgelstein und am Sparber bemerkbar: Das Gestein des Bürgelsteines ist durchwegs weiß, stellenweise splittrig, während das des Sparber teilweise rosa gefärbt und stets riffkalkartig oder auch oolithisch ist.

Tithonflaserkalk (T). Rot-grün geflammt, findet er sich an einer Quelle unterhalb Vitz/Berg aufgeschlossen. Nach 4 m kalkigen Lagen sind im Hangenden 2 m rote und graue Schiefer, die schließlich in einen einheitlich rot gefärbten Tithonkalk übergehen. Die Sprödigkeit ist möglicherweise durch die Thermometamorphose des darin Kontakt findenden Gabhro hervorgerufen worden. Seit der Kartierung Mojsisovics (38) hielt man daran fest, in diesem Gestein gefrittete Gosaumergel zu sehen.

An der Einbergalm ist Tithonflaserkalk als ein fast 1 km langer Zug mit NO—SW-Streichen zwischen neokomen Schrambachschichten und Oberalmschichten aufgeschlossen. Nahe der Übersetzung des spitz-

winkelig zum Streichen verlaufenden Weges zur Moosbergalm fand sich darin:

*Lamellaptychus seranonis* Coqu.

Neokome Schrambach- und Roßfeldschichten (T). Etwa 100 m mächtige, gelblichgraue Mergel- und Kalkmergel formen im Gebiet östlich des Tithonkalkvorkommens von Vitz/Berg die Fortsetzung der sanften Tithon-Neokomantiklinale. Hellgraue, den Roßfeldschichten etwas näherrückende sandige Kalkmergel finden sich gegenüber der Straßeralm. Am rechten Ufer des Weißenbachknies befindet sich hier ein kleiner Aufschluß, der dann am linken Ufer auf 150 m weiterzuverfolgen ist. Der Aufschluß ist durch eine Verwerfung von den Oberalmschichten und dem Tithonflaserkalk getrennt. Schloenbach (45) führt hieraus an:

*Hoplites cryptoceras* d'Orb.

*Haploceras grasianum* d'Orb.

*Baculites* spec.

Dazu kann *Acanthoceras* spec. angegeben werden. Als Pflanzenfossil fand sich darin ein Farn.

Auch die im S folgenden Neokommergel zeigen die Zwischenstellung von Schrambach- zu Roßfeldschichten. Sie nähern sich jedoch zunehmend in ihrer Ausbildung den Roßfeldschichten, werden sandig.

Die plattigen Schichten lagern hier meist flach oder zeigen „zerknütert“ wechselndes Fallen.

Die hier aufgesammelten Ammoniten erlauben es nun, diese Neokomablagerungen eindeutig in das Hauterivien zu stellen:

*Thurmannites (Kilianella)*

*Neocomites* spec.

*Thurmannites (Kilianella)* cf. *ambiguus* Uhl.

*Holocodiscus (Spididiscus) cauvini* Kil. u. Reg.

*Aptychus lam.*

Paläontologisch noch nicht gesichert ist ein 100 m langer Roßfeld-Sandsteinaufschluß an der nördlichen Moosbergalm. An der Grenze zu den Oberalmschichten fand sich auf ca. 20 m ein schmutzighraunes kieselsäurereiches Gestein. Gegen die neokomen Sandsteine folgen darin bis zu 1 m Durchmesser aufweisende ovale Konkretionen. Im Kern derselben ist auf 10 cm eine rhythmische Folge von 10 kieselsäurereicheren und 10 kieselsäurärmeren Schichten vorhanden. Die Ursache einer Fällung im kieselsäurereichem Gel ist im Kern nicht wahrzunehmen. Die überlagernden groben, blaugrauen Roßfeldsandsteine zeigen aber einen auffallenden Reichtum an Pyritkonkretionen, so daß man die gleiche Entstehungsursache annehmen kann. Das Abbauprodukt einer organischen Substanz ist daher sicher die Ursache beider Erscheinungen.

Wie im Roßfeldsandstein der Moosbergalm, so fanden sich auch im Hangenden der Fleckenmergel des Zinkenbach-Neokoms zahlreiche Pyritknollen. Sie dürften weitgehend stratigraphisch verwertbar sein.

Dunkelgrüner Quarzit (T). Splittrig brechendes, glaukonitisches Gestein mit einem häufig mehrere Zentimeter breitem, kohligen Verwitterungsrand. Quarzit tritt im Waldgebiet von Vitz/Berg bis zum Fuße des Sparber in losen, zerrütteten Blöcken auf. Sein Vorkommen

ist an die SO-streichende, sanfte wie schmale Tithon-Neokomantiklinale gebunden, welcher er vor- bzw. aufgelagert ist. Eine Zurechnung des Gesteines zum Gault ist naheliegend. Auch ist es möglich, darin eine ungewöhnliche Gosauausbildung zu sehen, wie sie z.B. aus Windisch-Garsten durch G. Geyer (12) bekannt ist. E. Spengler (52) fand diese dem Alter nach ungeklärten dichten glaukonitischen Sandsteine nächst der Obenauer Alpe an den „Drei Brüdern“.

**Gosauablagerungen.** Wie folgende Tabelle zeigt, lassen sich im nördlichen Aufnahmegebiet die Sedimente der Gosau auch auf Grund fazieller Merkmale den betreffenden tektonischen Einheiten zurechnen. Im Süden ist die nachgosauische Deckenbewegung zu gering, um auch dort dadurch hervorgerufene Faziesunterschiede anzuzeigen.

**Gosaugrundkonglomerat**, das zur Wolfgangsee-Gosau zählt, hat hellgraue und dunkle Kalke als Komponenten und enthält zahlreiche cm-große Kohleschmitzen. Es ist am schönsten in der Nähe des Gasthofes Nussensee aufgeschlossen, findet sich dort im Hangenden mit Kalksandsteinen wechsellagernd. Dann zeigt sich Konglomerat als kleines Fenster S des Gawanzersteines unter Hallstätter Kalk. Ein 5 m langer Aufschluß saiger stehender OW-streichender Konglomerat- und Sandsteinbänke befindet sich SO der Haltestelle Weißenbach. Rotes Grundkonglomerat des aufgeschobenen Juvavikums überlagert dieses gleichaltrige, faziell so sehr abweichende Konglomerat.

Grundkonglomerat der Sparbergosau ist nur in Spuren an der Weggabelung unterhalb der Langeralm vorhanden. Helle, auch rosa Komponenten walten darin vor.

Das Gosaugrundkonglomerat des Juvavikums der Gamsfeldgruppe bedeckt, bis auf eine Mächtigkeit von 500 m aufgestaut, nördlich des Rettenkogels ein Gebiet von ca. 3 km Breite und ebensolcher Länge. Im Hangenden des nor. Hallstätter Kalkes weist das Konglomerat fast nur daraus entstammende Komponenten auf, während gegen S mit der Zunahme der Geröllgröße Dachsteinkalk-Komponenten überwiegen. Am Auflagerungskontakt finden sich etwa 50 m mächtige rote Sandsteine, die aus einem dichten roten, zutiefst grünen, radiolarienreichen Sandstein hervorgehen.

Ein Aufschluß von Gosaugrundkonglomerat, der ebenso an die bunten Riffkalke im Hangenden der Gamsfeldgruppe gebunden ist, findet sich am Jausenkogel hinter der Sulzaustube. Reicher an hellen Dachsteinkalk-Komponenten ist dann das durch die nachgosauische Stirnbildung bis auf 1500 m Höhe emporgehobene Grundkonglomerat am Scharfen und am westlichen Braunedlkopf. Die Gosau transgredierte hier auf bunten Rätthkalk.

Am Einbergzug liegen nahe des Weges zur Spielbichlalm Konglomerate mit Komponenten aller Deckeneinheiten. Ebenso an der Kote 1243. — Die Konglomerate der Gosaumulde südlich des Taborberges entstammen der nächsten Umgebung. So ist das Konglomerat vom Palvenbauer bis zum Stocker und jenes von Astein bis Innerflarn reich an rhätischen Kalken. Konglomerat des Mulden-S-Flügels ist beim Gehöft Radoch und am Schnitzhof vorhanden. Auf die vorgosauische Erosion weisen Werfener Schiefer hin, die als Kompo-

		NO-Osterborn- gruppe (Tirolikum)	Nussensee (Wolfgangseeta <sup>1</sup> )	Sparber (Sparberdecke)	Fahrenberg (Juvavikum)
N O N E S (Turon?)	Oberer Gosau (Maestricht)	Nierentaler Schichten, Sand- steine mit exo- tischem Geröll (bis 5 mm Durch- messer) <sup>1</sup> )  Fossilere, helle, glimmerreiche Sandsteine und Mergel <sup>1</sup> )	Nierentaler Schichten, Sand- steine mit exo- tischem Geröll (bis 50mm Durch- messer) <sup>1</sup> )  Sandsteine mit Quarkörnern bis 5 mm Durch- messer, Kohle- schmitzen und dünnen Kohle- flözen	Nierentaler Schichten, hell- graue fossilere Mergel mit ver- einzelten Sand- steinbänken <sup>1</sup> )	fehlt
	Mittlerer Gosau (Obersanton + Campan)	fehlt	fehlt	Grober, teils fischähnlicher Sandstein (reich an Cyclolithen, Glaukonien und Cerithien) wahr- scheinlich Ober- Campan.  Hippuritenkalk (mit <i>Hippurites gosaviensis</i> D., <i>Hippurites aff. oppeli</i> D.) = Ober Santon <sup>2</sup> )	fehlt
	Unterer Gosau (Unterconiac bis inkl. Untersanton)	fehlt	Dunkelgraue Sandsteine und Mergel mit Kohle- schmitzen (mit <i>Inoceramen</i> , <i>Haenleinita aff. cymba</i> B. u. a.) = Unteres Coniacien. <sup>1</sup> )  Konglomerat mit dunkel- und hell- grauen Kompo- nenten (bis 5 cm Durch- messer)	Dunkelgraue Mergel und Sand- steine (mit <i>Barroisceras haberfellneri</i> Gross u. a.) fossilreich. = Unteres Coniacien.  Konglomerat mit hellen Kompo- nenten (bis 3 cm Durch- messer)	Harte Mergel und Sandsteine (mit <i>Tissotta ewaldi</i> R., <i>Pero- niceras Czörnigi</i> R., <i>Gauthieri- ceras bajuvarti- cum</i> R. u. a.) = Unteres Coniacien.  Konglomerat mit Hallstätter Kalk und Dachstein- kalkkomponent. (bis 3 m Durch- messer)

<sup>1</sup>) Alter wahrscheinlich.<sup>2</sup>) Nach Angabe O. Káhn.

nenten darin enthalten sind. Das Konglomerat am Reschenhof läßt erkennen, daß der Radochsberg noch Rhätbedeckung gehabt haben muß. Grundkonglomerat mit bunten Komponenten bildet an der Traunwandalm in 1380 m Höhe den Rand zum Gosabecken.

Graue Gosausandsteine und -Mergel des Unterconiacien und unbestimmten Alters. Harte Gosaumergel und -Sandsteine liegen am Fabrenberg mit bis etwa 90 m Mächtigkeit auf dem Gosagrundkonglomerat. Zahlreiche Ammonitenfunde, die E. Spengler (54) angibt, bestätigen das Unterconiacien-Alter. Einige wichtige Belegfossile wurden in der Faziestabelle genannt.

Die an Kohleschmitzen reichen Sandsteine und Mergel des Wolfgangseetales am Nussensee gehören nach dem Fossilinhalt sicher ebenso ins Unterconiacien:

*Unio stachei* (?)

*Inoceramus* spec. (der Sublabiatus-Gruppe)

*Anatina producta* Zittel

*Haenleinia* aff. *cymba* Böhm.

*Natica bulbiformis* (mit natürlicher Farbe)

*Turritella* spec.

Der untere Weißenbach erodiert an der Grenze zwischen barten Sandsteinbänken und auflagernden, nur durch einzelne Sandsteinbänke unterbrochene Mergel der unteren Gosau. Nach der Tobiashütte schneidet der Bach die 40° nach N 30° O-fallenden Sandsteinlagen in einem schiefen Winkel, so daß man die ca. 230 m mächtige Folge von Bank zu Bank verfolgen kann. Vor der ersten Weißenbachbrücke wurden am rechten Ufer gefunden:

3 Exemplare *Barroisiceras haberfellneri* Gross.<sup>1)</sup>

*Velopecten objectus*

*Protocardia bifrons* Reuss

*Cardium hillanum* var. *bifrons* Reuss

*Fimbria coarctata* Zittel

*Placosmilia* spec.

*Cerithium haidingeri* Zek.

*Natica willemeli* Lam.

*Natica bulbiformis* Sow.

*Natica lyrata* Sow.

*Neithea quadricostata* Sow.

*Aporrhais tridectylus* Braun

*Pleurotoma incrassata* Duj.

Außer der *Fimbria coarctata* Zittel führt K. Zittel (77) weitere Lamellibranchiaten an, die nur vom Strobl-Weißenbachtal bekannt sind.

Auf Grund der Ammonitenfunde konnte der ganze Schichtkomplex in das Unterconiacien gestellt werden.

Zur unteren Gosau zählen wahrscheinlich auf Grund der Lagerung unter einem Oberconiacien-Hippuriten-Riff die Mergel und Sandsteine der Gosaumulde östlich vom Radochsberg. Der flache südliche Mulden-

<sup>1)</sup> Wie die meisten übrigen Fossilien in dankenswerter Weise von O. Kühn bestimmt.

flügel legt sie mit ca. 1 km Breite, der nördliche, steilgestellte Flügel mit bis 250 m, den ungefähren Betrag ihrer Mächtigkeit, frei. Nur Kriechspuren verschiedener Schnecken konnten bisher im glimmerreichen Sandstein nachgewiesen werden.

Faziell ähnlich, ebenso ohne Fossilfundierung für das Alter, sind die grauen Gosausandsteine und -Mergel südlich des Einbergzuges. Es sind hellgraue, glimmerreiche Mergel und Sandsteine, die gemäß ihrer tektonischen Stellung kilometerlange, lamellenartige Schuppen bilden. Sie liegen unter Hippuritenkalk, teils durch Konglomerat und Sandsteinbänke davon getrennt. Am Schölpengraben wurden gefunden:

*Cardium ottoi* Geinitz

*Cucullaea* cf. *austriaca* Zittel

*Cyclolites* spec.

*Pleurosmilia* spec.

*Terebratula* spec. und bei Grubreit:

*Dimorphastraea glomerata* Reuss.

Cl. Lebling (31) fand in den weichen Mergelpartien bei Klausegg vor allem Gryphäen.

Hippuritenkalk des Oberconiacien und unbestimmten Alters. 100 m NW des Spulhofes am Radochsberg bildet auf 2 km ein bisher unbekanntes Hippuritenkalk-Vorkommen eine 150 m lange, 20 m hohe Wand. Im O und SO unterlagern hellgraue Kalksandsteine und feine Konglomerate. Im Hangenden folgen unmittelbar Nierentaler Schichten. Der Hippuritenkalk führt zahlreiche Exemplare von

*Radiolites styriacus* Zittel,

nach O. Kühn ein Leitfossil des Oberconiac-Hippuritenkalkes. Zum Teil mag in diesem Riff eine Umlagerung stattgefunden haben. Das scheinbar ausschließliche Auftreten von Radiolitiden macht hier die Bezeichnung „Radiolitidenriff“ geeignet. Das ist beachtlich, da nach H. Zapfe (75) Radiolitiden im allgemeinen mehr oder minder einzelt auftreten. Die Anhäufung in diesem Vorkommen mag die Annahme F. J. Klinghards bestätigen, wonach die Radiolitiden einen anderen Lebensraum bevorzugten als die Hippuriten. Die Erwägung Zapfes (75), daß sie in einem seichteren, stärker bewegten Wasser lebten, kann man an der Lagerung über Sandsteinen und feinen Konglomeraten bestätigt finden.

Hippuritenkalk noch unbestimmten Alters tritt in rund 100 m Mächtigkeit S des Einbergzuges bei Retschegg im Verband mit grauen, gelblichen, braun verwitternden Kalksandsteinen auf. Zahlreiche Hippuritenstücke finden sich darin. An der Basis läßt sich ein ca. 10 m mächtiger Konglomeratzug fast 1 km weit nach W verfolgen. Helle und dunkelgraue Kalke bilden darin die meist unter 1 cm Durchmesser aufweisenden Komponenten. Auch an der Basis des südlichen Hippuritenkalkzuges, der am Schölpengraben und am Rigausbachweg besonders gut aufgeschlossen ist, finden sich unter den genannten Sandsteinen diese Konglomerate.

Aus diesen Hippuritenkalken führt Lebling (31) *Hippurites cornu vaccinum* an.

Hippuritenkalk, ebenso noch unbestimmten Alters, ist in einem Aufschluß an der Traunwandalm vorhanden. Es ist allseits von Brüchen umgeben und teils steilgestellt. Als bezeichnendste Formen der Hippuritenbank führt Douvillé

*Batolites tirolicus* und  
*Hippurites Boehmi* an.

Nach Reuss (42) sind die hier zahlreich auftretenden Riesenformen durch die Art *Hippurites cornu vaccinum* vertreten.

J. Felix (10) beschreibt:

*Hippurites cf. carinthiacus*  
*Hippurites cf. oppeli* Douv.

H. Zapfe nennt hier:

*Hippurites colliciatatus* Woodw.  
*Hippurites oppeli* Douv.  
*Hippurites cf. inaequicostatus* Münst.

Ein Kalksandstein, der jenem im Verband mit den Hippuritenkalkbreccien stehenden gleicht, ist bei Astein zwischen dem roten Rhätkalk des Tabor-S-Abfalles und den teils überstürzten Gosaumergeln des nördlichen Flügels der Gosaumulde vorhanden. Er streicht S 15° O, ist dünnbankig und steht saiger.

E. Spengler (54) beschreibt zwei hippuritenführende Mergelaufschlüsse: An der östlichen Brücke über den Rußbach nächst der Straße Abtenau-Rußbachsaag und beim Schornwirt.

Hellgrauer, flyschartiger Sandstein der mittleren Gosau. Westlich hinter dem Sägewerk Brüggler am Weißenbachtaleingang sind braun verwitternde Sandsteine aufgeschlossen, die sicher dem Ober-Campan angehören. Auffallend zahlreich ist darin *Cyclolithes undulata* Reuss vertreten, ferner in den etwas quarzitischen, grobkörnigen Sandsteinen nächst der Mündung des Schäferbaches

*Glaukonias kefersteini* Münster und  
*Cerithium simplex* Zekeli.

Der Aufschluß am linken Weißenbachufer vor Erreichen der ersten Brücke führt

*Cardium otto* Geinitz  
*Cucullaea austriaca* Zittel.

Gosau mit exotischen Geröllen (obere Gosau?) findet sich 150 m unterhalb der Straßer-Hölbingsalm in Form von unter die Sparberserie einfallenden Sandsteinen und feinen Konglomeraten. Die Quarz- und Quarzporphyrkomponenten erlangen einen Durchmesser von 5 mm.

Südlich des Sägewerkes Brüggler sind im Bachbett harte Gosausandsteine mit bis zu 5 cm großen, exotischen Geröllen aufgeschlossen. Der Sandstein ist reich an Kohleschmitzen, weist sogar ein 5 cm starkes Kohleflöz auf. Es ist eine Fazies, die für die Zuteilung zur Wolfgangsec-Gosau spricht, die tektonisch von der Sparber-Gosau getrennt ist.

Hellgraue Mergel und Sandsteine (obere Gosau?). Diese finden sich im Hangenden der exotischen Gosau östlich der Straßer-Hölbingsalm und an zwei Stellen östlich der Langeralm. Ihre

Mächtigkeit mag 250 m erreichen. Die Mergel, die in Spuren bis hinauf zur Nestlerscharte zu verfolgen sind, finden sich N derselben im Wiesengelände der Kote 797 wieder. Sie sind fossilifer.

Zur oberen Gosau zählen ferner sicher helle, weiche Mergel mit vereinzelt Sandsteinlagen, welche den obersantonen Hippuritenkalk des Theresiensteines und die Sandsteine der mittleren Gosau überlagern. Fossilarmut und helle Färbung ist auch hier kennzeichnend.

Nierentaler Schichten finden sich O des Gasthofes Wacht nahe dem Nussensee eng zusammengefaltet als Hangendes der OW-streichenden Gosausynklinale, während sie im Bereich der Sparberserie in ca. 40 m Höhe über dem Weißenbach die tieferen Gosauschichten überlagern. Sie weisen eine Mächtigkeit von ca. 100 m auf.

Südlich des Einbergzuges bilden sie das Hangende der 2., 3. und 5. Gosauschuppe. Die Mächtigkeit beträgt auch hier ca. 100 m. Gleich mächtig bilden sie dann den axialen Kern der Gosaumulde zwischen Radochsberg und Taborheumahd.

Zwieselalmschichten sind im südlichen Aufnahmegebiet weit verbreitet. Als jung von Hallstätter Schuppen überfahren sind sie am nördlichen und östlichen Buchbergriedl erhalten geblieben. Sie treten in den mittleren Höhen des Berges als glazial stark überarbeitet in Schollen bis zu 12 m Länge auf. Meist sind es nur meterstarke, kantengerundete Bänke, die durch die schichtenweise Schwankung der Korngröße ihrer exotischen Bestandteile charakteristische, parallellaufende Erosionshöhlungen zeigen.

## **I. Das Tirolikum und die Übergangsserien zur Hallstätter Decke am Sparber und am Einbergzug — die Sparber-Decke.**

### **A. Zur Geschichte.**

Die Osterhorngruppe gehört nach L. Kober (27) „der tirolischen Mulde an, die in sich die Hallstätter- und die Dachsteindecke trägt“ und hier weit nach Norden reicht. F. F. Hahn (15) setzt die Wurzelzone der Tirolischen Decke bei Werfen und St. Martin an. E. Spengler (55) hält den Einschub der Decke für vorsenon, weil Gosau sowohl über die tirolische Unterlage des Einberges als auch über die untere Trias der juvavischen Masse transgrediert. W. Del Negro (9) vertritt ebenso vorgosauischen Einschub, sieht aber auch noch nach-eozänen Aufschub am Nordrand der Osterhorngruppe. E. Haug (18) erkennt im Schafberg eine das Tirolikum überlagernde Decke und weist 1912 auf die Analogie des „möglicherweise überschobenen Rigausberges“ und seiner Schafbergdecke hin. Wegen der N-gerichteten Stirne des Rigausberges ist es aber nach seiner Ansicht verboten, im Norden die Fortsetzung zu suchen.

In der Stratigraphie liegen die genauen Untersuchungen von E. Sueß und E. v. Mojsisovics (65) vor, die insbesondere im klassisch zu nennenden Profil des Sonntagskendlhaches gemacht worden sind. O. Sickenberg (50) tritt auf Grund der Verbreitung des Doggerkonglomerates und wegen des diskordanten, flacheren Auf-

lagerns der Oberalmschichten für das Entstehen einer NW—SO-gerichteten Antiklinale im Dogger ein.

Was die Geschichte des Sparber betrifft, so betrachtete E. v. Mojsisovics (38) diesen zuerst als zur Gänze aus Dachsteinkalk aufgebaut. Dann sahen E. Haug (18) und Cl. Lebling (31) die Gipfelpartie für Dachsteinkalk an. Nur teilweise herrschte in der Folgezeit unter den maßgebenden Forschern in der Annahme Übereinstimmung, daß der Sparber dem Schafberg zugehört. E. Haug (18) bezieht ihn längs einer Überschiebungslinie über Lueg und der SW-Seite der Bleckwand in seine Schafbergdecke ein, sieht ihn als der Osterhorngruppe aufgeschoben an. So ist es E. Haugs Verdienst, hier zuerst großtektonische Fragen in prüfungswerte Bahnen gelenkt zu haben. L. Kober, ebenso der Ansicht, daß es sich hier um eine tektonische Einheit handle, führte das Sparberproblem der weiteren Klärung zu. E. Spengler (54) kommt 1912 zum Ergebnis, „daß das Sparberhorn aus einem Sockel aus Hauptdolomit besteht, über welchem Oberalmschichten und Plassenkalk folgt“. Er sieht den ganzen Gipfel des Sparber als Plassenkalk an und hält ihn als eine dem Hauptdolomit aufgeschobene Deckscholle. E. Haug zählt ihn auf Grund dieses Ergebnisses den anderen Plassenkalkdeckschollen zu und glaubt auch hier an eine Digitation der Schafbergdecke. Nach E. Spengler treten Oberalmschichten in Verbindung mit Plassenkalk auf, so daß „wir uns hier in der Grenzregion beider Fazies befinden müssen“, — der tirolischen Osterhorn- und der Schafberg-Fazies. Lediglich der Gipfelzug wird als tektonische Einheit von der Osterhorngruppe getrennt. Damit wäre am Sparber alles Gestein, mit Ausnahme des 2 km langen SW—NO-streichenden Riffkalkzuges und des Gipfelblockes, tirolisch. Gerade dieser Riffkalkzug läßt sich aber von dem gleich langen, gleich streichenden Hauptdolomitsockel nicht trennen.

## B. Tektonische Übersicht.

a) Das tirolische Osterhorngebiet. Im Norden wird das den Kartierungsabschnitt umfassende Osterhorngebiet vom Wolfgangsectal begrenzt. Es streicht parallel dem antiktinalen Bau zu beiden Längsufern und kann allgemein als Synklinale angesehen werden. Den Sparber, als selbständige Schubmasse, trennt ein über die Nestlerscharte verfolgbarer Gosaustreifen, der der tirolischen Osterhorngruppe zugehört.

Die randlichen Störungen der Osterhorngruppe des Kartierungsgebietes lassen sich durchwegs durch die Überlagerung höherer Deckenmassen erklären. So ist zuerst an der Nestlerscharte der Kontakt der vom Verfasser als überschoben erkannten Sparberserie zu erkennen. Die durch die Auflagerung verursachte Bleckwandstörung hat eine Sprunghöhe von über 300 m. Sie setzt sich über Lueg weiter fort und markiert die Überschiebungslinie.

Durch die Belastung der Sparber-Schubmasse ist N der Nestlerscharte ein SSO-streichender Neokomzug und Gosau, somit das Hangende der Osterhorngruppe, erhalten geblieben. Es wurde entlang des sich südlich davon befindlichen Bruchrandes nachgosauisch kurz

überschoben. Hauptdolomit der vorgosauisch eingeschobenen Sparberserie hat sich hier eingeklemmt, in Spuren, erhalten. Unter der Waidacherhütte, SO von Vitz/Berg, stirnen Klauskalke gegen NO.

Diese Klauskalke spießen als durch die Belastung der Sparberserie abgesunkener und steilgestellter Teil am Fuße des Bleckwandabbruches auf mehrere 100 m durch den Almboden.

Die Aufwölbung der genannten Hangendschichten zu einer schmalen Faltenantiklinale muß jedoch schon eher begonnen haben. Es ist ihr Streichen unter die nachgosauisch wiederbelebte Sparberserie, das anzeigt, daß sie im wesentlichen schon vorgosauisch angelegt wurde. Sie ist als eine Falte anzusehen, die sich durch den vorgosauischen Aufschub der Sparberserie bildete. Damit ist sie, wie später gezeigt werden wird, analog der Scherfaltentektonik im S der Osterhorngruppe, nördlich der Einbergsschubmasse.

Bei Vitz/Berg ist die besprochene Aufstauung am größten. Die Erosion legt nun hier sogar Tithonflaserkalk frei. An der Knickstelle drang Gabbro in das Gestein und frittete es.

An der Bleckwand selbst zeigen sich in den Oberalmschichten charakteristisch N-gerichtete Fältelungen. Die Reduzierung tieferer Schichtglieder sowie das Abdrängen hausgroßer Blöcke rhätischen Lithodendronkalkes an der Scharthenalm kann durch die Erfahrung W. Vortisch (70) Erklärung finden, wonach sich in den Oberalmschichten einst schichtenparallele Bewegungen abgespielt haben.

Die geringe Mächtigkeit des Doggerkonglomerates hier im N gegenüber der Osterhorn-S-Seite, das Auftreten von Doggerkieselschiefer, ist durch den NW—SO-Verlauf einer Antiklinale im Dogger verständlich.

Die NW-SO-streichende Störung am Zwechenberg ist bei der Herausbildung der heutigen Osterhornkuppe entstanden. In ihrer Fortsetzung gegen W wurden immer tiefere Horizonte freigelegt. So befindet sich an dieser Störung der außerhalb des Kartierungsgebietes gelegene klassische Aufschluß am Sonntagskendlbach. Rhät ist hier noch in ca. 200 m Mächtigkeit aufgeschlossen.

Im Verfolg der durch das Juvavikum der Gamsfeldgruppe hervorgerufenen Störungslinie längs des O-Randes der Osterhornkuppe gelangt man an der Braunalp nochmals zu einem größeren Abbruch der Oberalmschichten. Sie zeigen in ihren höheren Lagen eine gegen S zunehmende, durch nachschiebende Massen hervorgerufene Faltung.

Im S der Osterhorngruppe findet sich abermals eine Störungslinie. Der S-Abbruch reicht im Kartierungsgebiet vom Gschlößl im O bis zum Zinkenbach am Labenberg im W. Am Labenbergshöberl stehen triadische Kalke steil, drängen durch ihre Flexur die Juraüberdeckung gegen N zurück. Westlich des Labenbergshöberls beobachtet man am Egelseehörndl einen Staffelbruch, wobei der südliche, abgesunkene Teil keilartig den nördlichen unterschiebt.

Zeigt sich am Labenberg ein durchschnittliches Fallen von 30° gegen O 30° N, am Astegg eines von 20° gegen N 20° O, so ist am Rand zur Überlagerung der Gamsfeldmasse nur mehr ein Fallen von 25° O zu erkennen. Östlich vom Gschlößl ist kein Abbruch mehr vorhanden.

Nur die Erhaltung jüngerer Ablagerungen macht sich hier am Stirnrand des Juvavikums bemerkbar: Neokom und Gosau.

An der Moosberg- und Liembachalm ist Liasfleckenbergel und Liasspongienkalk durch den Vorschub der im S folgenden Deckenmasse in mehrere Scherfallen zusammengestaut worden. Gosau transgredierte mit einer beachtlichen Diskordanz. Das zeigt das nachstehende Profil. In diesem ist auch der Zusammenhang des Osterhorn-S-Abbruches mit dem verschuppten Lias zu sehen. Über jene alte Falten tektonik überschiebt schon vorgosauisch die Einbergsschubmasse. Sie wird nachgosauisch durch das Nachdrängen der östlich vorrückenden Gamtsfeldmasse in der Weise wiederbelebt, daß sich besonders der östliche Flügel nun auch diskordant zur Streichungsrichtung der Unterlage stellt. Wie sehr die Verhältnisse im N, an der Sparberschubmasse, damit übereinstimmen, wird noch gezeigt werden.

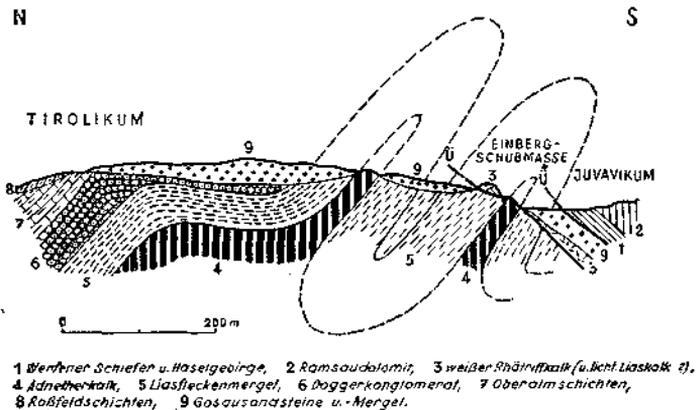


Abb. 1. Profil durch die Moosbergalm.

Als Beweis größerer Bodenunruhe im Dogger dient am S-Abbruch der Osterhorngruppe die Mächtigkeit der Doggerkonglomerate. Sie beträgt hier an der südöstlichen Osterhorngruppe 50m, während es an der Bleckwand, also im NO derselben, nur wenige Meter sind. Die Ausbildung der liegenden Adnether Knollenkalke und des Liasfleckenbergel mag auf eine Vorphase hinweisen. Der Bestand einer solchen ist vor allem in einem Aufschluß am Sonntagskendlbach leicht einzusehen, wo sich sedimentäre Breccien, im wesentlichen mit Adnether Kalk als Komponenten, zwischengeschaltet finden.

b) Die Übergangsserie des Einbergzuges. Ursache des Abbruches am Labenberg-Astegg und Gschlöbl ist der vom Verfasser als Schubmasse erkannte Einbergzug, der im S der Osterhorngruppe eine ähnliche Position einnimmt, wie der Sparber im N. Nicht nur tektonisch herrscht hier mit dem Sparber durch den vorgosauischen Einschub und die nachgosauische Wiederbelebung Übereinstimmung, auch stratigraphisch ist sie vorhanden. Der gehaukte Dachsteinkalk des westlichen Einbergzuges und die Kössener Schichten werden gegen O allmählich in einen rhätischen Riffkalk übergeführt, einem

reinweißen, grobkörnigen Riffkalk. Vielleicht ist hier auch noch lichter Liaskalk vorhanden. Der Fazieswechsel vom gebankten Dachsteinkalk und Kössener Schichten zum Rhät-Riffkalk ist im N an der Sparber-Schubmasse ebenso beobachtet worden. Besonders aber muß hervorgehoben werden, daß hier am östlichen Einbergzug der Hauptdolomit direkt den rhätischen Riffkalk unterlagert, ganz so wie am nördlichen Sparber. Erst gegen NO findet sich der Rhätkalk etwas dem Sockel entrückt und schließlich am äußersten Ostende gänzlich des Sockels beraubt. Hier läßt es sich ablesen, daß der östliche Flügel der Eiuberg-Schubmasse durch die jung vorrückende Gamsfeldmasse 300 m mitgeschleppt worden ist. Das Streichen des Riffkalkes schneidet an der Kote 1314 das Streichen von Gosausandsteinen im spitzen Winkel. Die Störung östlich des Spielbichls ist nachgosauisch angelegt.

Auf diese Weise zeigt sich, daß dort, wo im SO der Osterhorngruppe der bis zum Gschlößl verfolgbare S-Abbruch ausklingt, der nachgosauisch wirkenden Verstellung des Einbergriffkalkes widerstandslos Raum gegeben war. Die Schubmasse gleitet hier ca. 300 m weiter vor über die steil durch Scherung aufgefalteten,  $0^{\circ}$  S-streichenden Liasfleckenmergel und Adnetherkalke. Die Diskordanz im Streichen erreicht so ca.  $40^{\circ}$ .

Das Aufschlußprofil an einem Wasserriß zum Rigausbach südlich der Moosbergalm gibt am schönsten den Beweis für den Aufschub der Riffkalkmasse (siehe Abb. 3).

Im S des Einbergzuges werden durch den nachgosauischen Vorschub der Gamsfeldgruppe die Gosauablagerungen in lamellenartige Schuppen zerlegt. Diese Tatsache erkannte schon E. Spengler (54).

Zur Hauptfrage, ob der gesamte Einbergzug tatsächlich eine Schubmasse ist oder nicht, kann nur gesagt werden, daß der Einbergzug eine Schubmasse sein muß. Nur so läßt sich die Überlagerung von Hauptdolomit auf dem Lias der Liembachgend erklären, das NO-Stirnen des Dolomites von da an gegen W. Nur so wird auch der OW-streichende Abbruch der Osterhorngruppe verständlich. Die Aufschiebung der sich OW-erstreckenden Masse muß diese randliche Komplikation im sonst flach lagernden Tirolikum geschaffen haben.

In der Einberg-Schubmasse ist sicher die nahe Wurzelzone einer das Tirolikum überlagernden Gesteinsserie zu ersehen. Es kann die jung gebildete Stirne des Einberges am Bärenfall, verbunden mit der gegen N zurückgeschlagenen Trias des Labenbergschöberl, durch eine weite liegende Falte ergänzt, selbst zur Wurzel einer höheren Decke werden.

Bei Weiterentwicklung dieser Vorstellung muß die Osterhorn-antiklinale zur Masseverteilung der einstmals weiter verbreiteten höheren Decke Anlaß gegeben haben. Als Teile dieser Decke finden sich im N der Sparber, im S der Einbergzug. Beide sind heute getrennte Schubmassen.

c) Die Übergangsserie des Sparber. Der Sparber zeigt gesteinsmäßig eine Zugehörigkeit zum Schafberg. Seiner Serie, insgesamt maximal an die 2000 m mächtig, gehören an: 700 m Hauptdolomit, 20 m gebankter Dachsteinkalk, 50 m Kössener Schichten, 125 m rhätischer Dachsteinkalk, 150 m lichter Liaskalk, 300 m Lias-

spongienkalk, 40 m Liasfleckenmergel, 50 m Hierlatzkalk, 15 m bunter Mittelliasalkalk, 200 m Plassenkalk und die Gosauablagerungen. Zu beachten ist dabei die Ersetzbarkeit der lichten Liaskalke und Hierlatzkalke durch die Spongienkalke, vor allem aber die mit diesem Wechsel scheinbar Schritt haltende Ablösung des rhätischen Riffkalkes durch Plattenkalk und hier meist ungebantkten Kössener Schichten. Dadurch ist in keinem Profil die Stratigraphie in der gegebenen Folge verwirklicht.

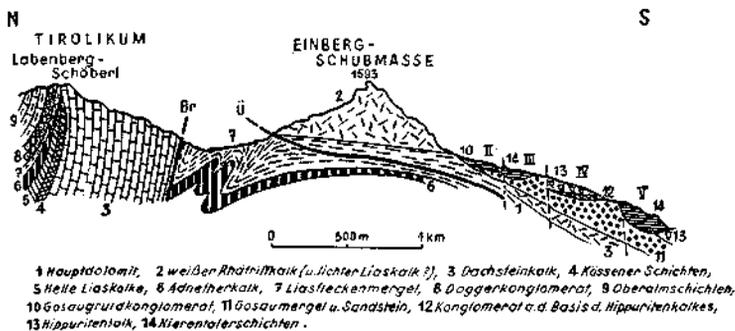


Abb. 2. Profil durch den Südabbruch der Osterhorngruppe und die Einberg-Schubmasse.



Abb. 3. Aufschlußprofil an einem Wasserriß zum Rigabach südlich der Moosbergalm.

Tektonisch ist der Sparber, obwohl anscheinend der Decke der (oberen) Schafberggruppe zugehörend, seinem Bau nach durchwegs selbständig. Gegen NW zeigt er eine Stirne, gegen W erweist er sich der tirolischen Osterhorngruppe auflagernd. Als gesteinsmäßig fremde Serie zwischen dieser und den östlich aufruhenden juvavischen Decken, stammt er aus einem Ablagerungsgebiet zwischen dem Tirolikum und dem Juvavikum.

Der nachgosauische Vorschub des Juvavikums der Gamsfeldgruppe brachte die nunmehr zu Recht als „Sparber“-Serie bezeichnete Schubmasse als einen getrennten Deckenteil in die heutige Stellung.

Als Folgen des Aufschubes gelten: Der Abbruch der Osterhorngruppe an der Bleckwand auf Grund der Belastung, die Erhaltung

des abgebrochenen Hangendteiles der Osterhorngruppe am Auflagerungskontakt und schließlich die Einklemmung der Gosauschichten längs der Überschiebungslinie.

Beim kurzen nachgosauischen Vorschub auf die Gosau der Osterhorngruppe und des Wolfgangseetales schwenkte die Stirne, durch die randliche Reibung am Tirolikum gezwungen, gegen NW ein. Dies bestimmt den heutigen Bauplan des Sparber. Seine Bausteine streichen durchwegs W 30° N bis O 30° S. Die stürnenden Gesteine waren natürlich am meisten zum Einschwenken gezwungen, so daß der bis ins Plassenkalkniveau reichende Gipfel des Sparber als NW-fallender Stirnteil von N 30° W im nördlichen Teil auf W 25° N-Fallen im südlichen kommt. In einem nahe dem Gipfelpunkt gelegten Profil reicht deshalb der Plassenkalk im W 500 m tiefer herab als im O. Die unterlagernden lichten Liaskalke machen dieses Schwenken und das steile Einfallen gegen W 25° N mit, so daß man hier mit Recht von einem Stürnen sprechen kann.

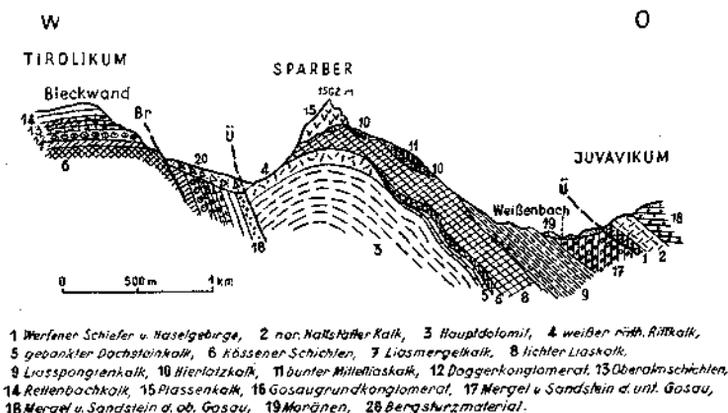


Abb. 4. Profil durch die Sparber-Schubmasse.

Ursprünglich war auch die 2 km lange, N 30° W gerichtete Hauptdolomitstirne von jüngerem Gestein ummantelt. Das beweist am N-Fuß des Sparber ein Denudationsrest eines Dachsteinriffkalkes. Es ist eine meterstarke, saiger stehende Bank, die als Liegendschenkel zum Riffkalk im Hangenden zu gelten hat.

Der lange Riffkalkzug über dem Hauptdolomit wurde ehemals, zusammen mit dem Gipfelblock, „Plassenkalkdeckscholle“ bezeichnet. Hier wird nur der Gipfelblock als Plassenkalk, und zwar als transgressiv auf Lias lagernd, angesehen. Die schon beschriebene Hierlatzkalkbreccie, die sich stellenweise an seinem N-Fuß findet, kann auf die beginnende Regression im Dogger hinweisen. Das Fehlen des Dogger müßte durch eine jungkimmerische Phase erklärt werden.

Die Gosau des unteren Weißenbachtals ist auf Grund ihrer Lagerung, ihres 45gradigen Einfallens unter die Gamsfeldmasse, zur Sparberserie zu zählen. Deshalb unterscheidet sie sich auch faziell von den Ablagerungen der anderen Einheiten (siehe Faziestabelle).



Am wesentlichsten für den Vergleich mit der Einberg-Schubmasse im Süden ist der Fazieswechsel der obertriadischen Gesteine des Sparber. Während sich im nordwestlichen Stirnteil auf Hauptdolomit der weiße rhätische Riffkalk findet, tritt in seinem Süden gebankter Dachsteinkalk und Kössener Schichten an dessen Stelle. Die Gesteinsänderung drückt sich im Süden des Sparber, nach Befreiung von der Jurabedeckung, in einer kleinen Falte aus.

Nach all dem Vorausgeschickten steht nun in tektonischer wie auch in stratigraphisch-fazieller Hinsicht nichts im Wege, Sparber und Einbergzug tatsächlich als einer gemeinsamen Decke zugehörend zu betrachten.

Der Sparber- und der Einbergzug sind das Tirolikum überlagernde Schubmassen und Glieder einer Deckeneinheit. Dieser mag, sofern sie nur in jenem Gebiet besteht, die Bezeichnung „Sparberdecke“ zukommen.

## II. Das Juvavikum der Gamsfeldgruppe und die Hallstätter Schuppen des Buchbergriedl.

### A. Zur Geschichte.

Seit Anfang des Jahrhunderts sind verschiedene Deutungen für diesen Abschnitt gegeben worden. E. Haug (18) sah hier seine Ansicht über die Zwischenstellung der Hallstätter Decke zwischen die Totengebirgsdecke und die Dachsteindecke bestätigt. L. Kober hält trotz der abweichenden Ansichten F. F. Hahns (15) an diesen Vorstellungen fest. E. Spengler folgt der Hahn-Nowack'schen Synthese (39) im allgemeinen, ist aber gegen die Ansicht, daß die Haugsche Salzdecke, Hallstätter Decke und Dachsteindecke zu einer „juvavischen Decke“ zusammengeschlossen werden. Er hält die Dachsteindecke der Gamsfeldgruppe für vorgosauisch der Hallstätter Decke aufgeschoben, beide Decken gemeinsam als nachgosauische „Gamsfelddecke“ auf die Gosau der Bayrischen Decke bewegt. Zu diesem Ergebnis führten ihn die Untersuchungen der Gosauschichten.

Die Verbreitung der Gosauschichten, ihre tektonische Stellung, wurde in ihrem Verlauf von Strobl bis zum Abtenauer Becken von Cl. Lebling (31), zuletzt von E. Spengler (54, 55) studiert. Ersterer weist nur auf die Bedeutung der Überlagerung der Gosau im Gebiet der Dachsteinfazies hin und sieht nur vorsebenen Deckenbau. Letzterer legt besonders die Bedeutung seiner tertiären „Gamsfeldüberschiebung“ dar. 1943 kommt E. Spengler (61) zum Ergebnis, daß die vorgosauische „Rettenkogelüberschiebung“ (Aufschub der Dachsteindecke!) etwa 7 km, die nachgosauische „Gamsfeldüberschiebung“ 4½ km gegen NNW betrug. Im Gosabecken findet E. Spengler (55) die Gosauschichten mit Ausnahme der SW-Seite überall dem Triasgestein aufgelagert. E. Haug (18) sah bis 1912 nur nachgosauischen Deckenbau und hielt das Gosabecken für ein Fenster. Die nachgosauische Bewegung des Buchbergriedl und der Zwieselalm faßt E. Spengler (55) als „Zwieselalmüberschiebung“ zusammen. Sie wurde zuerst von E. Haug (18) und J. Nowak (39) erkannt.

## B. Tektonische Übersicht.

a) Das Juvavikum der Gamsfeldgruppe. Im nördlichen Stirngebiet der juvavischen Gamsfeldgruppe fallen unter die Rettenkogel-Dachsteinkalkstirne rote, norische Hallstätter Kalke ein. Das auflagernde Gosaugrundkonglomerat bildet mit seinen wechsellagernden Sedimenten die Bewegungsvorgänge zur tiefsten Oberkreide ab. Nachdem in einer Tiefenzone radiolarienreicher Schlamm, dann gröbere Sandsteine zur Ablagerung gekommen waren, brachte der Vorstoß der Dachsteindecke unvermittelt bis mehrere Meter starke Blöcke. Zyklisch wechseln sich Konglomerate verschiedener Komponenten-größe und Sandsteine ab. Gebirgsbildung und Erosion gingen Hand in Hand.

Der wenige Kilometer weite nachgosauische Vorschub des Juvavikums der Gamsfeldgruppe staut nicht nur die am N-Rand zur Ablagerung gebrachte Gosau bis zu 400 m Mächtigkeit auf, er bringt sie auch in die unmittelbare Nachbarschaft mit den faziell gänzlich abweichenden Gosanablagerungen des Wolfgangseetales und des Sparber. Weil sich in der nördlichen „Brandungszone“ alle Spannungen nachdrängender Massen befreien konnten, sind hier die Überschiebungsweiten am größten. Die faziellen Abweichungen gleichaltriger Gosauablagerungen der einzelnen tektonischen Einheiten werden hier offensichtlich. Aufschluß darüber gibt die bei der Stratigraphie gebrachte Faziestabelle. Ganz allgemein wird damit geltend gemacht, daß sich in den tektonischen Einheiten durch nachgosauisch wirkende tangentialen Bewegungen altersgleiche Gosausedimente mit gut unterscheidbarer Ausbildung gegenüberstehen können.

Zwischen der Ischl und dem Nussensee ist im Wolfgangseetal eine steile Gosaumulde vorhanden. Konglomerate, Mergel und Sandsteine der unteren Gosau weichen auffallend von der über das Juvavikum transgredierenden Gosau ab. Der ihr eigene Kohleschmitzenreichtum fehlt auch in der Sparbergosau. Während hier die mittlere Gosau fehlt, ist die obere durch Nierentaler Schichten vertreten. N des Nussensees überfährt am Gawanzenstein norischer Hallstätter Kalk das Gosaugrundkonglomerat, so daß dieses nahe dem Seeufer als kleines Fenster wieder zutage tritt. Der Hallstätter Kalk erreichte also erst nach Anlage der Mulde seine heutige Lage. Als Folge jüngster Bewegungen muß das Brechen der Dachsteinkalkbänke des Rettenkogels hinter dem deutlich abgesetzten norischen Hallstätter Kalk gelten.

Ist die Annahme O. Sickenbergs (48), einer im Dogger gebildeten Antiklinale der tirolischen Osterhorngruppe, richtig, so kann diese schon für die Bewegungen des Juvavikums und dessen örtliche Mächtigkeit entscheidend gewesen sein. In eine westlich vertiefte Mulde gelagert, hatte es beim Vorschub den Rand der Osterhorngruppe als „Führungsbahn“ zu benutzen. Dadurch die fast 10 km lange meridionale Antiklinale der Gamsfeldmasse. Dadurch das Zurückbleiben einer randlichen Partie im W: Der Braunedlkopf und ein ca. 5 km langer Antiklinalbau im S davon. Diese 5 km betragende, durch den Rimbergsattel verlaufende Blattverschiebung wurde schon

von E. Spengler (54) erkannt. Die Carditaschichten an der Rinnebergalm sind nach dessen Ansicht mit jenen des Jausenkogel zu verbinden, wobei die Stirne des Braunedlkopfes als westliche Fortsetzung der Stirne des Rettenkogels zu denken ist. Es sind Beweise gegeben, wonach einerseits die Blattverschiebung, andererseits auch die Stirnen nachgosauisch geformt, bzw. wiederbelebt wurden. Am östlichen Braunedlkopf (Scharfen) wurden die Gosaukonglomerate mitsamt ihrer Unterlage, den bunten Riffkalk-Handendhanken, steilgestellt. Sie wurden bis auf 1500 m hoch gehoben und stellenweise auch von Dachsteinkalkbänken überfahren. E. Spengler (61) vertritt die Meinung, daß westlich vom Braunedlkopf die Stirne noch weiter gegen S zurückspringt und „schließlich in das gegen W untertauchende Dolomitgewölbe des Taborberges“ übergeht, „so daß hier die Schubweite — Ö wird“. Da sich aber die Stirne am Braunedlkopf durch ihre steilgestellte Gosau als jung erweist, ist auch die an diesen anschließende Aufwölbung nicht heweisführend für einen hier auf Null reduzierten vorgosauischen Vorschub.

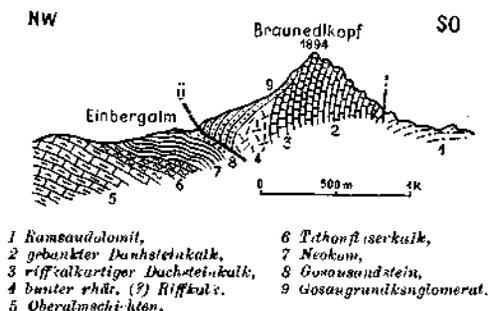


Abb. 7. Profil durch den westlichen Braunedlkopf (Scharfen).

Im S der Gamsfeldgruppe finden sich im Hangenden der gebankten Dachsteinkalke bunte, dem norischen Hallstätter Kalk ähnliche, sicher rhätische, Riffkalke. Ebensolcher Riffkalk, jedoch bisher fossilleer, bildet die Transgressionsbasis des Gosaugrundkonglomerates am Rinnekogel, am östlichen und westlichen Braunedlkopf. Beides, der Riffkalk und das Gosaukonglomerat konnten sich an den Stirnen, steilgestellt, der Erosion entziehen. Dem Gesteinscharakter ist es zuzuschreiben, wann sich an den Dachsteindeckenstirnen das rosa Riffgestein vom liegenden, gebankten Dachsteinkalk oft kulissenartig trennt oder gar überstürzt unter diesem einfällt<sup>4)</sup>.

Die nachgosauische Vorbewegung des Juvavikums der Gamsfeldgruppe ist in Art und Größe wohl zu erkennen. Mit 45° O-Fallen tauchen die Gosauschichten am östlichen Sparber in aufdringlicher Klarheit unter die Gesteine der Gamsfeldgruppe. Dunkles Haselgebirge auf Nierentaler Schichten läßt südlich Weißenbach auf 1 m genau die

<sup>4)</sup> Die vom Verfasser in der Dissertation geäußerte Annahme, daß es sich hier um einen zur Seite gedrängten Riffkalk einer liegenden Hallstätter Decke handle, ist durch seine nachträgliche Untersuchung hinfällig.

Überschiebungslinie verfolgen. Noch einmal sind es an der Straßeralm Nierentaler Schichten, die überfahren werden, dann ist gegen S erst wieder an der Gosau der Einberg- und der Moosbergalm der Beweis für die junge Wiederbelebung der Schubfläche gegeben. Das charakteristische Gosaugrundkonglomerat des Juvavikums, das sich am Scharfen und am westlichen Braunedlkopf mitsamt den stirnenden Riffkalken und gebankten Dachsteinkalken aufgerichtet findet, überfährt hier die Gosaumergel und -Sandsteine des Tirolikums.

Auf Grund der Längserstreckung der Gosau an der Weißenbach-Überschiebungslinie darf jedoch nicht auf die Weite der nachgosauischen Überschiebung geschlossen werden. Es bestand ja im Juvavikum die Tendenz auf die westlich gelegene Osterhornkuppe aufzufahren. Das besagen die NW-gerichteten Stirnen der westlichen Gamsfeld-Überschiebungslinie. Die nachgosauische Schubweite mag deshalb für den nördlichen Teil unter 2 km liegen. Gegen S verringert sich die Schubweite immer mehr und mehr, so daß sie an der Moosbergalm nur an die 300 m beträgt.

In der südlichen Osterhorngruppe rückte längs der Knalltörlstörung im O und der Rinnbachstörung im W die zentrale Masse weiter vor als der periphere Teil. Am Knalltörl ist noch das Überlagern des gebankten Dachsteinkalkes auf dem Dolomit des Gamsfeldes zu sehen, während gegen W die Störung an Größe zunimmt. Die jung durch den S-Abbruch entlastete Obertrias benützte sicher etwas das Carditaniveau als Gleitfläche. Es fällt sanft gegen N ein und ist an der N-Seite des Gamsfeldes allerorts „ausgequetscht“.

Die schon besprochene Blattverschiebung der südwestlichen Gamsfeldgruppe vollzog sich im wesentlichen schon vorgosauisch entlang der Rinnbachstörung. Die westlich zurückgebliebene Antiklinale hat einen sehr einfachen Bau: Während Hauptdolomit die Hauptmasse bildet, dem im N und S gebankter Dachsteinkalk und rhätischer Riffkalk aufruhet, ist der durch Erosion freigelegte antiklinale Kern durch Ramsaudolomit, den Carditaschichten umrahmt, gekennzeichnet.

Einfach ist auch die Tektonik der im SW anschließenden, ca. 2 km langen, 1½ km breiten, Gosaumulde O des Radochsberges. Sie streicht NW—SO. Das Grundkonglomerat ruht am nördlichen, steilgestellten Flügel der Dachsteindecke auf. Nur im S transgrediert Gosau auf Werfener Schiefer und Haselgebirge. Auffallend ist hier, wie es auch am Nussensee war, das Fehlen der mittleren Gosau. Eine Regression, verursacht durch eine intergosauische Phase im Sinne R. Brinkmanns (4) ist anzunehmen. Mittlere Gosau findet sich nur am Sparher, während die Transgression der oberen Gosau über alle tektonischen Einheiten übergriff.

b) Die Hallstätter Schuppen des Buchbergriedl. Auf den über die südliche Gamsfeldgruppe transgredierenden Gosauablagerungen liegen die gemeinsam jung steil aufgeschobenen zwei Hallstätter Schuppen des Buchbergriedl. Nach E. Spengler, welcher hier ebenso zwei Schuppen unterschied, gehörte nur die untere der Hallstätter Decke an. Zu Schuppe 1 zählte er den Werfener

Schiefer und Hallstätter Kalk des Schönaugeländes, zu Schuppe 2 Reiflinger Kalk, Carditaschichten und Dolomit der Gipfelhöhe.

Nach den Ergebnissen des Verfassers gehören der unteren Schuppe im W des Buchbergriedl gipsreiches Haselgebirge, Gutensteiner Kalk und Rauhwaacke, im O auf gleichem Haselgebirge und Gutensteiner Kalk auch der Schreyeralmkalk an. Zur oberen Schuppe zählen rote Werfener Schiefer, karnischer Hallstätter Kalk, Halobien-schiefer und karnischer Dolomit. Die Gesteinsfolge erlaubt eine Zuteilung beider Schuppen zur Hallstätter Decke.

Erst erfolgte der getrennte Einschub der beiden Schuppen von SW her. Demgemäß blieben Haselgebirge, Rauhwaacke und Gutensteiner Kalk der unteren Schuppe und die Werfener Schiefer-Unterlage der oberen Schuppe im SW zurück. Der karnische Hallstätter Kalk, der dem der Pailwand gleichsieht, ist nur im NO des NW—SO-streichen-den Buchbergriedl vorhanden, findet dort stratigraphischen Kontakt mit dem karnischen Dolomit. Eine isolierte Scholle ruht mit basalem Haselgebirge dem Schreyeralmkalk des nordöstlichen Schönaugeländes auf und beweist so die Schuppennatur. Der karnische Hallstätter Kalk macht gegen SO dem Halobien-schiefer und dem anisischen Reiflinger Kalk Platz. Herrscht im N des Bergzuges flache Überschiebungslagerung, so ist im südlichen Teil eine Stauung durch das NO-Fallen des Dolomites angezeigt. Auch formt hier der Reiflinger Kalk der unteren Schuppe einen sanften Höhenzug.

Abschließend gibt der Verfasser noch bekannt, daß er die Weiterkartierung im Salzburgischen, somit auch die Verfolgung der Wurzelzone der „Sparberdecke“ plant.

#### Literaturverzeichnis.

1. Ampferer, Otto: Geologische Untersuchungen über die exotischen Gerölle und die Tektonik niederösterreichischer Gosauablagerungen. Denkschrift d. Akad. d. W., mat.-nat. Kl., 96, Wien 1918.
2. Bittner, A.: Dachsteinkalk und Hallstätter Kalk. Selbstverlag d. Verf., Wien 1896.
3. Brinkmann, R.: Bericht über die vergleichenden Untersuchungen in den Gosau Becken der östlichen Nordalpen. S.-Ber. Akad. d. W., mat.-nat. Kl., 144, 145—149.
4. Brinkmann, R.: Zur Schichtfolge und Lagerung der Gosau in den nördlichen Ostalpen. S.-Ber. Preuß. Akad. d. W., ph.-m. Kl., 27, 1—8, Berlin 1934.
5. Brinkmann, R.: Die Ammoniten der Gosau und des Flysch in den nördlichen Ostalpen. Mitt. Geol. Staatsinst., 15, 1—14, Hamburg 1935.
6. Cornelius, H. P.: Zur Schichtfolge und Tektonik der Mürztaler Kalkalpen. Jb. d. Geol. R.-A., Wien 1939.
7. Del-Negro W.: Zur Zeitbestimmung des juvavischen Einschubes. Geol. Rundschau XXI, 1930, S. 302/303.
8. Del-Negro, W.: Über die Bauformel der Salzburger Kalkalpen. Verh. d. Geol. B.-A. 1932.
9. Del-Negro, W.: Der geologische Bau der Salzburger Kalkalpen. 3. Forts. Mitt. f. Erdkunde, 3. Jg., S. 98.
10. Felix, J.: Ober Hippuritenhorizonte in den Gosauschichten der nordöstlichen Alpen. Zentralbl. f. Min. etc., Nr. 14, Stuttgart 1907.
11. Felix, J.: Studien über die Schichten der oberen Kreideformation in den Alpen und den Mediterrangebieten. II. Die Kreideschichten bei Gosau. Paleontographica, Bd. 54, 251—343, Taf. 25/26, Stuttgart 1908.

12. Geyer, G.: Aus den Kalkalpen zwischen dem Steyer- und dem Almtal in Oberösterreich. Verh. d. Geol. R.-A. 1910.
13. Geyer, G. u. Abel, O.: Erläuterungen zur geologischen Karte Gmunden und Schafberg. Wien 1922.
14. Götzinger, G.: Zur Frage des Alters der Oberflächenform der östlichen Kalkalpen. Mitt. d. Geogr. Ges. 1913.
15. Hahn, F. F.: Grundzüge des Baues der nördlichen Kalkalpen zwischen Inns und Enns. Mitt. d. Geol. Ges. Wien, VI. Bd., 1913.
16. Hauer, F. v.: Neue Cephalopoden aus den Gosauschichten der Alpen. Jb. d. Geol. R.-A. 1866.
17. Haug, E. u. Lugeon: Sur l'existence dans le Salzkammergut de quatre nappes de charriages surposees. Compts. rendus Academie Sciences, Paris 1904.
18. Haug, E.: Sur les nappes de charriage du Salzkammergut. Compts. rendus de l'Academie des Sciences, Paris 1908.
19. Heckel, J.: Fossile Fische aus der Gosau bei St. Wolfgang. Jb. d. Geol. R.-A. 1851, II. Sitzung 16. Dezember 1851.
20. John, C. v.: Über Eruptivgesteine aus dem Salzkammergut. Jb. d. Geol. R.-A. 1899, S. 247.
21. Kittl, E.: Geologische Exkursionen im Salzkammergut. Exk.-Führer d. IX. Int. Geologenkongr., Wien 1903.
22. Klinghardt, F. J.: III. Rudisten. Biologie und Beobachtungen an anderen Muscheln. Berlin 1931.
23. Kober, L.: Der Deckenbau der östlichen Kalkalpen. Denkschr. d. Akad. d. W. mat.-nat. Kl., Bd. 88, S. 345, Wien 1912.
24. Kober, L.: Bau und Entstehung der Alpen. Verlag Bornträger, Berlin 1923.
25. Kober, L.: Zur Geologie des Salzkammergutes. Sitzg. Akad. d. W., mat.-nat. Kl., 12. Jänner 1927, Wien.
26. Kober, L.: Die Hallstätter Decken. Verh. d. Geol. B.-A. 1935.
27. Kober, L.: Der geologische Aufbau Österreichs. Verlag Springer, Wien 1938.
28. Kraus, E.: Über den Flysch und den Kalkalpenbau in Oberdonau. Jb. d. Ver. f. Landeskd. u. Heimatpflege, Bd. 91, Linz 1944.
29. Kühn, O.: Rudistae. Fossilium Catalogus I, pars 54. Neues Jb. f. Min. etc., Beil. Bd. 70, Stuttgart 1933.
30. Kühn, O.: Zur Stratigraphie und Tektonik der Gosauschichten. S.-Ber. d. Akad. d. W., mat.-nat. Kl., Bd. 156, Wien 1947.
31. Lebling, Cl.: Beobachtungen an der Querstörung Abtenau—Strobl im Salzkammergut. Anz. d. Akad. d. W., mat.-nat. Kl., Jg. 57, 259—262, Wien 1920.
32. Lechner, J.: Morphologische Untersuchungen im Osterhornggebiet der Salzburger Kalkalpen. München 1943.
33. Leuchs, K.: Beiträge zur Lithogenesis kalkalpiner Sedimente. Neues Jb. f. Min. etc., Beil. Bd. 59, Abt. II, 1928.
34. Leuchs, K. u. Udluft, H.: Entstehung und Bedeutung roter Kalke der Berchtesgadener Alpen. Senchenbergiana, Frankfurt a. M. 1920.
35. Liesegang, R. E.: Geologische Diffusionen. Verlag Th. Steinkopff, Dresden u. Leipzig 1913.
36. Machatschek, F.: Morphologische Untersuchungen in den Salzburger Kalkalpen. Ostalpine Formenstudien, Verlag Leyden, Berlin 1922.
37. Mojsisovics, E. v.: Übersicht der geologischen Verhältnisse des Salzkammergutes. In: „Bau und Bild Österreich-Ungarns“ von C. Diener, S. 383—391, Wien 1903.
38. Mojsisovics, E. v.: Erläuterungen zur geologischen Karte Nr. 19: Ischl-Hallstatt. Wien 1905.
39. Nowak, J.: Über den Bau der Kalkalpen in Salzburg und im Salzkammergut. Bull. de l'Academie des sciences de Cracovie. 1911.
40. Penck, A. u. Brückner, E.: Die Alpen im Eiszeitalter. I. Bd., 1901.
41. Penck, A. u. Richter, E.: Glazialexkursionen in den Ostalpen. Exk.-Führer d. IX. Int. Geologenkongr., Wien 1933.

42. Reuss, E. A.: Beiträge zur Charakteristik der Kreideschichten in den Ostalpen, besonders im Gosautale und am Wolfgangsee. Denkschr. d. Akad. d. W., mat.-nat. Kl., 7, Wien 1854.
43. Richter, Max: Die nordalpine Flyschzone zwischen Salzburg und Wien. Zentralbl. f. Min. etc., Jg. 1929.
44. Roth, J.: Die Kugelformen im Mineralreich. Dresden 1844.
45. Schloenbach, U.: Neokomschichten im Strobl-Weissenbachtal bei St. Wolfgang. Verh. d. Geol. R.-A., Wien 1867.
46. Schreiber, H.: Vergletscherung und Moorbildung in Salzburg. Sonderabdruck aus d. österr. Moorzeitschr. Staab 1911/12.
47. Schreiber, H.: Die Moore Salzburgs. II. Bd. d. Moorerhebungen d. deutsch-österr. Moorver. Staab 1913.
48. Sickenberg, O.: Zweite Mitteilung über geol. und pal. Untersuchungen in der nördlichen Osterhorngruppe. Sitzg. d. Akad. d. W., Wien, mat.-nat. Kl. v. 9. Dezember 1932.
49. Sickenberg, O.: Das Ostende des Tennengebirges. Mitt. d. Geol. Ges., Bd. 14, Wien 1926.
50. Sickenberg, O.: Beiträge über: Geologische Untersuchungen in der nördlichen Osterhorngruppe. Sitzg. d. Akad. d. W., mat.-nat. Kl. v. 17. Dezember 1931.
51. Spengler, E.: Zur Tektonik von Sparberhorn und Katergebirge im Salzkammergut. Zentralbl. f. Min. etc., pag. 701, 1911.
52. Spengler, E.: Die Schafberggruppe. Mitt. d. Geol. Ges., Bd. 4, Wien 1911.
53. Spengler, E.: Einige Bemerkungen zu F. Haug: Les nappes de charriage des alpes calcaires septentrionales 3ème partie, le Salzkammergut. Zentralbl. f. Min. etc., 1913.
54. Spengler, E.: Untersuchungen über die tektonische Stellung der Gosauschichten. I. Teil: Die Gosauzone Ischl-Strobl-Abtenau. S.-Ber. d. Akad. d. W., mat.-nat. Kl., Bd. 121, Wien 1912.
55. Spengler, E.: Untersuchungen über die tektonische Stellung der Gosauschichten. II. Teil: Das Becken von Gosau. S.-Ber. d. Akad. d. W., Bd. 122, S. 267—328, Wien 1914, mit einer geol. Karte 1:50.000.
56. Spengler, E.: Ein geologischer Querschnitt durch die Kalkalpen des Salzkammergutes. Mitt. d. Geol. Ges., Bd. 9, S. 1—70, Wien 1918.
57. Spengler, E.: Zur Talgeschichte des Traun- und Gosautales im Salzkammergut. Verh. d. Geol. B.-A., Wien 1918, S. 130—140.
58. Spengler, E.: Bemerkungen zu Kobers tektonischer Deutung der Salzburger Alpen. Verh. d. Geol. B.-A., Wien 1924, S. 144.
59. Spengler, E.: Über die von H. Stille in der nördlichen Kalkalpenzone unterschiedenen Gebirgsbildungsphasen. Zentralbl. f. Min. etc., 1927, S. 138—148.
60. Spengler, E.: Über die Länge und Schubweite der Decken in den nördlichen Kalkalpen. Geol. Rundschau, Bd. 19, Leipzig-Berlin 1928.
61. Spengler, E.: Zur Einführung in die tektonischen Probleme der nördlichen Kalkalpen. Mitt. d. R.-A. f. Bodenforsch., Wien 1943, S. 3—17.
62. Spengler, E.: Salzburger Alpen und das Salzkammergut. Sammlung geol. Führer, Bd. 26, Verlag Bornträger, Berlin.
63. Spengler, E. u. Götzinger, G.: Das Trauntal zwischen Gmunden und Aussee. Führer f. d. Quartärexkursion in Österreich, S. 83—98.
64. Suess, E.: Über den Bau des Gebietes zwischen dem Hallstätter und dem Wolfgangsee. Jb. d. Geol. R.-A., Bd. 16, 1866, I. Sitzg. 26. November, H. 4, S. 159.
65. Suess, E. u. Mojsisovic, E. v.: Studien über die Gliederung der Trias- und Jurabildungen in den östlichen Alpen. II. Die Gebirgsgruppe des Osterhorns. Jb. d. Geol. R.-A., Wien 1868, Bd. 18, S. 167—200.
66. Toucas, A.: Etudes sur la classification des Radiolitidés. Mém. Soc. geol. France, 14—17. Mém. Nr. 36, Paris 1907—1909.
67. Trauth, F.: Geologischer Rau der Salzburger Kalkalpen. Wien 1917.
68. Tschermak, G.: Die Porphyrgesteine Österreichs. Wien 1869.
69. Uhlig, V.: Zur Kenntnis der Cephalopoden der Roßfeldschichten. Jb. d. Geol. R.-A., Bd. 32, S. 373—396.

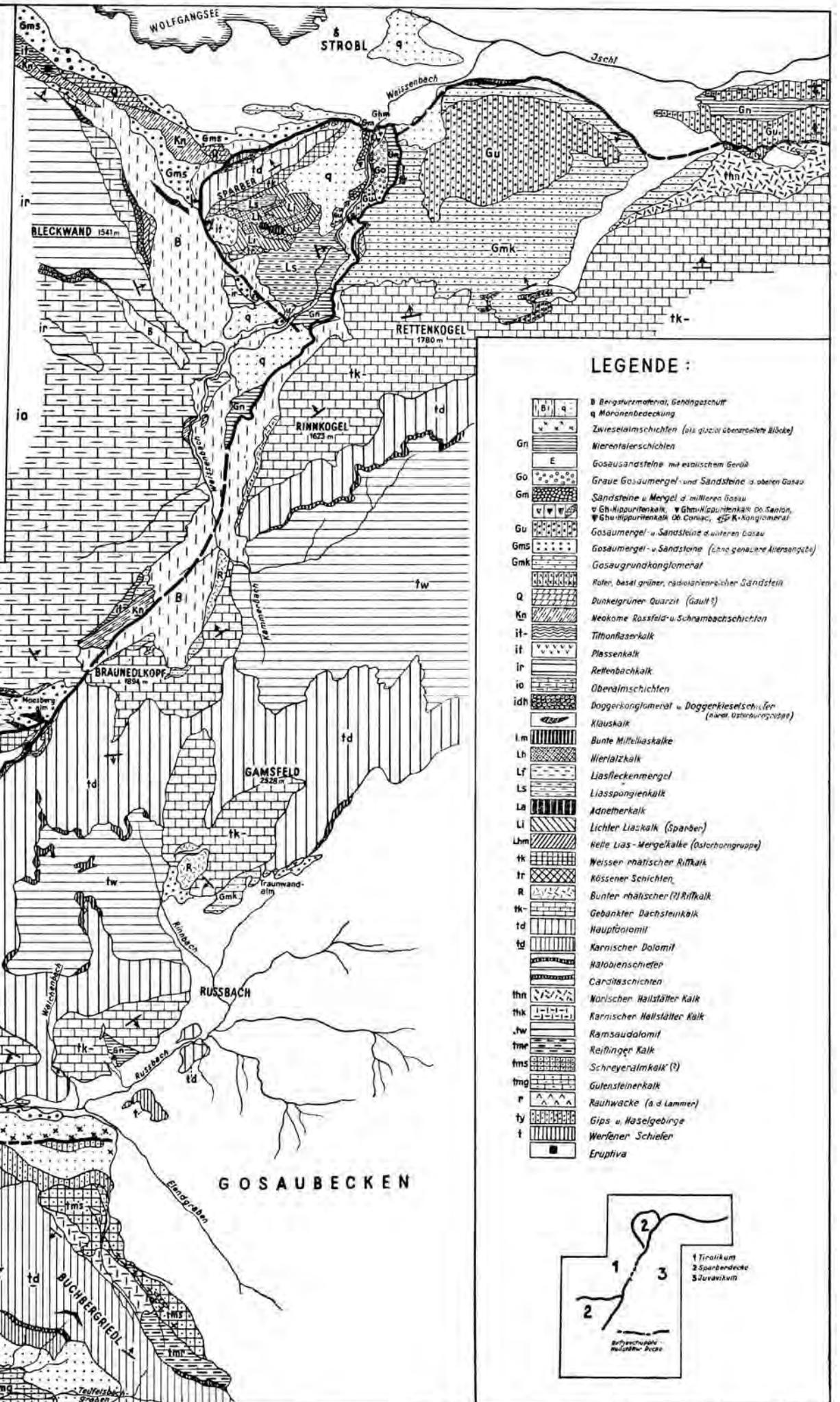
70. Vortisch, W.: Schichtenparallele Bewegungen (Kammerkehr-Sonntags-horngruppe und Osterhorngruppe). Sonderabdruck aus d. Zentralbl. f. Min. etc., 1937.
  71. Weber, E.: Ein Beitrag zur Kenntnis der Hoßfeldschichten und ihrer Fauna. Neues Jb. f. Min. etc. Beil. Bd. 86, Abt. B, 1942, S. 247—281.
  72. Weigel, O.: Stratigraphie und Tektonik des Beckens von Gosau. Jb. d. Geol. B.-A., Bd. 87, Wien 1937.
  73. Wimmer, R.: Geologische Beobachtungen am N-Schenkel des Schafberges. Verh. d. Geol. B.-A. 1936.
  74. Wimmer, R.: Beitrag zum Aufbau der Landschaft rings um den Fuschlsee. Verh. d. Geol. R.-A. 1937.
  75. Zapfe, H.: Paläobiologische Untersuchungen an Hippuritenvorkommen der nordalpinen Gosauschichten. Verh. d. Zoolog.-Bot. Ges. in Wien, Jg. 36/37.
  76. Zekeli, F.: Die Gastropoden der Gosau in den nordöstlichen Kalkalpen. Abh. d. Geol. R.-A., Wien 1852.
  77. Zittel, K.: Die Bivalven der Gosaugebilde in den nordöstlichen Kalkalpen. Denkschr. d. Akad. d. W., mat.-nat. Kl., 24/25, Wien 1865/66.
-

# Geologische Karte

des Gebietes von  
Strobl bis zum Hang der Zwieselalm  
von  
Benno Plöchinger

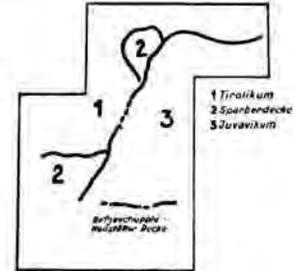
kartiert im Sommer 1946, 1947 u. 1948

0 1 km 2 km



## LEGENDE :

- [Symbol] B Bergsturzmaterial, Gendingschutt
- [Symbol] q Moränenbedeckung
- Zwieselalmschichten (als einzeln überarbeitete Blöcke)
- Nierentalerschichten
- Gn Gosausandsteine mit eozäischem Geröll
- Go Graue Gosaumergel- und Sandsteine (oberen Gosau)
- Gm Sandsteine u. Mergel d. mittleren Gosau
- Gh Hippuritenkalk, Ghm Hippuritenkalk (D. Sanion), Ghv Hippuritenkalk (D. Coniac), Ghk Konglomerat
- Gu Gosaumergel- u. Sandsteine d. unteren Gosau
- Gms Gosaumergel- u. Sandsteine (ohne genauere Altersangabe)
- Gmk Gosaugrunderkonglomerat
- Q Rolin, basal grüner, radioaktienreicher Sandsteil
- Kn Dunkelgrüner Quarzit (Gault?)
- Neokome Rossfeld- u. Schrambachschichten
- it Tithonfaserkalk
- if Plassenkalk
- ir Rettenbachkalk
- io Oberalmischichten
- idh Doggerkonglomerat u. Doggerkieselschichten (unter, untere Dogger)
- Klauskalk
- lm Bunte Mielliaskalke
- Lh Nieralzkalk
- Lf Liasfleckenmergel
- Ls Liasspongienkalk
- Ln Adnetherkalk
- Li Lichter Liaskalk (Spaenber)
- Lhm helle Lias-Mergelkalke (Ostschorngruppe)
- tk Weisser rhätischer Rifkalk
- tr Kössener Schichten
- R Bunter rhätischer (?) Rifkalk
- td Gebänkter Dachsteinkalk
- td Hauptdolomit
- td Karnischer Dolomit
- Haböbenschiefer
- Canditaschichten
- thn Naischer Hallstätter Kalk
- thk Karnischer Hallstätter Kalk
- Jw Ramsaudolomit
- fmr Reiflinger Kalk
- fms Schreyeralmkalk (?)
- tmg Gulensteinkalk
- r Rauhwäcke (a. d. Lammer)
- ty Gips u. Haselgebirge
- t Werfener Schiefer
- Eruptiva





# Zur Tektonik des hinteren Groß-Arl-Tales

Von John Wiebols.

Mit 3 Tafeln (II—IV) und 6 Abbildungen

## Einleitung.

Eine geologisch-lagerstättenkundliche Untersuchung der Kiesvorkommen in der Umgebung von Hüttschlag im Sommer 1941 führte zur Kartierung dieses alten Bergbaugebietes. Obwohl diese Kartierung nicht als abgeschlossen gelten kann, sollen die Ergebnisse hier zusammengefaßt werden, weil ich zur Fortsetzung keine Gelegenheit haben werde. Besonders die Untersuchung des Osthanges des Gasteiner Tales und der Anschluß an das von W. Schmidt (1924) untersuchte Gebiet wären für die Weiterverfolgung der gemachten Feststellungen wichtig gewesen. Ich bin mir bewußt, daß für die Annahme eines so ausgesprochen südwärts gerichteten Faltenbaues der Umfang des kartierten Gebietes klein ist und daß weitere Untersuchungen notwendig sind, um festzustellen, ob dieser Faltenbau lokalen Charakter hat, oder ob sich dieses System im Streichen fortsetzt. Aber andererseits ergänzen die Beobachtungen im Gelände und die Ableitungen aus den alten Grubenkarten einander so vollständig, daß die hier gegebene Darstellung verantwortet erscheint.

Die zur Relation Alberti (1835) und Relation Niederist (1841) gehörigen Grubenkarten, Profile, Geländeskizzen und anderen Abbildungen wurden freundlicherweise von der Studienbibliothek in Salzburg zur Verfügung gestellt.

Die Grenzen des Gebietes wurden von der Lage der Erzlagerstätten nördlich und südlich des Groß-Arl-Baches bestimmt. Im Zentrum liegt die frühere Bergbauniederlassung Hüttschlag.

## Gesteinsbeschreibung.

1. Feinschiefrige, graue bis schwarze, kalkfreie bis schwach kalkige, oft seidig glänzende Phyllite und Tonschiefer, manchmal schwarz abfärbend. Stark wechselnder Gehalt an Quarz- und Karbonatknuern, durch Zunahme der Quarzknuern in Quarzphyllit übergehend. Sehr ähnlich den dunklen Phylliten aus der Grauwackenzone. Zusammengefaßt als schwarze Phyllite.

2. Weiße, glimmerführende Quarzitschiefer bis plattige Quarzite. Zusammengefaßt als Quarzite.

3. Mittelgraue, meist stark kalkige Phyllite bis Glimmerschiefer. Zusammengefaßt als Kalkglimmerschiefer.

4. Prasinite, Chloritschiefer sowie alle überwiegend chloritischen Gesteine wurden zusammengefaßt als Grünschiefer.

5. Serpentin in dunkelgrünen ungegliederten Gesteinslinsen mit stellenweise starkem Gehalt an Talk und Asbest.

6. Eine Gruppe von hellen grünlichen bis grünen Gesteinen, welche serizitische Quarztschiefer, Quarzphyllite und Serizitphyllite, ohne scharfe Grenzen ineinander übergehend, umfaßt. Meistens enthalten diese Gesteine Chlorit in Schüppchen und dünnen Schichten und Karbonatlagen in den s-Flächen. Zunahme des Chlorits führt mit Übergängen zu Chloritschiefern, des Karbonats zu Kalkphylliten. Diese Gruppe stimmt, nach der Beschreibung, mit dem Radstädter Quarzphyllit-Quarzit von Trauth (1925) und mit dem Quarzphyllit und Quarzit von Schmidt (1924) überein. Sie wird hier auch als Quarzphyllit-Quarzit zusammengefaßt.

7. Linsen aus feinkörnigem Dolomit- und meist gröber körnigem Kalkmarmor, Dolomite und Kalke.

Die Gesteine sind oft nicht scharf voneinander zu trennen. Die Quarzphyllit-Quarzitgruppe, welche besonders am hinteren Riedingbach bei der Königsalm in großer Verbreitung vorkommt, tritt im ganzen untersuchten Gebiet auf, konnte aber wegen der intensiven Verfaltung mit Kalkglimmerschiefern und Grünschiefern und wegen der Übergänge in diese Gesteine nicht immer ausgeschieden werden. Besonders in der Gegend südlich von Hüttschlag ist die Verbreitung dieser Gesteine wahrscheinlich größer, als in der Karte angegeben. Eine genaue Trennung der schwarzen Phyllite und Kalkglimmerschiefer ist, im Maßstab 1:25.000, ebenfalls nicht durchführbar. Im nördlichen Teil der Karte (nördlich der Ofleckstörung) wurde sie schematisch angegeben, im südlichen Teil wurde nur das jeweilig im großen Bereich stark vorherrschende Gestein eingetragen. Die meist starke Bewachsung läßt eine Verfolgung des oft raschen und unregelmäßigen Gesteinswechsels nicht zu. Viel regelmäßiger sind die Grenzen zwischen diesen beiden Gesteinen einerseits und den Grünschiefern. Hier sind verhältnismäßig schmale Streifen auf große Entfernungen (kilometerweit) im Streichen zu verfolgen, wie z. B. die Kalkglimmerschiefer in den Krehmahdern. Dies täuscht eine ruhige Lagerung vor; wo das Gestein aber quer zum Streichen angeschnitten wird, zeigt es eine intensive Verschuppung und Verfaltung, welche im Maßstab 1:25.000 nur schematisch eingetragen werden kann, z. B. südlich des Arappkogels und im hinteren Toferer Graben.

Gesteinsübergänge und Tektonik erschweren also die genaue Kartierung, welche ohnehin schon durch die starke Bewachsung und die unübersichtliche topographische Unterlage behindert wird.

Die Bestimmung der Gesteine wurde nur im Handstück gemacht; mangels Dünnschliffe konnte eine genauere petrographische Bearbeitung nicht durchgeführt werden.

### Tektonik.

Das Gebiet wird von einer fast O—W-streichenden Störung, Ofleckstörung genannt, in einen nördlichen und einen südlichen Teil zerlegt.

Im nördlichen Teil herrschen schwarze Phyllite und Kalkglimmerschiefer vor. Im Osten, am Tappenkarssee, treten nur schwarze Phyl-

lite auf, im Westen, wenigstens im untersuchten schmalen Streifen nördlich der Störung, nur Kalkglimmerschiefer. Dazwischen liegt ein Übergangsbereich, worin beide Formationen, stark miteinander verfallt, vorkommen. Von Ost nach West gewinnen die Kalkglimmerschiefer immer mehr an Bedeutung.

Neben diesen beiden Formationen treten die anderen ganz zurück. Schmale Streifen Grünschiefer und Quarzphyllit-Quarzit, letztere mit sporadischen Einlagerungen von Kalken und Dolomiten, kommen vor. An die Grünschiefer sind einige wenig ergiebige Kieslagerstätten (Harbachberg, Bichleralm, Wassegg) gebunden.

Das Achsenstreichen im ganzen Gebiet ist WNW (um N 300° O). Im östlichen Teil tauchen die Achsen um 20° nach West ein, im Westen pendeln sie um die Horizontale.

Südlich der Störung bietet das Gestein ein ganz anderes Bild. Hier dominieren mächtige Grünschieferzüge; es wechsellagern Kalkglimmerschiefer und wenig-mächtige schwarze Phyllite. Direkt südlich der Oflecktstörung erstreckt sich vom östlichen Kartenrand bis weit nach Westen ein mächtiges Paket Quarzphyllit-Quarzit, worin vielfach Kalkglimmerschiefer, Grünschiefer sowie Dolomite und Kalke eingeschuppt sind. Dieses Paket ist nach Süden, gegen die Grünschiefer, schwierig abzugrenzen. Es ist ein tektonisches Mischungsgebiet und der Übergang gegen die Grünschiefer vollzieht sich, wechsellagernd, allmählich. Man könnte die Grenze im Osten vielleicht auch weiter ziehen.

Der Quarzphyllit-Quarzit und die Kalke und Dolomite treten, stets zusammen, in der gleichen Ausbildung wie in diesem Paket, in kleinen Vorkommen im ganzen südlichen Gebiet auf.

Die Achsenrichtung ist im größten Teil des südlichen Gebietes die gleiche wie im nördlichen: WNW. Das Eintauchen der Achsen ist im Osten ebenfalls um 20° nach West und im Westen pendelnd um die Horizontale. Weiter südlich, gegen den Zentralgneis, streichen die Achsen N 60° O bei 20° westlichem Einfallen. Mit Ausnahme dieses Teiles zeigt das ganze Gebiet nördlich und südlich der Oflecktstörung also die gleiche Durchbewegung. Die Störung tritt morphologisch kaum in Erscheinung; ihr Vorhandensein geht aus dem Abschneiden der Faltenzüge im Gebiet südlich der Störung hervor: sie ist also jünger als die Durchbewegung. Sie verläuft vom Westende der Karte bis zur Kardeiser Alm fast O—W bei saigerem bis steil nördlichem Einfallen. Von der Kardeiser Alm nach Osten ändert sich ihr Einfallen plötzlich in mittelsteil, das bis zum Ostrand der Karte anhält. Auf Grund des anderen Charakters dieses Teiles der Störung vermute ich, daß es sich hier um eine jüngere Überschiebungsfläche handelt, welche die steil stehende abschneidet und an der das Gestein nach Süden aufgeschoben wurde. Die Fortsetzung des Ausbisses dieser Störung bei Kardeis streicht in die Grenze Radstädter Mesozoikum-Schieferhülle westlich des Filzmooshörndl.

Das südlich der Oflecktstörung liegende Gebiet zeigt starke Faltung. Besonders deutlich geht dies aus dem Verlauf des Pakets Kalkglimmerschiefer hervor, das vom Gamskarkogel über Arappkogel zu P. 2080 verläuft. Sein weiterer Verlauf am Osthang des Karlkogels,

Hüttschlag, Schattbachalm, Ochsen-Maiss zeigt deutlich, daß es zu einer nach S bzw. SSW überkippten Mulde gefaltet wurde. Von dieser Mulde ist am Kamm der Roßwand noch ein Rest zu finden; von dort streichen die Kalkglimmerschiefer in die Luft aus. Der Hangendflügel dieser Mulde erscheint westlich von Hüttschlag stark nach Süden vorgeschoben und etwas aufgerichtet. In ziemlich steiler Lage streicht die Mulde bis zur Laderdinger Gamskarlspitze, wo sie von der Störung abgeschnitten wird. Westlich vom Toferer Graben taucht ein Paket Kalkglimmerschiefer in die Grünschiefer der Muldenfüllung, wodurch diese in zwei Streifen geteilt werden. Der nördliche Streifen

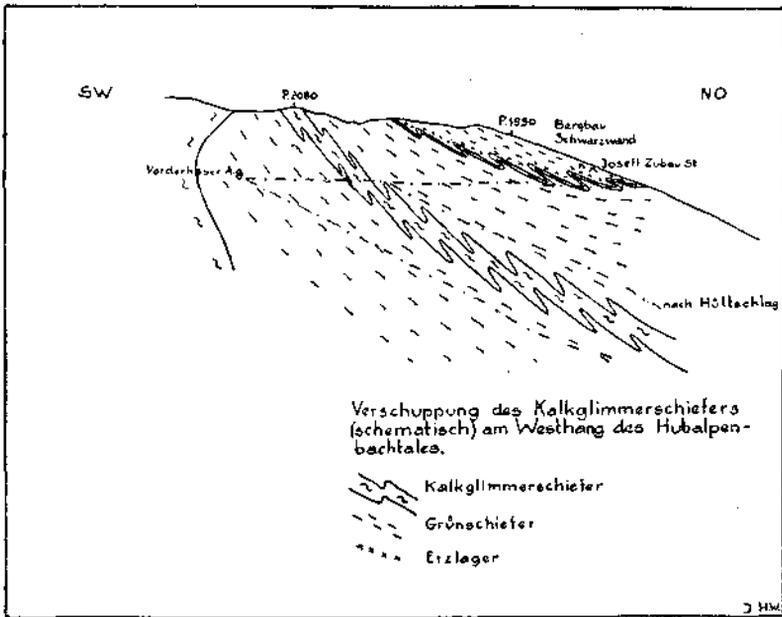


Abb. 1

streicht normal weiter bis zur Laderdinger Gamskarlspitze, wo er ebenfalls abgeschnitten wird. Der südliche Streifen wird nach Süden umgelegt und von dem eingefalteten Kalkglimmerschieferkeil am Frauenkogel überfahren; wieder ein Beweis für die nach Süden (bzw. SSW) gerichtete Faltung.

Auch im kleinen Bereich läßt sich eine gleichgerichtete Tektonik nachweisen. Das Kalkglimmerschieferband z. B., das von P. 2080 dem Osthang des Karlkogels entlangstreicht (Liegendflügel der Mulde), zeigt Spezialfaltung bzw. Verschuppung. Die Falten oder Schuppen sind im Gelände mangels entsprechender Aufschlüsse nicht festzustellen, gehen aber aus dem Verlauf dieses Bandes hervor. Das Gesamteinfallen ist nämlich wesentlich flacher (ca. 15°) als dies aus den Messungen an den s-Flächen hervorgeht (ca. 20° bis 35°). Dies ist nur zu erklären durch eine Spezialfaltung oder Verschuppung dieses Streifens,

wobei die einzelnen Falten nach Süden überkippt oder die Schuppen nach Süden dachziegelartig aufeinandergeschoben sind. Ein Überblick über dieses Gebiet von der Roßwand her zeigt die Bestätigung dieser Auffassung; die von dort sichtbaren Aufschlüsse lassen sich auf diese Art zwanglos zusammenfügen. Auf Abb. 1 ist dies schematisch dargestellt. Weder an diesem Band noch an der Mulde am Frauenkogel treten junge Störungen auf, welche mit dieser Tektonik in Zusammenhang gebracht werden können. Diese Faltung ist entstanden als Folge einer stetigen Durchbewegung unter größerem Druck bei gleichbleibendem Streichen der B-Achsen.

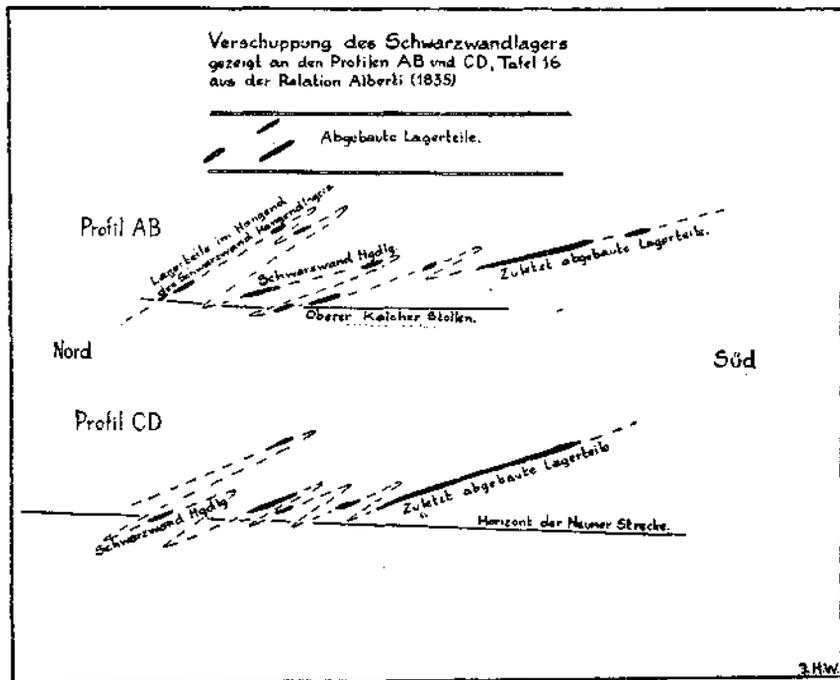


Abb. 2

In den Grünschiefern der Muldenfüllung und des Liegenden der Mulde treten einige der Kieslagerstätten dieses Bergbaugbietes auf (Schwarzwand, Schattbach-Alm, Asten-Tofern, Alt-Tofern). Diese Bergbaue sind nicht mehr oder bestenfalls nur zu einem sehr geringen Teil befahrbar, so daß es nicht möglich ist, durch Grubenaufnahmen festzustellen, ob die Kieslager die Tektonik des umliegenden Gesteins mitgemacht haben. Aus den alten Grubenkarten läßt sich jedoch ableiten, daß dies der Fall war. Die einzelnen Lagerstättenteile sind gegen Süden dachziegelartig aufeinandergeschoben. Aus Niederists Beschreibung dieser Bergbaue geht, wie auch Friedrich (1937) schon betonte, hervor, daß die Tektonik dieser Lagerstätten im Sinne einer stetigen Durchbewegung stattgefunden

haben muß. Das vielfache Anschwellen und Auskeilen des Lagers fand in allen Bergwerken ohne sichtbare Störungen durch Fließbewegungen statt. In den Abb. 2, 3 und 4 wird die Tektonik des Schwarzwand- und des Alt-Toferer Lagers nach alten Kreuzrissen dargestellt. Sogar alte Ulnzeichnungen lassen sich im Sinne dieser Tektonik deuten

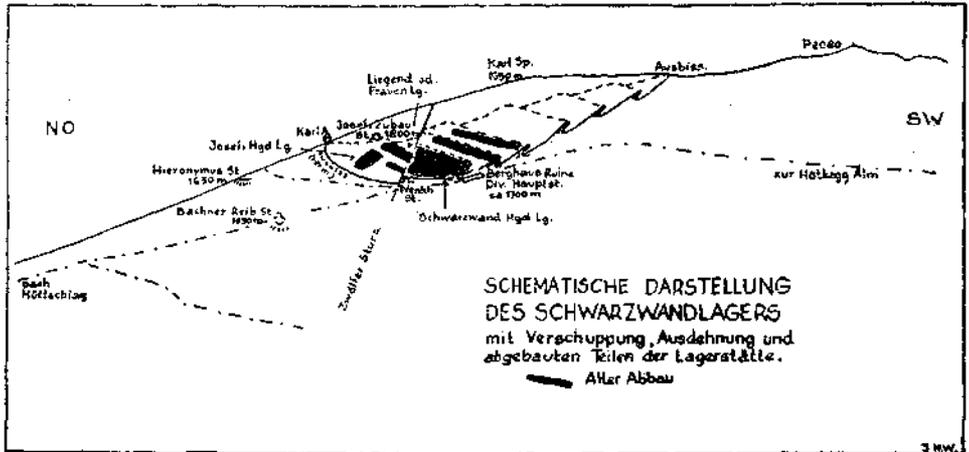


Abb. 3

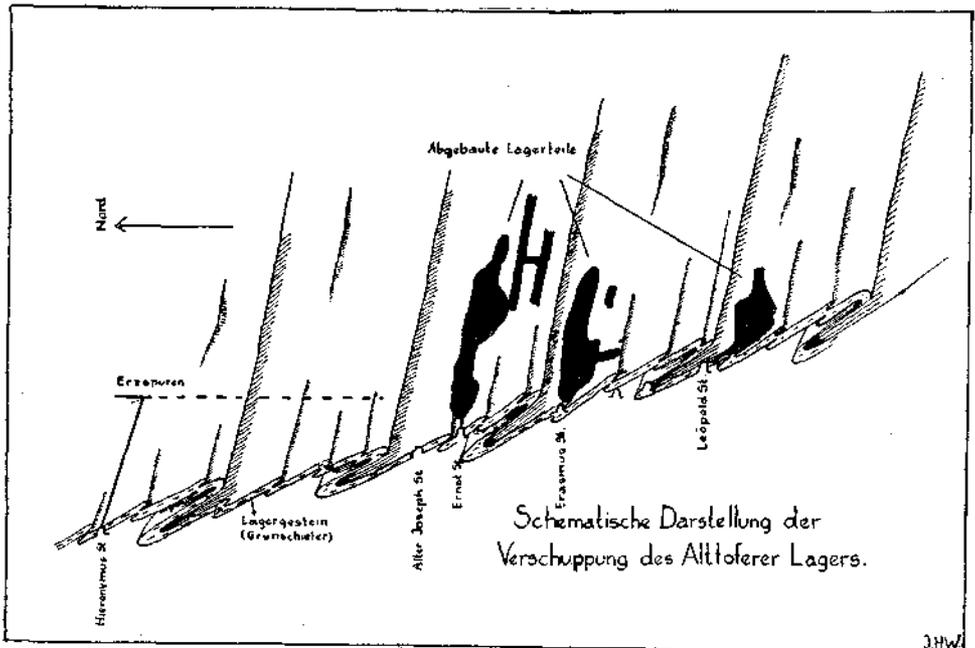


Abb. 4

(Abb. 5). Die Lagerstätten werden zwar von vielen jungen Klüften durchzogen und manche verwerfen das Lager beträchtlich, aber keine dieser Störungen steht im Zusammenhang mit dieser Tektonik.

Aus der Grubenkarte und aus den Beschreibungen von Niederist geht hervor, daß die Lagerstättenteile nach der B-Achse gestreckte Linsen bilden, welche manchmal noch mehr oder weniger flächenhaft angeordnet sind, aber auch ohne Zusammenhang sein können. Die einzelnen Linsen sind oft wieder in kleine und kleinste gleichsinnig verlaufende Streifen aufgeteilt und man sieht, daß die Durchbewegung die Lagerstätten genau so erfaßt hat wie das umliegende Gestein.

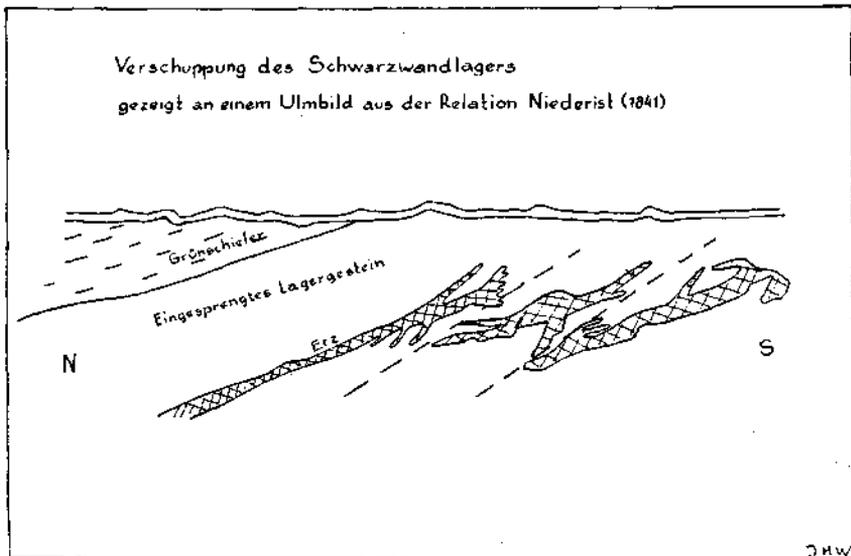


Abb. 5

Die Lagerstätte Kardeis, etwas weiter nördlich und außerhalb der hier besprochenen Mulde gelegen, zeigt bis in Einzelheiten den gleichen tektonischen Bau und ebenso die östlich davon gelegene kleine Lagerstätte Krehberg. Es liegt also nahe, hier für das umliegende Gestein die gleiche Tektonik anzunehmen. Der Faltenbau ist in dieser Gegend nur parallel zum Streichen angeschnitten und Anzeichen für die Richtung der Tektonik fehlen deshalb.

Für große Teile des untersuchten Gebietes läßt sich also sowohl im Gelände als in den alten Bergbauen ein Falten- oder Schuppenbau nachweisen, entstanden unter der Einwirkung einer stetigen Durchbewegung, wobei die Bewegungsrichtung deutlich von NNO gegen SSW gerichtet war. Diese Tektonik tritt im großen wie im kleinen Bereich auf. Auf Grund dieser Ergebnisse wurde dieser südwärts gerichtete Faltenbau für das ganze untersuchte Gebiet, wo WNW-streichende Achsen auftreten, angenommen.

Dieser südwärts gerichtete Faltenbau, zusammen mit dem Auftreten von vielen kleinen Vorkommen Quarzphyllit-Quarzit mit eingelagerten Dolomiten oder Kalken machen es möglich, daß diese Vorkommen von Norden her in die Kalkglimmerschiefer-Grünschiefergesteine eingefaltet wurden. Für das Gebiet südlich der Ofleckstörung führt das zum Schlusse, daß die mächtigen Quarzphyllit-Quarzit-Gesteine mit eingeschuppten Dolomiten und Marmoren mit den Kalkglimmerschiefer-Grünschiefergesteinen verfaltet wurden. Diese Quarzphyllit-Quarzite usw. streichen aber in gleiche Gesteine der Hochfeinddecke der Radstädter Tauern hinein und müssen als Bestandteile des Radstädter Mesozoikums aufgefaßt werden. Somit wären im untersuchten Gebiet Radstädter Gesteine über den ganzen Raum der Kalkglimmerschiefer-Grünschiefer mit diesen verfaltet, und zwar im Bereich einer stetigen Durchbewegung.

Wie oben gesagt, treten im untersuchten Gebiet B-Achsen nach zwei Hauptrichtungen auf. Im weitaus größten Gebiet herrscht WNW-Achsenstreichen (N 300° O) bei 20° Eintauchen nach Westen bis zum Pendeln um die Horizontale. Am Südrand des Gebietes streichen die Achsen nach ONO (N 60° O) bei 20° Eintauchen nach Osten. Der Übergang von der einen in die andere Richtung vollzieht sich rasch; im Grenzgebiet werden die WNW-Achsen von den ONO-Achsen überprägt; das umgekehrte wurde nicht beobachtet. Die Grenzlinie zwischen beiden Gebieten schneidet über Schichtgrenzen hinweg; dies verhindert die Annahme, daß es sich hier um zwei verschiedene tektonische Stockwerke handelt, z. B. um einen Untergrund mit älterem Bewegungsplan (ONO-Achsen), auf den Schichten nach einem jüngeren Bewegungsplan aufgefaßt wurden, welche dann durch ein Aufleben des älteren Bewegungsplanes im Grenzgebiet überprägt wären. Beide Bewegungspläne haben sich am gleichen Schichtkomplex ausgewirkt. Die Schichten verlaufen in beiden Gebieten parallel den dort auftretenden B-Achsen. Dadurch entsteht ein konvergierendes Verlaufen der beiden Gesteinskomplexe. Dieses äußert sich in einem starken Verschmälern des WNW-streichenden Komplexes von Westen nach Osten, das im Süden von einem ONO-streichenden abgeschnitten wird.

In einem kleinen Gebiet, südöstlich vom Kreuzkogel, tritt noch eine dritte Achsenrichtung auf: fast nördlich streichend (N 350° O) bei 20° N Eintauchen; diese Richtung überprägt ebenfalls die WNW-streichenden Achsen.

Wenn man die beiden Achsenrichtungen N 350° O und N 60° O in diesen zentralgneisnahen Gesteinen mit dem Grenzverlauf Gneisschieferhülle in dieser Gegend vergleicht, dann fällt auf, daß die Achsen ziemlich parallel dieser Grenze verlaufen. Es sieht so aus, als ob diese Bewegungspläne von der Nähe des Gneises beeinflußt worden wären.

Innerhalb des Gebietes mit WNW-Achsen werden sie von jüngeren N 40° O-streichenden, 30° nach NO eintauchenden Achsen überprägt und in Wellen gelegt. Die zu diesen Achsen gehörigen s-Flächen treten nur selten hervor, und wo man sie sieht, gehen sie meistens bald in steilstehende offene Klüfte über, welche nordöstlich streichen.

Solche Klüfte durchziehen in großer Menge das Gestein, auch ohne daß man Übergänge in s-Flächen daran sieht. Weil aber die jüngeren B-Achsen ziemlich senkrecht zu den älteren verlaufen, können diese Klufflächen teilweise bestimmt auch Zerrklüfte nach den älteren Achsen sein. An diesen Klüften haben Bewegungen stattgefunden. In einigen Fällen konnte durch Schleppungserscheinungen festgestellt werden, daß an den steil westlich einfallenden Klüften der westliche Teil und an den steil östlich einfallenden der östliche Teil abgesunken ist.

### Die Lagerstätten.

Die Lagerstätten treten im Grünschiefer auf, und zwar immer an der Basis eines Grünschieferpakets gegen die Grenze des liegenden Kalkglimmerschiefers. Meistens befindet sich zwischen dem Erzlager und dem Kalkglimmerschiefer noch eine schmale Schicht Grünschiefer. Hangendes und Liegendes des Erzlagers sind also deutlich verschieden und die Lagerstätten erscheinen deutlich an einen Gesteinswechsel gebunden. Einige kleine Vorkommen (Krehberg, Harbachberg, Wassegg) treten nach *Niederist* im Kalkglimmerschiefer auf; aus seiner Beschreibung geht jedoch hervor, daß hier das Lagergestein deutlich chloritisch ist und sich jedenfalls vom umliegenden Kalkglimmerschiefer abhebt. Bei der Kartierung wurden in der Nähe dieser Lagerstätten schmale Streifen Grünschiefer angetroffen. Es ist wahrscheinlich, daß das Lagergestein hier ursprünglich auch Grünschiefer war, daß aber die Tektonik zu einer Vermischung des Lagergesteins mit dem Nebengestein geführt hat, wodurch die scharfe Horizontierbarkeit, wie sie an den anderen Lagerstätten auftritt, verwischt wurde.

Das Erz besteht aus einem in der Mächtigkeit stark schwankenden Derberzband aus kupferhaltigem Schwefelkies, begleitet von Imprägnationsbändern. Das Kupfer kommt in den jetzt sichtbaren kupferreichen Partien meist zusammen mit Gangquarz vor. Ob es sich hier um eine Umlagerung des bereits im Erz vorhandenen Kupfers oder um von Quarzlösungen zugeführtes Kupfer handelt, das durch den Pyrit ausgefällt wurde; bleibt eine offene Frage.

Das Durchschnittsausbringen an Kupfer betrug nach den vorhandenen Produktionszahlen aus den Jahren 1787 bis 1816  $11\frac{1}{4}\%$ : Die totale Produktion an Kupfer in der gesamten Betriebsperiode aller Kiesbergwerke im Groß-Arl-Tal läßt sich auf etwa 6500 t berechnen; die Produktion sank von 650 q im Jahre 1637 allmählich auf 400 q im Jahre 1816. Die Schwefelproduktion stieg in derselben Periode von 450 q auf 1400 q. Da während der ganzen Betriebsperiode der Cu-Preis immer sechs- bis zehnmal so hoch war wie der Schwefelpreis, war also das Kupfer stets Hauptprodukt. Das Ausbringen des Kupfers kann mit etwa 90% angenommen werden; der durchschnittliche Cu-Gehalt des Erzes betrug also etwa 1.4%. Bei der Schwefelproduktion gingen noch in den Jahren 1787 bis 1833 etwa 80% des im Erz vorhandenen Schwefels verloren. Der durchschnittliche S-Gehalt der Kiese betrug nach den Produktionsdaten etwa 35%.

Der Lage nach lassen sich die Lagerstätten in drei Hauptzüge und einige Nebenzüge einteilen.

Zug des *Toferer Lagers*. Dieses ist zu verfolgen von der *Toferer Scharte* bis in die Nähe der *Toferer Alm*, von dort auf der

östlichen Talseite mit Unterbrechungen hinauf zur Salzleckscharte und dann hinunter bis zur Sadl-Alm (Schurfbau Kendrain). Niederist gibt noch Ausbisse am Osthang des Reitalpgrabens an, welche im gleichen Grünschieferzug liegen müssen, deren Lage jetzt aber nicht mehr feststellbar ist. Das Vorkommen am Osthang des Hubalmgrabens nördlich der Hubalm gehört demselben Zug an. Der verzerte Zug ist also über rund 7 km zu verfolgen, und davon sind rund 3 km z. T. mit Abbauen belegt (Asten-Tofern, Alt-Tofern, Sadl-Alm).

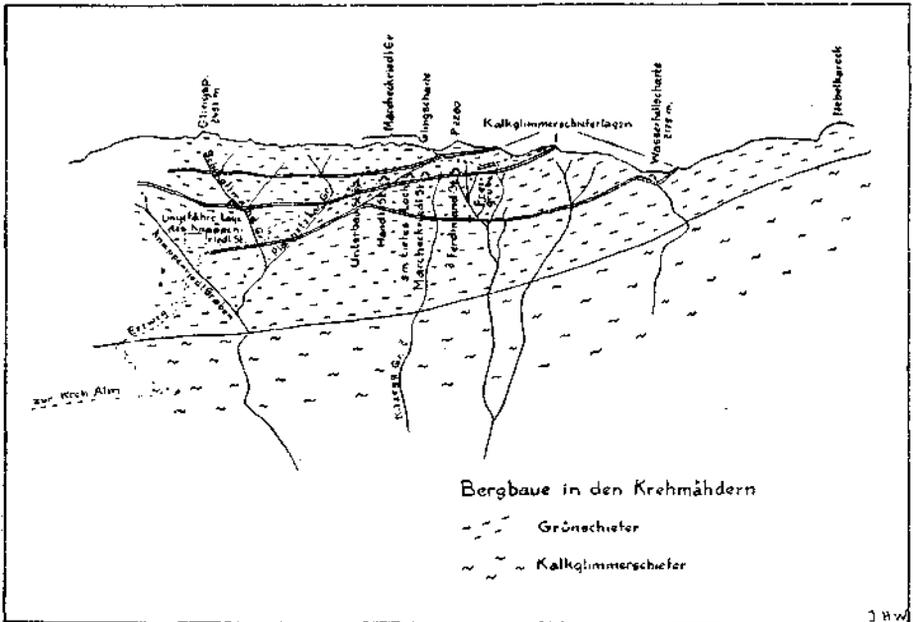


Abb. 6

Zug des Schwarzwandlagers. Vom östlichen Ende des Schwarzwandbergbaues über die Bergbaue Schattbach-Alp, den Ausbiß am Arappkogelgrat (nach Niederist), den Versuchsbau im Ochsen-Maiss, nach einer längeren Unterbrechung zum oberen Bacher-Graben (Versuchsbaue) bis zum Bergbau Aigen-Alp, Länge 7 bis 8 km.

Zug des Kardeislagers. Vom Kardeisgraben über Aschagrafen, Knappenriedl bis in die Wasserfallscharte. Länge etwa 6 km.

Parallel mit dem Kardeislager, in etwas höherer Lage, der Zug der Handlgrube-Freigrube. Weitere Nebenzüge die des Krehbergs, des Harbach-Wasseggglagers und des Bichlalplagers.

Die deutliche Horizontierbarkeit der Erzvorkommen (jeder verzerte Zug behält im wesentlichen immer die gleiche Lage innerhalb des Grünschiefers, in dem er auftritt), die Konkordanz mit dem Nebengestein, das Auftreten der Lagerstätten an einem Gesteinswechsel (Kalkglimmerschiefer-Grünschiefer) und die

gleiche Tektonik, welche Erzlager und Nebengestein mitgemacht haben, all diese Eigenschaften sprechen dafür, daß die Erzbildung gleichzeitig mit dem Nebengestein stattgefunden hat. Sie dürfte auf die Bindung des Faulschlamm Schwefels am Flachseeboden an das Eisen aufsteigender Lösungen, welche die Diabasausbrüche begleiteten, zurückzuführen sein. Aus dem kalkigen Faulschlamm entstand der Kalkglimmerschiefer. Da sich nach Stark (1937) die Grünschiefer des nördlichen Gasteiner und Groß-Arl-Tales auf verschiedenartige Diabasgesteine, massige Gesteine und Tuffe zurückführen lassen, wird dies auch wohl für die Grünschiefer dieses südlich anschließenden Gebietes stimmen.

Hegemann (1942) nimmt auf Grund geochemischer Untersuchungen (spektrographische Prüfung der Co-Ni-Gehalte in Pyriten) für die Lagerstätte Kardeis ebenfalls eine wahrscheinlich sedimentäre Entstehung an.

Grünschiefer und Kalkglimmerschiefer wären nach dieser Anschauung gleich alt. In normaler Lagerung bildet der Kalkglimmerschiefer das Liegende und der Grünschiefer das Hangende der Lagerstätte. Beim Zug des Kardeislagers ist dieses Verhältnis deutlich bewahrt geblieben; am Schwarzwandlager wird im Liegenden ebenfalls stets Kalkglimmerschiefer angetroffen; das Band ist hier recht dünn. Beim Zug des Toferer Lagers treten im Liegenden auch dünne Lagen Kalkglimmerschiefer auf; auffallend ist aber, daß sich hier die große Masse der Grünschiefer im Liegenden des Erzlagers befindet und der mächtige Kalkglimmerschiefer im Hangenden. Ausgehend von der oben genannten normalen Lagerung, haben wir hier also eine umgekehrte Folge, was man so auslegen kann, daß der Kalkglimmerschiefer des Arappkogels, der zugleich Liegendes des Schwarzwandlagers und Hangendes des Toferer Zuges ist, der enggepreßte Kern einer isoklinal gefalteten, nach Süden überkippten Antiklinale ist. Wenn man diesen Bautypus für das ganze untersuchte Gebiet annimmt, würde dies in einfacher Weise die naheliegende Annahme unterstützen, daß alle Lagerstätten und somit auch alle Kalkglimmerschiefer und Grünschiefer im wesentlichen gleichen Alters sind und nur durch enge Faltung in ihre heutige Lage zueinander gebracht worden sind.

Diesen Gedanken verfolgend, kommt man zur Überlegung, ob nicht die Quarzphyllit-Quarzitgruppe mit eingeschaltetem Mesozoikum auch im ursprünglichen Schichtverband mit der Kalkglimmerschiefer-Grünschiefergruppe stehen könnte. Vom Standpunkt der Tektonik spricht dafür, daß hier in einem großen Gebiet heide Schichtpakete in intensivster Weise miteinander verfault sind. Von einer mehr oder weniger oberflächlichen Verschuppung zweier Decken kann hier wohl kaum die Rede sein. Vor Anfang dieser tektonischen Phase müssen die Quarzphyllit-Quarzite in großer Verbreitung den Kalkglimmerschiefer-Grünschiefern aufgelagert gewesen sein. Natürlich kann dieser Kontakt tektonisch gewesen sein, aber die Tatsache, daß die Quarzphyllit-Quarzitgruppe viel basisches Material enthält und daß, wenn man einen ursprünglichen Schichtverband mit dem jetzigen Liegenden annimmt, auch der Untergrund z. T. aus basischem Eruptivmaterial bestand, gibt

doch zu denken. Selbstverständlich kann ein Teil des jetzigen wechselnden Bestandes an basischem Material auf Verfallung mit dem Untergrund zurückgeführt werden, aber mir scheint die Möglichkeit, daß ein Teil aus Aufbereitungsprodukten des Untergrundes besteht, nicht ausgeschlossen.

Die Oflecktörung hat den gleichen Charakter wie die Störungsflächen, welche von Clar (1937) südlich und nördlich vom Hochfeind-Weißeneckzug in den südlichen Radstädter Tauern festgestellt wurden. Wie diese, streicht sie etwa WNW bei nördlichem Einfallen und schneidet ebenfalls diskordant älteren Faltenbau ab. Wie dort, wird auch hier der nördliche Teil auf den südlichen aufgeschoben, was aus dem Fehlen von Trias und dem starken Zurücktreten von Grünschiefern im nördlichen Gebiet abgeleitet wird. Besonders das starke Zurücktreten der Grünschiefer, welche doch stark mit ihrem Liegenden verfalltet sind, deutet auf den großen Betrag der Aufschiebung hin.

Die Oflecktörung liegt auch ziemlich genau in der Fortsetzung der Grenzlinie zwischen oberer Schieferhülle und Tauern-Nordrahmen (Glocknerkarte Cornelius, 1935) und trennt hier die gleichen Gesteinsserien (schwarze Phyllite = Fuscher Phyllite, Kalkglimmerschiefer-Grünschiefer = obere Schieferhülle). Auch diese Störung schneidet das Schichtstreichen unter spitzem Winkel.

In Tafel III ist ein Versuch gemacht, die Tektonik des untersuchten Gebietes in Profilform darzustellen. Dabei ist als Grundlage ein südwärts gerichteter Faltenbau angenommen, wobei diese Falten aus enggepreßten Isoklinalen bestehen, deren Antiklinalkerne aus Kalkglimmerschiefer und schwarzen Phylliten und deren Muldenfüllungen aus Grünschiefer gebildet werden. Diese Falten zeigen wieder starke Spezialfaltung von größten bis kleinsten Ausmaßen. Zu ersteren gehört, nach dieser Auffassung, z. B. die besprochene Mulde südlich von Hüttschlag. Bei der Bildung dieser Spezialfalten wurden obere Teile des Muldenbodens miteingefaltet, so daß hier wohl ein sehr komplizierter Faltenbau entstanden ist. Verantwortet erscheint diese Auffassung durch die Teilung des Kalkglimmerschieferpakets am Arrappkogel, wo ein Keil von Grünschiefern einen schmalen Streifen Kalkglimmerschiefer von der Hauptmasse abtrennt; dieser Bau läßt sich in den angenommenen Bau der Spezialfalten gut einordnen (Taf. III, Prof. 4). Die vielfache Wechsellagerung von Kalkglimmerschiefern und Grünschiefern südlich des Arrappkogels wird auf ähnliche Spezialfaltung zurückgeführt, entstanden beim Einwickeln der „Stirn“ dieses sich deckenartig vorschiebenden Antiklinalkerns in die südlich davon liegenden Grünschiefer. Auf ähnliche Einrollung ist ebenfalls die Einfaltung der Kalkglimmerschiefer in die Grünschiefermuldenfüllung am Frauenkogel zurückzuführen. Zur Spezialfaltung im kleinen Ausmaß gehört die Fältelung oder Verschuppung der einzelnen Schichten, welche sich an den Schichtgrenzen hemerkbar macht. Ich habe diese schematisch in der Karte und in den Profilen zum Ausdruck gebracht. Es ist klar, daß viel Hypothetisches in diesen Profilzeichnungen steckt, aber der Versuch, die verschiedenen Beobachtungen in einem

System zusammenzufassen, führte ungezwungen zu den vorliegenden Profilen, in die alle Feststellungen gut hineinpassen.

### **Gedanken über die Zusammenhänge der Tektonik des Groß-Arl-Tales mit den Nachbargebieten.**

Die in den vorstehenden Abschnitten vertretene Auffassung, daß das im untersuchten Gebiet auftretende Radstädter Mesozoikum im normalen Schichtverband mit der Kalkglimmerschiefer-Grünschiefer-serie steht und zusammen mit diesen Gesteinen nach Süden überfaltet wurde, führt dazu, die Tektonik dieses Gebietes mit der der Radstädter Tauern zu vergleichen.

Die Annahme, daß das am Schiereck usw. auftretende Radstädter Mesozoikum die Fortsetzung des Mesozoikums der Zederhauser Weißeck-Riedingspitze bildet und die Möglichkeit, daß die Oflecktörung die Fortsetzung bildet der diskordanten Störungen südlich und nördlich des Hochfeind-Weißeneck-Massivs, führt zum Schluß, daß das Radstädter Mesozoikum südlich dieser Störungen, also Zederhauser Weißeck, Riedingspitze, Blasner Turm, Schareck, Kleiner Lanschitz und Speiereck die gleiche geologische Stellung einnimmt wie das Mesozoikum am Schiereck. Das Mesozoikum des Blasner Turms, Scharecks und Speierecks ist eingeschuppt in die Mischungszone, welche ohne scharfe Grenze in die Schieferhülle übergeht, eine Lage also, welche durchaus mit der am Schiereck zu vergleichen ist. Aber auch die großen Triasklötze vom Hochfeind und Weißeneck stecken in dieser Mischungszone. Nach meiner Ansicht zeigen die Profile Nr. 22, 25 a Clars (1937) deutlich, daß auch innerhalb und nördlich dieser Triaskörper die gleiche Schuppenzone auftritt. Diese starren Massen sind durch jüngere Bewegungen an den diskordanten Störungsflächen aus dieser Schuppenzone hinausgepreßt worden.

Die ältere Süd-Nord gerichtete Tektonik scheint durch die nach Nord überkippte Synklinale am Schwarzeck-Hochfeind eindeutig nachgewiesen. Diese Mulde hat aber bestimmt den Einfluß der jüngeren Tektonik zu spüren bekommen, wie auch Clar betont. Bei Betrachtung der Abbildungen dieser Mulde kommt mir dieser Einfluß sogar sehr groß vor. In Fig. 4, Tafel I, (Kober, 1922), scheint mir der Hangendflügel der Mulde am Scharzeck hauptsächlich an einer Scherfläche gebildet zu sein, an der dieser Hauptdolomit aufgeschoben wurde, die Liasschiefer (Clar) vor sich her schiebend, während an dieser Störungsfläche gleiches Material eingeklemmt ist. Ebenso kann ich mir die Mulde am Hochfeind nach der Photographie, Fig. 6, Tafel II (Kober, 1922), hauptsächlich als ein zufälliges Ergebnis von Scherflächen vorstellen, wodurch die dunklen Schiefer und Kalkschiefer des Lias (Clar) eine Muldenform angenommen haben. Nach dieser Photographie wird das Liegende dieser Mulde jedenfalls von einer südlich einfallenden Störungsfläche gebildet; das übrige besorgen die staffelförmigen Vorschübe, welche nach Clar den Bau dieser Mulde verwickeln. Auch das vom Gesamtstreichen abweichende Streichen der Mulde am Schwarzeck nach NNW, wäh-

rend das Streichen in diesem Kämme sonst etwa Ost—West ist (Clar), deutet darauf hin, daß diese Mulde nicht in den Bewegungsplan hineinpaßt, sondern daß jüngere Bewegungen maßgeblich an diesem Streichen beteiligt sein werden. Ob diese jüngeren Bewegungen nun die Verstellung einer bestehenden Mulde verursacht haben, oder ob diese Bewegungen Ursache der Entstehung der jetzt vorliegenden Muldenform sind, kann ich natürlich nicht entscheiden. Ich möchte nur hervorheben, daß ich Bedenken habe, diese Mulde nur auf ältere Tektonik zurückzuführen und daß mir jedenfalls eine ältere Süd—Nord gerichtete Faltenrichtung durch diese Mulde nicht erwiesen erscheint. Der von Kober (1922) in Fig. 10 gezeigte Faltenbau am Südhang des Lantschfeldes läßt jedenfalls eine Deutung als nach Süd überkippte Falten zu.

Nach meiner Ansicht reicht die Mischungszone im Norden bis zur Twenger Überschiebung, von der sie abgeschnitten wird. Damit wäre also die Twenger Störung die östliche Fortsetzung der Oflecker Störung, der gegenüber diese nach Süden vorgeschoben ist an einer Südwest streichenden Störung, welche an der Basis der westlichen Radstädter Tauern verläuft. Diese Störung ist auch die Ursache, daß die Mischungszone sich von Osten nach Westen so stark verschmälert und am Schiereck nur als schmaler Streifen erscheint. Über den Charakter dieser Störung wird unten mehr gesagt. Jedenfalls gilt nach meiner Meinung von dieser Mischungszone südlich der Twenger Störung das gleiche wie von der am Schiereck, wo ich angenommen habe, daß die Quarzphyllit-Quarzite + Mesozoikum der Kalkglimmerschiefer-Grünschieferzone normal aufliegen und mit dieser verfalltet sind im Sinne einer stetigen Durchbewegung mit Nord—Süd Bewegungsrichtung. Diese Durchbewegung nahm ich hier, wie Schmidt (1924) für die westlichen Radstädter Tauern annimmt, nicht als eine „penninische“, sondern als eine höhere, eine Schollentektonik an, wobei die Durchbewegung sich in bestimmten Horizonten abspielte. Die von der Durchbewegung mehr oder weniger verschont gebliebenen großen Dolomitkörper (Zederhauser Weißbeck, Hochfeind, Weißeneck usw.) wurden an den von Clar nachgewiesenen jungen diskordanten Störungsflächen ans diesem Faltenbau herausgeschnitten. Die große Störung südlich vom Hoehfeind-Weißeneck-Massiv ist nach dieser Auffassung also als Begleitstörung der Twenger Störung aufzufassen; neben dieser großen Begleitstörung gibt es noch eine Anzahl kleinere.

Die südwestlich streichende Störung, welche die Oflecker Störung gegen die Twenger Störung verwirft, führt noch über einen Teil Twenger Altkristallin (Schmidt, 1924), so daß sie mehr für eine Abbiegung der Twenger Störung betrachtet werden muß. Von der westlichen Seite streicht die flach nördlich einfallende Störung, welche die Oflecker Störung bei der Kardeisalm abschneidet (ablöst?), in das hintere Riedingbachtal hinein, genau in die Fortsetzung der abgelenkten Twenger Störung. Man kann das Verspringen der Oflecker Störung gegen die Twenger Störung auch als eine Abbiegung auffassen und die flachliegende Störung am Schiereck als eine Begleiterscheinung dieser Abbiegung.

Merkwürdigerweise streicht der tektonische Bau der westlichen Radstädter Tauern genau parallel dieser Abbiegung. Im Osten streicht die Hauptmasse der Radstädter Tauern (Nördliche Radstädter Tauern) Westnordwest, ziemlich parallel der Twenger Störung. Im mittleren Teil, zwischen Pleisling-Bach und Klein-Arl-Bach) werden diese westlichen Radstädter Tauern in einzelne Schuppen zerlegt (Neukarsystem von Schmidt, 1924), welche mehr oder weniger parallel der genannten Abbiegung zwischen Twenger und Oflecker Störung verlaufen. Westlich des Klein-Arl-Baches, wo die Oflecker Störung als WNW streichende Störung auftritt, streichen die dortigen Schuppen ebenfalls WNW. Dieser auffallende Parallelismus zwingt fast dazu, Zusammenhang zwischen der Abbiegung und dem Schuppenbau in den westlichen Radstädter Tauern anzunehmen. Gleiche Ursachen für beide Störungserscheinungen kann man nicht annehmen, denn die Twenger—Oflecker Störung fällt nördlich ein, während die Schubflächen zwischen den Neukarschuppen südöstlich einfallen. Das ganze tektonische Bild weist jedoch darauf hin, daß diese Neukarschuppen als Folgeerscheinung entstanden sind der Kräfte, welche die Abbiegung der Twenger—Oflecker Störung verursachten, daß sie also eine sekundäre Erscheinung sind. Außer dem genannten Parallelismus gibt es, nach der geologischen Karte der westlichen Radstädter Tauern von Schmidt (1924), noch einige andere Erscheinungen, welche darauf hinweisen.

Die unmittelbare Änderung der Streichrichtung in den Radstädter Tauern zum Beispiel, welche sich an der N—S verlaufenden Linie im Pleislingbachtal vollzieht, legt es nahe, anzunehmen, daß der SW streichende Teil als Block aus seiner bisherigen Streichrichtung in die neue gedreht wurde. Das fordert eine scharnierende Bewegung an einer N—S verlaufenden Störungslinie im Pleislingbachtal, wobei der westliche Teil auf den östlichen aufgeschoben worden ist; der Überschiebungsbetrag wird nach Süden zunehmen. Nun scheint es mir sehr auffallend, daß gerade dort, wo der Störungsdurchgang erwartet werden kann, eine wichtige Störungslinie liegt, nämlich die nach Schmidt N—S verlaufende Deckengrenze zwischen Pleislingdecke (Rieselwandschuppe) und Lantschfelddecke (Permut), woran erstere an einer mittelsteil nach West oder Nordwest einfallenden Fläche letzterem auflagern soll. Mir kommt es wahrscheinlicher vor, daß wir es hier mit einer Aufschiebung an der vermuteten Knicklinie zu tun haben. Weitere mehr oder weniger parallele Störungslinien sehe ich hier im Abschneiden des Lantschfeldquarzits, ziemlich genau nördlich der Stelle an der Stampferwand, wo das Twenger Altkristallin den scharfen Knick macht und, weiters, im Durchziehen des Muschelkalkes westlich der Schlierersee Spitze nach Nord bis zum Pleislingbachtal. Das im Pleislingbachtal auftretende Altkristallin dürfte an einer dieser Störungen aus dem Untergrund heraufgeschuppt sein. Ähnliche Anzeichen findet man nach der Karte von Schmidt im Klein-Arl-Tal. Es findet ein plötzlicher Übergang vom nordöstlichen in westnordwestliches Streichen statt; die Knicklinie liegt ziemlich genau im Klein-Arl-Tal und auch hier scheint mir eine dem Knick entsprechende Störungslinie vorzuliegen.

Sie scheint mir sichtbar im Abschneiden des Twenger Altkristallins, das auf der Ostseite des Tales Ennskraxenschuppe und Pleislingkeil trennt und das auf der Westseite des Tales nicht mehr zum Vorschein kommt. Weiter schneiden an dieser Knicklinie die nordöstlich streichenden Raibler Schichten fast alle gegen die nordwestlich streichenden auf der westlichen Talseite ab. Besonders deutlich ist dies der Fall am Gamskarkopf, wo nordöstlich und nordwestlich streichende Schichten zusammenstoßen; die Morphologie kann nicht allein verantwortlich sein für diese Richtungsänderung. Weiter nach Süden, genau in der Fortsetzung der vermuteten Knicklinie, schneidet die zusammenhängende Lantschfelddecke (Schmidt) ab; noch weiter südlich, am Weg vom Schiereck zur Königsalm, beobachtete ich eine stark gequetschte Zone mit vielen Achsenrichtungen und Gesteinswechsel; schwarze Phyllite schneiden hier gegen Quarzphyllit-Quarzit ab.

Die zwischen Klein-Arl-Bach und Pleislingbach verlaufenden Neukarschuppen streichen nordöstlich zwischen südöstlich einfallenden Störungsflächen. Ich sehe in diesem Schuppenbau eine Auswirkung der Knickbewegung; die Knickbewegung, welche nach Südosten gerichtet war, löste infolge des Gegendrucks Verschuppung des starren Dolomitblocks aus an Störungsflächen, welche mehr oder weniger senkrecht zur Bewegungsrichtung standen und südöstlich einfielen; an diesen Schubflächen wichen die Schuppen dem Gegendruck nach oben aus. Das Gleitmaterial an den Schubflächen bildeten neben Raibler Schichten sehr wahrscheinlich auch schwarze Phyllite und Quarzphyllit-Quarzite des Untergrundes. Für die Quarzite in den Raibler Schichten des Neukars gibt Schmidt dies auch an (1924, S. 316).

Ich fasse die Lantschfelddecke als eine Verschuppung an der Front des großen Dolomitkörpers auf, welche nicht weit nach Norden zu reichen braucht; infolgedessen sehe ich auch keine Notwendigkeit, in den Prof. 3, 4 und 5 von Schmidt im Liegenden der Neukarschuppen die Lantschfelddecke durchzuziehen (Verbindung zur Ennskraxenschuppe). Ich glaube vielmehr, daß sich unter den Neukarschuppen die schwarzen Phyllite befinden, daß die Schubflächen zwischen den Schuppen bis in diese Phyllite hineinreichen und daß diese an den Schubflächen hinaufgeschleppt wurden. Neben schwarzen Phylliten wird auch Altkristallin mit heraufgeschleppt, so daß beides hier im Untergrund vorzukommen scheint. An der Oflecker Störung wird nur schwarzer Phyllit sichtbar, an der Twenger Störung nur Altkristallin; nach Westen verschwindet an dieser Störung dieses Altkristallin allmählich; auch hieraus kann man den Schluß ziehen, daß in diesem Gebiet ein Gesteinswechsel zwischen Altkristallin und Phyllit im Untergrund stattfindet. In Prof. 5 (Schmidt, 1924) kommt heraufgeschlepptes Altkristallin vor. In diesem Profil wird im Liegenden der Schuppen schwarzer Phyllit angenommen, wie ich dies schon für Prof. 3 angenommen habe.

An der Knickbewegung des großen Dolomitblocks nach Südosten hat anfänglich auch das Gebirge westlich des Klein-Arlhaches teilgenommen. Entsprechend dem Bewegungsbild ist im westlichen Teil des

nach SO gedrehten Blockes die Verschiebung größer als im Osten und die Verschuppung entsprechend stärker. Wir sehen auch aus der Karte von Schmidt, daß die Verschuppung gegen Osten immer geringer wird und in Prof. 1 kaum noch zu erkennen ist. Die zwei Decken in diesem Profil (Pleislingdecke und Lantschfelddecke) sind nach meiner Auffassung die an der N—S verlaufenden Knicklinie des Pleislingbachtals aufeinandergeschobenen Dolomitmörper. Der obere (Pleislingdecke) gehört zum gedrehten Block. Im äußersten westlichen Teil war die Verschuppung am stärksten; die Falten am Draugstein, Gemäuereck usw. (nach N überkippt), fasse ich als durch den starken Rückstau entstanden auf. Dieser westliche Teil, westlich des Klein-Arl-Tales, hat den letzten Teil der Drehbewegung nicht mehr mitgemacht. An diesem Zipfel war der Gegendruck im letzten Stadium zu stark, er hat sich infolgedessen vom Hauptkörper losgerissen unter (relativer) Drehung nach Nordosten. Die Knicklinie im Klein-Arltal ist also jünger als der Schuppenbau und als die Knicklinie im Pleisbachtal. Im Klein-Arl-Tal war die Knickbewegung im Norden größer als im Süden, weil das Scbarnier im Süden liegt. Infolgedessen war es möglich, daß im Süden ein Band Raibler Schichten sich quer über die Knicklinie nach Westen fortsetzt. Die Verhältnisse am Gamskarkopf bilden wohl eine Komplikation an dieser Knicklinie.

Die Oflecker Störung schneidet nördlich von Hüttschlag das Radstädter Mesozoikum + Unterlage (=Schuppenzone) in einem langen schmalen Keil ab und trennt von dort nach Westen nur zwei Schollen des paläozoischen Untergrundes. Sie wurde verfolgt bis zur Laderdinger Gamskarlspitze. Anzunehmen ist, daß sie sich weiter nach Westen fortsetzt. Im Glocknergebiet treunt eine ähnliche Störung die Kalkglimmerschiefer-Grünschieferserie (Obere Schieferhülle) von den schwarzen Phylliten (Nordrahmen); auch diese Störung schneidet ältere Strukturen. Nach Cornelius (1935) gibt es in diesem Gebiet auch südwestlich gerichtete Bewegungen im Nordrand der Riffdecken, hier als Folge des Zusammentreffens dieser Decke mit der Brennkogeldecke gedeutet. Außerdem sehe ich in der Falte, welche zwischen Jaggeskopf und Mauerkogel, in der NW-Ecke der Karte, liegt, eine nach Südwest überkippte Falte.

Das Gebiet Brannmüllers liegt ganz nördlich des mutmaßlichen Verlaufes dieser Störung, so daß dort keine Anhaltspunkte über ihre Fortsetzung zu finden sind.

Vielleicht ist das Auftreten des Kalkglimmerschiefer-Grünschieferstreifens, der nach der geologischen Übersichtskarte die Klammkalke in zwei Teile trennt, auch auf eine der Oflecker Störung vergleichbare Störung zurückzuführen. Bei Klein-Arl biegt dieser Streifen nach Süden um, was im Zusammenhang mit der Abbiegung der westlichen Radstädter Tauern als Schleppung, oder jedenfalls als dadurch beeinflußt, angesehen werden kann.

#### Zusammenfassung:

Für die Radstädter Tauern ist es möglich, ursprünglichen Schichtverband mit dem jetzigen Liegenden anzunehmen. Dieser Untergrund

besteht aus Kalkglimmerschiefern, Grünschiefern, schwarzen Phylliten und Altkristallin. Aus diesem verschiedenartigen Untergrund geht die transgressive Auflagerung des Radstädter Mesozoikums auf gefaltetem Untergrund hervor.

Dieses Gebiet wurde im Sinne einer stetigen Durchbewegung mit Nord—Süd gerichtetem Druck durchbewegt. Der Teil des Mesozoikums, welcher auf paläozoischen Schichten ruhte, wurde in starkem Maß in diese Durchbewegung einbezogen und intensiv mit dem Untergrund verfaltet. Der auf Altkristallin ruhende Teil unterlag wegen der größeren Starrheit des Untergrundes dieser Tektonik viel weniger; dies gilt für die westlichen und nördlichen Radstädter Tauern. Der auf paläozoischem Untergrund ruhende und stark verfaltete Teil stellt jetzt die Mischungszone im Süden der Radstädter Tauern dar, worin noch mehrere große, starre Dolomitkörper stecken. (Vielleicht stellen die Klammkalke eine ähnliche Mischungszone dar?)

Eine jüngere Störung, die Oflecker-Twenger Störung, durchschnitt diesen Faltenbau diskordant; an ihr wurden im Osten Twenger Altkristallin und im Westen schwarze Phyllite des Untergrundes heraufgeschleppt. Südlich dieser Störung bilden Kalkglimmerschiefer-Grünschiefer das Liegende des Radstädter Mesozoikums. Der große Unterschied im stratigraphischen Niveau zwischen schwarzen Phylliten und Kalkglimmerschiefer-Grünschiefer läßt die Möglichkeit offen, daß diese beiden Schichtkomplexe schon vor Ablagerung des Mesozoikums durch eine Störung getrennt waren und daß somit die Oflecker-Twenger Störung eine alte Störungsfläche ist, welche im Tertiär wieder aufgerissen wurde.

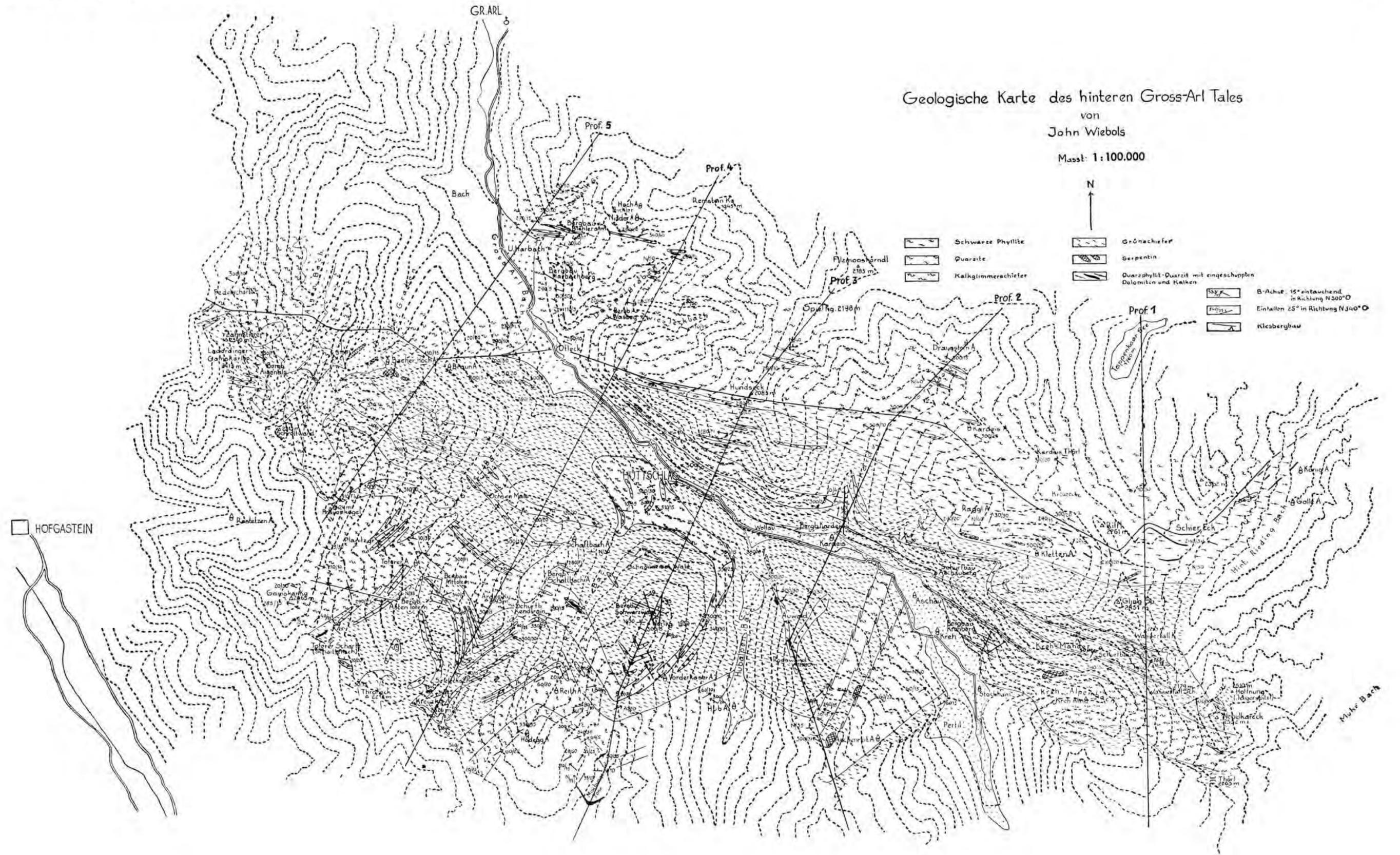
Die jüngste Phase führte zu einer Knickbildung im Radstädter Mesozoikum, wobei der westliche Teil gegen Südosten gedreht wurde, also in südwestliche Streichrichtung. Diese Drehung führte zu Knickstörungen und zu Schuppenbildung in den Radstädter Tauern, welche letztere auf Rückstau zurückgeführt werden. Die Knickbildung wirkte sich auch im Untergrund aus, wie das Schichtstreichen in der „Mischungszone“ südlich des Zederhauser Weißbeck (nach der geologischen Übersichtskarte) zeigt. Auch die Oflecker-Twenger Störung wurde von diesem Knick betroffen, wie ihr Verlauf vor der Südfront des abgehogenen Teiles der Radstädter Tauern beweist. Das westliche Ende der abgehogenen Dolomitmasse riß sich im letzten Stadium davon los (Draugstein usw.).

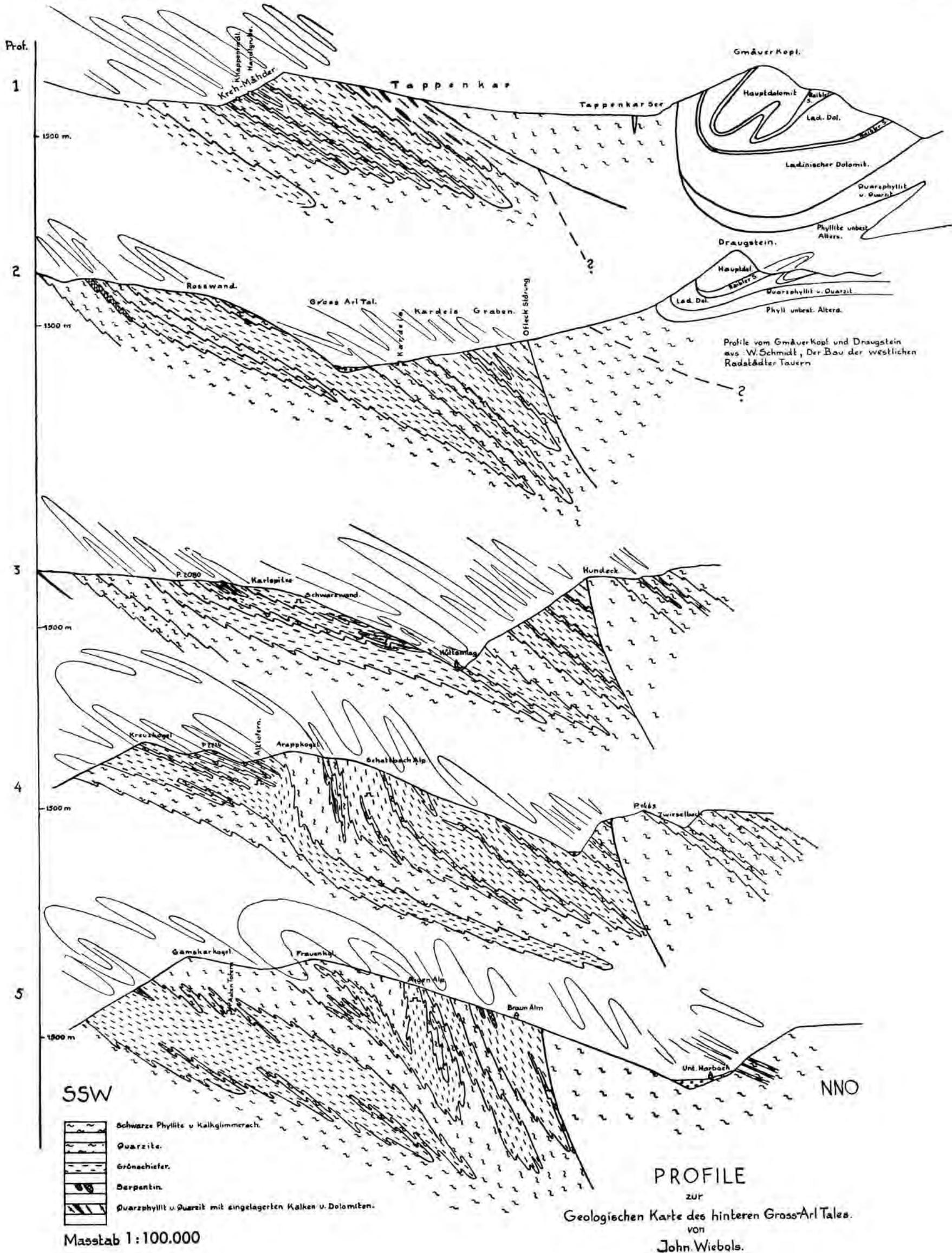
Möglicherweise entstand der Knick in Folge einer West gerichteten Bewegung des altkristallinen Untergrundes, wobei die Westspitze des Altkristallins mit dem daraufgelagerten Mesozoikum sich schief zur Bewegungsrichtung stellte und nach Süden abbog.

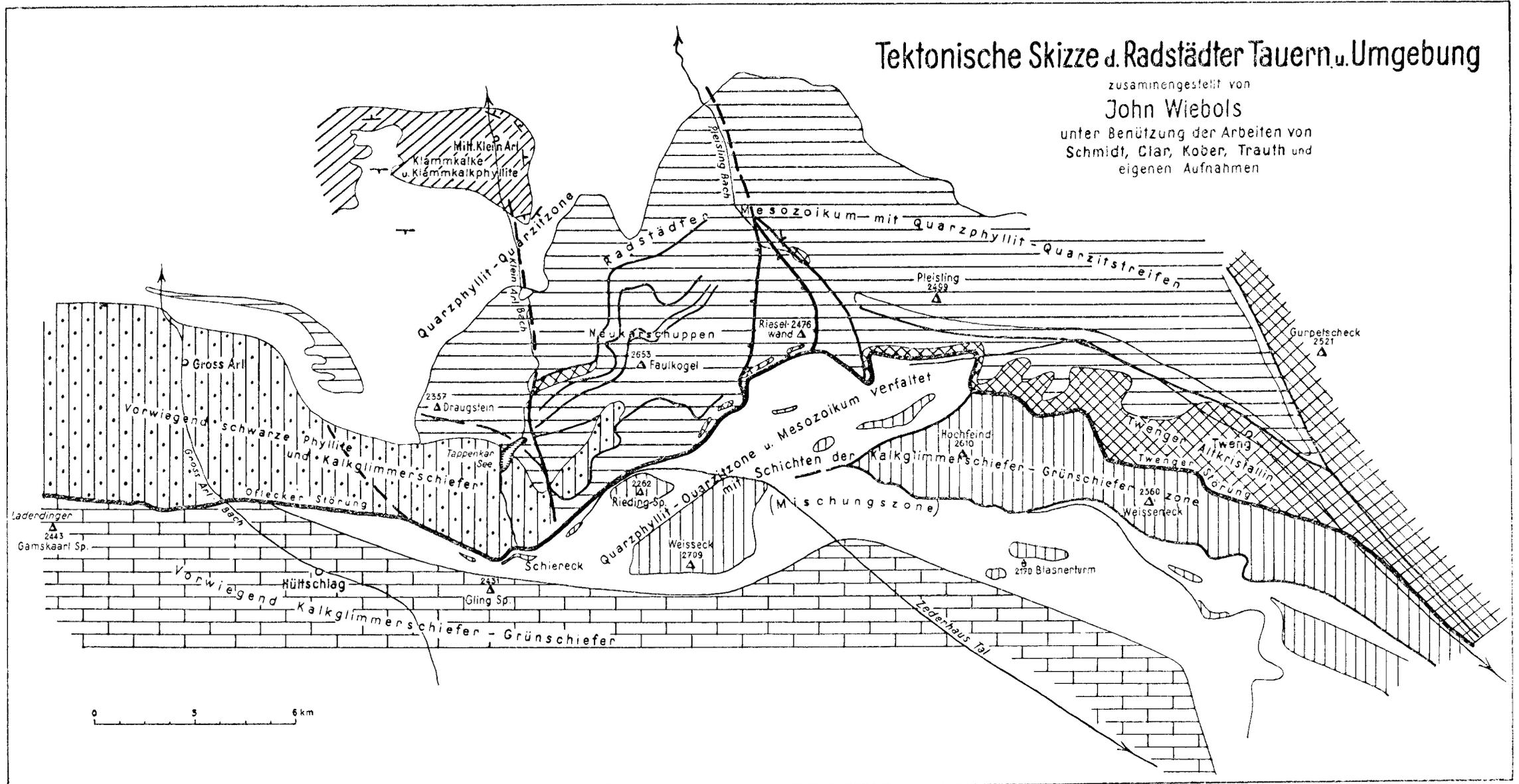
#### Benutztes Schrifttum.

- Becke F. und Uhlig V.: Erster Bericht über petrographische und geotektonische Untersuchungen im Hochalpmassiv und in den Radstädter Tauern. Sitz.-Ber. Akad. Wiss. Wien 1906.  
 Braumüller E.: Der Nordrand des Tauernfensters zwischen dem Fuscher- und Rauristal. Mitt. Geol. Ges. Wien 1937.

- Clar E.: Zur Stratigraphie und Tektonik der südlichen Radstädter Tauern, Anzeiger Akad. Wiss. Wien 1935.
- Clar E.: Über Schichtfolge und Bau der südlichen Radstädter Tauern, Sitz.-Ber. Akad. Wiss. Wien 1937.
- Cornelius H. P. und Clar E.: Erläuterungen zur geologischen Karte des Großglocknergebietes. Geol. B. A. Wien 1935.
- Cornelius H. P.: Zur Auffassung der Ostalpen im Sinne der Deckenlehre, Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 1940.
- Friedrich O.: Zur Geologie der Kieslager des Großarltales. Sitz.-Ber. Akad. Wiss. Wien 1936.
- Kober L.: Das östliche Tauernfenster. Denkschr. Akad. Wiss. Wien 1922.
- Kölbl L.: Zur Tektonik d. Tauernfensters. Anzeiger Akad. Wiss. Wien 1931.
- Sander B.: Gefügekunde der Gesteine. Springer, Wien 1930.
- Sander B.: Zur Geologie d. Zentralalpen. Jahrb. Geol. Staatsanst. Wien 1921.
- Sander B.: Ober Mesozoikum der Tiroler Zentralalpen. Verh. Geol. R. A. Wien 1915.
- Schaffer F. X.: Geologie der Ostmark. Deuticke, Wien 1943.
- Schmidt W.: Der Bau der westlichen Radstädter Tauern. Denkschr. Akad. Wiss. Wien 1924.
- Schwinner R.: Das Bewegungsbild des Klammkalkzuges. Zentralbl. f. Min. 1933.
- Schwinner R.: Zur Stratigraphie der Tarntaler und Radstädter Berge. Jahrb. Geol. B. A. Wien 1935.
- Schwinner R.: Zur Geschichte der Ostalpen-Tektonik. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 1940.
- Spitz A.: Studien über die fazielle und tektonische Stellung des Tarntaler und Tribulaun-Mesozoikums. Jahrb. k. k. Geol. R. A. Wien 1918.
- Stark M.: Vorläufiger Bericht über geologische Aufnahmen im östlichen Sonnblickgebiet und über die Beziehungen der Schieferhüllen des Zentralgneises. Sitz.-Ber. Akad. Wiss. Wien 1912.
- Stark M.: Entwicklungsstadien bei krystallinen Schiefen (Grünschiefern) der Klammkalk-Radstädter Serie im Arl- und Gasteintal. Sitz.-Ber. Akad. Wiss. Wien 1939.
- Trautb F.: Geologie der nördlichen Radstädter Tauern und ihres Vorlandes, I. und II. Teil. Denkschr. Akad. Wiss. Wien 1925 und 1927.
- Uhlig V.: Zweiter Bericht über geotektonische Untersuchungen in den Radstädter Tauern. Sitz.-Ber. Akad. Wiss. Wien 1908.
-









# Mallnitzer Rollfalte und Stirnfront des Sonnblick-Gneiskernes

Von Ch. Exner.

Mallnitz liegt im tektonischen Angelpunkt der östlichen Hohen Tauern. Hier kommen sich die Gneiskerne der Hochalmspitze, des Hölltor-Rotgüldenkerne, des Hohen Sonnblicks und die Gneisdecken der Romatespitze und Lonzalamelle ganz nahe. Hier treffen beinahe rechtwinkelig zwei Streichrichtungen aneinander: Die Ankogelrichtung (NNE-Streichen) und die Sonnblickrichtung (NW-Streichen).

L. Kober und M. Stark hatten im Anschluß an die Aufnahmen von F. Berwerth und F. Becke die alpidische Dynamik dieses Raumes entziffert. Das für uns heute wichtigste prinzipielle Ergebnis ihrer Studien, welche im Werke L. Kobers „Das östliche Tauernfenster“ (1920) zu einer großartigen Synthese des tiefentektonischen Baues unseres Rammes zusammengefaßt sind, ist die Tatsache, daß nicht bloß die Schieferhülle, sondern auch die Gneiskerne und Gneisdecken in große Falten, Stirnbildungen und Schubmassen während der alpidischen Orogenese gelegt wurden. Maßgebend dafür waren makroskopische Beobachtungen am Gestein — ja im mitgebrachten Handstück —, ebenso wie im großen in den prachtvollen Gebirgsaufschlüssen über der Baumgrenze.

Später wurde viel wertvolles Detail beigebracht. Die tektonischen Erkenntnisse wurden für die nähere Umgebung von Mallnitz nicht wesentlich erweitert. F. Heritsch lieferte eine äußerst scharfe Kritik. W. Hammer nahm anläßlich des Baues des Wasserkraftwerkes Obervellach eine geologische Karte 1:25.000 zwischen Mallnitz und Obervellach auf. A. Winkler-Hermaden bearbeitete das Sonnblickgebiet. F. Angel und R. Staber veröffentlichten die leider dem Kriegsgeschehen zum Opfer gefallene geologische Karte der Hochalm-Ankogel-Gruppe 1:50.000, von der mir in freundlicher Weise durch den Verlag Freytag u. Berndt in Wien ein gerettetes Archivexemplar zur Verfügung gestellt wurde. A. Kieslinger lieferte wertvolle tektonische Notizen aus der Umgebung der Hagener Hütte.

Die von F. Becke der Akademie der Wissenschaften in Wien vorgelegte Manuskriptkarte 1:75.000, deren Einsichtnahme ich Herrn Professor Dr. L. Kober danke, bringt bereits im wesentlichen richtig

die Abgrenzung zwischen Gneis und Schieferhülle im Raume um Mallnitz zur Darstellung. Durch die Aufnahmen von W. Hammer und F. Angel-R. Staber wurde das Kartenbild verfeinert. Das Hauptgewicht lag auf petrographischen Untersuchungen.

Auf Grund dieser Unterlagen stellte ich mir im Sommer 1947 die Aufgabe, im Rahmen meiner Zentralgneis-Studien und der geologischen Kartierung der guten neuen topographischen Sonnblickkarte des Alpenvereins (1:25.000, Ausgabe 1941) die Tektonik in der näheren und weiteren Umgebung von Mallnitz neuerlich zu untersuchen. Ich verwendete unter sehr schwierigen Bedingungen (Proviantmangel) 40 Aufnahmestage für diese Arbeit. Sie schien deshalb nützlich, weil die Untersuchungen von L. Kober und M. Stark trotz der seither geleisteten Detailkartierungen W. Hammers und F. Angel-R. Stabers nicht zweckentsprechend in tektonischer Hinsicht durch Beobachtung und Messung der Faltenachsen vervollständigt worden waren. Wo Rollwalzen und Falten herrschen, kommt der Messung der zugehörigen Walzen- und Faltenachse (lineares Parallelgefüge) ein bedeutend wichtigerer Wert zu als den Messungen des Streichens und Fallens der s-Flächen. Bloß letztere aber wurden im allgemeinen bisher berücksichtigt, soweit aus den Karten und zumindest aus den bisher erschienenen Darstellungen hervorgeht.

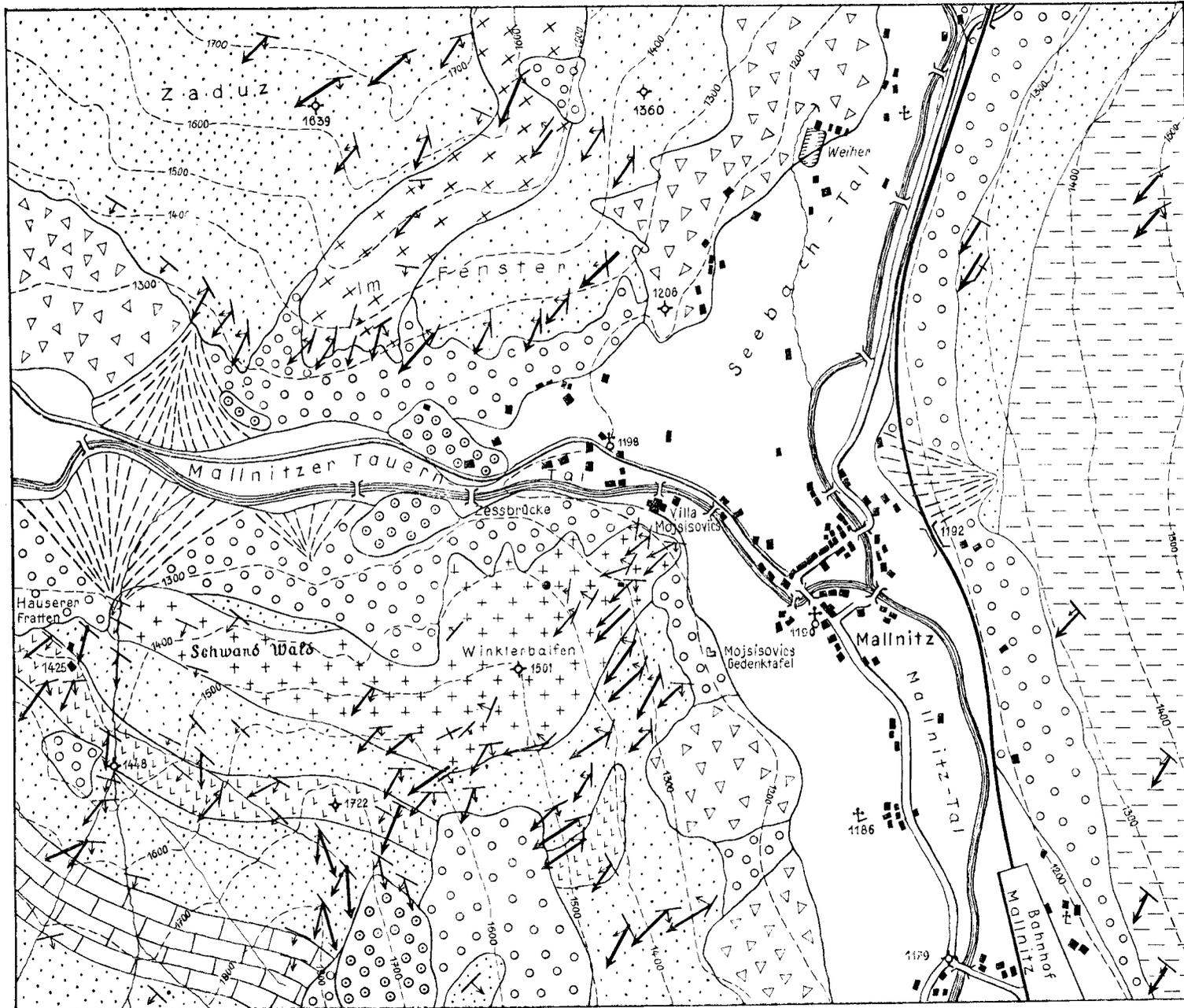
Die Aufnahmearbeit im Sommer 1947 wurde mit einer Subvention der Österreichischen Akademie der Wissenschaften und mit einem Stipendium des Forschungsinstitutes Gastein\*) ausgeführt, wofür auch an dieser Stelle ergebenst gedankt sei.

### **Die Rollwalze des Hölltor-Rotgüldenkernes.**

Vom obersten Liesertal über Rotgülden und Hölltorkogel erstreckt sich halbmondförmig jener granitische Gneiskern, der unter der Gamskarlspitze zwischen Böckstein und Mallnitz vom Tauerntunnel durchbohrt ist. L. Kober nannte ihn Ankogeldecke. Ich habe diesen Gneiskern, weil der Ankogel südl. außerhalb des Komplexes liegt, Hölltor-Rotgüldenkerne genannt. Der Hölltor-Rotgüldenkerne erweist sich zwischen dem Tauernhauptkamm (Großer Woiskenkopf—Gamskarlspitze—Römerkopf—Scheinbretterspitze) und Mallnitzer Tauernthal als eine 3000 m mächtige Gneisrollwalze (tektonische Summierung des W- und E-Schenkels), die schon von M. Stark und L. Kober erkannt wurde. Die Gneisbänke selbst sind, wie bereits F. Becke am 27. September 1902 beim Aufstieg von Mallnitz über das Weißenbachkar zur Gamskarlscharte in sein unveröffentlichtes Tagebuch notierte, in ein breites, steil aus dem Seebachtal auftauchendes und flach nach W absinkendes Gewölbe gelegt. Die Gneisrollwalze orientiert sich nach meinen Beobachtungen um eine durchschnittlich NNE-streichende und 30 bis 35° SSW-einfallende Faltenachse, die als Striemung deutlich in Erscheinung tritt. Im linken Gehänge des Mallnitzer Tauerntales, zwischen der Endmoräne bei den westlichsten Häusern der Ortschaft (Abb. 1) und der Einmündung des Woisken-

\*) Die vorliegende Arbeit ist dort als Institutsmitteilung Nr. 42 eingetragen.

# Geologische Umgebungskarte von Mallnitz.



Flächiges Parallelgefüge:  
 Streichen u. Fallen der Haupt-S-Flächen  
 0-30°    30-60°    60-85°    85-90°

Lineares Parallelgefüge:  
 Streichen u. Fallen der Faltenachsen  
 0-30°    30-60°

- Talalluvionen
- Gehängeschutt und Bachschuttkegel
- Bergsturz
- Moräne
- Grünschiefer
- Kalkmarmor
- Granatphyllit, Glimmerschiefer etc
- Biotit-Chloritgneis
- Granosyenitischer Gneis der Romatedecke
- Granitischer Gneis des Hölltor-Rotgüldenkerne

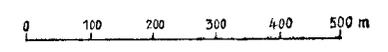


Abb. 1.

Die Mallnitzer Rollfalte.

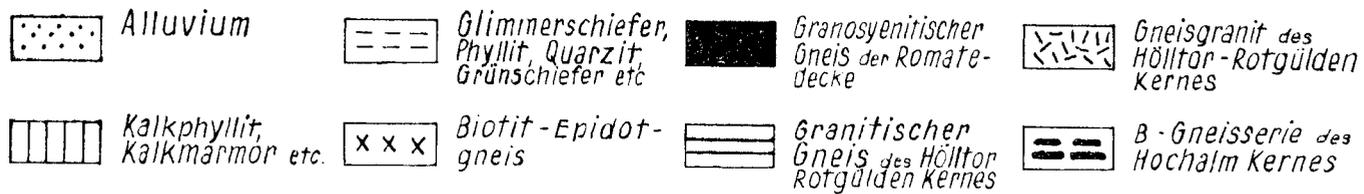
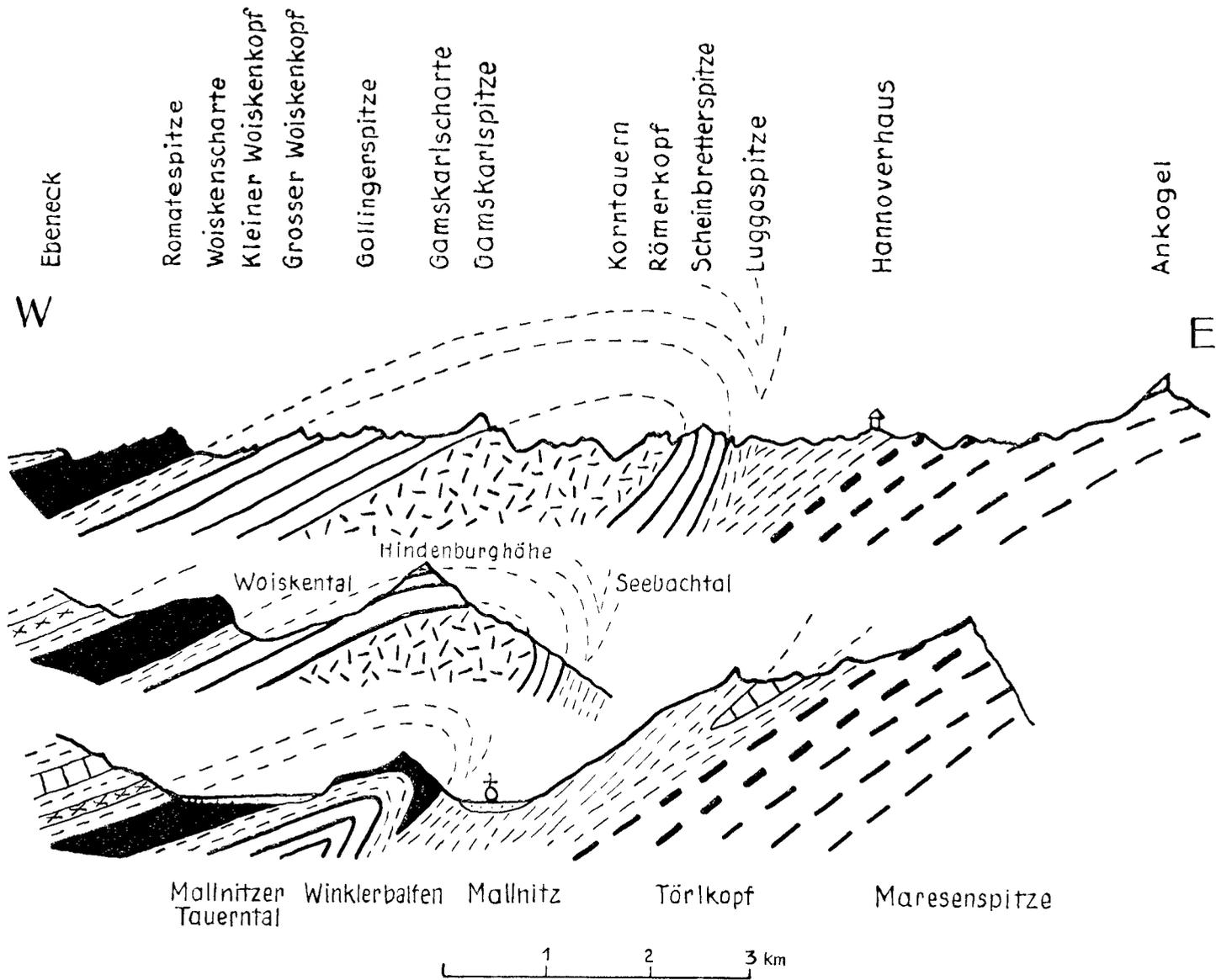


Abb. 2.

tales, taucht die Gneisrollwalze des Hölltor-Rotgüldenkerne endgültig nach S in die Tiefe.

Die Gneisrollwalze des Hölltor-Rotgüldenkerne wird von der zentralen Schieferhülle (kalkarme Phyllite, Quarzite, Serizitphyllite, Glimmerschiefer mit Biotit- und Chloritporphyroblasten, Granatglimmerschiefer, Granatphyllite, Granatquarzite, Graphitphyllite, Graphitquarzite, Plagioklasgneise und migmatische Serien) der Woisken-Seebachmulde ummantelt. Der steil aus dem Seebachtal aufsteigende Ast der Rollwalze (Seebachmulde) legt sich als Deckkappe der Hindenburghöhe auf den Gneis und dacht als Woiskenmulde flach gegen W unter höhere Einheiten (Romatedecke) unter. Dieser Schiefermantel überschreitet an einer Stelle das Mallnitzer Tauerntal. Ich fand sein südlichstes Vorkommen im bewaldeten S-Gehänge des Mallnitzer Tauerntales nördlich „Schwand Wald“ unter dem darüberlagernden granosyenitischen Gneis der Romatedecke (Abb. 1).

Den First der Gneisrollwalze studiert man vortrefflich 50 m über dem Promenadeweg, bloß 1 km außerhalb des Zentrums der Ortschaft Mallnitz. Der anstehende Gneisstiel taucht westl. von „Im Fenster“ (Abb. 1) wie eine gewaltige Röhre aus dem Gehängeschutt am Fuße des linken Talhanges auf. Der 200 m breit und höchstens 50 m mächtig hier erschlossene Gneisstiel ist antyklinal gewölbt. Es handelt sich um den südlichsten Ausläufer des tonnengewölbeartig nach SSW eintauchenden Firstes des Hölltor-Rotgüldenkerne. Der granitische Gneis ist hier in der Firstzone phyllonitisiert und stark verquarzt. Gegen W sieht man die Gneisbänke konkordant flach unter die Schiefer der Hindenburghöhe-Deckkappe eintauchen. In der Mitte des Gneisstieles richten sich die s-Flächen steil auf und tauchen rücklings zunächst nach SE und dann nach NW unter. Bis zu 10 m<sup>2</sup> umfassende einzelne gebogene Gneisplatten machen an Ort und Stelle dieses nach E konvexe Scharnier mit. Unter das Scharnier fallen konkordant die Schiefer der Seebachmulde ein. Sie sind von hier bis zum Tauerntunnel-S-Portal und weiter über die Haselgrube, den Kleinen Tauernsee, bis hinauf zur Luggaspitze am Tauernhauptkamm stets in derselben Position, unter die E-konvexe Gneiswalze eintauchend, anzutreffen (Abb. 2).

Steigt man über dem Promenadeweg der E-Grenze des Gneisstieles bergwärts nach, so sieht man die Seebachschiefer aus der Unterlage der Gneiswalze auftauchen und sich mantelförmig um das nach E konvexe Gneishalbrad legen. Im First der Rollwalze nehmen die Schiefer gleichmäßiges NW-Streichen an. Das ist das umlaufende Streichen der Firstflächen senkrecht zum Achsenstreichen. Es folgen die Schiefer der Hindenburghöhe im flachen W-Schenkel der Rollwalze. Sie leiten zu den NNW-streichenden Schiefen der Woiskenmulde über. Besonders leicht wiederzufinden ist das 8 m hohe, nach E konvexe Gneishalbrad mit den umhüllenden Schiefen an der WKante der Rinne über dem Weiher (früher: Hotel Ankogel), in 1500 m Seehöhe.

Diagramm 1 (abgek.: „D<sub>1</sub>“, Abb. 5) zeigt die Pole der s-Flächen und die räumliche Orientierung der auf ihnen makroskopisch gemessenen Strömungsrichtungen. Dargestellt ist hier wie in den folgenden Dia-

grammen die untere Hälfte der Lagenkugel mit Schmidtschem Netz. Die in  $D_1$  eingetragenen Messungen wurden im Raume der Karte Abb. 1 in den Gneisen und Schiefeln des südlichsten Teiles der Rollwalze nördl. vom Mallnitzer Tauerntal und westl. vom Seebachtal an- gestellt. Die Pole der s-Flächen liegen in einem Großkreisgürtel, dessen Rotationsachse die Lagenkugel in der Gegend der dichtesten Streuung der gemessenen Striemungsrichtungen trifft. Es liegt also hier wie in allen übrigen Diagrammen der Umgebung von Mallnitz der denkbar einfachste Fall vor: Die s-Flächen schneiden sich dort, wo die Faltenachse durchstößt.  $B = \beta$ . Die s-Flächen liegen tautozonär um die Faltenachse, welche mit der Striemung ident ist. Die Faltenachse der Hölltor-Rotgülden kern-Rollwalze fällt bei Mallnitz mit  $35^\circ$  Neigung nach SSW ein; die zugehörigen s-Flächen streuen tautozonar im Raume.

Selbstverständlich darf bei dieser walzenförmigen Sachlage aus dem umlaufenden Streichen der Firstflächen (senkrecht zum Achsenstreichen) keine kilometerlange Verlängerung der betreffenden Fläche in gleichbleibender Richtung konstruiert werden. Wir befinden uns hier in keinem tafeligen Schichtgebirge, sondern im tieftektonischen Walzenlager der Alpen.

F. Becke und F. Heritsch verbanden fälschlich die Schiefer der Hindenburghöhe (= Lieskehle der alten Karten) mit den Schiefeln der Maresenspitze, während M. Stark und L. Kober die Walze richtig zur Darstellung brachten. Die Aufschlußbilder, ihre Einmessung und synoptische Darstellung in  $D_1$  lassen keinen Zweifel darüber mehr aufkommen, daß die Schiefer der Hindenburghöhe zunächst steil in die Tiefe des Seebachtales tauchen (Abb. 2).

$D_2$  zeigt einige weitere Messungen in der streichenden Fortsetzung der Achsialregion der Rollwalze bis zum Tauernhauptkamm. Das Prinzip bleibt dasselbe wie in  $D_1$ . Die Streuung in dem viel breiteren und daher auch weniger homogenen Bereiche von  $D_2$  ist größer.

Der First der Gneisrollwalze (nach E konvexe antiklinale Umbiegung der obersten Gneislagen des Hölltor-Rotgülden kernes) steigt nord-nordöstl. über das Gebirge. Je weiter man zum Tauernhauptkamm gegen NNE fortschreitet, desto höher steigt das zu rekonstruierende Firstgewölbe in die Luft. Wie aus  $D_2$  ersichtlich, ist der achsiale Anstieg im Raume zwischen dem N-Rand der Karte Abb. 1 und dem Tauernhauptkamm durchschnittlich  $30^\circ$  nach SSW geneigt. An Stelle des Firstes bauen nun tiefere Kernpartien die achsiale Region der Rollwalze im Gebirgsrelief auf. Es erscheint in der achsialen Kernregion makroskopisch regellos körniger Gneisgranit. Ein flacher W-Gneisschenkel und ein steiler E-Gneisschenkel begleiten den sich trompetenförmig gegen NNE verbreiternden Gneisgranit. Der Gneisgranit ist also von Gneis eingerahmt und dieser Gneisrahmen schließt sich antiklinalförmig über dem Gneisgranit (Abb. 2). Der achsiale Gneisgranit wurde im Tauerntunnel zwischen M. 7811 und 8035 von N angetroffen. Er erreicht die Gebirgsoberfläche in seinem nach SSW keilförmig spitz zulaufenden südlichsten Vorkommen, südöstl. der Hindenburghöhe, zwischen P. 1742 und 1710. Am Tauernhauptkamm ist der Gneisgranit schon über 1000 m mächtig aufgeschlossen und baut hier unter anderem den vierzackigen Römerkopf auf. Im Gasteiner

Einzugsgebiet setzt er die morphologisch ähnlichen Gestalten des Viehzeitkogels und den wilden Hölltorgrat zusammen.

Mehrfache Begehungen der Grate und Wildbachrinnen ESE und E unter der Hindenburghöhe belehrten mich, daß die Beobachtungen von F. Becke (1902) und M. Stark (1912), wonach die E-konvexe Gneisantiklinale im Weissenbachkar (F. Becke) und östl. unter der Hindenburghöhe (M. Stark) erkennbar wären, richtig sind. Unter dem sich oben zusammenschließenden Gneisrahmen erscheint der wollsackförmig auswitternde Gneisgranit. Im Aufstieg über die Felsrippe nördl. der Schlucht von P. 1710 beobachtete ich zum Beispiel folgendes: Über der mit Winkeln von 60 bis 70° nach WNW eintauchenden Seebachmulde folgen in 1500 m Seehöhe konkordant 50 bis 100 m mächtige phyllonitische granitische Gneise. Ihre Faltenachse taucht ebenso wie die der unterlagernden Seebachschiefer mit 35° nach SSW ein. Dieser Gneis stellt sich senkrecht auf und zeigt teilweise in den höchsten Lagen steil östl. Einfallen (E-Gneisschenkel der Rollwalze). Weiter nördl., bergwärts, folgt in 1650 m Seehöhe der wollsackförmig auswitternde ungefüge Gneisgranit. Man ist aber nicht wenig überrascht, wenn man bei 1820 m Seehöhe wieder auf flächig parallelgefügt granitischen Gneis kommt, der nun flach nach SW einfällt und dieselben SW-geneigten Faltenachsen wie die steilen Serien unten besitzt. Wir befinden uns nun im ruhigen W-Schenkel der Rollwalze und können bis zum Woiskenbach und zur Woiskenscharte dieselben Gneisbänke mit derselben Orientierung weiterverfolgen.

Am Tauernhauptkamm kleben in der Luggarinne die Schiefer der Seebachmulde dem steil auftauchenden und prächtig in der Scheinbretterspitz-E-Wand aufgeschlossenen E-konvexen Gneisscharnier an. Der Schartenturm des Luggaköpfels besteht aus den saiger gestellten Schiefen. Begreiflicherweise konnten sich die weichen Schiefer nur im Schutze unter dem Gneisrad erhalten und sind höher oben, wo sie aus der Vertikalen einst in die E-geneigte Lagerung umbogen, der Abtragung zum Opfer gefallen. Wie Patzen hängen sie noch da und dort in der Steilwand. Mehrfache Durchdringungen von Gneis und Schiefer sind vorhanden. Westlich des wohlgebankten granitischen Gneises der Scheinbretterspitze (E-Gneisschenkel der Rollwalze) folgt der massive Gneisgranit des Römerkopfes, des Korntauerns und der Mindener Spitzen. Im Hangenden bauen dann die planparallelen Lagen des granitischen Gneises der Gauskarlspitze, Göttinger Spitze und des Großen Woiskenkopfes den flachen W-Gneisschenkel der Rollwalze auf, der konkordant unter der Woiskenmulde und Romatedecke verschwindet. In diesen Hangendlagen des W-Schenkels stellen sich unter der Woiskenmulde auf der Gasteiner Seite des Gebirges die Forellengneise des Tauerntunnel-N-Abschnittes und die Riesenaugengneise des Radhausberg-Unterbaustollens ein.

Von den großen Verwerfungen, welche auf der geologischen Karte von F. Angel und R. Staber im Bereiche der Mällnitzer Rollwalze des Hölltor-Rotgüldenkernes eingetragen sind, habe ich in der Natur nichts bemerkt. Diese ausgezeichnete, im Auftrage des Alpenvereins von F. Angel unter Mitwirkung seiner Schüler, vor allem R. Stabers, in den Jahren 1933 bis 1939 aufgenommene und 1942 gedruckte geologische Karte 1:50,000

bedeutet einen ungemein großen Fortschritt bezüglich der Kartierung ausgedehnter zentraler Gneiskernbereiche in den Tauern. Die gesamte Auflage mit Ausnahme weniger Archivexemplare soll irgendwo in Deutschland während der letzten Stadien des II. Weltkrieges verbraucht sein. Der Karte ist eine Oleate beigegeben, auf welcher die Streich- und Fallzeichen der Hauptschieferungsflächen eingetragen sind. Der Hauptfortschritt der Karte besteht vor allem in der sorgfältigen Eintragung der zentralen Phyllit-, Glimmerschiefer- und Amphibolitzüge (zentrale Schieferhülle und B-Gneise) und ihrer Abgrenzung gegenüber den reineren Orthogesteinskomplexen (A-Gneise). In tektonischer Hinsicht hat die Karte noch einiges zu tun übrig gelassen. Es sind keine Faltenachsen eingetragen. Ich denke im Sinne meines verehrten Lehrers, Herrn Professor Dr. F. Angel (Graz), zu handeln, wenn ich diese Lücke zu schließen beginne und auch mit Kritik nicht spare. Unsere Hoffnung sei auf eine Neuauflage gesetzt!

Trotz eifrigen Suchens habe ich also die großen Verwerfungen dieser Karte im Raume der Mallnitzer Rollwalze des Hölltor-Rotgüldenkernes nicht gefunden. Eine ganz große Verwerfung soll zum Beispiel laut dieser Karte an der Liegendgrenze der Schiefer der Hindenburghöhe westlich von „Im Fenster“ ansetzen und über das Weissenbachkar und längs der westlichen Steilwand des Gamskarlspitz-S-Kammes, östlich unter dem Gipfel der Gamskarlspitze durch bis zum Tauernbachfall im Anlaufal streichen. Diese regionale großtektonische Verwerfung existiert in der Natur nicht. Man kann eventuell die Steilwand des Gamskarlspitz-S-Kammes über dem Woiskenskees als eine der Kieslingerschen kratonischen hysterogenen Zerrüttungszonen und lokalen Verwerfungszonen mit einigen Metern Sprungweite ansehen, sofern man die Einstiegsrinne, durch die man vom Woiskenskees auf das Plateau P. 2729 gelangt, als solche wohl mit Recht anspricht. Aber von einer regionalen Verwerfung mit offenbar mehreren 100 m Sprunghöhe, längs welcher verschiedenartige Stockwerke des Gebirges aneinandergrenzen, wie dies auf besagter Karte dargestellt ist, kann ich trotz der prächtigen Aufschlußverhältnisse nichts wahrnehmen. Aus den Tauern sind solche kolossale Verwerfungen meines Wissens, zumindest in den zentralen Regionen, bisher unbekannt. Der jugendfrische Tauernkörper besitzt noch seinen Sial-Tiefenwulst, schnell als ganzes in die Höhe, wobei sich geringfügige sekundäre, meist als ac-Risse senkrecht zur jungen Hebungssachse ausgebildete Kluff-, Zerrüttungs- und Verwerfungszonen einstellen. Aber eine Großschollen-Zerbrechung hat noch nicht um sich gegriffen. Die Konsolidation scheint noch nicht so weit vorgeschritten zu sein. Darauf beruht ja gerade die wunderbare, kaum gestörte Aushildung der tiefentektonischen Walzen in der Umgebung von Mallnitz.

Die genannte Verwerfung F. Angels und R. Stabers zerschneidet fälschlich die Rollwalze des Hölltor-Rotgüldenkernes. Der östliche Flügel soll laut Karte dieser Autoren aus den „hellen, granitischen Gesteinen des höheren Stockwerkes“ und der westliche Flügel aus den „hellen, granitischen Gesteinen des tieferen Stockwerkes“ bestehen. Es sind dann noch im Bereiche der Rollwalze 7 weitere Parallelverwerfungen gezeichnet. Verwerfungen, die hier auftreten, sind so unbedeutend, daß man sie mit Berechtigung auf der Karte 1:50.000 fortlassen könnte und nur in speziellen großmaßstäblichen, die hysterogenen kratonischen Erscheinungen unseres Gebietes behandelnden Detailkarten darstellen sollte. Denn bezeichnender Weise sind nur hier, wo es sich vielleicht bei Nichtkenntnis des Phänomens der Rollwalze um die hypothetische Konstruktion großer Verwerfungsvorgänge handelt, die von den Autoren kartierten Verwerfungslinien dicht gebündelt eingetragen. Hingegen fehlen solche Eintragungen in anderen Regionen der Karte, die tatsächlich bedeutend zahlreicher und intensiver von jungen Zerrüttungs- und Verwerfungszonen zerschartet sind (zum Beispiel Lonza-Kamm und Einzugsbereich des Dössener Tales). Da diese wenig glückliche Verwerfungshypothese im Profil F. Angels, das R. Schwinner (1938) in F. X. Schaffers Geologie der Ostmark (1943) wiedergibt, nicht aufscheint, vermute ich in ihr einen übereilten Zusatz während der Drucklegung der Karte im Kriege.

### Die Rollfalte der Romatedecke am Winklerbalfen bei Mallnitz.

Zu den landschaftlich eindrucksvollsten schwebenden Gneisdecken der östlichen Hohen Tauern gehört die aus granosyenitischem Gneis und Gneisgranosyenit aufgebaute Romatedecke. F. Berwerth nannte diesen Gneiskomplex „Ramettenmasse“ nach seiner mächtigsten Entwicklung im Gebiete der Romatespitze (= „Ramettenspitze“ älterer Karten, fälschliche Französisierung des kärntnerischen mundartlichen Ausdruckes: „romat“, der soviel wie „dunkel“ heißt und die charakteristischen dunklen Steilwände des Biotit-reichen Gesteines meint, die über dem strahlenden Weiß des granitischen Hölltor-Rotgüldenkerneln ein prachtvolles kontrastreiches Deckenbild ergeben). L. Kober verband diese Einheit mit dem Gneis des Hochalmkerneln zu seiner Hochalmdecke. Da diese Verbindung nicht unmittelbar aufgeschlossen ist, verwende ich den Ausdruck Romatedecke für die petrographisch und tektonisch recht deutlich abgrenzbare Einheit des granosyenitischen Gneises und Gneisgranosyenits zwischen Bockstein und Mallnitz, welche mit der „Ramettenmasse“ F. Berwerths ident ist.

Längs der 15 km weiten Strecke von Bockstein bis zum Winklerbalfen bei Mallnitz lagert die Romatedecke auf den Phylliten, Glimmerschiefern, Quarziten und Paragneisen der Woiskentalmulde, beziehungsweise auf der Schieferkappe der Hindenburghöhe. Meine Untersuchungen ergaben, daß die Romatedecke die Tektonik des granitischen Hölltor-Rotgülden-Gneiskerneln bis ins kleinste Detail mitmacht. Die Romatedecke ist in die Rollwalzentektonik einbezogen. Sie bildet eine die Rollwalze umhüllende Rollfalte. Als Mallnitzer Rollfalte bezeichne ich den Gesamtkomplex, bestehend aus der Rollwalze des granitischen Hölltor-Rotgülden-Gneiskerneln samt Schiefermantel und der Rollfalte der Romatedecke (Abb. 2).

Sehr einfach sind die tektonischen Verhältnisse der Romatedecke von Bockstein bis zum Schwandwald (westl. Winklerbalfen). Längs dieser 14,5 km langen Strecke befinden wir uns im ruhigen, gleichmäßig nach W mit durchschnittlich 30° Neigung absinkenden W-Schenkel der Mallnitzer Rollfalte. Die im Hörkar und Woiskental so prächtig herausgemeißelte Grenze zwischen den prallen dunklen Gneiswänden und dem weichen unterlagernden Schiefergelände ist bloß ein Erosionsrand. Wie wir gleich unten sehen werden, reicht die Romatedecke über den Antiklinalfirst des Hölltor-Rotgüldenkerneln hinüber; sie muß also einst den Hauptteil des Hölltor-Rotgüldenkerneln zwischen Mallnitzer Tal und Anlaufftal überdeckt haben. Dasselbe gilt natürlich auch für den beide Einheiten trennenden Schiefermantel (Woiskental-Seebachmulde).

Die Woiskentalmulde fand ich im Radhausberg-Unterbaustollen; sie besitzt dort 150 m Mächtigkeit. Die schmalste Entwicklung (tektonische Reduzierung) besitzt die Woiskentalmulde nördl. unter dem Kleinen Woiskentalkopf nahe dem Woiskentalsee (25 m Mächtigkeit). Als Erosionsfenster unter dem granosyenitischen Gneis der Romatedecke kommt die Woiskentalmulde im hintersten Naßfelder Weissenbachtal ans Tageslicht (A. Kieslinger). Im Woiskental beträgt die Mächtigkeit der Woiskentalmulde durchschnittlich 200 m und schwillt lokal auf max.

250 m an. Die Auffindung der Schiefer (Fortsetzung der Hindenburghöhe-Deckkappe, beziehungsweise Woisken-Seebachmulde) unter dem granosyenitischen Gneis des Schwandwaldes (Abb. 1) wurde schon erwähnt.

Die Mächtigkeit des granosyenitischen Gneises und Gneisgranosyenits der Romatedecke beträgt im Umkreis des Radhausberges 200 m, im Umkreis der Romatespitze und des Mallnitzriegels 400 m, südl. des Mallnitzer Tauerntales im Schwandwald (Abb. 1) bloß 100 m und ist am Winklerbalfen durch tektonische Summierung des W- und E-Schenkels der Mallnitzer Rollfalte auf 200 m verdoppelt. Durch die Alluvionen des Mallnitzer Tauerntales und den Bergsturz unter der Weißen Wand ist der kontinuierliche Zusammenhang der Romatedecke örtlich verhüllt. Der typische granosyenitische Gneis mit den auscheinend rechteckig umgrenzten sogenannten „Biotit-Pseudomorphosen nach Hornblende“ findet sich auch am Winklerbalfen. Das herrschende Gestein am Winklerbalfen ist aber phyllonitisierter biotitreicher Gneis mit Muskowitisierung und prachtvoller B-Tektonit-Prägung.

Die bewaldete Vorkuppe der Lonzhöhe, die mit Aussichtsbänken und zahlreichen kleinen Pfaden zur Ergötzung der Sommerfrischler geziert, aber auch von mächtigen Felsschrofeu durchsetzt ist, heißt Winklerbalfen (Abb. 1). Diese Lokalität war seit der genialen Erkenntnis L. Kober's (1920) eines der tektonisch umstrittensten Objekte der östlichen Hohen Tauern. Ich habe jeden Aufschluß hier untersucht und die makroskopisch flächigen und linearen Parallelgefüge (s-Flächen und Strienung, auch Stengelkörper) eingemessen. Ich bin zu einer eindeutigen und sehr einfachen exakten Lösung der tektonischen Verhältnisse des Winklerbalfens gelangt. Die Beobachtung L. Kober's, wonach die Hochalmdecke (Romatedecke des Verf.) in Richtung Seebachtal (NNE) hinausstreicht und unter den Alluvionen des Seebachtales zunächst noch vorhanden sein muß, ist richtig. Die Einwände von W. Hammer, F. Heritsch, die hier unmittelbar beobachteten, sowie von R. Staub, A. Winkler-Hermaden, die bloß theoretisch Stellung nahmen, entsprechen nicht den natürlichen Verhältnissen. Den Fallzeichen auf der geolog. Karte von F. Angel-R. Staber im Bereiche des Winklerbalfens kommt nur sekundäre und keine regionaltektonische Bedeutung zu, weil bloß das umlaufende Streichen senkrecht zum Achsenstreichen verzeichnet ist. Ich habe auf einer Exkursion im Jahre 1937 im Pitztal und Unterengadiner Fenster unter Führung von Herrn Professor Dr. B. Sander gelernt, daß man sich in einem unübersichtlichen bewaldeten oder aufschlußbarmen Gelände mit besonderem Vorteil der statistischen Eintragung der makroskopischen Orientierungen der s-Flächen und Strienungsrichtungen bedient, um das, was in einem übersichtlich erschlossenen Gelände dem Tektoniker selbstverständlich vor Augen liegt (achsial eintauchende Faltenachsen und zugehöriges umlaufendes Streichen), durch Summierung von Teilbeobachtungen ebenso klar und eindeutig zu erhalten.

Die tektonischen Verhältnisse des Winklerbalfens sind aus der Karte (Abb. 1) und aus D<sub>3</sub> ablesbar. Die Romatedecke ist au

Winklerbalfen in eine steil aufgerichtete antiklinale, nach E konvexe Falte gelegt. Die Achse dieser Falte streicht NNE und fällt mit  $35^\circ$  Neigungswinkel nach SSW ein. Die Granatglimmerschiefer und Granatphyllite, welche bei Hauserer Fratten und im Schwandwald den granosyenitischen Gneis überlagern, fallen längs der E-Grenze des granosyenitischen Gneises (im E-Gehänge des Winklerbalfens) unter den granosyenitischen Gneis ein. Der granosyenitische Gneis selbst streicht aus der Schlucht bei Hauserer Fratten längs des Schwandwaldes WNW mit südl. Einfallen bis zum Wildbachtrichter (200 m südwestl. P. 1501) heran, stellt sich hier senkrecht auf und streicht nun NNE zur Villa Mojsisovics und in Richtung zum Seebachtal. Morphologisch entsteht dadurch der das Mallnitzer Tauerntal vor dessen Mündung in das Seebachtal abriegelnde NNE-gerichtete Felssporn des Winklerbalfens.

Der First der antiklinalen Gneisfalte ist in zahlreichen Detailaufschlüssen prächtig erschlossen. Er taucht 10 m südl. vom markierten Weg unmittelbar unter der an einem Baum angebrachten Wegtafel mit der Aufschrift: „Häusleralm-I. onza, D. u. Ö. A. V., Sektion Hagen, 734, Wilh. Pittner, Wien“ unter die ihn umhüllenden Granatglimmerschiefer. Hier befinden wir uns an der südlichsten Stelle der Romatedecke. Von hier längs der E-Grenze des granosyenitischen Gneises vorschreitend, findet man an zahlreichen Lokalitäten über der 1400 m-Schichtenlinie (Isohypse) Aufschlüsse, die das nach E konvexe Gneisscharnier erkennen lassen, welches von den Schiefen hüllenförmig ummantelt wird.

In  $D_3$  ist die Gesamtheit meiner Kompaßmessungen im granosyenitischen Gneis und in den umhüllenden Schiefen zwischen Hauserer Fratten und Mallnitz synoptisch zusammengestellt. Die Pole derselben liegen in einem Großkreisgürtel. Die Durchtrittstellen der Strömungsrichtungen und Stengelwalzen scharen sich um einen Bereich, der dem Pol jenes Großkreisgürtels entspricht.  $B = \beta$ . Es liegt eine Rollfalte mit  $35^\circ$  SSW- bis SW-geneigter Faltenachse vor.

Betrachten wir nun die Rollfalte der Romatedecke am Winklerbalfen bezüglich ihrer Lage zu der uns bereits bekannten Rollwalze des Hölltor-Rotgüldenkernel, so erkennen wir, daß jene unmittelbar die letztere umhüllt. Beide haben die gleiche Symmetrieebene des monoklinen Bewegungsbildes. Die Symmetrieebene (ac-Ebene des tektonischen Strömens) streicht WNW und fällt mit  $55^\circ$  nach NNE ein. So findet das geol. Kartenbild (Abb. 1) seine einfache geometrische Erklärung. Die Mallnitzer Rollfalte besitzt einen flach ansteigenden W-Schenkel und einen steil rückgebogenen E-Schenkel. Dementsprechend erscheint die tektonisch tiefere Gneis-Antiklinale (Hölltor-Rotgüldenkernel) im Kartenbilde westl. von der tektonisch höheren Gneis-Antiklinale (Romatedecke). Keineswegs liegt längs des Mallnitzer Tauerntales etwa eine Blattverschiebung vor.

L. Kober erkannte erstmals die Sachlage. Er schrieb (1920): „Ich fand bei einer Untersuchung (1920), daß der schmale Granitzug“ (granosyenitischer Gneis der Romatedecke, Verf.) „südlich des Mallnitzbaches unter den Alluvionen des Talkessels von Mallnitz fortsetzt. Die Deckengrenze fällt hier gerade in das Tal und so ist es erklärlich, wenn der verbindende Granitzug

nicht erfaßt werden konnte... Daß das Granitband der Lonzahöhe, das bei der Villa Mojsisovics in einem Steinbruch aufgeschlossen ist, in der Tat in das Seebachtal hinausstreicht, dabei völlig saiger steht, so wie es unsere Vorstellungen hier verlangen, davon kann man sich sehr leicht überzeugen, wenn man die im genannten Bruche ausstehenden Granitmauern genauer untersucht.“

F. Heritsch (1926) kritisierte sehr scharf die Darstellung L. Kobers und kam zu diametral entgegengesetzten Ergebnissen. Der Gneis des Winklerbalfens streicht nach F. Heritsch südöstlich zum Bahnhof Mallnitz und weiter zum Ausgang des Dössenertales. Die Schiefer der Hindenhurghöhe werden unmittelbar mit den Schiefen der Maresen verbunden, wie dies F. Becke im Zuge der ersten gründlichen Erforschung im Jahre 1906 fälschlich andeutete, weil eben die Erfassung des Deckfaltenbildes nicht in den Aufgabenbereich der Arbeiten F. Beckes fiel. Um die eindeutige tektonische Sachlage zu klären, ist es nun aber auch meine Pflicht, die Detailbeobachtungen von F. Heritsch zu widerlegen. Das Profil (Tafel 2 in der Arbeit dieses Autors) entbehrt im Bereiche des Winklerbalfens der realen Grundlage. Die nach SW konvex ungeschlagene Falte, das allgemeine NE-Fallen des Gneises, dem sogar noch eine Glimmerschiefer-Deckkappe ansitzen soll, konnte ich nicht beobachten. W. Hammer (1927) schrieb bereits, daß er diese von F. Heritsch mitgeteilten Verhältnisse nicht beobachten konnte. Um es richtig zu machen, hätte F. Heritsch den Gneis des Winklerbalfens gerade entgegengesetzt eintauchend zeichnen müssen. Gegenstandslos wird damit auch die hier abgeleitete SW-Vergenz. Bisher nicht widerlegt wurde eine noch flüchtigere Beobachtung von F. Heritsch: Die Veranlassung zu der von diesem Autor als „anstehend“ beschriebenen SE-Fortsetzung des Gneises vom Winklerbalfen gab offensichtlich der  $2 \times 25$  m im Durchmesser messende erratische Block beim S-Ende des Bahnhofes Mallnitz am Anfang des markierten Touristenweges ins Dössenertal, genau dort, wo F. Heritsch die Stelle angibt und mit demselben Pseudostreichen und Pseudofallen (St. 130°, F. 45° S). Das sind die Originalbeobachtungen von F. Heritsch bei Mallnitz, die hiermit eindeutig widerlegt sind. Die übrige Darstellung von F. Heritsch im engeren Raume um Mallnitz bringt eine geistvolle Verarbeitung der Literatur und ich bin diesem Autor dankbar, da seine Ausführungen mir besonderen Anreiz boten, den Gebirgsknoten bei Mallnitz ernstlich zu untersuchen.

W. Hammer (1927) beobachtete das NE-Streichen des Gneises am Winklerbalfen und schrieb darüber: „Die NE-Richtung des Gneises am Winklerbalfen erscheint als örtlich begrenzte Ablenkung, was auch durch das NW-Streichen der Schiefer an den beiden gegenüberstehenden Talflanken (nördlich und östlich der Ortschaft) angezeigt wird... Eine untergeordnete örtliche Störung hat den Gneis hier quer zum herrschenden NW-Streichen umgestellt.“ Es handelt sich aber, wie meine Untersuchungen erweisen, am Winklerbalfen nicht um eine untergeordnete örtliche Störung oder örtlich begrenzte Ablenkung, sondern um das Eintauchen eines 30 km langen und mehrere Kilometer mächtigen walzenförmigen Großbausteines des Gebirges, welches sich ohne wesentliche Störung modellartig geometrisch vollzieht. Das „NW-Streichen der Schiefer an den beiden gegenüberstehenden Talflanken (nördlich und östlich der Ortschaft)“ ist umlaufendes Streichen senkrecht zum Achsenstreichen. Diesbezüglich siehe auch S 69.

Auf der Karte von F. Angel-R. Staber finden sich im Bereiche des Winklerbalfens bloß NW-streichende und S-fallende Streich- und Fallzeichen.

### **Das NNE-Auskeilen der Romatedecke in der Seebachmulde. Aufspaltung der südlichen Seebachmulde in zwei Äste.**

Die Riesenlagengneise (B-Gneise: Migmatite, Amphibolite, aplitische Bändergneise), die das Liegende der Katschbergzone aufbauen, streichen zwiebelschalenförmig um die Reisseckgruppe im S herum. Als ein kontinuierlicher Mantel über dem Gößgraben- und Hochalmkern

bauen sie östl. Mallnitz die isoklinal westl. einschließenden Steilflanken des Zwenberg- und Kapponiggrabens, des Dösen- und hinteren Seebachtales und die Gipfelpyramiden der Maresenspitze und des Ankogels auf. Wie längs der Katschbergzone, sind die B-Gneise auch hier das landschaftlich eindrucksvollste (Schwarz-Weiß-Effekt der Migmatite) planparallele, regionaltektonische Großelement.

Den Riesenlagengneisen schmiegt sich konkordant die periphere (Mesozoikum führende) Schieferhüllezone der Mölltal-N-Flanke an, die ebenfalls kontinuierlich aus der Katschbergzone um die Reisseckgruppe herumstreicht. Auch der Gesteinsbestand entspricht zum Beispiel im Profil der Pfaffenberger Alpen zwischen Zwenberg- und Kapponiggraben der Schieferhülle der Katschbergzone; allerdings die regelmäßige stratigraphische Schichtfolge des Liegendabschnittes der Katschbergzone-Schieferhülle, wie sie am Tauern-Ostende herrscht, ist hier durch Zerschering tektonisch durchmischt worden. Auch die Steilstellung im Mölltal spricht für bedeutend intensivere tektonische Zerfransung. Das Pfaffenberger Profil (Abb. 3) zeigt den Liegendabschnitt der Mölltalschieferhülle mit zahlreichen mesozoischen Schichtwiederholungen. Der Hangendabschnitt wäre links an das Profil anzuschließen und besteht hauptsächlich aus zahlreichen Wiederholungen von Kalkphylliten und Grünschiefern, die an der neuen Straße im Kapponiggraben gnt aufgeschlossen sind. Darüber folgt der granitische Gneisstiel des Sonnblickkernes.

Die Mölltalschieferhülle öffnet sich bekanntlich trichterartig bei Mallnitz (Abb. 4). Durch den Gneissporn der Romatedecke am Winklerbalfen wird sie in zwei Äste gespalten. Der Liegendabschnitt der Mölltalschieferhülle lenkt östl. des Winklerbalfens in die Seebachmulde ein. Der Hangendabschnitt der Mölltalschieferhülle streicht südwestl. des Winklerbalfens in die sogenannte „Mallnitzer Mulde“. Genau genommen steht die Ortschaft Mallnitz nicht auf der Mallnitzer Mulde, sondern auf jenem erstgenannten Verbindungsstück zur Seebachmulde. Die Mallnitzer Mulde streicht vom Lonzakamm zum Hocharn.

Die Gabelung vollzieht sich zum Beispiel sehr deutlich stofftektonisch im Granatglimmerschieferzug, der unmittelbar südl. an den Gneis des Winklerbalfens angrenzt. Wie die Karte von W. Hammer zeigt, kommt dieser Granatglimmerschieferzug aus dem mittleren Bereich der Mölltalschieferhülle von P. 1761 am Sickerkopfkamm und teilt sich südl. vom Winklerbalfen in jenen Ast, der in die Seebachmulde streicht und von dem unten nochmals die Rede sein wird, und in den anderen Ast, der dem W-Schenkel der Mallnitzer Rollfalte auflagernd die Basis der Mallnitzer Mulde bildet.

Der Hangendabschnitt der Mölltalschieferhülle und die Mallnitzer Mulde besitzen NW-streichende, horizontale Faltenachsen. Diese Prägung hängt mit der Stirnfront des Sonnblick-Gneiskernes (siehe unten) zusammen. In größerer Entfernung (ab 2 km Horizontaldistanz) von der Sonnblickkern-Front sind die Faltenachsen der Mallnitzer Mulde meist NNW-streichend orientiert.

Hingegen schwenken östl. vom Winklerbalfen, im Verbindungsstück des Liegendabschnittes der Mölltalschieferhülle zur Seebach-

WSW

ENE

Maresen Spitze  
2910

68

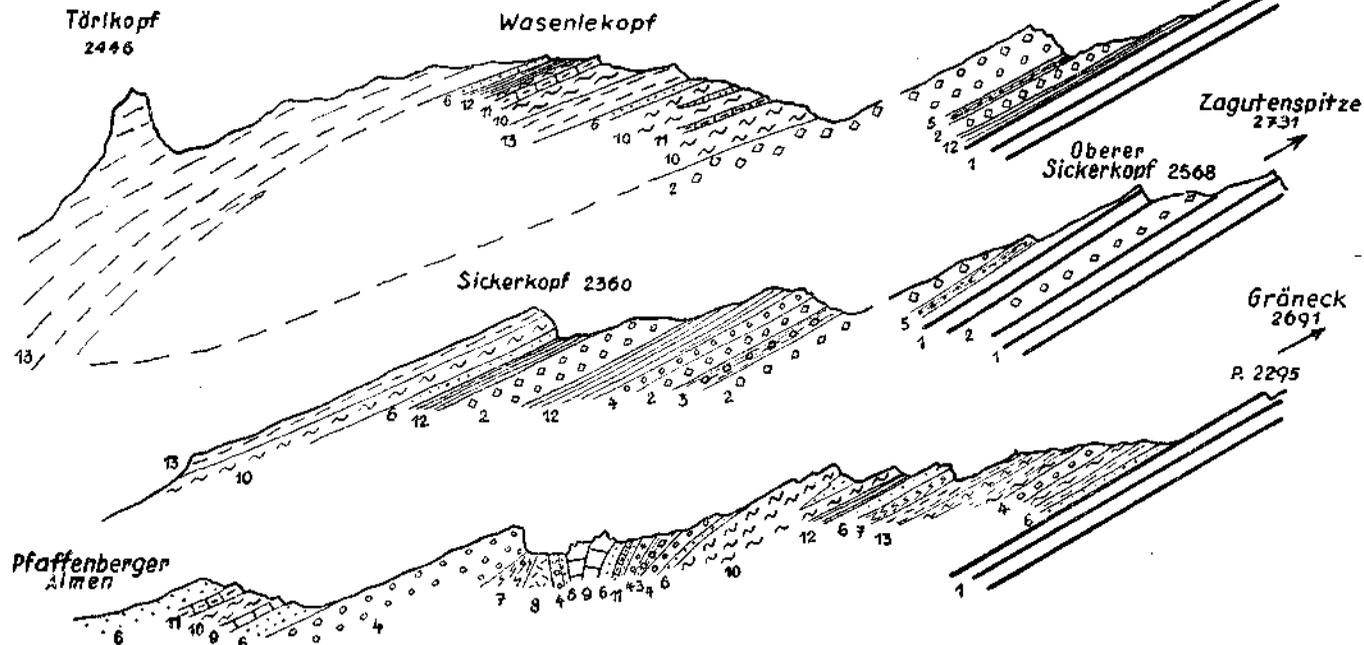


Abb. 3. Schieferhülle-Profile im Hangenden der B-Gneise des Hochalmkernes. Die drei Bergkämme: Pfaffenberger—Gröneck (unten), Sickerkopf—Zagutenspitze (Mitte) und Törlikopf—Maresenspitze (oben) werden von dem Verbindungsast zwischen Mölltalschieferhülle und Seebachmulde aufgebaut. Dem Achsialanstieg in nördlicher Richtung entsprechend, hebt die mesozoische Schieferhülleserie im nördlichsten Profil (Törlikopf—Maresenspitze) in Form einer Synklinalen aus. — 1 Amphibolit der B-Gneisserie; 2 Granatglimmerschiefer und Granatphyllit; 3 dunkler Albitknottenglimmerschiefer (K-Gneis); 4 heller Albitknottenglimmerschiefer (K-Gneis); 5 Graphitquarzit; 6 Quarzit; 7 Serizitphyllit; 8 Rauhwacke (untertriadisch); 9 grauer und hellgelber Dolomit (Trias); 10 Kalkphyllit und Kalkglimmerschiefer; 11 Glimmerkalk und Kalkmarmor; 12 dunkler, kalkarmer bis kalkfreier Phyllit; 13 Grünschiefer.

mulde, die Achsen allmählich über N—S nach NNE, also aus der Mölltalrichtung in die Richtung der Mallnitzer Rollfalte um. Gleichzeitig vollzieht sich die Neigung der bisher horizontalen Faltenachsen nach S. Dieses Ansteigen der Faltenachsen nach N bewirkt stofftektonisch das Ausheben des Mesozoikums der Mölltalschieferhülle in Richtung nach N über dem Gebirgsrelief. Die Seebachmulde besteht nur noch aus zentraler Schieferhülle (ohne einwandfreies Mesozoikum). Die Verhältnisse sind aus Abb. 4 ersichtlich.

Das Mesozoikum streicht vom Pfaffenberger- über den Sickerkopf- zum Maresen-Törlkopf-Kamm hinüber (Abb. 3) und heht hier, wie auf der Karte von F. Angel-R. Staber dargestellt ist, in Form einer Synklinalen nördl. über dem Gebirge aus. Der liegende Granatglimmerschiefer vereinigt sich unter der Synklinalen, an der S-Flanke des Seebachtales, mit dem hangenden Grünschiefer. Die Faltenachsen sind im Sickerkopf-Profil 20°, im Maresen-Törlkopf-Profil 30° nach S geneigt; östl. Mallnitz tauchen sie mit 35° nach SSW ein und sind hier bereits völlig in die Orientierung der Mallnitzer Rollfalte eingeregelt. D<sub>4</sub> zeigt das allmähliche Umschwenken der Faltenachsen.

Unmittelbar nordöstl. der Ortschaft Mallnitz, im linken Gehänge des Seebachtales, steht jener Granatglimmerschieferzug an, dessen Gabelung südl. vom Winklerbalfen bereits genannt wurde. Er setzt vom linken zum rechten Hang des Seebachtales (von den Alluvionen verdeckt) über und verbindet sich mit den Hüllschiefern des Hölltor-Rotgüldenkernes, die steil unter diesen Gneiskern eintauchen. Im linken Gehänge des Seebachtales, nordöstl. der Ortschaft Mallnitz, ist der Granatglimmerschieferzug in Form von Walzen- und Stengelkörpern erschlossen. Die Orientierung und das B-Tektonit-Gepräge ist genau so beschaffen wie am Winklerbalfen. Es ist die typische Rollfaltentektonik. Das von W. Hammer hier angegebene NW<sub>2</sub>-Streichen (siehe S. 66) und SW-Einfallen erhält man, wenn man in den betreffenden Aufschlüssen eine s-Fläche des Walzenfirstes mißt. Mit demselben Recht kann man NNE-streichende s-Flächen und überhaupt die Unmenge der möglichen und auch tatsächlich hier vorhandenen tautozonaren Flächen, rotierend um die konstant mit 35° nach SSW einfallende Faltenachse, einmessen und auf der Karte eintragen.

Der Granatglimmerschieferzug streicht also einerseits nach NNE unter den Alluvionen des Seebachtales zur gegenüberliegenden Talflanke hinüber und verbindet sich mit den Hüllschiefern des Hölltor-Rotgüldenkernes. (Eine Durchbohrung der Alluvionen ist hier nicht bekannt. Es sind aber keine triftigen Gründe dafür vorhanden, welche gegen die streichende Verbindung der Granatglimmerschiefer der beiden Talflanken sprechen würden.) Andererseits verbindet er sich unter den Alluvionen, auf denen die Ortschaft Mallnitz steht, mit den entsprechenden Glimmerschiefern an der E-Grenze des Gneises der Romatedecke im E-Gehänge des Winklerbalfens (ebenfalls nicht mittels Durchbohrung der Alluvionen unmittelbar bewiesen).

Somit ist anzunehmen, daß der granosyenitische Gneis der Romatedecke (NNE-Fortsetzung des Wink-

lerbalfens) unter den Alluvionen des Seebachtales im Felsgerüst des Talbeckens zwischen den Glimmerschiefern, welche im rechten und linken Talgehänge erschlossen sind, auskeilt. Die Stelle des Auskeilens dürfte sich in der Gegend des Weihers befinden. Die Romatedecke bildet eine von oben her in die genannten Glimmerschiefer eintauchende Syncline und hebt über den Schiefen aus. Das Achsialgefälle ist das der Mallnitzer Rollfalte. Die Neigung beträgt  $35^\circ$  nach SSW. In der Gegend des Weihers tritt also die Spaltung der einheitlichen, vom Maltatal über Grubenkarscharte und Luggaspitze her überstreichenden Seebachmulde ein. Der nach NNE spitz zulaufend gedachte Keil der Romatedecke unter den Alluvionen des Seebachtales beim Weiher treibt die Hülle des Hölltor-Rotgüldenernes vom Verbindungsstück zur Mölltalschieferhülle und Mallnitzer Mulde. Im letztgenannten Verbindungsstück schwellen infolge des Achsengefälles mesozoische Serien zu bedeutender Mächtigkeit an, die bisher in der eigentlichen Seebachmulde nördl. des Seebachtales nicht aufgefunden wurden, aber eventuell in transformiertem Zustand (Problem der zentralen Schieferhülle) vorhanden sind.

Schon W. Hammer zeigte, daß eine unmittelbare Verbindung der Romatedecke mit den B-Gneisen des Hochalmkernes im Seebachtal nicht aufgeschlossen ist. L. Kober (1920) hatte eine schollenförmige perlsehnurartige Verbindung zwischen dem Gneis des Winklerbalfens (Romatedecke) und dem Gneis der Maresen (B-Gneis des Hochalmkernes) auf seiner tektonischen Übersichtskarte und im Text angedeutet, die nicht zu Recht besteht. Unleugbar ist aber, daß Romatedecke und B-Gneis des Hochalmkernes sehr nahe aneinanderkommen (2 km im Seebachtal) und bloß durch etwa 300 m mächtige Schiefer (Granatglimmerschiefer, Graphitquarzite, Grünschiefer) voneinander getrennt sind. Auffallend ist der Amphibolitreichum in beiden Einheiten.

Der den Gneis des Winklerbalfens im S unsäumende Granatglimmerschiefer enthält einen Biotit-Chloritgneiszug (mit Biotit-Epidotgneisen, aplitischen Lagen und chloritischen Gneisphylloniten), der noch die Mallnitzer Rollfaltentektonik getreulich mitmacht und im Glimmerschiefer auskeilt. Dieser Gneiszug ist der letzte Ausläufer der B-Gneisserie im Hangenden der Romatedecke (Feldwand, Greilkopf, Radhausberg).

Im Graben bei Hauserer Fratten beträgt die Mächtigkeit der über der Romatedecke folgenden Granatglimmerschiefer, Granatphyllite und Chloritserizitphyllite 350 m. Ihnen ist der eben genannte 80 m mächtige Biotit-Chloritgneis eingelagert. Die hangenden Schichtglieder sind bereits mehr oder minder frei vom Einfluß der Mallnitzer Rollfaltentektonik; so streicht der den Granatglimmerschiefern auflagernde Kalkmarmorzug zwischen 1700 und 1800 m Seehöhe (Abb. 1) in NW—SE-Richtung frei durch. Höher oben ist die Lonza-Gneislamelle der Mallnitzer Mulde konkordant eingeschaltet.

Nebenbei sei erwähnt, daß sich eine große, weithin sichtbare liegende Falte in den Kalkphylliten und Grünschiefern der Mallnitzer Mulde in der N-Wand des Mauternitzkogels befindet. Sie besitzt einen nach W konvexen Faltenschluß und ist 400 m lang erschlossen. Ihr Erscheinungsbild ähnelt den großen Liegendfalten in den analogen



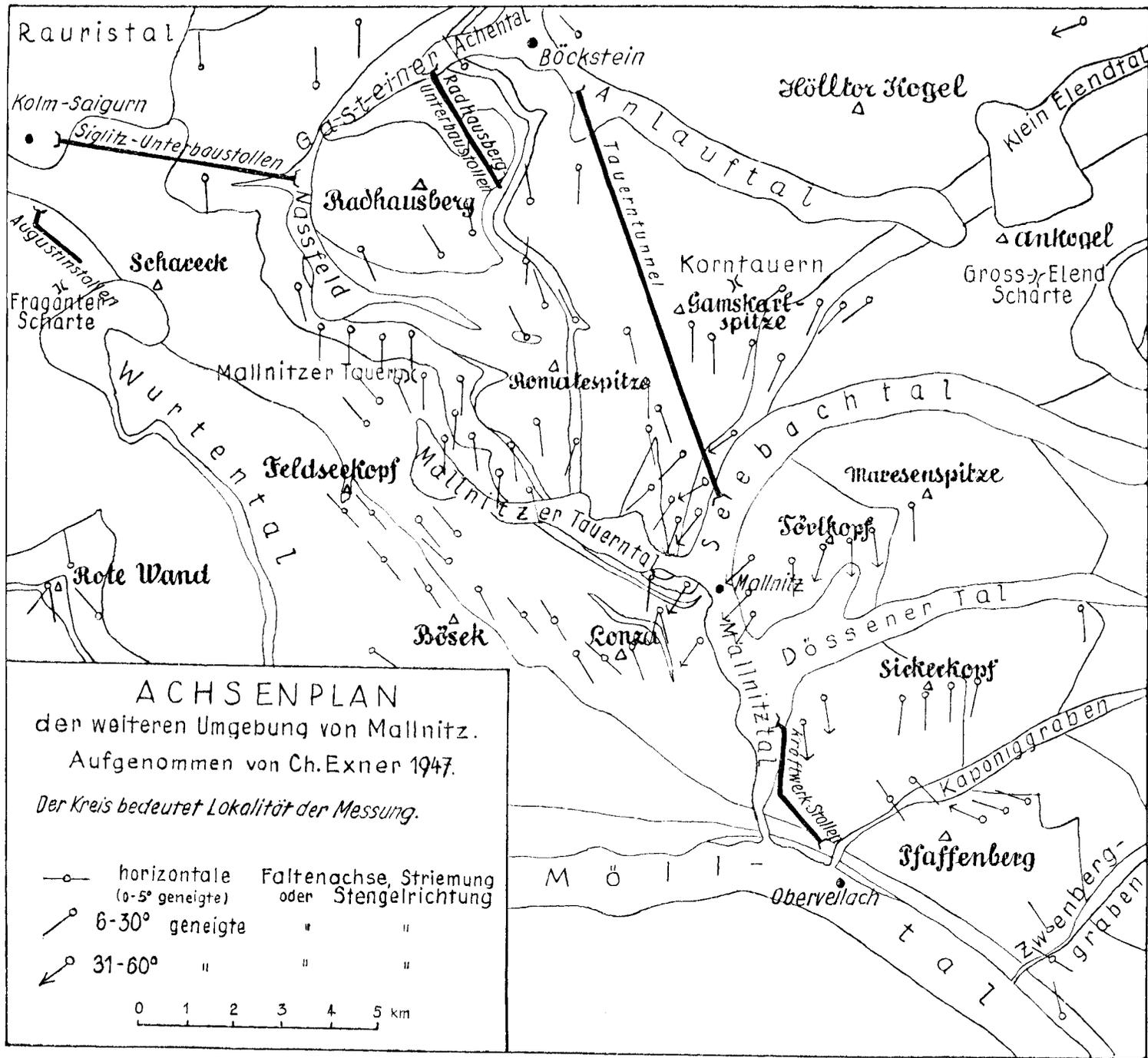


Abb. 4b.

Serien am Hochtenn. Die Faltenachse der Liegendfalte in der Mauternitzwand streicht NW. Kleinere Liegendfalten mit ebenfalls nach W konvexen Faltenscharnieren und gleicher Faltenachse befinden sich im Kalkphyllit der N-Wände westl. der Krippenhöhe.

Die verwalzten Dolomitlinsen im Karbonatquarzit des Lonza-profiles (M. Stark), welche W. Hammer im Stollen des Wasserkraftwerkes antraf, habe ich an der neuen Straße im Kapponiggraben, an der Bergkante, wo die Straße das Wiesengelände von Kapponig verläßt und in die Schlucht eintritt, aufgefunden. Hier sind bis zu 0,5 m lange, spindelförmige Walzen grauen feinkörnigen Triasdolomits in Quarzit eingeschlossen (eventuell: Liasbreccie).

### Die Stirnfront des Sonnblick-Gneiskernes.

Das Modell eines großtektonischen B-Tektonits findet man in der 600 m hohen, konvex nach NE halbradförmig vorgreifenden Gneiswalze des Sonnblickkernes im Hintergrund des Mallnitzer Tauern-tales zwischen Feldseckopf und Böseck erschlossen. Die Grenze des Sonnblickkernes gegen die Mallnitzer Mulde ist hier kein zufälliger Erosionsrand, sondern eine Stirnfront. Das wesentlichste tektonische Element ist die in grandioser Einheitlichkeit NW-streichende horizontale Faltenachse (B-Achse des B-Tektonits). Messungen zwischen Haltestelle Penk (Tauernbahn, Sonnblickgweis-Stiel) und Feldseckopf ergaben längs der 18 km langen Strecke selten über 5°, niemals über 10° betragende Abweichungen der Faltenachsenneigung von der Horizontalen.

Vor der Stirnfront des Sonnblickkernes ist die Mallnitzer Mulde bekanntlich meist steil aufgebäumt. Im Druckschatten vor der anbrandenden Gneisstirne entgingen einige Faltenscharnieren in den Schiefen der alles gleichplättenden, gleitbrettartigen Zerschierung, wie sie sonst in der Schieferhülle zumeist herrscht. Am Schareck, Mittleren Murauer Kopf und bei der Böseckhütte finden wir im steilen SW-Flügel der Mallnitzer Mulde Stirnbildungen, Falten und Scharniere, die eindeutig SW → NE-Transportrichtung erkennen lassen. Auf Grund der prächtig an den genannten Lokalitäten erschlossenen Bewegungsbilder ist es unmöglich, im Sinne eines theoretischen, für unsere Gegend in Vorschlag gebrachten Aspektes von E. Kraus, SW-Vergenz des Sonnblick-Gneiskernes zu konstruieren. Denn grob- und feingraugiger granitischer Gneis und anlagernde Schieferhülle sind hier in gleicher Weise in die NE-vergente Walzen- und Stirntektonik eingeregelt.

Die Stirnwalze des Sonnblick-Gneiskernes am Feldseckopf wurde bereits von A. Kieslinger beobachtet. Hier ist die Gneisstirne mit den halbradförmig sie umspannenden Schiefen von 2200 m Seehöhe im Karboden westsüdwestl. der Jamnig Alm bis 2864 m am Feldseckkopfgipfel erschlossen. Im Kar tauchen die Kalkphyllite und darüber dunkle kalkfreie Phyllite, Serizitquarzite, Granatphyllite, Migmatitgneise mit Prasinitzwischenlagen, alpitische Gneise, feinlagige Augengneise und Gneisphyllonite unter die grob- und feingraugige granitische Gneiswalze des Sonnblickkernes ein. Am Kamm von der Feldseescharte

Abb. 5. Synoptische Diagramme der räumlichen Orientierung der Haupt-s-Flächen und der Striemung. Makroskopische Messungen im Felde. Bei stengelförmigen Rotationskörpern ohne deutliche Haupt-s-Fläche im beobachteten Bereiche wurde die Stengelachse an Stelle der Striemung eingetragen. Dargestellt ist die untere Lagenhälfte mit Schmidtschem Netz.

D<sub>1</sub>: Rollwalze des Hölltor—Rotgüldenkerne. Granitischer Gneis und zentraler Schieferhülle-Mantel im linken oberen Teilbereiche der geologischen Umgebungskarte von Mallnitz (Abb. 1), nördl. vom Mallnitzer Tauern und westl. vom Seebachtal. Kreise = Pole der Haupt-s-Flächen. Punkte = Striemungsrichtungen und Stengelachsen.

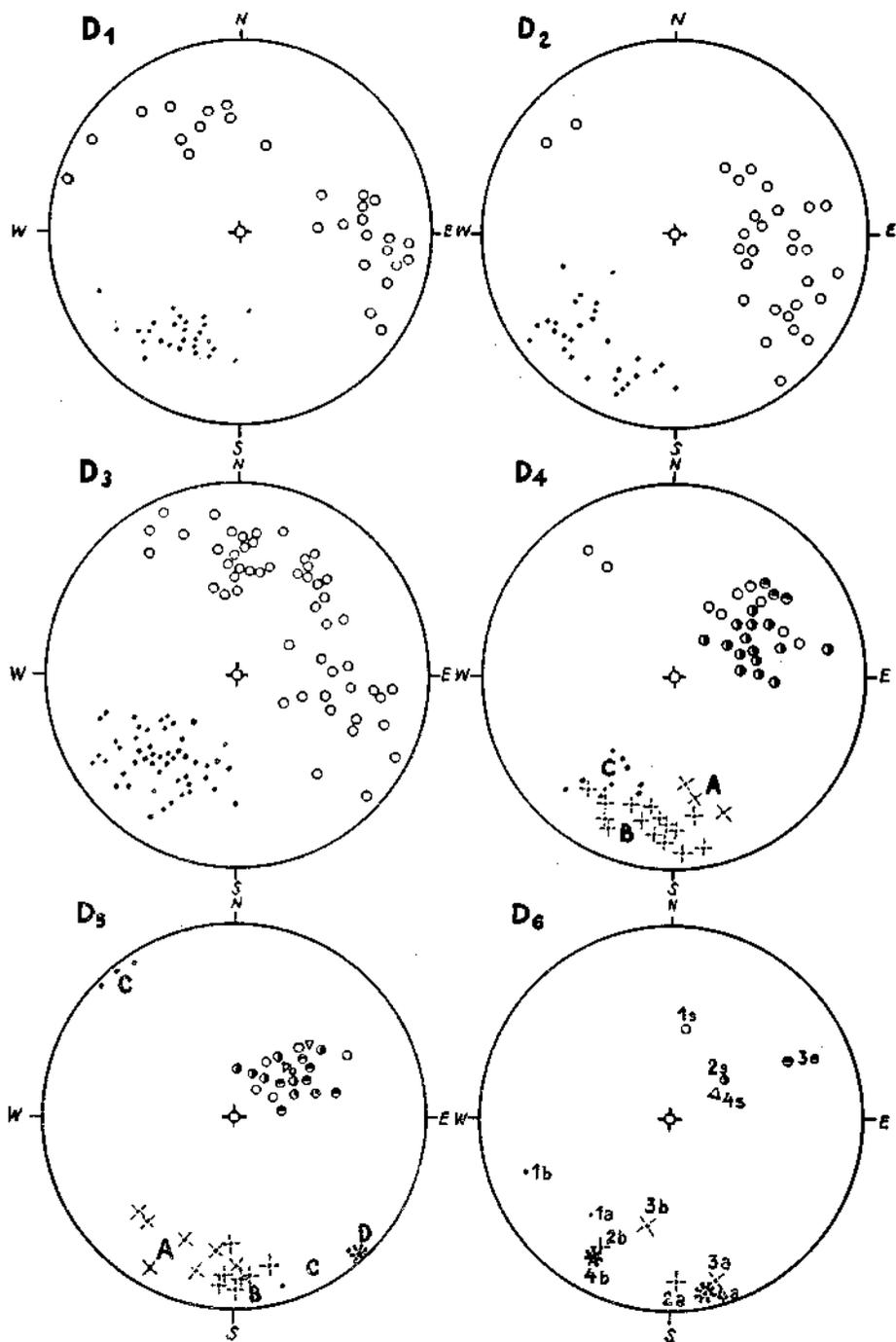
D<sub>2</sub>: Rollwalze des Hölltor—Rotgüldenkerne. Granitischer Gneis und zentrale Schieferhülle der Seebachmulde zwischen dem N-Rand der geologischen Umgebungskarte von Mallnitz (Abb. 1) und dem Tauernhauptkamm; östlich von der Linie Hindenburghöhe—Korntauern. Zeichen wie bei D<sub>1</sub>.

D<sub>3</sub>: Rollfalte der Romatedecke. Granosyenitischer Gneis der Romatedecke und basaler Granatphyllit (mit eingeschaltetem Biotit-Chloritgneis) der Mallnitzer Mulde. Teilbereich: Winklerbalfen—Hauserer Fratten—P. 1722 der geologischen Umgebungskarte von Mallnitz (Abb. 1). Zeichen wie bei D<sub>1</sub>.

D<sub>4</sub>: Umschwenken des linearen Parallelgefüges westlich Mallnitz. Verbindungsast der Mölltalschieferhülle zur Seebachmulde. Punkte = Striemungsrichtungen und Stengelachsen. Kreise = Pole der Haupt-s-Flächen. Kennzeichnung folgender Teilbereiche: A: Rauher Kogel—Dössenbachviadukt (Punkte mit liegendem Kreuz und Kreise mit horizontaler Teilung). B: Maresen—Törkopfkamm (Punkte mit aufrechtem Kreuz und Kreise mit vertikaler Teilung). C: Talhang westl. Mallnitz in der rechten Randregion der geologischen Umgebungskarte von Mallnitz (einfache Punkte und einfache Kreise).

D<sub>5</sub>: Kontinuierlicher Übergang der Ankogelrichtung in die Sonnblickrichtung. Tauernhauptkamm zwischen Ebeneck (westl. Romatespitze) und Vorderem Geisselkopf. Gipfelregion des Feldseekopfes. B-Gneisserie im Hangenden der Romatedecke. Mallnitzer Mulde. Sonnblickkern-Stirne. Punkte = Striemungsrichtungen und Stengelachsen. Kreise = Pole der Haupt-s-Flächen. Kennzeichnung folgender Teilbereiche: A: Ebeneck—Greilkopf (Punkte mit liegendem Kreuz und Kreise mit horizontaler Teilung). B: Mallnitzer Tauern und nähere Umgebung (Punkte mit aufrechtem Kreuz und Kreise mit vertikaler Teilung). C: Anstiegsweg vom Mallnitzer Tauern zum Vorderem Geisselkopf (einfache Punkte und einfache Kreise). D: Feldseekopf (Stern und Dreieck).

D<sub>6</sub>: Zwei sich kreuzende Striemungsrichtungen auf einer Haupt-s-Fläche. Punkte = Striemungsrichtungen. Kreise = Pole der Haupt-s-Flächen. Die Nummern bezeichnen jeweils eine Lokalität. Gleichlautende Nummern beziehen sich auf die jeweils gleiche Lokalität; a und b sind die beiden sich kreuzenden Striemungsrichtungen; s ist die zugehörige Haupt-s-Fläche. Folgende Lokalitäten: 1. Westlichster der drei Gräben südl. P. 1448 (südl. Hauserer Fratten, Abb. 1), Granatphyllit. 2. und 3. Markierter Anstiegsweg von Mallnitz zur Lonza, zwischen 1700 m und 1800 m Seehöhe (Abb. 1), Granatphyllit. 4. Rote Wand, westl. unter dem Gipfel, granitischer Gneis (M-Gneis).



zum Feldseekopf lagern dunkle kalkfreie Phyllite und Granatquarzite — an der N-Flanke 50 m, an der S-Flanke 30 m mächtig —, der Riesenwalze des grobkörnigen granitischen Gneises konkordant, flach NE-geneigt auf. Dazwischen ist in halber Höhe unter der Feldseescharte der Kontakt zwischen den umhüllenden Schiefern und der halbradförmig nach NE in sie hineingetriebenen Gneiswalze an einigen Stellen aufgeschlossen. Schon M. Stark (1912, Fig. 5 seiner Arbeit) war es aufgefallen, daß die Schiefer am Kontakt häufig nicht saiger stehen, sondern mehr oder minder horizontale s-Flächen und Kleinfältelung aufweisen. Annähernd horizontale s-Flächen beobachtet man auch häufig im granitischen Gneis, selbst an Stellen, wo die vertikalen Stirnflächen weitaus überwiegen. Stellenweise sind haushohe Gneiswalzen mit NE-konvex gebogener Außenfläche zu sehen; stellenweise wieder nehmen mehr oder minder horizontale s-Flächen im Gestein überhand. Stets aber herrscht der ausgesprochene Walzencharakter. Der Hauptbruch des granitischen Gneises ist zumeist in Wellen mit mehreren cm hohen Wellenbergen gelegt. Die Faltenachse ist in allen Dimensionen völlig einheitlich orientiert. Das makroskopische Bild der Handstücke und der Aufschlüsse im granitischen Gneis der Stirnfront läßt in erster Linie die Rotation und in zweiter Linie die s-Flächen erkennen. Diese sind tautozonar um die Faltenachse angeordnet. Die walzenförmige Stirnprägung des Sonnblickkernes vollzog sich unter großer vertikaler Belastung, die zur Prägung mehr oder minder horizontaler s-Flächen Anlaß gab. Das analoge Erscheinungsbild einer tiefentektonisch geprägten, mehrere 100 m hohen Stirnwalze granitischen Gneises (Verzascadecke) lernte ich unter freundlicher Führung von Herrn Priv.-Doz. Dr. E. Wenk (Basel) im Tessiner Tiefpenninikum an der nach W stirnenden Gneiswalze des Monte Zucchero und der Corona di Redorta im Sommer 1948 kennen. Auch dort sind mehr oder minder horizontale s-Flächen innerhalb der B-tektonitischen Stirnregion auffallend häufig.

Es wäre ein Trugschluß, deshalb, weil längs der Sonnblickkern-Stirnfront annähernd horizontale s-Flächen unter anderem gut ausgebildet sind, diese von den vertikalen s-Flächen der unmittelbaren Stirnräder in dem Sinne scheiden zu wollen, daß die ersteren einer älteren orogenen Phase, die letzteren einer jüngeren orogenen Phase ihre Prägung verdanken. Beide Flächenscharen sind tautozonar um dieselbe Rotationsachse angeordnet. Ich konnte mich makroskopisch davon überzeugen, daß hier ein eindeutiger B-Tektonit vorliegt. Anhaltspunkte für eine Zweiphasigkeit dieser B-Tektonitprägung fehlen.

Im Gebiete des Hohen Goldberges, welcher in der streichenden Fortsetzung der Sonnblickstirne liegt, hat A. Winkler-Hermaden die horizontalen bis flach geneigten s-Flächen in den grobaugigen (porphyrischen) Sonnblick- und Knappenhanggneisen seiner älteren orogenen Phase (Kristallisationsschieferung vorherrschend) zugeteilt. Die steilen s-Flächen in den Glimmerschiefeln, Amphiboliten und feinschichtigen aplitischen Neubaugneisen hat A. Winkler-Hermaden seiner jüngeren orogenen Phase (vorherrschend Faltung, Phyllonitisation und Teildeckenbildung) zugesprochen. Zwischen beiden setzt dieser Autor eine Diskordanz. Die auf dieser „Diskordanz“ begründete Zweiphasentrennung der orogenen Tektonik und der Kristallisationen weitet A. Winkler-Hermaden auf die gesamten östlichen Tanern aus und sucht sie auch mit einer durchaus andersartigen

Zweiphasentrennung B. Sanders am Tauernwestende in Einklang zu bringen.

Ich kann mich des Eindrucks nicht erwehren, daß in der Gegend des Hohen Goldberges prinzipiell dieselbe tektonische Sachlage herrscht wie im Hintergrunde des Mallnitzer Tauernales. Allerdings habe ich am Hohen Goldberg erst einige Übersichtsbegehungen obertag und eine Befahrung des Augustinstollens vorgenommen. Demnach wären die „Diskordanzen“ dort bloß Pseudodiskordanzen. Die s-Flächen lägen tautozonar um die Rotationsachse des B-Tektonits genau so wie im Hintergrunde des Mallnitzer Tauernales. In den härteren Sonnblick- und Knappenhausgneisen überwiegen die horizontalen bis flach geneigten, in den nachgiebigeren Gesteinen hingegen die steilen s-Flächen. Die Zweiphasentrennung wäre gegenstandslos. Sie müßte durch eine einphasige B-Tektonik-Prägung ersetzt werden; also eine einfache Stirnprägung, wie sie schon L. Kober konstruierte. Ich beabsichtige, die tektonischen Verhältnisse des Hohen Goldberges diesbezüglich näher zu untersuchen.\*)

Die Gneiswalze ist im Hintergrunde des Mallnitzer Tauernales dann weiters vortrefflich und teilweise leicht zugänglich in den NE-Wänden der Astromspitze und Kalten Wand aufgeschlossen. Vom km-Bereich bis zum kleinsten Handstück herrscht der B-Tektonikcharakter. Im Profil vom Böseck zur Böseckhütte hat man die Gneisstirne mit den sie nordöstl. umspannenden, hier in Stirnfalten gelegten Schiefen der Mallnitzer Mulde vor sich. In den Strahköpfen steht die Serie saiger. Südwestl. der Kalkphyllite, auf denen die Böseckhütte steht, folgen kalkfreie Schiefer, dann Migmatitgneise, Amphibolite, feinaplitische Gneise und Gneisphyllonite, endlich der grobäugige granitische Gneis des Sonnblickkernes.

Die stirnartig nach NE vorgebogenen saigeren Kalkphyllite am Törl- und Laserzkopf zeigen die einstige Nähe der hier bereits der Erosion zum Opfer gefallen Gneisstirne an. Man sieht, wie die saigeren Kalkphyllite unmittelbar ins Mölltal streichen, wo auch die flachgelagerten nordöstlichen Teile der Mallnitzer Mulde saigere Stellung annehmen.

Während der Ausbiß der planparallel mit 25° nach SW einfallenden Rote Wand—Modereck-Gneisdecke, zum Beispiel am Gipfel der Roten Wand, bloß eine Erosionsgrenze ist (die Stirne dieser Einheit wurde bekanntlich von L. Kober im Gebiete des Moderecks gefunden und reichte wohl auch in unserem Gebiete mehrere km weiter nach NE als heute), ist der erschlossene NE-Rand des Sonnblickkernes zwischen Hocharn und Böseck ein echter Stirnrand und keine zufällige Erosionsgrenze. Es ist noch zu untersuchen, ob die Schieferkappe am Feldseekopf mit der Schieferhülle am Sandfeldkopf (Hangendes des Sonnblickkernes und Liegendes der Rote Wand-Modereckdecke) unmittelbar zusammenhängt, oder ob sich etwa höhere Gneisdigitationen zwi-

\*) Zusatz während der Drucklegung: Im Sommer 1949 wurde die „Diskordanz“ Winkler-Hermadens (1926, Seite 303, Fig. 19) als einheitliche B-Tektonik-Prägung vom Verfasser erkannt. Im „grob porphyrischen Gneis“ der Rojacherhütte herrschen dieselben Faltenachsen wie im „gefalteten Glimmerschiefer“ bei P. 2599 („Gl“ nördl. Rojacherhütter in Winkler-Hermadens Profil, Fig. 19). Im Raume des Hohen Goldberges bestehen keine Diskordanzen zeitlich verschiedener Bewegungsphasen, sondern eine einzige einheitliche B-Tektonik-Prägung. Näheres darüber siehe des Verfassers Bericht über die Tauernexkursion 1949 in den Mitteilungen des Vereines der Geologie- und Bergbaustudenten, Wien 1949.

schen den beiden einstellen. Nur wenn letzteres der Fall ist, können im Gebiete um Mallnitz Schubspäne des Sonnblickkernes über dem heutigen Gebirgsrelief rekonstruiert werden\*). Eines steht auf Grund meiner Achsenmessungen einwandfrei fest: Die erschlossene Stirnfront des Sonnblickkernes zwischen Hocharn und Böseck geht unmittelbar in der Richtung des achsialen Streichens in den Gneisstiel des Sonnblickkernes im Mölltal über.

### **Beziehungen zwischen Sonnblick- und Ankogelrichtung. Ausblick.**

Der Raum um Mallnitz vereinigt zwei Bewegungspläne: Die Mallnitzer Rollfalte mit NNE-streichender und 30 bis 35° SSW-einfallender Faltenachse und die Stirnfront des Sonnblickkernes mit NW-streichender horizontaler Faltenachse. Von der Ortschaft Mallnitz aus gesehen, folgt das Seebachtal zum Ankogel morphologisch der einen Richtung (Ankogelrichtung) und das Mallnitzer Tauerntal mit dem Anstiegsweg über die Duisburger Hütte zum Hohen Sonnblick der anderen Richtung (Sonnblickrichtung).

Wir sahen bereits, daß sich das Einschwenken des liegenden Teiles der Mölltalschieferhülle zur Seebachmulde mit Drehung der Faltenachsen von NW nach NNE allmählich vollzieht. Die analoge Erscheinung trifft in der Mallnitzer Mulde vom Liegenden zum Hangenden zu. In den liegenden Teilen der Mallnitzer Mulde lehnen sich die Faltenachsen an die Richtung der Mallnitzer Rollfalte an. In den hangenden, beziehungsweise südwestl. Teilen der Mallnitzer Mulde verlaufen die Faltenachsen der Sonnblickkern-Stirnfront parallel. Dazwischen gibt es keinen Hiatus. Die Striemung schwenkt allmählich, vom Liegend- zum Hangendabschnitt der Mallnitzer Mulde fortschreitend, aus der Ankogel- in die Sonnblickrichtung über.

D<sub>3</sub> zeigt das allmähliche Umschwenken der Striemung aus der Ankogel- in die Sonnblickrichtung längs des Tauernhauptkanmes zwischen Ebeneck (westl. der Romatespitze) und Geisselkopf und am Feldseekopf. Im Abschnitt Ebeneck—Greilkopf herrscht die Ankogelrichtung. Zwischen Greilkopf und Mallnitzer Tauern folgt die Striemung der N—S-Richtung. Längs des Anstiegsweges vom Mallnitzer Tauern auf den Vorderen Geisselkopf schwenkt die Striemung allmählich aus der N—S-Richtung in die Sonnblickrichtung über. Diese herrscht am Gipfel des Vorderen Geisselkopfes ebenso wie am Feldseekopf.

Zahlreiche andere Messungen im Bereiche des Siglitztales, des südl. Naßfeldes, des Mallnitzer Tauerntales und des Kammes Lonza—Böseck zeigen dasselbe Verhalten (Abb. 4).

Unmittelbar über dem First der Mallnitzer Rollfalte vollzieht sich der Übergang von der Ankogel- in die Sonnblickrichtung besonders rasch innerhalb des bloß 350 m mächtigen basalen Granatphyllit- und Granatglimmerschieferzuges der Mallnitzer Mulde. Hier kommt es zur

\*) Zusatz während der Drucklegung: Bei klarer Sicht vom Hohen Sonnblick 1949 sah ich, daß die Schieferhülle des Sandfeldkopfes unmittelbar, ohne Digitationen, mit der Schieferkappe des Feldseekopfes zu verbinden ist. Es können also keine Schubspäne des Sonnblickkernes hier über dem Gebirgsrelief konstruiert werden.

Ausprägung und Kreuzung von zwei Strömungsrichtungen auf ein- und derselben s-Fläche. Die Lokalität dieser Erscheinung befindet sich im westlichsten der drei Gräben, südl. P. 1448 (südl. Hauserer Fratten, Abb. 1), zwischen 1460 und 1570 m Seehöhe. Die mit 20° Neigung nach 250° (annähernd WSW) streichende Strömung ist die ältere. Sie ist am Hauptbruch des Gesteins durch breitere Wellen mit Wellenlängen bis zu 2 cm und Amplituden bis zu 3 mm gekennzeichnet. Ihr folgt die Elongation der Muskowit- und Chloritfasern. Die andere, mit 33 bis 38° Neigung nach 218° (annähernd SW) streichende Strömung ist jünger. Sie ist am Hauptbruch des Gesteines durch feine Rippeln mit höchstens 5 mm Wellenlänge und 1,5 mm Amplitude gekennzeichnet (D<sub>6</sub>). Die feinen Rippeln zerfurchen die älteren breiteren Wellen. Das Gestein ist Granat-führender Serizit-Chloritphyllit.

Weiters wurde Kreuzung von zwei Strömungsrichtungen am markierten Aufstiegsweg von Mallnitz zur Lonza zwischen 1700 und 1800 m Seehöhe in der streichenden Fortsetzung dieses Granatphyllits gefunden (Abb. 1). Hier wäre es denkbar, die beiden sich kreuzenden Strömungsrichtungen mit der Ankogel- und Sonnblickrichtung zu identifizieren. D<sub>6</sub> zeigt, daß die mit 28 bis 42° Neigung nach 190 bis 218° (annähernd SSW) streichende Strömung der Ankogelrichtung entspräche, während die mit 16 bis 18° Neigung nach 165 bis 178° (annähernd N—S bis SSE) streichende Strömung dem Übergang zur Sonnblickrichtung entspräche. Ein exaktes Ergebnis bezüglich des relativen Alters beider Strömungsprägungen konnte an letzterer Stelle bisher noch nicht gewonnen werden.

Eine Kreuzung derselben Strömungsrichtungen ist im Gneis der Rote Wand-Modereckdecke auf der Roten Wand vorhanden.

Das kontinuierliche Ineinanderübergehen der Ankogel- in die Sonnblickrichtung interpretiere ich als Resultat geologisch gleichzeitiger Prägung beider Bewegungspläne. Wäre der Sonnblickrichtung-Bewegungsplan in einer anderen orogenen Phase geprägt worden als der Ankogelrichtung-Bewegungsplan, dann müßten sich in dem näheren und weiteren Gebiete um Mallnitz deutliche Überprägungen der reliktschen Ankogelrichtung durch die jüngere Sonnblickrichtung finden. Tatsächlich haben meine diesbezüglichen Nachforschungen außer den eben genannten Überprägungen keine makroskopischen Anzeichen für Zweiphasigkeit in solchem Sinne geliefert. Die geringe, an ein sehr bildsames Gestein geknüpfte Achsenüberprägung just über dem First der Mallnitzer Rollfalte, im Übergangsbereich zur Sonnblickrichtung (südwestl. und westsüdwestl. vom Winklerbalfen) scheint mir eher für eine Interferenzerscheinung gleichzeitiger Prägung des Ankogel- und Sonnblick-Bewegungsplanes zu sprechen, die sich als schiefwinkelige Zerknitterung des Granatphyllites auswirkte.

Damit gelange ich zur Auffassung, daß sich die Prägung des Bewegungsplanes der Mallnitzer Rollfalte geologisch gleichzeitig mit der Prägung der Sonnblickkern-Stirnfront vollzog. Die Mallnitzer Rollfalte bildete sich in der Tiefe (tieftaueride Einengungstektonik), während sich geologisch gleichzeitig höher oben die Sonnblickkern-Stirnfront bildete (hochtaueride Tangentialtransporttektonik).

Aus den vorliegenden Zeilen ist ersichtlich, wie einfach ausführbar und wie nützlich, ich möchte sagen unerläßlich, die makroskopische Beobachtung und Einmessung der linearen Parallelgefüge für den kartierenden Aufnahmogeologen in derartigen tiefentektonischen Walzengebieten ist. Natürlich bin ich mir bewußt, daß mit der hier gegebenen Beschreibung makroskopischer Beobachtungen bloß das rohe tektonische Grundgerüst dasteht. Die wesentliche petrologische Arbeit müßte ja jetzt erst beginnen und ist im Zuge der weiteren Kartierung geplant.

In methodischer Hinsicht konnte in den vorliegenden Zeilen darauf hingewiesen werden, daß sonst vortreffliche geologische Beobachter wegen Nichtbeachtung des linearen Parallelgefüges zu tektonischen Fehlschlüssen gelangten. Äußerst naturnahe hingegen treten uns in tektonischer Hinsicht die älteren Darstellungen von L. Kober und M. Stark entgegen, welche im allgemeinen von dem großen Erscheinungsbilde aus, von dem weithin sichtbaren großtektonischen Zusammenhang her das Detail richtig beurteilten. Den Hauptvorteil der makroskopischen Beobachtung und Einmessung des linearen Parallelgefüges nach B. Sander, so wie sie hier zumindest in der allerprimitivsten Form anzuwenden versucht wurde, sehe ich darin, daß man mit dieser Methode auch umgekehrt vom kleinen, unbedeutenden und schlechten Aufschluß durch Summierung der Beobachtungen zur richtigen großtektonischen Erkenntnis gelangen kann. Als methodisch wissenschaftlich richtiger Schluß erscheint uns eben schon einmal der vom Kleinen zum Großen. Die Ausnahmen von dieser Regel allerdings bilden den besonderen Reiz der Tauerngeologie. Die Dimensionen der tektonischen geometrischen Einheiten der östlichen Hohen Tauern messen nach Zehnern von Kilometern. Betrachtet man zum Beispiel die flach westl. und nördl. geneigten isoklinalen Gneis- und zentralen Schieferhülserien im Raume um Badgastein, Radhausberg, Siglitz, so könnte man bei Beschränkung der geologischen Beobachtungen auf dieses hochinteressante Bergbaugebiet zur fälschlichen Meinung gelangen, daß der Gneis während der letzten regionalen orogenen Gesteinsprägung tektonisch nicht viel mitgemacht habe. Die N—S-gerichtete Striemung in diesem Gebiete bliebe unverständlich. Durch das Studium der Region um Mallnitz lösen sich derartige lokale Vorurteile in der gewaltigen alpidischen Dynamik der Gesamtregion auf.

Besonderer Nachdruck ist auf die Wichtigkeit der Erforschung der Beziehungen zwischen der Kristallisation des Kalinatronfeldspates und den differentiellen Durchbewegungen der Gneise zu legen. Ein anderes brennendes Problem ist die Frage, ob in der zentralen Schieferhülle mesozoische Serien in transformiertem Zustand stecken (Problem der zentralen Schieferhülle). Alles das und vieles mehr würde uns von dem einfachen makroskopisch-tektonischen Thema hier weit abführen.

Endlich möchte ich noch darauf hinweisen, daß M. Stark (1912) der erste und letzte war, der mit Nachdruck die Existenz einer N—S-streichenden Faltenachse in der Umgebung von Mallnitz betonte. Und zwar fand er eine solche offenbar nur an einer Stelle, und zwar am Törlkopf östlich von Mallnitz. Folgerichtig konstruierte er auf Grund dieser einen kleinen rich-

tigen petrotektonischen Beobachtung, wie aus seinem Berichte hervorgeht, das W-E-Profil durch die Rollwalze des Hölltor-Rotgüldenkernes. Im Anhang zu seinem Berichte stellte M. Stark bereits Überlegungen darüber an, wie diese abweichende Faltenachse bei Mallnitz in die Dynamik der östlichen Hohen Tauern einzufügen wäre. An diese Fragen abermals heranzutreten, ist für den Fortschritt unserer tektonischen Kenntnisse sehr wichtig, erscheint mir aber erst dann sinnvoll zu werden, wenn die geplante Inventaraufnahme der linearen und flächigen Parallelgefüge in den östlichen Hohen Tauern weitere Fortschritte gemacht haben wird.

### Zusammenfassung.

Der Hölltor-Rotgüldenkerne und sein Schiefermantel (= Ankogeldecke L. Kobers) ist eine Rollwalze. Ihre Achse taucht bei Mallnitz mit  $35^\circ$  Neigung nach SSW ein. Die Strömung der ihr angehörenden Gesteine läuft mit dieser Achsenrichtung parallel. In der Kernpartie der Walze erscheint makroskopisch regellos körniger Gneisgranit.

Um diese tiefste tektonische Einheit legt sich die schwebende Romate-Gneisdecke (= westl. Lappen der Hochalmdecke L. Kobers). Sie ist streng in denselben Bewegungsplan eingeregelt. Als Rollfalte umhüllt sie den First der Rollwalze, taucht aber im steilen E-Schenkel der Rollwalze nicht in die Tiefe, sondern hebt in der Gegend des „Weiher“ (1 km nördl. der Ortschaft Mallnitz) über den Granatglimmerschiefern der Seebachmulde aus.

Die Rollwalze des Hölltor-Rotgüldenkernes und die Rollfalte der Romatedecke ergeben zusammen das einheitliche tektonische Gebilde der Mallnitzer Rollfalte. Ihre Faltenachse streicht NNE (Ankogelrichtung) und taucht mit  $35^\circ$  nach SSW ein. Die Einheitlichkeit der Prägung ist durch die Identität der regionalgeologischen Faltenachsenrichtung mit der Richtung des linearen Parallelgefüges im Gestein (Strömung) erwiesen.

Darüber folgt die Mallnitzer Mulde (mit eingelagerten Gneislamellen: Biotit-Chloritgneis südl. Winklerbalfen und Lonzalamelle). In die Mallnitzer Mulde brandet mit NE-Vergenz der grobaugige granitische Gneis des Sonnblickkernes. Er bildet eine NE-konvexe halbradförmige Stirnzone. Die 600 m hohen Aufschlüsse im Hintergrunde des Mallnitzer Tauerntales zwischen Feldseckkopf und Böseck zeigen einen walzenförmigen, monoklin symmetrischen Bewegungsplan in dieser Stirnregion an. Es handelt sich um B-Tektonitprägung von km- bis mm-Dimension. Die Achse der Stirnwalze des Sonnblickkernes ist horizontal und streicht NW (Sonnblickrichtung).

In der Mallnitzer Mulde vollzieht sich, vom Liegenden zum Hangenden vorschreitend, der allmähliche und kontinuierliche, durch keinen Hiatus unterbrochene Übergang von der Ankogel- zur Sonnblickrichtung. In den liegendsten Partien der Mallnitzer Mulde finden wir noch in Anlehnung an die Mallnitzer Rollfalte das NNE-Streichen der Faltenachsen. Gegen das Hangende zu schwenken die Faltenachsen allmählich über N-S und NNW in das NW-Streichen über. Der sich aus dem Liegendabschnitt der Mölltalschieferhülle um die Riesenlagengneise des Hochalmkernes herumschmiegende und mit der Seebachmulde in Verbindung tretende Schiefergürtel westl. Mall-

nitz zeigt ebenfalls das kontinuierliche Umschwenken von der Sonnblick- in die Ankogelrichtung.

Das Gebiet um Mallnitz ist geradezu ein Schulbeispiel für tiefentektonische Walzenprägung während der alpidischen Orogenese.

Besonders bemerkenswert ist das beinahe senkrechte Aneinanderherankommen zweier Bewegungspläne (Ankogelrichtung und Sonnblickrichtung). Die kontinuierlichen Übergänge im Zwischenstück (Mallnitzer Mulde) weisen darauf hin, daß beide Bewegungspläne geologisch gleichzeitig während der alpidischen Orogenese geprägt wurden. Die Mallnitzer Rollfalte gehört der tieftaueriden Einengungstektonik an. Die Sonnblickkern-Stirnfront wurde innerhalb der hochtaueriden Tangentialtransporttektonik geprägt.

#### Schrifttum.

F. Angel, Gesteine der Lonza bei Mallnitz, Kärnten. Mitt. Naturw. V. Steierm. **62**, 1926.

F. Angel, Begehungen im Gebiete der Silbereckscholle. Fortschr. f. Min. usw. **23**, 1939.

F. Angel und R. Staber, Geologische Karte des Hochalm—Ankogelgebietes. Maßstab 1:50.000. 1942.

H. Beck, Aufnahmebericht über Blatt Mölltal. Verh. Geol. B.-A. Wien, 1938.

F. Becke, Unveröffentlichtes Tagebuch 1902. Aufbewahrt im Mineral. u. Petrogr. Inst. d. Universität Wien.

F. Becke, Das nordwestliche Randgebiet des Hochalmkernes, in: F. Becke und V. Uhlig, Erster Bericht über petrographische und geotektonische Untersuchungen im Hochalmmassiv und in den Radstädter Tauern. Sitz.-Ber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl. Abt. I, **115**, 1906.

F. Becke und F. Berwerth, Geologische Beobachtungen beim Bau des Tauerntunnels und der Tauernbahnstrecke. Anz. Akad. Wiss. Wien, 1902—1908.

F. Berwerth, Profil Greifenburg—Obervellach—Mallnitz—Lend, in: Berichte der Commission für die petrographische Erforschung der Centralkette der Ostalpen. Anz. Akad. Wiss. Wien, 1895—1899.

F. Berwerth, Mitteilung über die geologischen Verhältnisse von Gastein, in: E. Ludwig und Th. Panzer, Über die Gasteiner Thermen. Tschechn. Min. u. Petr. Mitt. **19**, 1900.

Ch. Exner, Das geologische Profil des Radhausberg—Unterbaustollens in den östlichen Hohen Tauern (Vorbericht). Anz. Akad. Wiss. Wien, 1946.

Ch. Exner, Tektonik, Feldspatausbildungen und deren gegenseitige Beziehungen in den östlichen Hohen Tauern. (Beiträge zur Kenntnis der Zentralgneisfazies, I. Teil.) Tschechn. Min. u. Petr. Mitt. **3. F. I**, 1949.

Ch. Exner, Beitrag zur Kenntnis der jungen Hebung der östlichen Hohen Tauern. Mitt. Geograph. Ges. Wien (im Druck).

Ch. Exner, Der rezente Sial-Tiefenwulst unter den östlichen Hohen Tauern. Mitt. Geol. Ges. Wien (im Druck).

W. Hammer, Geologische Beobachtungen beim Bau des Wasserkraftwerkes bei Mallnitz (Kärnten). Jb. Geol. B.-A. Wien **77**, 1927.

H. P. Cornelius, Zur Kleintektonik im „Unterengadiner Fenster“ (Ostalpen). Ber. Reichsanst. f. Bodenf. (Geol. B.-A. Wien) 1942.

F. Heritsch, Aus dem Gebiete von Mallnitz und dem unteren Mölltale. Mitt. Naturw. V. Steierm. **62**, 1926.

A. Kieslinger, Aufnahmebericht über Aufnahmen im Golderzgebiet der Hohen Tauern. Verh. Geol. B.-A. Wien 1936.

A. Kieslinger, Die geologischen Grundlagen des Goldbergbaues in den Hohen Tauern. Leobner Bergmannstag, Wien 1937.

A. Kieslinger, Aufnahmebericht über Blatt Hofgastein. Verh. Geol. B.-A. Wien 1937 und 1938.

L. Kober, Bericht über geologische Untersuchungen in der Sonnblickgruppe. Sitz.-Ber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl. Abt. I, **121**, 1912.

- L. Kober, Bericht über die geotektonischen Untersuchungen im östlichen Tauernfenster und seiner weiteren Umrahmung. Ebenda, 1912.
- L. Kober, Das östliche Tauernfenster. Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl. **98**, 1922.
- L. Kober, Bau und Entstehung der Alpen, Berlin 1923.
- L. Kober, Der geologische Aufbau Österreichs. Wien 1933.
- E. Kraus, Der Abbau der Gebirge. Band I: Der alpine Bauplan. Berlin 1936.
- B. Sander, Gefügekunde der Gesteine. Wien 1930.
- B. Sander, Untersuchungen am tektonischen Gefüge des Tauernwestendes. Zeitschr. D. Geol. Ges. **91**, 1939.
- B. Sander, Neuere Arbeiten am Tauernwestende aus dem Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität Innsbruck. Mitt. Reichsst. f. Bodenf. (Geol. B.-A. Wien) **I**, 1940.
- B. Sander, Über Flächen- und Achsengefüge (Westende der Hohen Tauern, III. Bericht). Mitt. Reichsst. f. Bodenf. (Geol. B.-A. Wien) 1942.
- B. Sander, Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. I. Teil. Allgemeine Gefügekunde und Arbeiten im Bereich Handstück bis Profil. Wien 1948.
- R. Schwinner, Die Zentralzone der Ostalpen, in: F. X. Schaffer, Geologie der Ostmark, Wien 1939.
- M. Stark, Bericht über die geologische Aufnahme im Hochalm—Sonnblickgebiet in den Jahren 1909 bis 1910. Anz. Akad. Wiss. Wien, 1911.
- M. Stark, Vorläufiger Bericht über geologische Aufnahmen im östlichen Sonnblickgebiet und über die Beziehungen der Schieferhüllen des Zentralgneises. Sitz.-Ber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl. Abt. I, **121**, 1912.
- R. Staub, Der Bau der Alpen. Beitr. Geol. K. Schweiz **52**, 1924.
- E. Wenk, Ergebnisse und Probleme von Gefügeuntersuchungen im Verzascatal (Tessin). Schweiz. Min. Petr. Mitt. **23**, 1943.
- A. Winkler-Hermaden, Bemerkungen zur Geologie der östlichen Tauern. Verh. Geol. B.-A. Wien 1923.
- A. Winkler-Hermaden, Geologische Probleme in den östlichen Tauern. I. Teil. Jb. Geol. B.-A. Wien **76**, 1926.



# Die Säugetierfauna aus dem Unterpliozän von Gaiselberg bei Zistersdorf in Niederösterreich.

Von **Helmuth Zapfe**.

(Mit 1 Textfigur.)

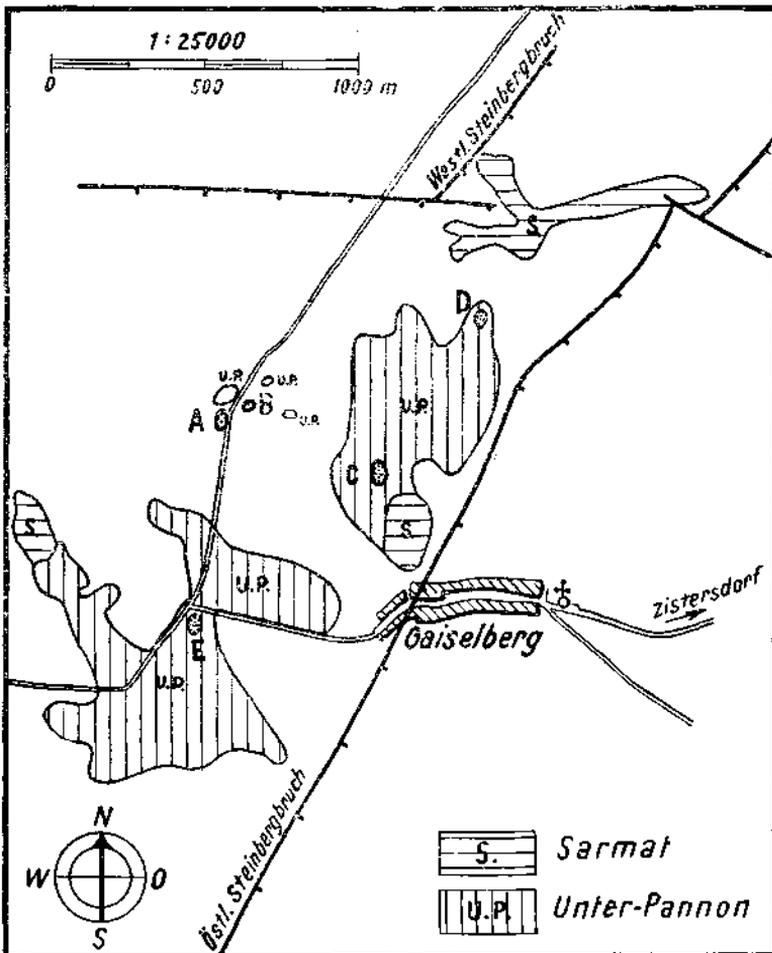
Das Vorkommen fossiler Säugetierreste in den Schottergruben um Gaiselberg wurde seinerzeit anlässlich Kartierungsarbeiten von Herrn Dr. R. Janoschek entdeckt. Das hier beschriebene Material ist das Ergebnis planmäßiger Aufsammlungen während der letzten zehn Jahre.

Für wertvolle Förderung und Unterstützung meiner Untersuchungen habe ich besonders zu danken den Herren Prof. Dr. F. Trauth und Prof. Dr. O. Kühn (Wien, Naturhistor. Museum), sowie Herrn Chefgeologen Dr. R. Janoschek (Wien, Rohölgewinnungs-AG.).

Herr Dr. G. Rokitsansky (Wien, Naturhistor. Museum) gestattete mir die Benützung der osteologischen Sammlung der Säugetierabteilung. Herrn Dr. W. Schors (Rohölgewinnungs-AG.) verdanke ich Material seiner Aufsammlungen. Herr Dr. E. Thenius unterstützte mich bereitwillig bei Vergleichen in der Sammlung des Paläont. und Paläobiolog. Instituts der Universität in Wien und durch Überlassung privater Literaturunterlagen. — Allen genannten Herren bin ich sehr zu Dank verpflichtet.

Über die Lage der Schottergruben und die geologischen Verhältnisse ihrer unmittelbaren Umgebung gibt die beifolgende Kartenskizze Aufschluß (Geol. Aufnahme der Rohölgewinnungs-AG.). Die Buchstaben A, B, C bezeichnen die Aufschlüsse, aus denen die Funde stammen, und es werden diese Abkürzungen auch in der folgenden Beschreibung des Materials beibehalten. Die geologische Lage der Fundstellen, über die ich Herrn Dr. R. Janoschek wertvolle Auskünfte und Hinweise anlässlich einer gemeinsamen Exkursion verdanke, ist ungefähr folgende: Alle Aufschlüsse liegen in Schottern und Sanden des „Mistelbacher Schuttkegels“, einer Deltabildung von Flüssen, die im Unterpliozän von Westen her in das Wiener Becken mündeten (Janoschek, 1943, S. 473). Diese Schotter lagern hier unmittelbar auf sarmatischen Bildungen. Dieser Umstand sowie das Auftreten von *Congeria partschii* in lehmigen Zwischenlagen der heute schon stark verwachsenen Schottergrube (B) berechtigen die Annahme, daß diese Schotter in ihrer Hauptmasse dem Unterpannon angehören. In einigen Aufschlüssen ist eine auffällige rote Verfärbung

in den obersten Schotterlagen zu beobachten, die vielleicht jüngere Horizonte des Pliozän repräsentieren können. Eine Entscheidung dieser Frage ist jedoch in diesem Zusammenhang nicht von unmittelbarer Bedeutung, da der Erhaltungszustand der Knochen nicht auf eine Herkunft aus diesem intensiv gefärbten Sediment hinweist und außerdem aus einzelnen Schottergruben bekannt ist, daß das Fundmaterial aus den tieferen Partien des Aufschlusses stammt. Mit Sicherheit trifft dies für den Aufschluß B zu, wo die Knochen im Liegenden



Geologische Lageskizze der Fundstellen unterpliozäner Säugetierreste bei Gaiselberg, N.-O.

A = Schottergrube Kopp; B = alte Schottergrube der Stadtgemeinde Zistersdorf; C = Schottergrube Kahrer. Die Schottergrube Huber befand sich unmittelbar bei Aufschluß D.

Der Druckslock für die Textabbildung wurde in dankenswerter Weise vom n.-ö. Landesmuseum in Wien zur Verfügung gestellt.

jener tonigen Lagen mit *Congerina partschi* gefunden wurden. Es darf daher aus den Fundumständen, die durch Notizen aus den verschiedenen Jahren belegt sind, auf die einheitliche Stellung des Materials im Unterpannon, Zone der *Congerina partschi*, geschlossen werden. — Die Fundortsbezeichnungen wurden jeweils auf den einzelnen Stücken mit Farbe vermerkt. Die Knochen und Zähne zeigen teilweise in verschiedenem Grade Spuren von Abrollung, die auf einen fluviatilen Transport aus dem westlichen Hinterland hinweisen. Damit im Einklang steht auch die Tatsache, daß keine zusammenhängenden Skeletteile gefunden wurden. Die Farbe der Knochen ist zumeist braun in verschiedenen Abstufungen, der Schmelz der Zähne ist hellgrau bis braun gefärbt.

Die Beschreibung der Fauna von Gaiselberg umfaßt ein Material, das in dem Katalog von Pia und Sickenberg (1934) noch nicht enthalten ist. Um diese bisher wichtigste moderne Übersicht über die jungtertiären Säugetiere des Wiener Beckens zu ergänzen, kann hier auf eine erschöpfende Anzählung der Einzelfunde nicht verzichtet werden. Es haften dabei dieser Arbeit — wie vielen Faunenbeschreibungen — gewisse Mängel an, insofern verschiedentlich Fragen berührt werden müssen, die im Rahmen der Arbeit keiner Lösung zugeführt werden können. So zeigt sich im Zuge der Bestimmungsarbeit der unbefriedigende Stand der Systematik einzelner Arten und Familien, der nur durch monographische Bearbeitung auf breiter Basis beseitigt werden könnte (z. B. Rhinocerotiden).

Sämtliche Maße in den folgenden Beschreibungen sind in Millimeter ausgedrückt, Länge und Breite bedeutet stets größte Länge und Breite. Im übrigen ergibt sich die Meßweise aus der jeweiligen Bezeichnung.

#### *Amphicyon* sp. (B).

Es liegt ein linker  $M_2$  vor. Abkautung mäßig. Der Schmelz ist braun bis grau gefärbt. Die Spitze der vorderen Wurzel ist abgebrochen, sonst keine Beschädigung. Die Zahnkrone ist teilweise von feinverästelten Grübchen bedeckt, in denen der Schmelz bläulichweiß verfärbt ist. Wahrscheinlich handelt es sich um Spuren der Mazeration durch Graswurzeln, was darauf hinweist, daß der Zahn vor seiner Einschwemmung in die Schotter längere Zeit in der Grasnarbe gesteckt ist.

Der Umriß der Zahnkrone ist ungefähr rechteckig, das Talonid etwas schmaler als das Trigonid (vgl. Maße). Das kräftige Protoconid ist bis auf gleiche Höhe mit dem Metaconid abgekaut; eine kleine Kaumarke ist auch auf der Spitze des Hypoconid erkennbar. Bemerkenswert ist die flach nach außen (buccal) geneigte Lage der Außenwand bei Protoconid und Hypoconid.

Maße: Länge 26; Breite des Trigonid 19; Breite des Talonid 17.5. Es handelt sich nach Größe und Form des Zahnes zweifellos um einen Amphicyoniden der *maior*-Gruppe. Zwei Arten des europäischen Unterpliozän kommen für einen näheren Vergleich in Frage: *Amphicyon gutmanni* (Kittl, 1891) aus dem Oberpannon von Mannersdorf bei Augern, N.-Ö., und *Amphicyon eppelsheimensis* (Weitzel, 1930)

aus Eppelsheim. *A. gutmanni* beruht auf einem isolierten rechten  $M_1$ , der in Form und Größe dem miozänen *A. maior* Blv. sehr nahe steht. *A. eppelsheimensis* ist auf eine linke Mandibel mit  $P_4$ ,  $M_1$ ,  $M_2$  begründet; gegenüber *A. maior* werden als Unterschiede angegeben: schwächere Entwicklung des Unterkiefers, kleine Unterschiede im Bau des  $P_4$  und  $M_1$ . Leider ist Weitzel die Notiz Kittls über *A. gutmanni* entgangen, so daß die gegenseitigen Beziehungen beider ungefähr gleich großen Formen ungeklärt blieben. Der vorliegende Zahn kann mit keinem dieser unterpliozänen Amphicyoniden sicher identifiziert werden. Von *A. gutmanni* ist nur  $M_1$  bekannt, von *A. eppelsheimensis* ist nach der Beschreibung bei Weitzel (1930) das Talonid bei  $M_2$  breiter als das Trigonid, was bei dem vorliegenden Zahn keineswegs zutrifft (vgl. Maße). Auch mit dem kleineren *A. pyrenaicus* (Depéret et Rérolle, 1885) ist — da der  $M_2$  unbekannt — kein Vergleich möglich.

Es soll daher unter Hinweis auf die sehr nahen Beziehungen zu *A. maior* auf eine artliche Benennung dieses Zahnes solange verzichtet werden, bis umfassendere Funde einen befriedigenden Vergleich mit den europäischen Amphicyoniden ermöglichen.

Felide indet. (B).

Grundphalange, abgerollt.

#### *Hadrictis fricki* Pia (A).

Es ist ein rechter Unterkiefer mit  $M_1$ ,  $P_4$  und C erhalten. Durch ihre Alveolen sind nachgewiesen  $I_2$ ,  $I_3$ ,  $P_1$ ,  $P_2$  und  $M_3$ .  $P_3$  ist in vivo ausgefallen, die Alveolen sind verschlossen und nur eine poröse Stelle im Kieferknochen ist zurückgeblieben. Das Zahnfach für  $I_1$ , das unmittelbar an der Symphyse zu erwarten wäre, ist wahrscheinlich durch die leichte Abrollung, die stellenweise an der Mandibel erkennbar ist, verlorengegangen. Farbe des massiven Knochens braun, des Zahnschmelzes braungrau. Spitze des Eckzahnes abgebrochen, Querschnitt des Zahnes elliptisch, seitlich komprimiert, Schmelzkappe zersplittert.  $P_4$  und  $M_1$  mit Spuren kräftiger Abkautung.

Besonders der  $M_1$  zeigt in seiner Form große Ähnlichkeit mit *Mellivora ratel* Sparrm., dem afrikanischen Honigdachs, die vor allem in der Form des Protoconid in Erscheinung tritt, das kegelförmig, mit scheinbarer Neigung nach hinten, fast senkrecht zum Talonid abfällt. Besonders kennzeichnend ist auch die schräg nach außen gerichtete Stellung des  $P_3$ , die aus den Alveolen deutlich erkennbar ist. — Nach eingehender Untersuchung besteht kein Zweifel, daß es sich um den durch Plumpheit und Größe gekennzeichneten Unterkiefer von *Hadrictis fricki* handelt, den Pia (1939) erstmalig belegt durch zwei Zähne des Oberkiefers ( $P^4$  und  $M^1$ ) und einige Schädelfragmente aus dem Mittelpannon von Wien XII. (Oswaldgasse) beschrieben hat<sup>1)</sup>.

*Hadrictis fricki* ist das weitaus interessanteste Element der Fauna von Gaiselberg. Dieser Riesenmarder von fast Panthergröße wird

<sup>1)</sup> Eine ausführliche Beschreibung dieses Fundes erfolgt an anderer Stelle (Zapfe, 1948).

damit überhaupt zum zweitenmal nachgewiesen und unsere Kenntnis dieser Form hat durch den Fund dieses Unterkiefers wesentliche Erweiterung erfahren.

(Gebißformel  $\frac{? \ 1 \ ? \ 1}{3? \ 1 \ 4 \ 2}$ )

Die starke Abkautung und die Ähnlichkeit im Gebißtypus mit *Mellivora ratel* berechtigen zu dem Schluß, daß *Hadriectis* ähnlich dem Honigdachs omnivor war und vielleicht auch in ähnlicher Weise die Nahrung z. T. ausgegraben hat. Eine derartige Lebensweise würde *Hadriectis*, ähnlich der rezenten *Mellivora ratel*, ein Leben in der Steppe ermöglichen.

Maße: Länge der Zahnreihe P<sub>1</sub>—M<sub>2</sub> 76

Höhe des Kiefers unter P<sub>4</sub> 33

Höhe des Kiefers unter M<sub>1</sub> 35

C	P <sub>4</sub>	M <sub>2</sub>
Länge 15	Länge 18	Länge 26
Breite 11	Breite 8.5	Breite 11

#### Rhinocerotidae (A, B, C).

Es liegen 13 Einzelzähne und verschiedene Knochen und Knochenbruchstücke vor. Zähne des Oberkiefers: M<sup>3</sup> dext. (B), M<sup>1</sup> sin. (B), M<sup>1</sup> dext. (B), P<sup>4</sup> dext. (B), P<sup>3</sup> dext. (A) und ein d 4 dext. (A). Unterkiefer: 7 Zähne (A, B), darunter ein P<sub>1</sub>-Zahnkeim (Sandgrube Huber<sup>2)</sup>, ein Kieferfragment mit M<sub>1</sub> und Bruchstück von d 4 (B).

#### Skelett:

Atlas (A) vollständig, Beschädigung am Rande des linken Flügels. Länge 96; Gesamtbreite 242; Breite der vorderen Gelenkfläche 118; Breite der hinteren Gelenkfläche 136.

Epistropheus (B) Bruchstück bestehend aus dem Wirbelkörper mit vorderen Gelenkflächen und Proc. odontoideus. Länge 110; vordere Breite 127.

Radius sin. (C) proximaler Teil des Schaftes mit Gelenkende.

Radius dext. (A) distales Gelenkende.

Carpale II sin. (A) abgerollt.

Carpale III sin. (A) abgerollt.

Femur dext. (Sandgrube Huber<sup>2)</sup> vollständig erhalten. Größte Länge 470; prox. Breite 172; distale Breite 126.

Patella sin. (B) vollständig. Länge 80; medio-lat. Breite 73.

Tibia sin. (C) Bruchstück, distale Hälfte.

Astragalus dext. (A) vollständig. Medio-lat. Breite 78; antero-post. Breite 63; Höhe 48.

Calcaneus sin. (B) vollständig erhalten. Gesamtlänge 88; medio-lat. Breite 55.

Metatarsale II dext. (B) prox. Ende.

Metatarsale III sin. (C) vollständig. Länge 139; prox. Breite 44; Breite der distalen Gelenkfläche 42.

Metatarsale IV dext. (B, C) zwei proximale Bruchstücke.

1 Fabella (B).

<sup>2)</sup> Vergl. Erläuterung der Kartenskizze.

In Anbetracht der unsicheren Bestimmbarkeit einzelner, loser Rhinocerotidenzähne und des unbefriedigenden Standes der Systematik der neogenen Nashörner, mußte auf eine genaue Bestimmung dieses Materials verzichtet werden. Größenmäßig gruppieren sich die meisten Stücke um *Aceratherium incisivum* Kaup und dürfen wohl auch auf diese Art bezogen werden. Es wurden bei diesem auch auf diese Art bezogen werden. Es wurden bei diesem Vergleich die Abbildungen und Maße bei Kaup (1832) zugrundegelegt.

Durch besondere Größe fallen auf: P<sup>4</sup> dext. (B) und d 4 sup. dext. (A). Diese beiden Zähne erreichen fast die Größe von *Dicerorhinus schleiermacheri* Kaup.

Durch besonders geringe Dimensionen zeichnet sich der linke Calcaneus (B) aus. Er liegt zweifellos unter den Maßen von *Aceratherium incisivum*. Allerdings ist bei dem Zustand leichter Abrollung nicht mit Sicherheit zu entscheiden, ob es sich nicht um den Knochen eines nicht volladulten Tieres handelt.

#### *Hipparion gracile* (Kaup) (A, B, C).

Das Material umfaßt eine Reihe von Einzelzähnen und wenige Reste des Extremitätenskelettes.

Gebiß: 22 obere, darunter ein Zahnkeim eines Milchzahnes, und 9 untere Backenzähne in allen Alters- und Abkautstadien (A, B). Ein Zahnkeim eines Inzisiven.

#### Skelett:

Thorakalwirbel (C), Proc. spinosus abgebrochen, abgerollt.

Radius sin. (C) Diaphyse mit Rest der proximalen Gelenkfläche.

Tibia dext. (A) distales Bruchstück.

Astragalus sin. (B) vollständig. Medio-lat. Breite 53; antero-post. Breite 54; dorso-plant. Höhe 46.

Metatarsale II sin. (B). Dieses Griffelbein ist besonders kräftig, stärker als die Vergleichstücke aus Piskermi. Länge 128; prox. medio-lat. Breite 20; prox. antero-post. Breite 25.

Grundphalange (A oder B) abgerollt, vollständig.

Grundphalange (B) prox. Fragment stark abgerollt.

Grundphalange (B) prox. Bruchstück mit erhaltener Gelenkfläche.

Endphalange (B) abgerollt.

Dieses kleine Material bietet keine Basis, um zu systematischen Fragen Stellung zu nehmen. Soweit aus den Einzelzähnen geschlossen werden darf, besteht kein Grund, dieses *Hipparion* von der Eppelsheimer Art zu trennen. Die endgültige Entscheidung dieser Frage muß Untersuchungen auf breiterer Grundlage, etwa dem gesamten *Hipparion*-Material des Wiener Beckens, vorbehalten bleiben. Die vorläufige Bestimmung dieser Zähne stützt sich auf folgende Merkmale: Es besteht kein größenmäßiger Unterschied gegenüber den Zähnen von *Hipparion gracile* aus Eppelsheim, es ist eine komplizierte Schmelzfältelung entwickelt. Weiters hat der Protoconk konstant elliptischen Umriß, wird nur bei wenigen extrem abgekauten Zähnen etwas rundlicher und zeigt bei unabgekauten Zähnen einen schmalelliptischen bis linsenförmigen Querschnitt. Die ovale Form des Innenpfeilers der oberen Backenzähne von *Hipparion gracile*

findet schon bei Kaup (1833, S. 174) ausdrücklich Erwähnung. Schlosser (1921) behandelt dieses Merkmal wieder ausführlich. Wenn dieser Unterschied in der Form des Protocons — länglich-oval bei der mitteleuropäischen, rund bis rundoval bei den süd- und südosteuropäischen Hipparionen — auch nicht absolut durchgängig ist und keine scharfe Trennung erlaubt, so scheint es doch sehr bemerkenswert, daß die vorliegenden Zähne in diesem Merkmal durchaus mit *Hipparion gracile* aus Eppelsheim und den Zähnen aus den Bohnerzen übereinstimmen.

*Hipparion* sp. (B).

Ein proximales Fragment eines rechten Mittelhandknochens von auffallend kleinen und zierlichen Dimensionen. Er weicht größtmäßig stark von dem übrigen Material und den Verhältnissen der Eppelsheimer Hipparionen ab. Maße der prox. Gelenkfläche: medio-lat. Breite 32; antero-post. Breite 26.

*Chalicotherium goldfussi* Kaup (A, B).

Auch die seltenen Chalicotheriiden sind durch ein kleines Material vertreten.

M<sup>2</sup> dext. (A) mit Stück des Kieferknochens, vordere Außenwurzel abgebrochen. Schmelz grau. Kräftige Abkautung. Äußere Länge 37; Breite 37.

M<sup>3</sup> (A) Bruchstück der Außenwand.

M<sub>2</sub> dext. (B) vollständiger Zahn mit beiden Wurzeln. Schmelz schwarz, mit bläulich verfärbten Korrosionsgruben. Kräftige Abkautung. Länge 39; Breite 21.

Metatarsale III dext. (A) Hinterrand der prox. Gelenkfläche etwas beschädigt, sonst vollständig. Auffällig sind auf der Hinterseite die tiefen Gruben und Rauigkeiten für den Ansatz der Muskel, bezw. Ligamente. Länge 83; prox. medio-lat. Breite 48; dist. medio-lat. Breite 46.

Grundphalange (B) des II. Fingers unbeschädigt. Länge 84; prox. Breite 52.

Krallenphalange (B) des II. Fingers, leicht abgerollt, die tiefgespaltene Spitze auf der linken Seite beschädigt. Erhaltene Länge 122; Höhe über Gelenkfläche gemessen 79.

Obwohl eine eingehende Beschreibung dieser Reste bei anderer Gelegenheit beabsichtigt ist, sollen hier noch einige Einzelheiten mitgeteilt werden.

Die Unterschiede des *Chalicotherium goldfussi* Kaup gegenüber dem miozänen *Chalicotherium grande* Lartet scheinen im Gebiß nicht sehr augenfällig zu sein und ihre Feststellung bedarf noch eingehender vergleichender Untersuchung. Die beiden Zähne liegen knapp unter der Variationsbreite der Zähne aus den rheinhessischen Dinotheriensanden (Wehrli, 1939). — Die Determination der großen Grundphalange als „II. Finger“ ist nicht ganz gesichert, aber sehr wahrscheinlich. Die für diesen Knochen als Regel angegebene Koossifikation mit der distal folgenden Phalange scheint — wie unveröffentlichte Beobachtungen an einem größeren miozänen Material

zeigen — keineswegs immer zuzutreffen. Ich beziehe daher diese Grundphalange mit Rücksicht auf ihre beträchtliche Größe vorläufig auf den II. Strahl der Hand.

Das interessanteste Stück ist das Metatarsale III. Es erweist sich morphologisch gut unterscheidbar von dem gleichen Knochen miozäner Chalicotherien und ist — soweit aus der mir zugänglichen Literatur zu ersehen — bisher von *Chalicotherium goldfussi* nicht bekannt gewesen. Der Knochen ist erheblich kürzer und gedrungener, mit fast quadratischem Querschnitt des Schaftes, die proximale Gelenkfläche viel steiler abgeschragt als bei *Chalicotherium grande*. Es ist demnach zu erwarten, daß *Chalicotherium goldfussi* von *Chalicotherium grande* auch in anderen Teilen des Skelettes gut unterscheidbar sein wird.

*Hyotherium palaeochocrus* (Kaup) (A, B).

Das Material umfaßt ein Unterkieferfragment, vier Einzelzähne und drei Astragali.

Rechtes Unterkieferbruchstück (B) mit  $M_3$ ,  $M_2$  und dem beschädigten  $M_1$ .

Vom Kieferknochen sind nur die Partien unmittelbar um die Alveolen erhalten. Der Zahnschmelz ist korrodiert, bläulich verfärbt.

Abkautung mit Ausnahme von  $M_3$  ist kräftig.

Einzelzähne (B):  $M_2$  sin. Zahnkeim;  $M_2$  dext. wenig abgekaut;  $M_3$  sin. abgerollt ohne Wurzeln, vordere Partie der Krone fehlt;  $M^2$  dext. Zahnkeim abgerollt.

Maße:	Länge	Breite
$M_2$ (Kieferstück)	22.5	19
$M_2$ sin.	22.3	15
$M_2$ dext.	23	17
$M_3$ (Kieferstück)	31.5	19.5
$M^2$ dext.	23.5	19

Die Unterschiede in Proportion und Größe bei  $M_2$  sind vielleicht als Geschlechtsunterschiede zu deuten.

Astragalus (A) dext. etwas abgerollt, etwas beschädigt. Länge 44; medio-lat. Breite 25.

Astragalus (A) sin. abgerollt. Die stark poröse Beschaffenheit des Knochens und die geringe Größe deuten auf ein juveniles Individuum.

Astragalus (B) dext. stark abgerollt. Wie vorher. Länge 42; medio-lat. Breite 22.

*Dorcatherium nauii* Kaup (A, B).

Ein kleines, charakteristisches Material ist auf diesen Traguliden zu beziehen.

Unterkiefer-Bruchstück (B) recbts, mit  $M_1$ ,  $M_2$ ,  $M_3$ . Der letzte Molar beschädigt, wenig abgekaut.

Höhe des Kiefers		Länge	Breite	
unter $M_2$	21;	$M_1$	11.5	7.5
		$M_2$	12	8
		$M_3$	—	9

Unterkiefer (A) links. Hintere Hälfte des Ramus mit  $M_2$  erhalten.

Höhe des Kiefers	Länge	Breite
unter $M_2$ 20;	$M_2$ 12·4	8

Astragalus (B) dext. Länge 29; medio-lat. Breite 16.

Metatarsale III + IV sin. (A), obere Gelenkenden mit einem Stück des Schaftes. Erhaltene Länge 59; prox. medio-lat. Breite 19·5.

*Miotragocerus pannoniae* (Kretzoi) (A, B).

Schädelfragment bestehend aus beiden Frontalia mit den Basen der Hornzapfen und Teilen der Orbitae (A oder B). Die Hornzapfen sind durch „Fazettierung“ schräg abgeschnitten. Wahrscheinlich war der Schädel schon fest im Sediment eingebettet, während die Hornzapfen herausragten und von dem im fließenden Wasser darüber hinbewegten Schotter abgerieben wurden. Wie die verstrichenen Schädelnähte zeigen, handelt es sich um ein adultes Tier. Die Hornzapfen haben breit elliptischen Querschnitt und sind auf der Vorderseite zugespitzt. Von der Basis jedes Hornzapfens zieht eine scharfe Knochenleiste auf der Oberfläche der Frontalia schräg einwärts nach hinten in den Frontoparietalwulst. Hinter den Hornzapfen bilden die Frontalia eine deutliche Einmuldung, die hinten von Knochenleisten und dem Frontoparietalwulst begrenzt wird. In dieser Mulde erhebt sich von der verstrichenen Mittellinie nach beiden Seiten ausbreitend eine symmetrische flache Auftreibung des Knochens mit grubig-narbiger Oberfläche. Wie Untersuchungen der letzten Zeit ergaben (Therrien, 1948), gehört der überwiegende Teil aller Antilopenreste aus dem Unterpliozän des Wiener Beckens dieser von Kretzoi (1941) beschriebenen Art an. Bei dem vorliegenden Stück scheint es sich um den Rest einer verhältnismäßig kleinen Form zu handeln.

Stirnbreite außen unter den Hornzapfen 113; medio-lat. Durchmesser der Hornzapfen 34; antero-post. Durchmesser der Hornzapfen ca. 52.

Auf diese Art sind weiters noch zu beziehen:

Ein rechter Hornzapfen eines jugendlichen Tieres (C). An der Basis beschädigt. Der Hornzapfen hat flach elliptischen Querschnitt, verbreitert sich stark gegen die Basis und trägt dort an der Vorderseite im unteren Viertel eine unvermittelt angesetzte Schneide. Die Vorderkante des Zapfens ist etwas nach hinten gebogen, die Hinterkante ist gerade. Die poröse Beschaffenheit des Knochens deutet auf junges Alter.

Erhaltene Länge von Basis-Vorderkante bis Spitze 126.

Rechtes Unterkiefer-Bruchstück (A) mit  $M_2$  und  $M_3$  abgekaut;  $M_3$  sin. (A) abgekaut;  $M^2$  und  $M^3$  sin. (B).

	$M_2$ (Kieferfgmt.)	$M_3$ (Kieferfgmt.)	$M_3$ sin.	$M^2$ sin.	$M^3$ sin.
Länge	18	25	25	19	18
Breite	12·5	12·5	12	20	19

Vorderende einer linken Mandibel (B), ohne Zähne.

Metatarsale dext. (A) obere Hälfte des Schaftes mit Gelenkende.

Astragalus sin. (B) nicht abgerollt. Länge 47·5; medio-lat. Breite 29.  
 Calcaneus sin. (B) leicht abgerollt. Länge 92; medio-lat. Breite 25.

#### Bovide indet.

Eine Anzahl von Knochen, die sich wegen ihrer etwas geringeren Größe mit *Miotragocerus pannoniae* nicht mit Sicherheit vereinigen lassen, werden unter dieser Bezeichnung angeführt.

Humerus dext. (A) distale Hälfte.

Metacarpale dext. (A) prox. Ende mit Stück des Schaftes.

Tibia, vier distale Enden (A, B, C).

Astragalus (A, B, C) drei dext. ein sin. in verschiedenen Abrollungsstadien. Länge 40—43; medio-lat. Breite 25—27.

Calcaneus dext. (B) stark abgerollt und beschädigt.

Phalangen (A, B) zwei Grund- und eine Mittelphalange.

#### *Dinotherium giganteum* Kaup (A, B, C).

Nach der bisher gebräuchlichen Fassung dieser Art sind ein P<sup>3</sup>, P<sup>4</sup> und M<sup>2</sup> sowie verschiedene Knochen hierher zu stellen. P<sup>3</sup> dext. (A oder B) sehr stark abgekaut, Wurzeln beschädigt. Länge 73; Breite 66. P<sup>4</sup> dext. (B) Krone vollständig erhalten, kleine Absplittierungen am inneren Rand. Innenwurzel vollständig erhalten, Außenwurzeln alt abgebrochen. Besonders bemerkenswert am Bau der Zahnkrone ist das Auftreten eines kleinen zapfenförmigen Höckers nahe dem lingualen Rand zwischen den beiden Jochen. Länge 68; Breite 72.

M<sup>2</sup> dext. (C) Krone vollständig erhalten, von den Wurzeln nur die Spitzen abgebrochen. Zwischen den Wurzeln Reste des Kieferknochens. Kräftige Abkautung. Am Hinterjoch eine normale halbmondförmige Kaumarke, am lingualen Teil des Vorderjoches eine auffällige, tiefe, grubenförmige Kaumarke von rundlichem Umriß. Ähnliche Abkautungserscheinungen beschreibt Laskarev (1944) an Zähnen von *D. giganteum* aus Serbien und bringt sie mit einer Änderung des Abkautungsvorganges im Laufe der Individualentwicklung in Zusammenhang. Länge 83; Breite 81.

Rechte Femur-Diaphyse (C) von 850 erhaltener Länge. Gesamtlänge des Femurs zirka 1100—1200.

Calcaneus dext. (C) vollständig. Länge 290; medio-lat. Breite 239.

Diese beiden Knochen lassen sich größtmäßig den von Stromer (1938) von *Dinotherium giganteum* mitgeteilten Maßen gut einfügen.

#### *Mastodon (Tetralophodon) longirostris* Kaup (A, B, C).

Es liegen zwei größere Backenzahnbruchstücke vor. Zahlreiche kleinere Bruchstücke und Splitter von Rackenzähnen und Inzisoren, darunter ein Fragment eines M<sup>1</sup> und ein etwas abgerolltes M<sub>3</sub>-Bruchstück sind mit großer Wahrscheinlichkeit auch auf diese Art zu beziehen (A, B, C).

M<sub>3</sub> sin. (C) Vorderteil eines Zahnes mit zwei Jochen. Schmelz weiß bis grünlichgrau. Die Innenhälften der beiden Joche und der dazwischenliegende Sperrhöcker sind mäßig abgekaut. Deutliche Entwicklung der Sperrhöcker. Größte erhaltene Breite 83·5.

M<sup>3</sup> dext. (B) Hinterende des Zahnes. Schmelz gelblichweiß his braun. Leichte Abkautung an den Spitzen der Jochs. Wurzeln teilweise erhalten. Reste kleiner Zementdepots zwischen den Jochs. Anklänge an „stegodont“ Jochbildung. Größte erhaltene Breite 75.

#### Proboscidea indet.

Ein abgerolltes Metapodium (B) sowie ein distales Fragment (A oder B).

Zwei abgerollte Grundphalangen (B).

Zwei Mittelphalangen, davon eine beschädigt (A).

Ein stark abgerolltes Tarsale (B).

Die geringe Größe dieser Knochen macht die Zugehörigkeit zu *Mastodon* wahrscheinlich.

Überblickt man die Fauna von Gaiselberg in der Gesamtheit ihrer bestimmbaren Elemente, so hietet sie ein Bild, das von der klassischen Pikermifauna erheblich abweicht. Diese Erkenntnis ist grundsätzlich keineswegs neu. Antonius (1918), von Königswald (1929) haben u. a. darauf hingewiesen, daß der Lebensraum und die Zusammensetzung der mitteleuropäischen Unterpliozän-Faunen von der typischen Pikermi-Fauna verschieden sind. Im Vordergrund derartiger Vergleiche steht gewöhnlich die Fauna von Eppelsheim, die nach von Königswald (1929) mit ganz wenigen Ausnahmen sicherer östlicher Einwanderer (vor allem *Hipparion*) eine aus der europäischen obermiozänen Säugetierfauna hervorgegangene Waldfauna ist. *Hipparion gracile* wird dabei ebenfalls als Element dieser Waldfauna eingliedert und als Bewohner der in die Waldgebiete eingestreuten Lichtungen und Grasflächen betrachtet. Der unter den europäischen Hipparionen am weitesten komplizierte Zahnbau wird als Merkmal dieser Lebensweise angeführt (Antonius, 1918).

Aus dem Wiener Becken ist in neuerer Zeit noch keine unterpliozäne Säugetierfauna beschrieben worden. Es kommt daher dieser Faunenbeschreibung trotz der ihr anhaftenden Mängel ein gewisses Interesse zu, weil damit eine zunächst auch nur bescheidene Möglichkeit zu Vergleichen mit anderen Unterpliozän-Faunen vorhanden ist. — Unter den Carnivoren bildet *Hadriectis fricki* Pia das bisher auffälligste Element. Reste riesiger Marder waren bisher nur aus Ostasien bekannt (Zdansky, 1924, u. a.). Erst in neuester Zeit wurden ähnliche Formen aus Europa beschrieben: *Plesiogulo monspesulanus* (Viret, 1939) aus dem Mittelpliozän von Montpellier, *Eomellivora hungarica* (Kretzoi, 1942) aus dem Unterpliozän von Polgárdi und Csákvár in Ungarn und *Hadriectis fricki* (Pia 1939) aus dem Unterpliozän (Mittelpannon) von Wien-Meidling. Die bisher im europäischen Pliozän äußerst seltenen derartigen Funde sind für die Frage des Lebensraumes dieser Faunen noch schwer zu deuten. Viret sieht in seinem *Plesiogulo* einen Einwanderer aus Asien. Pia diskutiert die Möglichkeit einer Ableitung von *Hadriectis* aus Musteliden des europäischen Miozäns. *Hadriectis* als Verwandter des

lebenden afrikanischen Honigdachs es darf vielleicht, wie dieser als Bewohner baumloser Ebenen betrachtet werden. Sichere Schlüsse auf den Biotop gestattet dieser bisher so seltene Mustelide jedoch nicht.

Der durch einen Zahn ( $M_2$ ) belegte große Amphicyonide stellt sich als unzweifelhafter Abkömmling aus der Gruppe des miozänen *Amphicyon maior* dar und darf ohne weiteres als Element einer bodenständigen Waldfauna betrachtet werden. Ihm entspricht *A. eppelsheimensis* (Weitzel 1930) in der Fauna von Eppelsheim. Die Nashörner — vorwiegend wohl *Aceratherium incisivum* Kaup — sind keine typischen Bewohner der Steppe. Die zahlreichen Reste von *Hipparion* sind auf *Hipparion gracile* (Kaup) zu beziehen, das Antonius (1918) in Eppelsheim als Bewohner der Waldweiden betrachtet. Zu hemerken ist noch, daß *Hipparion* in der Fauna von Gaiselberg wohl häufig, jedoch auf keinen Fall in so großer Individuenzahl auftritt, wie in Pikermi oder auch in den geographisch näher gelegenen ungarischen Fundorten (Baltavár usw.). — *Chalicotherium goldfussi* Kaup ist ein seltenes aber kennzeichnendes Glied der Eppelsheimer Fauna und wird, wie sein miozäner Vorfahre *Ch. grande* (Lartet) als Waldform angesehen. — *Hyotherium palaeochoerus* (Kaup), ein waldbewohnendes Wildschwein, ist ebenfalls aus Eppelsheim bekannt. Dasselbe gilt für *Dorcatherium navi* Kaup, einem Verwandten des afrikanischen Zwergmoschustieres.

Die Antilope *Miotragocerus pannoniae* (Kretzoi) ist ein sehr bezeichnendes Glied dieser Fauna und der unterpliozänen Säugetierfauna des Wiener Beckens überhaupt. Sie scheint der Fauna von Eppelsheim zu fehlen. *Miotragocerus pannoniae* verdient in mehrfacher Hinsicht besondere Beachtung. Er repräsentiert nicht nur die einzige sichere Antilope in der Fauna von Gaiselberg, sondern scheint auch in der gesamten Unterpliozän-Fauna des Wiener Beckens die einzige häufige Antilope zu sein. Durch eben erst abgeschlossene Untersuchungen von Thenius (1948) hat sich nämlich gezeigt, daß verschiedene bisher als „*Protoryx*“, „*Palaeoryx*“ und „? *Gazella* sp.“ bestimmte Hornzapfen in den hiesigen Sammlungen mit Sicherheit nur als Wachstums-Stadien der einen Art *Miotragocerus pannoniae* zu gelten haben. Thenius erwähnt dabei auch die Möglichkeit naher stammesgeschichtlicher Beziehungen zu *Miotragocerus monacensis* Stromer des europäischen Miozäns; in diesem Falle wäre auch *Miotragocerus pannoniae* als bodenständiges Faunenelement zu bewerten. Zumindest aber entstammt er einer östlichen Einwandererwelle, die schon im Miozän Europa erreicht hatte (Sickenberg 1929). — Die im gesamten mitteleuropäischen Unterpliozän verbreiteten Proboscidier *Dinotherium giganteum* Kaup und *Mastodon longirostris* Kaup sind beide Nachkommen der miozänen Wald-, bzw. Sumpfwaldfauna.

Der Vollständigkeit halber seien hier auch verhältnismäßig häufige Reste von Schildkröten erwähnt. Es handelt sich durchwegs um einzelne, z. T. abgerollte Platten, die außer ihrer Zugehörigkeit zu

den Testudinaten keine nähere Bestimmung gestatten<sup>3)</sup>. Sie entstammen wohl denselben Lebensräumen, wie die Reste der Säugetiere.

Fassen wir das Ergebnis dieser Analyse kurz zusammen, so ist die unterpliozäne Fauna von Gaiselberg nach der überwiegenden Mehrzahl ihrer sicher deutbaren Faunenelemente als Waldfauna zu bezeichnen. Ähnlich der Fauna von Eppelsheim besteht sie fast ausschließlich (Ausnahme: *Hipparion*, vielleicht *Hodriectis*?) aus Elementen, die aus der einheimischen Miozän-Fauna abgeleitet werden können, ein Verhalten, das wahrscheinlich bei Untersuchung weiterer Unterpliozän-Faunen im Wiener Becken ähnlich angetroffen werden wird.

Es zeigt sich überhaupt, daß die Welle der im Unterpliozän in Europa einwandernden östlichen Steppenfauna, der typischen Pikermifauna, im Wiener Becken schon ziemlich abgeklungen war und nur mehr *Hipparion* als wesentliches Element dieser Fauna weiter westwärts vorgedrungen ist. Eine gewisse Mittelstellung zwischen den mitteleuropäischen Unterpliozän-Faunen und der Pikermifauna nehmen die Faunen ungarischer Fundorte (Baltavár, Polgárdi) ein, wo die in Pikermi häufigen Giraffiden (*Helladotherium*) noch vereinzelt, Hipparionen und Gazellen aber noch in großer Individuenzahl auftreten.

Den vorliegenden Untersuchungen liegt auch ein stratigraphischer Gesichtspunkt zugrunde. Wenn wir von den klassischen Beschreibungen aus der zweiten Hälfte des vergangenen Jahrhunderts absehen, sollte erstmalig eine Säugetierfauna aus dem Unterpliozän des Wiener Beckens ausführlicher beschrieben werden, deren stratigraphische Stellung durch das Zusammenvorkommen mit Leitfossilien eindeutig feststeht. Wie schon eingangs angeführt, ist das Alter dieser Fauna Unterpannon, Zone der *Congeria partschi* (nach Friedl 1931). Sie enthält keine Elemente, die als heterochronallochthon im Sinne von Ehrenberg (1929) aus aufgearbeiteten miozänen Bildungen umgelagert wären. Ein diesbezüglicher Verdacht bestand zunächst nur bei den *Chalicotherium*-Resten, die sich aber im Laufe dieser Untersuchung (s. o.) vom miozänen *Ch. grande* (Lartet) verschieden erwiesen haben.

Soll gegenüber den alten Erkenntnissen von E. Suess (1863) über die Aufeinanderfolge der Landfaunen im Wiener Becken in stratigraphischer Hinsicht ein Fortschritt erzielt werden, so wird es zunächst notwendig sein, jene Säugetierfaunen zu untersuchen und zu beschreiben, die sich in unmittelbare Beziehung zu dem Profil der Meeresablagerungen setzen lassen. Die Stratigraphie ist vor allem auf Evertibraten aufgebaut. Eine Untersuchung, welche die Verwendbarkeit von Landsäugetierfaunen für detailstratigraphische Gliederungen prüfen soll, muß die Säugetierfaunen erst „eichen“ und in Beziehung bringen mit den Zonenfossilien der gebräuchlichen Stratigraphie (vgl. Schindewolf 1944). Man kann also zunächst nur von solchen Faunen und Funden ausgehen, deren Alter möglichst

<sup>3)</sup> Herr Professor Dr. O. Kühn, der eine Bearbeitung der Reptilien des Wiener Neogen in anderem Zusammenhange plant, war so freundlich, diese Reste zu begutachten.

genau bekannt ist. Es muß zu diesem Zweck — will man sich nicht in einen *circulus vitiosus* begeben — alles Material vorläufig beiseite gelassen werden, das diesen Anforderungen nicht entspricht, mag es vom rein paläontologischen Standpunkt auch sehr interessant sein.

Im obigen Sinne soll diese Beschreibung der Fauna von Gaiselberg ein erster bescheidener Schritt sein. Es ist verständlich, daß sie allein kein stratigraphisches Ergebnis bringen kann, bevor nicht ein Vergleich mit anderen neubeschriebenen, zeitlich genau eingestuften Faunen des Wiener Beckens möglich ist.

Solche Neubearbeitungen werden — wenn die Umstände dies gestatten — folgen. Eine erste Ergänzung soll die von Thénius beabsichtigte Beschreibung der Fauna von Vösendorf bei Wien bringen, die, einem fossilen Spülsaum mit *Congeria subglobosa* entstammend, sicher mittelpannonischen Alters ist (Papp 1948).

### Zusammenfassung.

Aus unterpliozänen Schottern (Unter-Pannon, Zone der *Congeria partschi*) von Gaiselberg bei Zistersdorf in Niederösterreich wird eine Säugetierfauna beschrieben. Diese umfaßt:

*Amphicyon* sp.

Felide indet.

*Hadriectis frieki* Pia.

Bhinocerotidae indet.

*Aceratherium incisivum* Kaup.

*Hipparion gracile* (Kaup).

*Hipparion* sp.

*Chalicotherium goldfussi* Kaup.

*Hyootherium palaeochoerus* (Kaup).

*Dorcatherium navi* Kaup.

*Miotragocerus pannoniae* (Kretzoi).

*Dinotherium giganteum* Kaup.

*Mastodon* (*Tetralophodon*) *longirostris* Kaup.

Es handelt sich nach dem überwiegenden Anteil ihrer Zusammensetzung um eine Waldfauna, die sich aus der einheimischen Tierwelt des Obermiozäns entwickelt hat, ähnlich jener der Dinotheriensande von Eppelsheim (Rheinhausen). Das einzige sicher östliche Element sind die Hipparionen. — Art und Umfang des Fundmaterials wird verzeichnet und die Beziehungen dieser Fauna zu anderen Säugetierfaunen des europäischen Unterpliozäns werden kurz gestreift. — Von *Hadriectis frieki*, bisher nur durch spärliche Reste belegt, wird ein Unterkiefer beschrieben. Die Kenntnis dieses bisher so seltenen Muskeliden wird dadurch wesentlich erweitert. Von *Chalicotherium goldfussi* liegt u. a. ein Metatarsale III vor.

### Angeführte Schriften.

- Antonius O., 1918, Untersuchungen über den phylogenetischen Zusammenhang zwischen Hipparion und Equus. — Z. f. induct. Abstammungs- und Vererbungslehre, 26, Leipzig.
- Depéret Ch. & Rérolle, 1885, Note sur la géologie et sur les mammifères fossiles du bassin lacustre miocène supérieur de la Cerdagne. — Bull. Soc. géol. France (3), 13, Paris.

- Ehrenberg K., 1929, Erhaltungszustand und Vorkommen der Fossilreste und die Methoden ihrer Erforschung. — In E. Abderhalden, Handbuch d. biol. Arbeitsmethoden, Berlin und Wien.
- Friedl K., 1931, Über die Gliederung der pannonischen Sedimente des Wiener Beckens. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **24**.
- Janoschek R., 1943, Das Inneralpine Wiener Becken. — In F. X. Schaffer, Geologie der Ostmark, Wien.
- Kaup J. J., 1832—1839, Description d'ossements fossiles de Mammifères inconnues jusq' à présent qui se trouvent au Muséum grand-ducal de Darmstadt, Darmstadt.
- Kaup J. J., 1833, Die zwei urweltlichen pferdeartigen Tiere, welche im tertiären Sande bei Eppelsheim gefunden wurden. — Nova Acta nat. curios., **1**, Darmstadt.
- Kittl E., 1891, Die jungtertiären Säugetierfunde in der Maunersdorfer Ziegelei bei Angern. — Ann. Naturhist. Mus. (Notizen, p. 92), Wien.
- Königswald R. v., 1929, Bemerkungen zur Säugetierfauna des rheinhessischen Dinotheriensandes. — Senckenbergiana, **11**, Frankfurt/M.
- Kretzoi M., 1941, Neue Antilopenform aus dem Soproner Sarmat. — Földtani Közlöny, **71**, Budapest.
- Kretzoi M., 1942, Eomellivora von Polgárdi und Csákvár. — Földtani Közlöny, **72**, Budapest.
- Laskarev V., 1944, Über die Dinotherienreste aus Serbien. — N. Jahrb. f. Min. usw., Abt. B, Stuttgart.
- Papp A., 1948, Über ein fossiles Wespennest aus den Congerienschichten. — Natur u. Technik, **2**, Wien.
- Pia J. & O. Sickenberg, 1934, Katalog der in den österreichischen Sammlungen befindlichen Säugetierreste des Jungtertiärs Österreichs und der Randgebiete. — Denkschr. Naturhist. Mus. Wien, **4**, Wien und Leipzig.
- Pia J., 1939, Ein riesiger Honigdachs (Mellivorine) aus dem Unterpliozän von Wien. — Ann. Naturhist. Mus. Wien, **50**, Wien.
- Schindewolf O. H., 1944, Grundlagen und Methoden der paläontologischen Chronologie. — Berlin-Zehlendorf (Borntraeger).
- Schlösser M., 1921, Die Hipparionienfauna von Veles in Mazedonien. — Abh. Bayer. Akad. Wiss. mathem. phys. Kl. **29**, München.
- Sickenberg O., 1929, Eine neue Antilope und andere Säugetierreste aus dem Obermiozän Niederösterreichs. — Palaeobiologica, **2**, Wien.
- Stromer v. Reichenbach E., 1938, Huftierreste aus dem unterpliozänen Flinzsande Münchens. — Abh. Bayer. Akad. Wiss. mathem.-nat. Abt., N. F., H. **44**, München.
- Sueß E., 1863, Über die Verschiedenheit und die Aufeinanderfolge der tertiären Landfaunen in der Niederung von Wien. — Sber. Akad. Wiss. mathem.-nat. Kl. **47**, Wien.
- Thenius E., 1948, Über die Entwicklung des Hornzapfens von Miotragercus. — Sber. österr. Akad. Wiss. mathem.-nat. Kl. **157**, Wien.
- Viret J., 1939, Monographie Paléontologique de la Faune de Vertébrés des Sables de Montpellier. III. Carnivora fissipedia. — Trav. Labor. Géol. **37**, Lyon.
- Wehrli H., 1939, Die Chalicotherien aus den Dinotheriensanden Rheinhessens. — Mitt. Reichsst. f. Bodenf., Zweigst. Darmstadt, V. Folge, H. **20** Darmstadt.
- Weitzel K., 1930, Neue Amphicyoniden aus dem Mainzer Becken. — Notizbl. Ver. f. Erdkde u. d. Hess. Geol. Landesanst. V. Folge, H. **13**, Darmstadt.
- Zanpe H., 1948, Neue Funde von Raubtieren aus dem Unterpliozän des Wiener Beckens. — Sber. österr. Akad. Wiss. mathem.-nat. Kl. **157**, Wien.



# Querfaltungen im Gebiet des oberen Ybbs- und Erlauftales

(Niederösterreichische Kalkalpen)

Von Anton Ruttner.

Mit 1 Tafel und 6 Abbildungen im Text.

## Vorwort.

Die vorliegende Arbeit stützt sich auf die Ergebnisse der geologischen Aufnahmsarbeiten, die im Jahre 1934 im engeren Lunzer Gebiet als Dissertation unter der Leitung meines verehrten Lehrers, Herrn Prof. Dr. R. v. Klebelsberg, begonnen und später, durch den Krieg und seine Folgen lang und nachhaltig unterbrochen, auf weitere Gebiete des Blattes Gaming—Mariazell ausgedehnt wurden.

Sie ist ein Beitrag zu der Festschrift, die Herrn Prof. Klebelsberg anlässlich seines 60. Geburtstages am 14. Dezember 1946 überreicht wurde, muß aber, da sie kein Tiroler Gebiet behandelt, außerhalb des zur Zeit im Druck befindlichen Festschriftbandes der Veröffentlichungen des Museum Ferdinandeum (Innsbruck) erscheinen.

In dankbarer Verehrung sei sie meinem Lehrmeister gewidmet.

## 1. Einleitung.

Faltungen oder auch Überschiebungen, die quer zum allgemeinen Schichtstreichen verlaufen, sind innerhalb der nördlichen Kalkalpen vielfach beobachtet worden. Da sie aber — abgesehen von dem in der Tektonik der nördlichen Kalkalpen so einschneidenden Querfaltenbau der Weyerer Bögen — gegenüber dem Hauptbauplan (mit ungefähr E—W-streichenden Achsen) sehr zurücktreten, wird ihnen im allgemeinen keine größere Bedeutung beigemessen. Nur Ampferer hat in neuerer Zeit aus zahlreichen Gebieten der nördlichen Kalkalpen Querfalten beschrieben, die er in den meisten Fällen auf einen jüngeren E—W-Schub zurückführen konnte.

Eine genaue tektonische Analyse unter Anwendung gefügekundlicher Methoden auf kalkalpinem Gebiet wurde erstmalig durch A. Fuchs durchgeführt (1944), der in dem Gebiet Achensee—Kaisergebirge mehrere sich überlagernde Deformationspläne nachweisen konnte.

Die Neuaufnahmen auf Blatt Gaming—Mariazell ergaben nun, daß auch hier das Schichtstreichen vielfach quer zu dem vorherrschenden SW—NE-streichenden Bauplan verläuft. Stellenweise ist dieses Querstreichen der Schichten so dominierend, daß man von einem ausgesprochenen Querfaltenbau sprechen kann.

Im folgenden soll — einer umfassenden geologischen Darstellung des ganzen Gebietes vorgreifend — versucht werden, durch eine möglichst genaue tektonische Analyse eine Erklärung für die hier so auffallenden Querfalten zu finden und die Beziehungen derselben zum Gesamtbau des Gebietes zu ermitteln.

Es werden hier in erster Linie die Ergebnisse der feldgeologischen Arbeiten, für die zum großen Teil schon die ausgezeichnete neue topographische Karte des Kartographischen Institutes 1:25.000 zur Verfügung stand, verwertet. Eine gefügekundliche Analyse ist zur Zeit im Gange; ihre Ergebnisse werden in einer späteren Arbeit veröffentlicht werden. Die wenigen dieser Arbeit beigegebenen Diagramme sollen nur die Beziehungen zwischen dem tektonischen Bau im großen, der aus dem geologischen Kartenbild herausgelesen werden kann, und den im Achsen- und Flächengefüge erkennbaren Deformationsplänen aufzeigen.

Die gefügekundlichen Untersuchungen werden nach den Richtlinien B. Sanders (1940, 1942, 1948) durchgeführt. Es wurde Wert darauf gelegt, zunächst in kleinen Bereichen möglichst viele Gefügedaten einzumessen; die hier wiedergegebenen Diagramme sind Sammel-diagramme über größere homogene Bereiche. Solche eingemessene Gefügedaten sind: Fältlungsachsen, Scherflächen, deutlich ausgeprägte Klüfte und Schichtflächen. Die Achsendiagramme enthalten die Durchstoßpunkte der Achsen, die Flächendiagramme die Durchstoßpunkte der Flächenpole auf der in flächentreuer Projektion dargestellten unteren Hälfte der Lagenkugel. Die Besetzungsdichte der Fältlungsachsen sowie die der Scher- und Klufflächenpole ist in den Diagrammen  $D_1$ — $D_3$  statistisch durch Auszählen ermittelt und in Prozenten angegeben, die Durchstoßpunkte der Schichtflächenpole dagegen einzeln eingetragen.

In den Flächendiagrammen sind die durch unzufällige dichtere Besetzung erkennbaren Pol-( $\pi$ )-Kreise und die Lage der dazu gehörigen Achsen ( $\beta$ ) bezeichnet.

Herrn Prof. B. Sander danke ich schon jetzt für seine Förderung dieser Arbeiten durch Rat und Aufmunterung.

Auf die kürzlich erschienene große Arbeit von F. Trauth über die Geologie des Kalkalpenbereiches der zweiten Wiener Hochquellenleitung konnte in dieser Arbeit aus Zeitmangel leider nicht mehr Bezug genommen werden. Es soll dies gelegentlich der Veröffentlichung des gefügekundlichen Teiles nachgetragen werden.

Das hier behandelte Gebiet umfaßt nördliche Teile der Ötscher-Decke (Großer und Kleiner Ötscher, das oberste Ybbstal und die Hochfläche des Dürrenstein) sowie das nördlich vorgelagerte Gelände der Lunzer Decke zwischen Lunz und Lackenhof im Süden und Gaming, bezw. das obere Erlaufthal im Norden.

## 2. Die Ötscher-Decke.

Im Gegensatz zur Lunzer Decke ist in unserem Gebiet die Ötscher-Decke durch eine recht eintönige, rein dolomitisch-kalkige Schichtfolge (Berchtesgadener Fazies: Werfener Schichten, Ramsaudolomit, schmales Raibler-Band, Dachsteindolomit, Dachsteinkalk, verschiedene Lias-Kalke) und einen verhältnismäßig ruhigen Bau ausgezeichnet. Letzterer wird durch zwei Faktoren bestimmt: a) durch die Tektonik des Nordrandes der Decke und die Störungen, die weiter im Süden dem Deckennordrand parallel laufen und b) durch einen weit gespannten, älteren Querfaltenbau. Bevor wir uns diesem zuwenden, ist es notwendig, die unter a) genannten Störungen, die offensichtlich mit dem Deckenschub selbst ursächlich zusammenhängen, näher zu beschreiben.

a) Der Bau des Nordrandes der Ötscher-Decke und die Störungen parallel dazu.

Bezüglich des Decken-Nordrandes führten die Ergebnisse der Detailkartierung des Ötscher-Dürrensteingebietes zu denselben Anschauungen, die Trauth, von Norden kommend, auf Grund mehr regional-tektonischer Studien geäußert hat (1934, 1936). Der nördliche Deckenrand ist ein rein tektonischer und kein zufälliger Erosionsrand, wie schon Ampferer (1930) betont. Die Schichten der Ötscher-Decke sind hier nach N, bezw. NW gegen das nördliche Vorland herabgebogen und bilden eine ausgesprochene antiklinale Deckenstirn. Dies ist besonders im Westen, im Gebiet des unteren Steinbachtals, an dem Verlauf des schmalen Bandes von Baibler Schichten zwischen Ramsaudolomit und Dachsteindolomit deutlich zu erkennen. Aber auch an anderen Stellen, wie z. B. im Gebiet des Schwarzen Ötschers, ist ein N-, bezw. NW-Fallen der Schichten nahe des Deckenrandes festzustellen, eine Erscheinung, auf die übrigens schon Bittner (1893) hingewiesen hat.

Dies hat zur Folge, daß am Nordrand der Ötscher-Decke fast überall relativ junge Gesteine dieser Decke (Dachsteinkalk, im Gebiete des Schwarzen Ötschers auch Lias) an wesentlich ältere Schichtglieder der Lunzer Decke (vorw. Werfener Schichten<sup>\*)</sup> und Gutensteiner Kalk, im Osten auch Lunzer Schichten und Opponitzer Kalk) grängen; sie bilden den schon mehrfach beschriebenen schmalen Kalkzug unmittelbar am Nordrand der Ötscher-Decke (Bittner, 1893, Ampferer, 1930), welcher die Kalkwände beiderseits der Steinbacher Not, den Rücken des Hochkogels, den Hörauerberg, den Großkopf westlich und den Kalkstreifen östlich des Lechnergrabens, die Kalkfelsen beiderseits des Seebachtals südlich Seehof, den Rücken nordöstlich des Durchlaßsattels, den Sagkogel im Ybbstal bei Langau und die Nordseite des Schwarzen Ötschers aufbaut. Diese Kalke sind stark zertrümmert, die Klüfte vielfach durch Kalzitadern verheilt. Die Bankung des Dachsteinkalkes ist meist verlorengegangen, nur die für den Dachsteinkalk so typische

\*) Die am Nordrand der Ötscher-Decke auftretenden Werfener Schichten werden hier der Lunzer Decke zugerechnet, da sie regelmäßig in Verbindung mit dem Gutensteiner Kalk dieser Decke auftreten.

mm-Feinschichtung ist an manchen Stellen noch zu sehen. An der Nordseite des Schwarzen Ötschers treten in diesen Kalken auch typische Hierlatzkalke auf.

Meist ist der ursprüngliche Verband dieser Deckenstirn mit dem Deckenkörper selbst noch erhalten. Im Gebiet des Großkopfes, zwischen dem Goldau- und dem Lechnergraben, kam es aber südostwärts dieses Kalkstreifens in der Deckenstirn zur Ausbildung einer sekundären Scherfläche, welche mit Werfener Schichten, die Schollen von Gutensteiner Kalk enthalten, ausgeschmiert ist, parallel zur eigentlichen Überschiebungslinie SW—NE streicht und gegen SE einfällt. Die Hauptmasse der Ötscher-Decke hat hier also ihre eigene Stirn überschoben; letztere liegt jetzt als eine schmale, gegen NW geneigte Kalkscholle mit Dolomit an der Basis zwischen der Lunzer Decke und der eigentlichen Ötscher-Decke.

Die Überschiebungsfläche der Ötscher-Decke streicht im Westen des Gebietes WSW—ENE (N 60° E), im Osten fast genau E—W und fällt verhältnismäßig steil (durchschnittlich mit 60°) gegen SSE, bzw. S ein. Gegen Westen wird das Einfallen der Überschiebungsfläche etwas flacher (40° bis 45°).

Die Ötscher-Decke ist somit allem Anschein nach tief in ihr nördliches Vorland, das zur Zeit des Aufschubes wahrscheinlich schon gefaltet und weitgehend erodiert war (s. S. 116), eingesenkt, eine Vorstellung, die auch von Ampferer (1930) ausgesprochen wurde. Offensichtlich ist die schwere Schubmasse der Ötscher-Decke beim Überfahren ihres nachgiebigen Untergrundes (Lunzer Decke) in denselben eingesunken und in der letzten Phase dieser Bewegung an die Lunzer Decke angepreßt worden; dabei kam durch Abbiegen der Stirnpartien nach unten die geschilderte antiklinale Stirnfaltung zustande. Wo die Stirn der Ötscher-Decke ganz stecken blieb, wurde sie, wie z. B. im Gebiet des Großkopfes, von dem nachrückenden Hauptkörper dieser Schubmasse an sekundären Flächen selbst wieder überschoben. Die Überschiebungsbahn dürfte nur in dem aufgeschlossenen höheren Niveau entsprechend dem Anpressen der Deckenstirn an die Lunzer Decke so steil stehen und sich in größerer Tiefe flacher legen.

Die Gewalt dieser tektonischen Bewegungen wird durch die Einschlüsse von Gutensteiner Kalk in den Kalken der Deckenstirn des Großkopfes und wahrscheinlich auch des Sagkogels sowie durch die tektonische Beanspruchung der nordwestlich des Großkopfes zwischen der Ötscher- und Lunzer Decke eingeklemmten Gosauschichten veranschaulicht. In diesen Gosauschichten sind die Schalen der im Sandstein steckenden größeren Fossilien, wie z. B. der Actäonellen und Nerineen, breitgequetscht oder auch ganz zertrümmert worden, wobei die Schalenfragmente in Streifen angeordnet sind, die NNE—SSW bis NE—SW, also ungefähr parallel zur Überschiebung, streichen (Aufschlüsse im Gstettner Graben).

Das Alter der Überschiebung ist somit sicher postgosauisch (Ampferer, 1930, Trauth, 1934, 1936). Für die Annahme Ampferers, daß es sich bei den Kalken unmittelbar am Nordrand der Ötscher-Decke um Erosionsreste einer ehemals über der Ötscher-

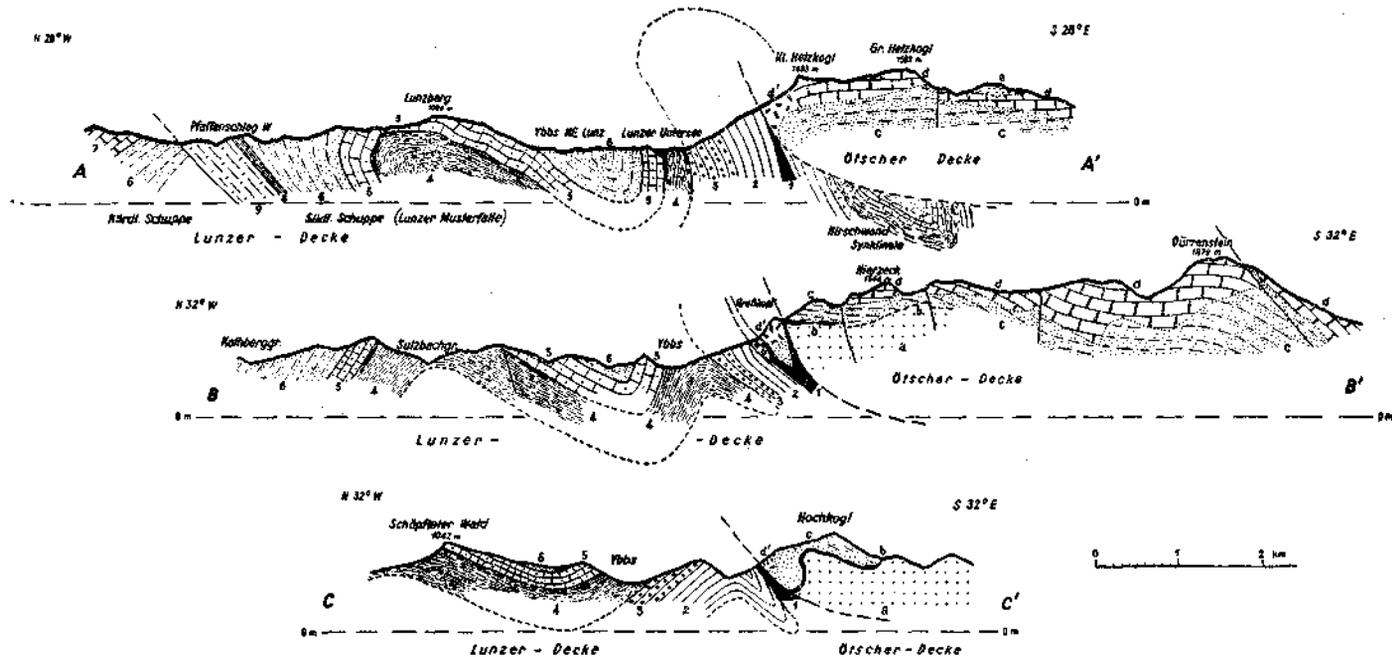


Abb. 1. Querprofile durch den Nordrand der Ötztal-Decke.

Ötztal-Decke: a = Ramsau-Dolomit, b = Raibler Schichten, c = Dachstein-Dolomit, d = Dachstein-Kalk, e = Lias.

Lunzer-Decke: 1 = Werfener Schichten, 2 = Gutensteiner Kalk, 3 = Reiflinger Kalk, 4 = Lunzer Schichten mit Kohlenflözen, 5 = Opponitzer Kalk, 6 = Hauptdolomit, 7 = Plattenkalk, 8 = Aptychenmergel, 9 = Neokom(?)Kalk.

und Lunzer Decke gelegenen „Ultradecke“ handle, konnten keine Anhaltspunkte gefunden werden.

Die Profile A, B und C in Abb. 1 sollen die eben geschilderten Verhältnisse veranschaulichen \*).

Die Störungen, welche innerhalb der Ötscher-Decke parallel zu ihrem Nordrand verlaufen und zweifellos ebenfalls mit dem Deckenschub ursächlich zusammenhängen, äußern sich in Form von WSW—ENE-streichenden Verwerfungen, Zertrümmerungszonen und Kluftsystemen. Schichtverbiegungen dagegen, die dem Überschiebungsvorgang zuordenbar wären, sind — abgesehen von der eben besprochenen Stirnfaltung — selten. Meist ist nur eine mehr oder weniger starke Neigung der Dachsteinkalkbänke gegen SE zu beobachten (z. B. in dem Gebiet zwischen dem Dürrenstein-Gipfel und dem Gr. Hühnerkogel). Das steilere SE-Fallen des Dachsteinkalkes an der SE-Seite des Dürrenstein-Gipfels dürfte schon eine Auswirkung der Verschuppung innerhalb der Ötscher-Decke weiter im Süden sein, die von Spengler (1922, 1925) als SW—NE-streichende „Rotwald-Neuhauser Überschiebung“ beschrieben wurde. Auf die Verbiegung der Schichten des Dachsteindolomites und -kalkes zwischen Taglesgraben und Oistal soll später noch eingegangen werden.

#### b) Der Querfaltenbau der Ötscher-Decke.

Die mächtige und einheitliche Dolomit-Kalkmasse der Ötscher-Decke hat sich dem Deckenschub gegenüber sehr starr verhalten. Dieser Tatsache ist es zu verdanken, daß sich Reste eines älteren Bewegungsbildes innerhalb dieser Decke erhalten konnten, deren Achsen fast senkrecht zu den eben behandelten tektonischen Linien in N—S bis NW—SE-Richtung verlaufen. Sie sollen uns hier in erster Linie beschäftigen.

Ampferer hat 1930 ein Ost—West-Profil durch diesen Teil der Ötscher-Decke veröffentlicht und dazu kurz bemerkt, daß die in diesem Profil dargestellten Verbiegungen der Schichten im Streichen „doch eher durch wirklichen Zusammenschub zu erklären“ seien — im Gegensatz zu den Auf- und Abbiegungen der Annaberger Decke (einschließlich der „Lunzer Musterfalte“), die Ampferer auf die Wirkung einer Reliefüberschiebung zurückführt.

Im folgenden möge der prachtvolle Querfaltenbau am N-Rand der Ötscher-Decke etwas eingehender beschrieben werden (s. Profil D, Abb. 2 und Tafel 1):

Der Gr. Ötscher ist eine Synklinale von Dachsteinkalk mit Lias (Hierlatzkalk) im Kern, deren Achse ziemlich steil gegen NW bis WNW einfällt. Da am Nordfuß des Berges die Überschiebungsfläche der Ötscher-Decke ausstreicht, und der Ötscher somit unmittelbar an der

\*) Zu den hier wiedergegebenen Profilen durch die Ötscher-Decke ist folgendes zu bemerken: 1. Die Grenze Dachsteindolomit—Dachsteinkalk ist kein stratigraphischer Horizont; sie durchschneidet, entsprechend einer ungleichmäßigen Dolomitisierung des Kalkes, schräg die Schichten. 2. Entlang des Horizontes der Raibler Schichten haben tektonische Bewegungen stattgefunden; auch dadurch wechselt die Mächtigkeit des Dachsteindolomites stark. 3. Die Grenze Dachsteinkalk—Lias ist eine Transgressionsfläche.

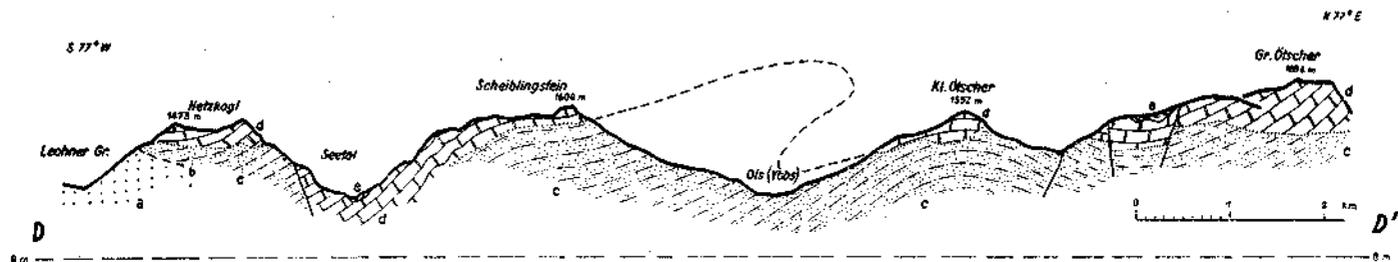


Abb. 2. Längsprofil durch die Ötztal-Decke parallel zu deren Nordrand.  
 a = Ramsau-Dolomit, b = Raibler-Horizont, c = Dachstein-Dolomit, d = Dachstein-Kalk, e = Lias.

Stirn der nach ihm benannten Decke liegt, ist es wahrscheinlich, daß die ursprünglich flach liegende Mulde durch die spätere Stirnfaltung gegen NW gekippt wurde. Infolge dieser Steilstellung der Faltenachse bildet die Synklinale heute im Horizontalschnitt der Karte eine Schlinge. Im Nordosten wird sie durch eine sekundäre Verschiebung an der Basis des Ötschers (unmittelbar an der Überschiebungslinie), im Westen von drei jüngeren Verwerfungen gestört (Riffel—Hüttenkogel); letztere hängen vermutlich mit einer Blattverschiebung innerhalb der Lunzer Decke und damit ursächlich mit der Deckenüberschiebung selbst zusammen (s. S. 114 ff.).

Westlich der Riffel schließt sich an diese Synklinale das breite Gewölbe des Kl. Ötschers, dessen Achse ebenfalls etwas gegen NNW geneigt erscheint. Die Schenkel dieser Antiklinale fallen mit  $30^\circ$  bis  $40^\circ$  gegen ENE, bezw. WNW ein; am Westhang des Kl. Ötschers ist das fast ausschließlich W-, bezw. WNW-Fallen der Schichten, das auch im Grenzverlauf zwischen Dachsteinkalk und Dachsteindolomit schön zum Ausdruck kommt, sehr auffallend. Am Nordhang des Berges macht sich aber stellenweise schon ein Nordfallen der Schichten geltend, das gegen den Deckennordrand immer mehr überhand nimmt und schließlich zu der Stirnfalte des Schwarzen Ötschers führt.

Westlich des oberen Ybbs-(Ois-)tales, im nördlichen Teil des Dürrensteinstockes, ist dieser Querfallenbau wohl am eindrucksvollsten. Fast der ganze Nordost- und Osthang des Scheiblingsteins besteht einheitlich aus Dolomit, dessen Schichten mit  $25^\circ$  bis  $30^\circ$  gegen W—WSW einfallen. Da hier an keiner Stelle auch nur Reste von Raibler Schichten nachgewiesen werden konnten — das Raibler Band ist das einzige Mittel, den Ramsaudolomit sicher von dem Dachsteindolomit zu trennen, da beide Dolomite in ihrem Aussehen sehr ähnlich sind —, muß dieser Dolomit in seiner Gesamtheit als Dachsteindolomit angesprochen werden. Auch die überall sehr ausgeprägte Schichtung, die im Ramsaudolomit meist weniger deutlich ist, spricht dafür. Die obersten 100 m des Hanges werden von Dachsteinkalk aufgebaut, dessen wohlausgeprägte 2 bis 3 m mächtige Bänke in der Gipfelregion ein nur flaches westliches Einfallen zeigen und zum Teil fast schwebend liegen; die charakteristische „Scheibe“ dieses Berges verdankt dieser Lagerung ihre Entstehung. Weiter im Süden, im Gebiet des Bärenleitenkogls, fallen Dolomit und Kalk etwas steiler ( $35^\circ$  bis über  $40^\circ$ ) gegen W.

Auf dem schmalen, in nord-südlicher Richtung gestreckten Hochflächenrest Scheiblingstein—Bärenleitenkogel—Hoch Reiserkogel nehmen die Dachsteinkalk-Bänke bei gleichbleibendem N—S-Streichen westwärts eine immer stärkere Neigung an, um dann am Ostgehänge des Seehachtals steil (bis über  $60^\circ$ ) gegen den Talboden hinabzuschließen. Sekundäre Faltenbildungen, Gleitflächen und Zertrümmerungszonen machen das Bild von der Gewalt dieses Faltungsvorganges noch eindrucksvoller. Am Westhang des Sectales sind die Schichten des Dachsteinkalkes wieder etwas flacher gegen W geneigt.

Diese intensiven Schichtverbindungen des Dachsteinkalkes am Ostgehänge des Seetales, die zu der sonst so ruhigen und flachen Lagerung der Ötscher-Decke in einem auffallenden Gegensatz stehen, wurden zuerst von G. Götzinger (1912) und Kober (1912)\*, später von Ampferer (1930) dargestellt. In dem Profil Ampferer's werden die geologischen Verhältnisse im vorderen Seetal auf eine enge, gegen E überkippte Falte zurückgeführt. Die geologische Neuaufnahme konnte jedoch am Westhange des Seetales nördlich des Mittersees eine steil gegen E fallende Verwerfung nachweisen, welche diese Annahme überflüssig macht. An dieser Verwerfung — sie sei hier „Seetalstörung“ genannt — schneidet der gegen W fallende Dachsteinkalk des tieferen Gehanges, welcher die Wände des Lärchensteins, der Bärenkögerl und des Höhersteins bildet, scharf gegen den höher oben anstehenden Dachsteindolomit ab; erst der Ostrand der Hetzkogelhochfläche und die höchsten Teile ihrer Flanke gegen das Seetal werden wieder von Dachsteinkalk gebildet, der ebenfalls gegen W einfällt. Die Seetalstörung streicht westlich des Mittersees, z. T. durch eine jüngere, ESE—WNW-streichende Störung etwas gegen E verworfen, in den Talboden hinunter und verschwindet hier unter dem Talalluvium. Erst weiter im Süden, in der Gegend des Obersees, tritt sie wieder in Erscheinung und trennt westlich des Sees den hier anstehenden Hierlatzkalk von dem schwebend gelagerten oder flach gegen SSE-fallenden Dachsteinkalk des Gebietes nördlich des Gr. Dürrensteins. Im Süden, unmittelbar südostwärts des Dürrensteingipfels, wird sie von einer jüngeren, SW—NE-streichenden und steil gegen SE-einfallenden Verschuppung, im Norden durch den Deckenrand der Ötscher-Decke abgeschnitten. Ihre Sprunghöhe muß, zumindest im Norden, mehrere hundert Meter betragen.

Dagegen ist am Osthang des Scheiblingsteins gegen das Oistal die abnorme Mächtigkeit des gegen W fallenden Dachsteindolomites nur durch eine gegen E überkippte Falte zu erklären (Profil D, Abb. 2). Als Beweis für diese Deutung kann die tiefe Einfaltung des Dachsteinkalkes zwischen Ybbs-(Ois-)tal und dem Taglesgraben („Gugerzipf“) gelten, die genau in der südlichen Fortsetzung dieser Querfaltenachse liegt. Die Schichten des Dachsteinkalkes und -dolomites fallen hier und am Osthang des Oistales (Westhang des Saurüssels) ebenfalls, und zwar verhältnismäßig flach ( $20^{\circ}$ — $30^{\circ}$ ) gegen W.

An der Stelle aber, wo sich der auffallende, genau gegen Nord gerichtete Sporn des „Gugerzipf“ an den Berghang anlehnt, geht das bis hierher so regelmäßig anhaltende Westfallen der Schichten ganz unvermittelt in ein verhältnismäßig steiles Nordfallen über. Das durch diesen plötzlichen Wechsel im Streichen hervorgerufene eigenartige Bewegungsbild (siehe Karte, Tafel 1) dürfte auf eine spätere kräftige, von S gegen N gerichtete Aufbiegung und Stauchung der N—S streichenden und gegen Osten überkippten Synklinale zurückzuführen sein. Wahrscheinlich ist dafür schon die weiter südlich durchziehende „Neuhaus-Rotwalder Störung“ verantwortlich zu machen.

\*) Nach Kober sind sie flach liegende „Gipfelfaltungen“ innerhalb der Ötscher-Decke.

Im westlichsten Teil des Dürrensteinstockes ist der Querfaltenbau nicht mehr so deutlich erkennbar. Auf der Hochfläche des Großen und Kleinen Hetzkogels und ihrem Gehänge gegen den Lechnergraben sowie südlich davon im Gebiet der Pauschenalm und der Hochböden fällt der Dachsteinkalk und der im Bereich der Hochböden darüber gelagerte Liaskalk (Hierlatzkalk und dünn-schichtige Hornsteinkalke) zwar noch fast ausschließlich gegen W. Auch westlich des Lechnergrabens ist ein Westfallen des Dachsteindolomites und noch weiter südwestlich, im Gebiet des Hierzecks und der Ybbstalerhütte, ein Westfallen des Dachsteindolomites und Dachsteinkalkes zu beobachten. Hier wird aber die Querfaltung durch jüngere Bewegungen verwischt: im Nordwesten durch die Stirnantiklinale der Ötscher-Decke (NW-, z. T. auch SE-Fallen der Schichten), im Südosten durch den Einfluß der „Rotwald-Neuhauser Überschiebung“ (flaches SE-Fallen der Schichten). Der Übergang vom N—S in NE—SW- bis ENE—WSW-Streichen vollzieht sich im Gebiet der Stirnfaltung nahe des nördlichen Deckenrandes fast immer sehr plötzlich, im Südosten z. T. allmählich in Form von Schleifen (z. B. im Gebiet des Hühnerkogels), z. T. ebenfalls plötzlich an SW—NE streichenden Verwerfungen oder Zertrümmerungszonen (z. B. südlich der Seekopfmalm).

Wir haben also innerhalb der Ötscher-Decke auf einer Breite von 16 km einen weitgespannten Querfaltenbau vor uns, dessen Achsen N—S bis NW—SE streichen und der gegen Osten überkippt ist. Im Streichen, d. h. in N—S-Richtung, sind diese Querfalten im Gebiet Scheiblingstein—Dürrenstein auf eine Länge von 5 km zu verfolgen. Im Norden werden sie durch die Stirnfaltung der Ötscher-Decke entweder ganz plötzlich erfaßt, wobei das N—S-Streichen unvermittelt in ENE—WSW-Streichen bei vorherrschendem nördlichen Einfallen — oft an WSW—ENE verlaufenden Störungen — übergeht (Schwarzer Ötscher, Kleiner Hetzkogel und Hochkogel—Steinbacher Not) oder auch als Ganzes gegen NNW überkippt erscheint (Großer Ötscher). Auch die erwähnten Verwerfungen, Kluftsysteme und Zertrümmerungszonen innerhalb der Ötscher-Decke, welche parallel zur Deckenstirn verlaufen, durchschneiden fast rechtwinkelig die Querfalten, wie dies vor allem im westlichen Teil des Dürrensteinstockes sehr schön zu sehen ist (oberer Teil des Lechnergrabens, Gebiet des Großen Hühnerkogels). Im Süden wird der Querfaltenbau durch die Auswirkungen der Verschiebung des südlichen Teiles der Ötscher-Decke (Rotwald-Neuhauser Überschiebung) verwischt (Dürrenstein, Gugerzipf). Der Querfaltenbau ist somit sicher älter als alle Schichtstörungen und Verschnüppungen, die mit dem postgosaischen Deckenschub selbst zusammenhängen. Dasselbe gilt wahrscheinlich auch für die Seetalstörung.

Mehr kann leider zur Zeit über das Alter der Querfaltungen nicht gesagt werden. Aufschluß darüber könnte ein kleines Vorkommen von Gosansichten (Sandsteine mit Pflanzenresten und Actäonellen) geben, das am westlichen Gehänge des Seetales, südlich des Lärchensteins, unmittelbar an der Seetalstörung liegt. Diese Gosausichten sind jedoch nur in einem Graheurib aufgeschlossen und verschwin-

den sofort wieder unter mächtigem Gehängeschutt, so daß nicht festzustellen ist, wie sich diese Schichten zur Störung, bezw. zur Querfaltung verhalten. Nach der Art ihres Auftretens unmittelbar an der Seetalstörung ist es aber wahrscheinlich, daß auch sie noch von dieser betroffen wurden. Die Seetalstörung und damit wahrscheinlich auch die Querfaltung wäre dann ebenfalls nachgosauisch und einer älteren Phase der tertiären Gebirgsbildung zuzuordnen.

Offensichtlich hat innerhalb der Ötscher-Decke das Bewegungsbild einer älteren, wahrscheinlich von West gegen Ost gerichteten Querfaltung den sicherlich sehr heftigen tektonischen Vorgang des Deckenschubes dank der Widerstandsfähigkeit und Starrheit der diese Decke aufbauenden Dolomit- und Kalkmassen überdauern können. Wenn man sich vor Augen hält, daß die gewaltige Deckenüberschiebung Schichtverbiegungen innerhalb der Ötscher-Decke fast nur unmittelbar an der am stärksten in Mitleidenschaft gezogenen Deckenstirn zustande brachte, sich sonst aber hauptsächlich in Form von Gesteinszertrümmerung, Klüften und kleineren Verwerfungen auswirkte, und daß dagegen die West-Ost-Beanspruchung einen prachtvollen Faltenbau innerhalb dieser mächtigen Gesteinsmassen zur Folge hatte, wird es klar, wie verschieden diese beiden tektonischen Vorgänge gewesen sein müssen. Die Querfaltung muß sehr langsam und mit großer Intensität vor sich gegangen sein, um so starke Verbiegungen der starren Schichtplatte vollbringen zu können. Die starke Gesteinszertrümmerung infolge des Deckenschubes dagegen spricht für eine zwar heftige, aber verhältnismäßig nur kurz andauernde Beanspruchung der Gesteine während dieses tektonischen Vorganges. Dabei mag eine gewisse Versteifung der Ötscher-Decke durch die vorangegangene Faltung eine Rolle gespielt haben.

### 3. Die Lunzer Decke.

Der gegenüber der Ötscher-Decke wesentlich kompliziertere und unruhigere Bau der Lunzer Decke ist in erster Linie auf ihrem viel mehr gegliederten und weniger mächtigen Schichtbestand zurückzuführen. Vor allem die dünn-schichtigen und daher verhältnismäßig leicht verformbaren Schichten der tieferen Trias, besonders die Werfener Schichten, der Gutensteiner Kalk und die Lunzer Schichten, in geringerem Maße auch der Reiflinger und Opponitzer Kalk, sowie, wenn vorhanden, die Mergel des Neokoms wurden bei tektonischer Beanspruchung viel stärker deformiert als die relativ starre Kalk- und Dolomitmasse der Ötscher-Decke. Daher konnten aber auch ältere Bewegungsbilder durch eine spätere, eventuell anders gerichtete Beanspruchung leichter überprägt und verwischt werden, als wir dies bezüglich der älteren Querfaltung innerhalb der Ötscher-Decke kennengelernt haben.

Dazu kommt noch, daß — wie schon erwähnt — die Ötscher-Decke bei ihrem Aufschub in die Lunzer Decke eingesunken ist und schließlich an diese an einer steil gegen S bis SE fallenden Fläche angepreßt wurde; dies läßt besonders starke Auswirkungen des Deckenschubes auf die Lunzer Decke erwarten.

Unter diesen Umständen ist es überraschend, daß auch manche, allerdings enger begrenzte Bereiche der Lunzer Decke ein vorherrschendes Querstreichen der Schichten aufweisen. Besonders auffallend ist dies im Gebiet des Grubbersattels und im sogenannten „Tiergarten“ (Fadenauer Berg—Kalvarienberg) südlich von Gaming. Die Tatsache, daß diese Gebiete mit vorherrschendem N—S-Streichen der Schichten in der nördlichen Fortsetzung der Achse des Sectales liegen, an dessen Osthang die Querverfaltung innerhalb der Ötscher-Decke besonders intensiv ist, verleitet zu der Annahme, daß es sich dabei um Teile eines älteren, später zerstückelten N—S streichenden Faltenzuges handelt. Eine tektonische Analyse dieses Bereiches der Lunzer Decke zeigt jedoch, daß dieses Querstreichen der Schichten an den verschiedenen Stellen der Lunzer Decke nicht auf die gleichen Ursachen zurückzuführen ist. Darüber hinaus ermöglicht sie uns aber auch einen tieferen Einblick in die Zusammenhänge zwischen diesen scheinbar ganz abnormal quergestellten Bauelementen und dem Gesamtbau dieses Teiles der Lunzer Decke. Letzterer muß daher hier eine etwas genauere Darstellung erfahren.

Das südlich von Gaming gelegene Gebiet der Lunzer Decke wird durch eine W—E streichende Überschiebung in zwei Schuppen zerlegt. Entlang dieser Störungslinie, die Ampferer (1930) und Trauth (1934) von W her aus der Gegend westlich Kogelsbach bis ostwärts Pfaffenschlag verfolgten und die ich gegen Osten über Mitterau, die Nordseite des Föllbaumberges (südlich der Polzbergmühle) und die Gfälleralmspitz bis an den Nordhang der Gfälleralm nachweisen konnte (Ruttner, 1939), ist mit auffällender Regelmäßigkeit ein verkehrt liegendes Schichtpaket relativ junger Schichten (Hauptdolomit, Plattenkalk, Jura und Neokom) auf stark gestörte ältere Schichten (Lunzer Schichten bis Hauptdolomit) an einer verhältnismäßig flach gegen S fallenden Fläche aufgeschoben (siehe Profil A in Abb. 1). Es ist zweckmäßig, diese beiden Schuppen der Lunzer Decke zunächst getrennt zu besprechen.

a) Die südliche Schuppe, von Spengler (1943) Sulzbachschuppe\*) genannt, besteht aus drei Bauelementen: Von Westen her reicht bis in die Gegend Maiszinken—Grubberg das NE-Ende der regelmäßigen Lunzer Musterfalte (Bittner) herein; im Osten liegt nördlich der Ötscher-Decke (Großer und Kleiner Ötscher) die Muschelkalkscholle des Stierhalkkogels, die auf den Hauptdolomit der Gfälleralm etwas aufgeschoben ist, und dazwischen befindet sich, von diesen beiden Bauelementen durch scharfe Störungen getrennt, das Gewölbe des Schindelberges und die südlich daran anschließende enge Synklinale der Hirschwand.

Die Lunzer Musterfalte besteht bekanntlich aus einer nordwestlichen Antiklinale und einer südöstlichen Synklinale mit streng dem Nordrand der Ötscher-Decke parallel (N 50° bis 60° E) streichenden, etwas gegen NE geneigten Achsen. Wie die Profile in Abb. 1 zeigen, ist der SE-Flügel der Synklinale steil aufgerichtet.

\*) Nach Trauth (1934) „Stockgrundschuppe“.

Südlich schließt sich daran unmittelbar vor dem N-Rand der Ötscher-Decke nochmals eine schmale, stark gegen NW überkippte Antiklinale mit einem vor allem im Südwesten des Gebietes gegen NNW synklinal überfalteten SSE-Flügel, bestehend aus Reiflinger Kalk, Gutensteiner Kalk und Werfener Schichten.

Der Zusammenhang dieser Überfaltung gegen NNW, deren „Scharnier“ aus dem Muschelkalk (im SW) in die Lunzer Schichten (im NE) wandert und dabei immer mehr abklingt, mit dem Deckenschub ist offensichtlich. Die Werfener Schichten der Lunzer Decke, die entlang des Überschiebungsrandes stellenweise zutage treten, dienen für die Ötscher-Decke als Gleitmittel.

Die Achsen der stellenweise sehr intensiven Kleinfältelung des Gutensteiner Kalkes liegen sowohl im Südwesten (Goldaugraben) wie im Nordosten (Maiszinken) schön eingeregelt in den Großfalten-

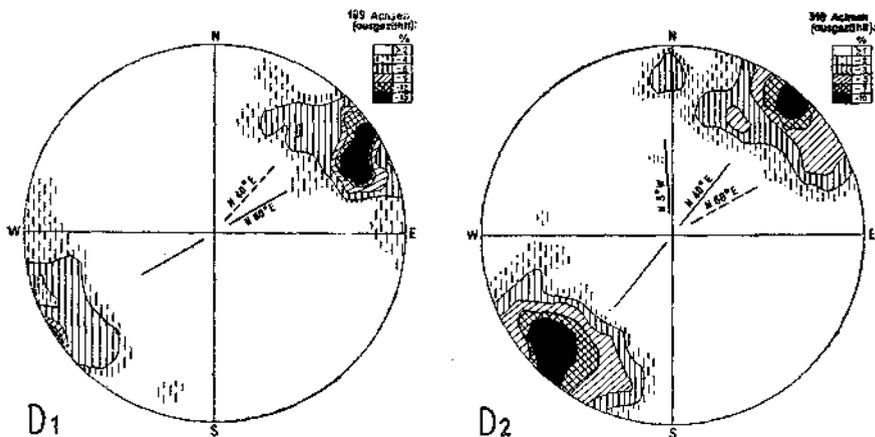


Abb. 3. Diagramme von Fältelungsachsen aus dem Gutensteiner Kalk nördlich der Ötscher-Decken-Stirn.  
D<sub>1</sub> Goldaugraben, D<sub>2</sub> Maiszinken.

bau (Abb. 3). Ein genauere Vergleich der beiden Diagramme zeigt aber kleine Unterschiede: im Goldaugraben N 60° E-Streichen und flaches Einfallen gegen ENE (entsprechend dem Streichen und Fallen des Großfaltenbaues), am Maiszinken N 43° E-Streichen und schwache Lage bis flaches Einfallen gegen SW. Die Achsenlage ist also am Maiszinken um etwa 17° gegen die N—S-Richtung gedreht und gleichzeitig gegen SW gekippt. Außerdem tritt hier noch ein schwaches Maximum von gegen Nord fallenden Achsen auf. Wir werden auf diese Eigentümlichkeit noch zurückkommen (S. 115 f., 118 f.).

Ganz im Osten, unmittelbar nördlich des Großen und Kleinen Ötschers, finden wir im Prinzip ähnliche Verhältnisse wie am SE-Rand der Lunzer Musterfalte. Auch hier ist ein allerdings sehr breites Areal von Muschelkalk (Stierhaltkogel) dem Nordrand der Ötscher-Decke vorgelagert; es wird im Süden ostwärts von Lackenhof von letzterem durch einen ebenfalls verhältnismäßig breiten Streifen von Werfener Schichten getrennt.

Die Schichten des Muschelkalkes beschreiben im Gebiet des Stierhaltkogels bei wechselndem N- und S-Fallen im Streichen einen flachen, gegen N konvexen Bogen; nördlich des Großen Ötschers streichen sie ungefähr parallel zum Nordrand der Ötscher-Decke in SW—NE-Richtung und fallen, z. T. in überkippter Lagerung, steil gegen SE unter die Werfener Schichten ein. Der Muschelkalk ist hier im allgemeinen als Gutensteiner Kalk ausgebildet; nur nördlich des Stierhaltkogels und des Reitkogels sowie in dem schmalen Streifen ostwärts des Polzberges ist er als heller, fast massiger, dem Wettersteinkalk ähnlicher Kalk entwickelt.

Im Norden grenzt der Muschelkalk des Stierhaltkogels an einer Störung unmittelbar an den Hauptdolomit der Gfälleralm. Diese Störung, an der sich gegen W die fehlenden Schichtglieder z. T. wieder einstellen (Lunzer Schichten und ein ganz schmaler Streifen von Opponitzer Kalk) und die schließlich nördlich des Polzberges in der schon beschriebenen Verschuppung der Lunzer Decke ausklingt, entwickelt sich gegen Osten wahrscheinlich zu der Schubbahn, entlang welcher die Annaberger Decke Spenglers auf die eigentliche Lunzer Decke aufgeschoben ist. Die ursprüngliche Muschelkalkantiklinale des Stierhaltkogels, welche hier ihre Nordflanke überschiebt, würde somit das Westende der hier mit der Lunzer Decke verschmelzenden Annaberger Decke darstellen.

Bezüglich des Westendes der Annaberger Decke sind die Ansichten in der Literatur sehr uneinheitlich. Während diese Decke nach Spengler (1928) schon östlich der Vorderen Tormauer (im Raume zwischen Gösing und den Brandmäuern) ihr westliches Ende findet, rechnet Ampferer (1930) nicht nur das Muschelkalkgebiet der Vorderen Tormauer, sondern auch den Muschelkalk Gamingstein—Schwarzenberg und die Lunzer Musterfalte südlich der Verschuppung bis in das Ybbstal zwischen Göstling und Kogelsbach dazu; die Gfäller Alm und das Neokom der Urmannsau ist nach Ampferer ein Fenster der Lunzer Decke innerhalb der Annaberger Decke. Lahn (1933) bezeichnet den Muschelkalk des Gamingsteins und Schindelberges sowie den irrtümlich von ihm nach der Geologischen Spezialkarte als Muschelkalk angesehenen Opponitzer Kalk des Tiergartens (Fadenauer Berg) und des Kalvarienberges südlich von Gaming als das Westende der Annaberger Decke. Trauth (1934) schließlich rechnet die Muschelkalkplatte der Vorderen Tormauer und südlich davon (Schmalzalm—Stierhaltkogel) noch zur Annaberger Decke und läßt die Überschiebungslinie zwischen Annaberger und Lunzer Decke nördlich des Schindelberges ausklingen.

Endgültige Klarheit darüber wird erst eine genaue Neuaufnahme des Gebietes ostwärts und nordostwärts der Gfäller Alm bringen. Soweit ich die Zusammenhänge zur Zeit überschaue, dürften im großen die tektonischen Verhältnisse folgendermaßen liegen:

Die schon mehrfach genannte Überschiebung der südlichen Schuppe der Lunzer Decke (Sulzbachschuppe) über die nördliche Schuppe reicht gegen Osten bis in die Gegend der Einmündung des Hundsgraben in die Erlauf nordostwärts der Gfäller Alm. Nördlich des Polzberggipfels entwickelt sich innerhalb der südlichen Schuppe, unmittelbar südlich der hier gegen NE ausbiegenden Verschuppungslinie eine zweite Störung, die gegen Osten immer ausgeprägter wird und an der sich der Muschelkalk des Stierhaltkogels und der Schmalzalm immer weiter gegen N vorschiebt. Schließlich überschiebt dieser Muschelkalk im Erlaufthal auch die nördliche Grenze der Sulzbachschuppe und entwickelt sich gegen E zu der breiten Muschelkalkscholle Vorderer Tormauer—Nestelberg, der Annaberger Decke. Im Gebiet der Gfäller Alm würde somit eine Ablösung der Sulzbachschuppe durch die Annaberger Decke erfolgen; die Annaberger Decke wäre demnach

eine Teildecke der Lunzer Decke, wie dies auch Ampferer und Trauth annehmen.\*) Nordwestlich des Reitkogels und des Polzberges ist der Nordflügel der ehemaligen Muschelkalkantiklinale des Stierhaltkogels, wenn auch stark verbogen und mit reduzierten Mächtigkeiten, noch erhalten (Lunzer Schichten, Opponitzer Kalk, Hauptdolomit).

Der Muschelkalk Schwarzenberg-Gamingstein bildet eine Antiklinale innerhalb der nördlichen Schuppe der Lunzer Decke. Daß das Neokom der Urmannsau, unter dem durch Bohrungen Jura nachgewiesen wurde (Trauth, 1934), ein Fenster der Frankenfeser Decke innerhalb der Lunzer Decke ist, darf heute wohl als gesichert angenommen werden.

Zwischen diesen beiden Bauelementen der südlichen Schuppe der Lunzer Decke liegt, im Osten wie im Westen durch je eine steil stehende Störung begrenzt, wie ein Fremdkörper die genau E—W streichende, eng zusammengepreßte Hirschwandsynklinale und nördlich davon, in normalem Schichtverband daran anschließend, das Muschelkalkgewölbe des Schindelberges. Dieses Gebiet soll weiter unten noch genauer geschildert werden.

Vollkommen einheitlich in der sonst so uneinheitlich erscheinenden Sulzbachschuppe ist nur deren Nordrand an der Überschiebung auf die nördliche Schuppe. Die Schichten kippen hier überall in S-Fallen um und liegen als verkehrt gelagertes Schichtpaket auf den gefalteten Gesteinen der nördlichen Schuppe. Im Nordflügel der Antiklinale der Lunzer Musterfalte vollzieht sich diese Überkipfung allmählich in dem Hauptdolomit nördlich des Lunzberges. Im stratigraphisch Hangenden des Hauptdolomites folgen dann gegen Norden, verkehrt liegend, neokome Aptychenmergel und ein heller Kalk, der ebenfalls dem Neokom zuzurechnen sein dürfte. Dieser grenzt unmittelbar an die Überschiebungsfläche (siehe Profil A, Abb. 1).

Gegen Osten hängt der Opponitzer Kalk des nach NE untertauchenden Gewölbescheitels der Antiklinale mit dem schmalen, verkehrt gegen S fallenden Opponitzer Kalk-Streifen des Föllbaumberges (nördlich des Schindelberges) zusammen. Nördlich davon folgt hier — ebenfalls verkehrt liegend — Hauptdolomit, der an die Überschiebung grenzt. Die Neokomgesteine fehlen hier auf eine kurze Strecke, erscheinen aber südlich der Polzbergmühle wieder. Das verkehrt liegende Schichtpaket im Hangenden der Überschiebungsfläche wird von da an gegen Osten immer mächtiger und reichhaltiger; es streicht ohne Unterbrechung und ohne durch die Querstörungen der südlichen Schuppe irgendwie beeinflußt zu werden, bis an die Nordseite der Gfäller Alm durch. Dort besteht diese inverse Schichtfolge aus Hauptdolomit, Plattenkalk, verschiedenen Juragesteinen (roter und grauer Hornsteinkalk, roter Kieselkalk und grauer Krioidenkalk), neokomen Aptychenmergeln und Neokomkalk.

Offensichtlich ist diese Überschiebung innerhalb der Lunzer Decke aus einer zusammenhängenden, E—W streichenden und nach Norden überkippten Jura-Neokommulde dadurch entstanden, daß sich im Kern dieser Mulde eine Gleitfläche entwickelte, an welcher der verkehrt liegende Hangendflügel den Liegendflügel überschob.

\* Nach Spengler (1928, 1943) ist die Annaberger Decke eine Teildecke der Ötzecker-Decke und die Muschelkalkscholle der Vorderen Tormauern eine lokale Schuppe der Lunzer Decke (Tormäuerschuppe).

Da das in der südlichen Schuppe zu beobachtende Querstreichen der Schichten vor allem in der Nähe der Störungen beiderseits des Schindelberges auftritt, soll nun auf diesen Teil der Sulzbachschuppe näher eingegangen werden.

Die Gesteine der als Ganzes etwas gegen N überkippten Hirschwandsynklinale (Hauptdolomit im Kern, Opponitzer Kalk und Lunzer Schichten in den Schenkeln) sind tektonisch sehr stark mitgenommen (Mylonitzonen und E—W streichende, mit Kalzit verheilte Kluftscharen vor allem im Opponitzer Kalk) und in ihrer Mächtigkeit reduziert. Im S-Flügel kommt westnordwestlich der Langau unmittelbar nördlich des Nordrandes der Ötscher-Decke noch etwas Gutensteiner Kalk heraus. Weiter ostwärts ist der Südflügel der Mulde von der Ötscher-Decke überfahren, kommt aber westlich von Lackenhof wieder zutage und ist dort stark verfaltet und verschuppt. Der Hauptdolomit des Muldenkernes überschiebt im Osten etwas den Nordflügel gegen N. Im ganzen scheint sich die Muldenachse gegen Osten herauszuheben.

Der Südflügel der Muschelkalkantiklinale des Schindelberges bildet das normale Liegende des Nordflügels der Hirschwandsynklinale. Der Muschelkalk ist hier — ähnlich wie im Gebiet des Stierhaltkogels — im Süden als Reiflinger Kalk und Gutensteiner Kalk, im Norden als heller, massiger Kalk entwickelt. Nördlich davon folgen dann wieder Lunzer Schichten, die in einem Bogen an der Westseite des Berges herumschwenken; noch weiter nördlich schließt sich daran, schon verkehrt liegend, ein schmaler Streifen von Opponitzer Kalk und schließlich der Hauptdolomit unmittelbar an der Überschiebung.

Im Osten schneidet dieses ganze Gebiet scharf an der schon erwähnten Störung gegen den Muschelkalk des Stierhaltkogels und die sich nördlich daran anschließenden Schichten (Lunzer Schichten bis Hauptdolomit) ab. Diese Störung streicht von SE gegen NW, steht senkrecht und läßt sich unschwer als Blattverschiebung erkennen; der Muschelkalk des Schindelberges ist daran um etwa 1 km gegen NW verschoben. Im Nordwesten streicht sie in die Überschiebung zwischen den beiden Schuppen der Lunzer Decke aus; im Südosten scheinen die drei gleichlaufenden Verwerfungen zwischen Großem und Kleinem Ötscher die Fortsetzung dieser Störung in die Ötscher-Decke hinein zu sein (siehe S. 106).

Sehr bemerkenswert für uns ist es, daß das Schichtstreichen nordostwärts dieser Blattverschiebung, also im Gebiet des Stierhaltkogels und des Polzberges, vielfach parallel zu dieser Störung und mehr oder weniger quer zur allgemeinen Streichrichtung verläuft. Besonders auffallend ist dies in dem Hauptdolomit westlich des Polzberges (nordostwärts des Schindelberges). Die Schichten nehmen hier nahe der Blattverschiebung eine mit dieser gleichlaufende Streichrichtung (SE—NW) an und fallen mit 50° bis 60° gegen SW. Der zwischen der Blattverschiebung und dem vermutlichen Westende der Annaberger Decke noch erhaltene Rest des Nordflügels des Muschelkalkgewölbes Reitkogel—Stierhaltkogel scheint in ost-westlicher Richtung gestaucht zu sein; die Schichten sowohl des Haupt-

dolomites wie des z. T. mylonitisierten Opponitzer Kalkes des Polzberges beschreiben eine enge, gegen NW geöffnete Schlinge mit fast senkrechter Achse. Auch im Südosten, östlich von Lackenhof, kann man im Gutensteiner und Reiflinger Kalk des südlichsten Teiles der Muschelkalkscholle Reitkogel—Stierhaltkogel ein SE—NW-Streichen und SW-Fallen der Schichten beobachten.

Ähnlich liegen die Verhältnisse an der Störung westlich des Schindelberges, die aus der Gegend ostwärts des Grubberges in südlicher, später südöstlicher Richtung bis an die Nordostflanke des Maiszinken zu verfolgen ist. Im Norden mündet sie in eine Zertrümmerungszone des Opponitzer Kalkes südlich des Föllbaumberges, im Süden, bzw. Südosten stößt sie an den Nordrand der Ötscher-Decke, ohne in dieser eine sichtbare Fortsetzung zu finden.

Westlich dieser Störung, am NE-Ende der Lunzer Musterfalte, streichen Opponitzer Kalk und Hauptdolomit des Grubberges allgemein von S gegen N und fallen gegen W. Ganz besonders auffallend ist dies in einem aus Opponitzer Kalk gebildeten, in nordsüdlicher Richtung verlaufenden Felsrücken unmittelbar ostwärts des Grubberges.

Östlich der Störung ist das bogenförmige Streichen der Lunzer Schichten nördlich und westlich um den Schindelberg herum ebenfalls auf eine Anpassung des Schichtstreichens an den Verlauf der Querstörung zurückzuführen. Daß an dieser Störung starke Zerreibungen stattgefunden haben, zeigen einzelne isolierte Schollen von Opponitzer Kalk innerhalb des Hauptdolomites westlich der „Sag“ im Ybbstal. Das alles spricht dafür, daß auch diese westliche Querstörung eine Blattverschiebung ist, an welcher der östliche Teil — Schindelberg und Hirschwandsynklinale — gegen N verschoben ist.

Der Schindelberg ist somit nichts anderes als das zwischen zwei Blattverschiebungen keilförmig um etwa 1 km gegen NNW hinausgeschobene Verbindungsstück zwischen der südlichen Muschelkalkantiklinale der Lunzer Musterfalte und der Muschelkalkantiklinale des Stierhaltkogels. Dieses Hinausschieben eines Teiles der Muschelkalkantiklinale hat zur Folge, daß südlich des Schindelberges ein weiteres Bauelement, die Hirschwandsynklinale, zum Vorschein kommt, das weiter im Osten und Westen unter der Ötscher-Decke begraben liegt (siehe Profil A, Abb. 1). Das Querstreichen der Schichten in der Nähe der beiden Blattverschiebungen ist auf einfache Schlepplungserscheinungen zurückzuführen. Ein Blick auf die tektonische Karte führt dieses Bewegungsbild sehr eindringlich vor Augen.

Die beiden kleinen Blattverschiebungen der Hinterleitn nördlich des Lunzer Untersees und vielleicht auch die Störung westlich der Rausehmauer bei Lunz (die Schichten des zertrümmerlen Opponitzer Kalkes unmittelbar östlich der Störung laufen auch hier parallel zu derselben!) sind mit diesem Bewegungsvorgang gut in Zusammenhang zu bringen. Auch die Achsenlage der Kleinfältelung des Gutensteiner Kalkes am Maiszinken südwestlich der westlichen Blattverschiebung des Schindelberges, die gegenüber derjenigen des Goldangrabens etwas gegen N verdreht erscheint und das Auftreten von

gegen N fallenden Achsen in diesem Gebiet ( $D_2$  in Abb. 3), kann mit einer Schlepplung schon vorhandener Faltenachsen gegen N und durch eine Ausbildung weiterer N—S streichender Kleinfalten infolge der damit verbundenen seitlichen Pressung erklärt werden.

Dem Nordrand der Ötscher-Decke ist somit durchgehend eine gegen N, bezw. NW überkippte Antiklinale von Muschelkalk und Werfener Schichten vorgelagert, aus der ein Stück herausgebrochen und keilförmig in die Lunzer Decke hineingeschoben wurde. Dieser gegen NNW vorgetriebene Keil (Schindelberg-Gewölbe + Hirschwand-Synklinale), der die Lunzer Musterfalte gleichsam abquetscht, liegt genau nördlich vor der Stelle, an der die Stirn der Ötscher-Decke von einem WSW—ENE-Streichen vorübergehend in ein E—W-Streichen umbiegt und dadurch ein gegen NNW vorspringendes Eck bildet. Da außerdem alle Bauelemente des südlichen Teiles der Lunzer Decke ein weitgehend mit dem Nordrand der Ötscher-Decke gleichlaufendes Streichen aufweisen, liegt es nahe, alle diese Erscheinungen mit dem Auf-, bezw. Anschub der Ötscher-Decke auf die Lunzer Decke in Zusammenhang zu bringen.

Wenn wir dieses tektonische Bild — die nach unten gehogene, in die Lunzer Decke eingesunkene Stirn der Ötscher-Decke und das bis auf die tiefste Trias entblößte, zerbrochene und dem Streichen der Deckenstirn weitgehend angepaßte Faltenland nördlich davon — verstehen wollen, müssen wir annehmen, daß die Falten der Lunzer Decke zum Zeitpunkte des Aufschubes der Ötscher-Decke schon vorhanden und weitgehend abgetragen waren, später aber dann unter dem Einfluß der nach Norden vorwandernden, schon in Querfalten gelegten, in die Lunzer Decke eingesunkenen Ötscher-Decke nach Norden überkippt und an Bewegungsflächen zerschert wurden. So können wir uns die Schubfläche, welche die Lunzer Decke in zwei Schuppen zerteilt, aus einer schon vorhandenen Jura-Neokommulde, weiterhin aber auch die Störung nördlich des Stierhalkkogels — den vermutlichen westlichen Beginn der Annaberger Decke — durch den späteren Deckenschub entstanden denken.

Zu ähnlichen Vorstellungen ist auch Spengler in dem weiter ostwärts gelegenen Gebiet des Traisen- und Pielachtales gekommen (1928, 1943); er hält hier das Alter der Faltungen innerhalb der Lunzer Decke für vorgosauisch, das der Verschuppungen dagegen für nachgosauisch. Für den Aufschub der Annaberger Decke nimmt er allerdings ein vorgosauisches Alter an.

Daß im engeren Ötschergebiet die Überschiebung der Ötscher-Decke auf die Lunzer Decke eine Reliefüberschiebung ist, hat schon Ampferer (1930) betont.

Kehren wir nun noch einmal zu den eigenartigen Verhältnissen am NE-Ende der „Lunzer Musterfalte“ zurück, deren genauere Untersuchung wertvolle Erkenntnisse über die Bewegungsvorgänge in dem südlichen Teil der Lunzer Decke vermittelt.

Die zwischen dem Ybbstal bei Göstling und Kogelsbach im SW und dem Bodingbachtal bei Lunz im NE so überaus regelmäßig gebaute, nur durch die schon erwähnte Querstörung westlich der Rauschmauer und einige kleinere Verwerfungen gestörte Antiklinale

von Lunzer Schichten zwischen Opponitzer Kalk (Sulzbachgraben) taucht nordöstlich des Lunzberges gegen NE unter und findet in dem Winkel zwischen der S—N-streichenden Blattverschiebung, die den gegen NNW vorgeschobenen Keil des Schindelberges im W begrenzt, und der E—W-streichenden Schubfläche zwischen den beiden Schuppen der Lunzer Decke ihr Ende.

Ein Blick auf das geologische Kartenbild des Gebietes zwischen Lunzberg und Grubberg zeigt jedoch, daß sich dieses Untertauchen der Falte nicht ungestört vollzieht. Der Opponitzer Kalk des Lunzberg-Gewölbes, in dem sich die beiden Kalk- und die dazu parallelen Flözzüge von Lunzer Kohlen (Schadwald = „Pramelreither Zug“, Schöpftaler Wald = „Pöllenreither Zug“) zusammenschließen, ist östlich dieses Berges durch Streifen von Hauptdolomit in einzelne nur unvollkommen zusammenhängende Lappen zerstückelt. Wie das Kartenbild zeigt, sind für diese Zerstückelung zwei Scharen von Störungen verantwortlich zu machen, von denen die eine etwa E—W, die andere SSE—NNW streicht.

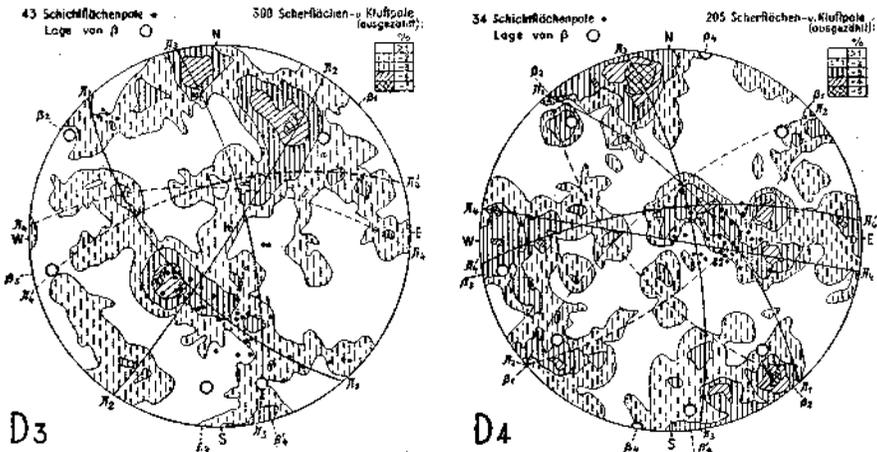


Abb. 4. Flächendiagramme aus dem Opponitzer Kalk des Grubberggebietes (Erklärung im Text).

Das Schichtstreichen ist sowohl im Opponitzer Kalk wie im Hauptdolomit großen Schwankungen unterworfen. In großen Bereichen herrscht bei N-Fällen reines E—W-Streichen vor, das aber ganz unvermittelt in NE—SW- bis N—S-Streichen übergehen kann. Im Gebiet des Grubberges ist das bogenförmige Einschwenken des Streichens in die N—S-Richtung (parallel zur Blattverschiebung zwischen Grubberg und Schindelberg) deutlich zu erkennen.

Der Opponitzer Kalk ist stellenweise schön gefältelt\*). Die Achsen dieser Fältelung streichen entweder SW—NE oder annähernd E—W.

Dieses eigentümliche tektonische Bild kann nur durch eine Überlagerung mehrerer Deformationspläne erklärt werden. Gegenwärtig sind

\*) Die in die Karte eingetragenen Achsenlagen sind aus den an den betreffenden Stellen durchgeführten Messungen statistisch ermittelt.

hier eingehende gefügekundliche Untersuchungen im Gange, die versuchen sollen, Zahl und Lage dieser Deformationspläne, und vor allem deren zeitliches Verhältnis zueinander zu ermitteln. Zum Besseren Verständnis der eben geschilderten Verhältnisse mögen hier — einer späteren Veröffentlichung dieser gefügekundlichen Arbeiten vorgreifend — zwei Diagramme aus dem engeren Grubberggebiet angeführt werden ( $D_3$  und  $D_4$  in Abb. 4).

In Diagramm  $D_3$  sind 300 Scherflächen und Klüfte (die Besetzungsdichte ihrer Pole auf der flächentreuen Lagenkugelprojektion, ausgedrückt in Prozenten) sowie die Pole von 43 Schichtflächen dargestellt, die etwa 1 km südöstlich vom Grubbergsattel in Opponitzer Kalk eingemessen wurden. Es sind vier Zonen- $(\pi)$ -Kreise erkennbar:

1. Ein sehr deutlicher Polkreis ( $\pi_1$ ), dessen Achse mit  $25^\circ$  gegen NE fällt ( $\beta_1$ , SW—NE).

2. Ein ebenfalls deutlicher Polkreis ( $\pi_2$ ) mit einer auf  $\beta_1$  fast senkrecht stehenden, sehr flach ( $4^\circ$ ) gegen NW-fallenden Achse ( $\beta_2$ , SE—NW).

3. Ein etwas schwächer ausgeprägter Polkreis ( $\pi_3$ ) mit einer  $10^\circ$  gegen W (genau W  $10^\circ$  S) fallenden Achse ( $\beta_3$ , E—W).

4. Zwei etwas verschwommene Polkreise, deren Achsen mit  $20^\circ$  annähernd gegen S (S  $6^\circ$  W, bzw. S  $12^\circ$  E) fallen ( $\beta_4$  u.  $\beta_4'$ , N—S).

Die Schichtflächenpole liegen zum weitaus größten Teil auf  $\pi_3$ , einige wenige auf  $\pi_2$ .

Das Diagramm  $D_4$  enthält 205 Pole von Scherflächen und Klüften (ausgezählt) und 34 Schichtflächenpole aus dem N—S-streichenden Opponitzer Kalk unmittelbar an der Blattverschiebung, etwa 1 km ENE von den Meßstellen für  $D_3$ . Es zeigt dieselben vier Polkreise wie  $D_3$ , nur in etwas anderer Besetzungsdichte.  $\pi_1$  ist nur schwach und doppelt entwickelt (mit flach gegen NE und SW fallenden  $\beta_1$ ), ebenso  $\pi_2$  (flach gegen SE und NW fallendes  $\beta_2$ ).  $\pi_3$  und damit  $\beta_3$  hat dieselbe Lage wie in  $D_3$ . Dagegen ist aber  $\pi_4$  und  $\pi_4'$  hier wesentlich kräftiger entwickelt, ebenfalls mit zwei flach gegen S fallenden Achsen ( $\beta_4$  und  $\beta_4'$ ). Die verhältnismäßig stark gestreuten Pole der im allgemeinen gegen W fallenden Schichtflächen liegen an der Kreuzungsstelle aller vier Polkreise.

Erst ein Vergleich mit Diagrammen von anderen Stellen des NE-Endes der Lunzer Musterfalte wird zeigen, ob diese Polkreise „persistent“, d. h. zufällig sind und ob die dazugehörigen Polachsen  $\beta_1$ ,  $\beta_2$ ,  $\beta_3$  u.  $\beta_4$  echte B-Achsen sind oder nicht. Es kann aber schon jetzt festgestellt werden, daß drei dieser vier Achsenlagen, nämlich  $\beta_1$ ,  $\beta_3$  u.  $\beta_4$ , sehr gut in das durch die geologische Feldaufnahme gewonnene Bild hineinpassen.

Die Achsenlage  $\beta_1$  entspricht der SW—NE-streichenden Hauptachse der Lunzer Musterfalte. Sie ist wie diese gegen NE geneigt, nimmt aber hart an der Blattverschiebung im E eine ungefähr schwebende Lage ein. Dasselbe Verhalten zeigen auch die Fältelungsachsen des Gutensteiner Kalkes im  $S_2$  wie der Vergleich von  $D_4$  (Goldgraben) und  $D_2$  (Maibzinken) in Abb. 3 zeigt (Aufbiegung an der Blattverschiebung infolge seitlicher Pressung). Parallel zu dieser Achse liegt in  $D_3$  der überwiegende Teil der Schichtflächen.

$\beta_2$  liegt genau parallel zu der Schubbahn zwischen den beiden Schuppen der Lunzer Decke, die das Gebiet Lunzberg—Grubberg im N begrenzt. Das in diesem Gebiet immer wieder auftretende E—W-Streichen und die im Kartenbild erkennbare E—W-streichende Schar von Störungen können zu dieser Achse in Beziehung gebracht werden. Einige Schichtflächen liegen auch in  $D_3$  auf dem zu  $\beta_3$  gehörenden Polkreis  $\pi_3$ .

Die Achsenlage  $\beta_4$  und  $\beta_1'$  endlich zeigt enge Beziehungen zu der Blattverschiebung E des Grubberges. Die Polkreise sind in der Nähe dieser Blattverschiebung wesentlich kräftiger entwickelt als in einiger Entfernung davon; die Polachsen können ebenso wie die N-fallenden Fältelungsachsen im Gutensteiner Kalk des Maißzinken ( $D_2$  in Abb. 3) auf eine seitliche Pressung infolge des Vorschubes der Scholle Hirschwand—Schindelberg in die Lunzer Decke hinein, bzw. auf die damit verbundenen Schleppungserscheinungen zurückgeführt werden. Diese seitliche Pressung ist wahrscheinlich auch für die NNW—SSW-streichenden Störungen im Gebiet zwischen Lunzberg und Grubberg verantwortlich zu machen.

Dagegen tritt die Achsenlage  $\beta_2$ , die senkrecht auf  $\beta_1$  steht, im geologischen Kartenbild nicht deutlich in Erscheinung. Wie später noch gezeigt werden soll, ist sie wahrscheinlich auf eine Einengung senkrecht der Hauptachsenrichtung  $\beta_1$  infolge der Dehnung in Richtung  $\beta_1$  während der Faltung zurückzuführen, was aber noch näher zu überprüfen sein wird.

Es sei hier noch erwähnt, daß auch im Kohlenbergbau Holzapfel, der sich im NW-Flügel der Lunzer Musterfalte unmittelbar östlich des Bodingbachtals befand, die drei Achsenlagen  $\beta_1$  (SW—NE),  $\beta_2$  (E—W) und  $\beta_4$  (N—S) nachgewiesen werden konnten, und daß die dort angetroffenen Flözstörungen zum größten Teil zu  $\beta_3$  ( $30^\circ$ — $45^\circ$  S-fallende Flächen) und  $\beta_4$  ( $50^\circ$  gegen E bis ENE-fallende Flächen) gehörten. Beide Scherflächenscharen waren jünger als die Fältelung an SW—NE-streichenden Achsen in den Lunzer Schichten.

Die hier nur kurz skizzierten und weiter nicht ausgewerteten Teilergebnisse gefügekundlicher Untersuchungen fügen sich somit sinngemäß in das durch feldgeologische Aufnahmen gewonnene Bild. Sie zeigen deutlich die Überlagerung von wahrscheinlich vier Bewegungsplänen; drei davon sind zu den feldgeologisch nachweisbaren tektonischen Vorgängen in der Lunzer Decke (Faltung mit SW—NE-Achse, Verschuppung an einer E—W-streichenden Schubfläche und keilförmiges Eindringen der Scholle Hirschwand—Schindelberg in das nördlich davor gelegene Faltenland) in Beziehung zu bringen. Eine vierte SE—NW-streichende Achse ( $\beta_2$ ) wird für uns bei der Behandlung des Gebietes südlich von Gaming von Interesse sein.

b) Anders liegen die Verhältnisse im südlichen Teil der nördlichen Schuppe der Lunzer Decke. In dem Gebiet südlich von Gaming finden wir enge Falten mit N—S-streichenden Achsen, die sehr wahrscheinlich älter sind als die Verschuppung der Lunzer Decke und die damit zusammenhängenden Störungen.

Die sehr genauen geologischen Aufzeichnungen, die während des Baues des neuen Wasserleitungsstollens der 2. Wiener Hochquellenleitung von der Bauleitung gemacht wurden, die Aufschlüsse des noch im Betrieb befindlichen Kohlenbergbaues SW Gaming und die Berichte von älteren Bergbauen ermöglichen es, in Verbindung mit der geologischen Neuaufnahme, ein genaues Bild von dem tektonischen Bau des Gebietes zu gewinnen.

Zur Charakterisierung der tektonischen Verhältnisse möge das Profil E (Abb. 5) dienen, das zunächst in SW—NE-Richtung am NW-Hang des Mitterautales der Achse des neuen Wiener Wasserleitungsstollens folgt, und dann gegen E den Querfaltenbau südlich von Gaming durchschneidet.

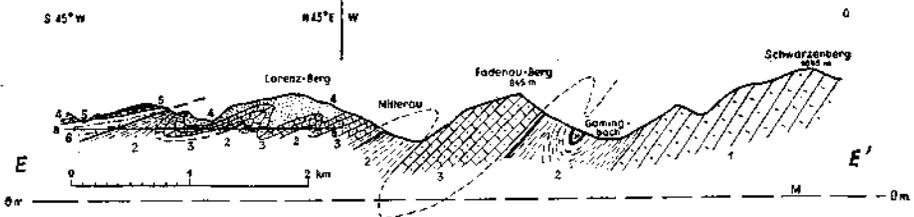


Abb. 5. Profil durch das Gebiet südlich von Gaming.

- 1 = Muschelkalk, 2 Lunzer Schichten mit Kohlenflözen, 3 = Opponitzer Kalk, 4 = Hauptdolomit, 5 = Aptychenmergel, 6 = Neokom (?) -Kalk, a-a = Trasse des neuen Wasserleitungsstollens.

Ganz im Südwesten trifft das Profil noch schräg auf die Überschiebungsfäche zwischen den beiden Schuppen der Lunzer Decke und die verkehrt liegenden Neokomkalke und -mergel\*) der hangenden, südlichen Schuppe. Das Einfallen dieser Fläche erscheint in dem Profil durch den schrägen Schnitt flacher, als dies der Wirklichkeit entspricht. Die Neokommergel sind hier obertags mit WSW—ENE-streichenden Achsen kleingefaltet.

Nordostwärts davon durchschneidet das Profil die Dolomitsynklinale Bölzenberg—Lorenzberg. Sie ist, wie die Aufschlüsse des Wasserleitungsstollens in Übereinstimmung mit den Obertagaufnahmen zeigten, nicht einheitlich, sondern besteht aus einer Reihe von Sekundärfalten. Der Opponitzer Kalk, den der Stollen durchfuhr, war häufig stark zertrümmert. Die Achsen dieser Falten, die im Südwesten, nahe der Überschiebung, ESE—WNW-streichen, drehen gegen NE

\*) Im Profil des Wasserleitungsstollens sind hier „zerdrückte Kalkmergel mit Lehmlassen“ und „stark zerklüfteter Kalk mit Rauhwacke wechselnd“ angegeben. Von F. Trauth (1948) wurden diese Gesteine als Opponitzer Kalk angesprochen, wofür die Einschaltungen von Rauhwacke sehr sprechen würden. In meinem Profil (Abb. 5) habe ich diesen Kalk und Kalkmergel mit den hellgrauen mergeligen Kalken in Verbindung gebracht, die obertags nördlich der Aptychenmergel anstehen und wahrscheinlich stratigraphisch in deren Hangendes gehören. Sollten die mit Rauhwacke wechseltagernden Kalke des Wasserleitungsstollens tatsächlich Opponitzer Kalk sein, so würde dieser schon der liegenden (nördlichen) Schuppe der Lunzer Decke angehören.

immer mehr nach N, sodaß der Opponitzer Kalk des nordöstlichen Flügels schon fast S—N-streicht und die westliche Begrenzung des engen Querfaltenbaues südlich Gaming bildet.

Gegen Osten finden wir von hier ab folgende Faltelemente:

1. Eine schmale, gegen E überkippte Antiklinale von Lunzer Schichten, in deren Westflügel der Wasserleitungsstollen zwei Kohlenflöze antraf (0,60 bezw. 1,20 m mächtig).

2. Die ebenfalls gegen Ost überkippte Synklinale von Opponitzer Kalk des Fadenauer Berges; der Westflügel ist an der Grenze gegen die Lunzer Schichten, wahrscheinlich durch eine Schubfläche, etwas gestört, im Ostflügel wurden durch den Gaming Bergbau im Norden, durch ältere Schürfungen im Süden N—S-streichende Kohlenflöze aufgeschlossen; der normale stratigraphische Zusammenhang ist hier — da die Kohlenflöze immer nur in den hangendsten Lunzer Schichten, nahe des Opponitzer Kalkes, auftreten — noch erhalten.

3. Eine Antiklinale und anschließend daran eine enge Synklinale innerhalb der Lunzer Schichten am Osthang des Fadenauer Berges gegen den Gamingbach. Die Synklinale ist durch einen sehr schmalen, nur im Norden und Süden noch vorhandenen, tektonisch stark zertrümmerten Streifen von Opponitzer Kalk gekennzeichnet. Im Ostflügel dieser Synklinale wurde entlang dieses Opponitzer Kalkstreifens in früherer Zeit ein N—S-streichendes Kohlenflöz abgebaut (Karlstollen, Barbarastollen).

4. Die Muschelkalkantiklinale Schwarzenberg—Gamingstein, die weiter ostwärts, E—W-streichend, den Süd-, zum Teil auch Nordrahmen des Jura-Neokomfensters der Urmannsau (Frankenfesler Decke) bildet, weiter westlich in einem Bogen in NE—SW-Streichen umbiegt und ostwärts des Gamingbachtals sowohl gegen NW, W und S unter Lunzer Schichten nntertaucht.

Daß diese N—S-streichenden und gegen E überkippten Falten älter sein müssen als die Verschuppung der Lunzer Decke, zeigen vor allem die Verhältnisse im Süden, unmittelbar nördlich des Ausstriches der Überschiebungfläche (westlich der Polzbergmühle). Hier schwenken nämlich der Opponitzer Kalk des Fadenauer Berges und die begleitenden Lunzer Schichten plötzlich in E—W-Streichen — bei mehr oder weniger steilem S-Fallen — um. Der Opponitzer Kalk ist stellenweise stark mylonitisiert und dann weiter im Süden in einzelne, in E—W-Richtung gestreckte Schollen innerhalb der Lunzer Schichten aufgelöst, sodaß man hier eine intensive Faltung mit E—W-Achse annehmen muß. Dies zeigt auch die Achsenlage der hier stellenweise zu beobachtenden Kleinfältelung innerhalb des Opponitzer Kalkes (siehe Karte, Tafel 1). Neben der vorherrschenden, streng E—W gerichteten, schwebenden Achsenlage, treten hier aber auch flach gegen NW fallende Achsen auf, die einem älteren Plan mit ursprünglich in N—S-Richtung streichenden und später etwas gegen E, hezw. W gedrehten B-Achsen zuordenbar wären.

Aber auch weiter nördlich, mitten in dem N—S streichenden Faltenbau des Gaminger Tiergartens, sind Spuren einer jüngeren Querbeanspruchung dieser Falten von S her zu erkennen. Besonders

eindrucksvoll sind in dieser Hinsicht die Verhältnisse im Gebiet des Gäminger Kalvarienberges, das durch den Gäminger Kohlenbergbau gut erschlossen ist (P. 651 S Gäming).

An der Nord- und Westseite des Berges sehen wir hier plötzlich die Schichten des Opponitzer Kalkes in ein Streichen SW—NE bis W—E umbiegen und verkehrt unter die Lunzer Schichten gegen SE, bzw. S einfallen. Auch an der Straße im Mitterautal fallen die Schichten des westlich des Kalvarienberges anstehenden Opponitzer Kalkes gegen S. An der Ostseite des Kalvarienberges streicht der Opponitzer Kalk S—N bis SW—NE und fällt gegen W, bzw. NW ein.

Der Felsen W des Mitteraubaches, W gegenüber dem Kalvarienberg („Rosenhügel“), zeigt eine schöne Fältelung des stark zertrümmerten Opponitzer Kalkes. Die Achsen fallen gegen SW bis SSW.

Unmittelbar NW oberhalb dieses Hügels zieht (noch unterhalb der Bahn) ein schmaler Streifen von Lunzer Schichten von NE herein, der sich, von Schutt bedeckt, weiter gegen SW fortzusetzen scheint. NW davon, oberhalb der Bahn, steht ein z. T. stark zertrümmerter grauer Kalk mit knolligen Schichtflächen und einzelnen Hornsteinen an, der zweifellos als Muschelkalk anzusprechen ist; er fällt zunächst gegen SW, weiter nördlich gegen W ein und ist sowohl im Westen wie im Osten von Lunzer Schichten begleitet. Es handelt sich hier also zweifellos um eine SE—NW bis S—N streichende, gegen E überkippte Antiklinale, die fast genau in der nördlichen Fortsetzung der N—S streichenden Opponitzer Kalk-Synklinale des Fadnauer Berges liegt und von dieser nur durch einen schmalen Streifen von Lunzer Schichten getrennt ist. Weiter nördlich tritt dann im Hauptdolomit, Plattenkalk und Jura des Zürners ein anderer, SE—NW streichender Bauplan auf, der aber noch nicht näher geklärt ist.

Diese eigentümlichen und recht komplizierten tektonischen Verhältnisse können wohl am besten so erklärt werden, daß ein älterer, etwa N—S streichender Quersaltenbau von S oder SE her, also quer zu seinem Streichen, gestaucht und z. T. gegen N, bzw. NW überkippt wurde, wodurch die einzelnen Fallenelemente gegeneinander verschoben wurden.

Sehr wichtige Erkenntnisse für die Auflösung des tektonischen Baues in diesem interessanten Gebiet liefern die Aufschlüsse des Kohlenbergbaues Gäming-Mitterau. In den verkehrt über dem gegen SE bis S fallenden Opponitzer Kalk liegenden Lunzer Schichten ist an der Westseite des Kalvarienberges in einem Versuchsstollen ein bauwürdiges Kohlenflöz erschürft worden. Um eine größere Bauhöhe zu gewinnen, wurde Ende 1940 etwa 70 m tiefer im Opponitzer Kalk ein Stollen angeschlagen, der den größtenteils zu einer Brekzie zertrümmerten, gegen SE fallenden Opponitzer Kalk durchfuhr und nach etwa 400 m Stollenlänge die Lunzer Schichten und in diesen zwei Flöze erreichte, von denen das bergmännisch hangende (geologisch liegende) Flöz aufgefahren wurde. Dabei ergab sich folgendes Bild:

Das Flöz hatte zunächst ein Streichen von N 60° E und ein Einfallen von etwa 35° gegen SE. Gegen Osten zu richtete sich aber das Flöz immer mehr auf; in einem östlichen Gesenk stellte es sich saiger und nahm in größerer Teufe ein nordwestliches Einfallen von etwa 70° an. Die gegen NW überkippte Mulde hebt sich also gegen ENE heraus.

Im Westen dagegen nahm das Flöz langsam ein ost-westliches Streichen an. Etwa 90 m westlich des Streckenkreuzes scharte sich, von SE kommend, ein zweites Flöz dazu. Von da ab wurde gegen W das Flöz immer schwächer und keilte schließlich ganz aus.

Beim Verfolgen des zweiten, zuscharenden Flözes zeigte es sich nun, daß dieses Flöz rasch ein Streichen NNE—SSW (N 20° E) annahm und mit 35° bis 40° gegen West einfiel. Nach etwa 120 m wurde es an einer flach (30°) gegen SSW fallenden Fläche abgeschnitten und konnte nicht mehr aufgefunden werden.

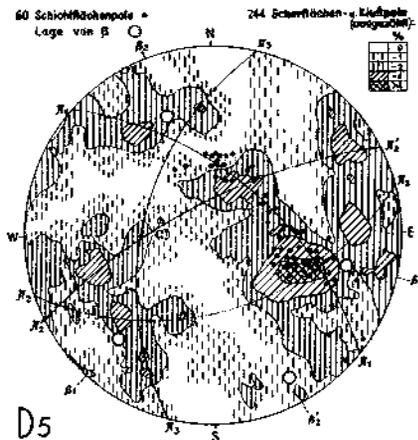


Abb. 6. Flächendiagramm aus dem West- und Südfeld des Gaminer Bergbaues (Lunzer Schichten, Erklärung im Text).

Die Aufschlüsse in den höheren Horizonten der Grube zeigten dann später, daß sich das Umbiegen von verkehrtem Südfallen in normales WNW-Fallen in Form einer Falte vollzieht, deren Achse verhältnismäßig flach gegen SW einfällt.

Es lag nun zunächst die Vermutung nahe, daß sich das „Südfeld“ der Grube schon in dem Westflügel der N—S streichenden und gegen E überkippten Mulde des Fadenauer Berges befindet. Ein Flächenpol-Diagramm der im Süd- und Westfeld eingemessenen Scher- und Schichtflächen dieses Grubenbereiches, also sowohl die der E—W, wie die der N—S streichenden Schichtflächen, auf einem Polkreis liegen, der auch in der Verteilung der Scherflächenpole deutlich in Erscheinung tritt und dessen Achse ( $\beta_1$ ) mit etwa 25° gegen SW einfällt. Dasselbe Verhalten zeigen auch alle im Opponitzer Kalk des Kalvarienberges eingemessenen Schicht-

flächen. Die Schichtverbiegungen des ganzen Kalvarienberg-Gebietes folgen also einem SW—NE streichenden und gegen SW einfallenden Achsenplan, der im geologischen Kartenbild kaum erkennbar ist. Daneben tritt aber in  $D_5$  noch ein NNW—SSE-streichendes  $\beta$  mit schwankendem Einfallen nach beiden Richtungen auf ( $\beta_2$  und  $\beta_2'$ ). Es kann vorläufig nur vermutet werden, daß dies der Achsenplan des Querfaltenbaues ist. Außerdem scheint in  $D_5$  noch eine gegen ESE fallende Achse vorhanden zu sein ( $\beta_3$ ). Weitere Messungen in diesem Gebiet (vor allem weiter im Süden und Norden) werden zeigen, ob sich auch im Gefüge der Scher- und Schichtflächen ein älterer Querfaltenbau mit Sicherheit nachweisen läßt.

Nach dem derzeitigen Stand der Untersuchungen, vor allem auf Grund der Ergebnisse feldgeologischer Arbeiten, ist es aber sehr wahrscheinlich, daß hier ein zwar räumlich begrenzter, aber sehr intensiver Querfaltenbau vorliegt, der durch eine spätere Beanspruchung von Süden und Südosten her — offensichtlich durch den Aufschub der Ötscher-Decke und die Verschuppung der Lunzer Decke — überprägt und gestört wurde.

Es ist nun noch auf eine sehr auffallende Erscheinung in diesem eben besprochenen Gebiet hinzuweisen: daß nämlich die Schichten sowohl von NE wie von NW bogenförmig in den Querfaltenbau südlich von Gaming einschwenken. Dieses tektonische Bild, das uns im Schnitt der geologischen Karte gegenübertritt, macht den Eindruck, als ob die hier auftretenden Querfalten dadurch entstanden seien, daß der ganze Gesteinskörper während der Faltung in Richtung der SW—NE streichenden Faltenachse gedehnt und — da keine andere Ausweichmöglichkeit gegeben war — senkrecht zu dieser Achse gestaucht wurde. Es sei in diesem Zusammenhang daran erinnert, daß alle drei hier mitgeteilten Scherflächendiagramme deutlich ein  $\beta$  SW—NE senkrecht zur Hauptachsenrichtung zeigten, das auf eine derartige Querbeanspruchung zurückgeführt werden könnte. Faltung und Querfaltung wären dann ungefähr gleich alt und einem Bewegungsplan zuordenbar.

Sollten weitere gefügekundliche Untersuchungen die Richtigkeit dieser Annahme bestätigen, könnten wir das gesamte Bewegungsbild innerhalb der Lunzer Decke auf nur zwei tektonische Vorgänge zurückführen: eine ältere Faltung mit NE—SW streichender Achse bei gleichzeitiger örtlicher Querfaltung durch Dehnung in Richtung der Faltenachse und eine spätere Zerschuppung und örtliche Überprägung unter der Wirkung des Deckenschubes.

Auch der weitgespannte Querfaltenbau innerhalb der Ötscher-Decke könnte als eine Stauchungserscheinung durch Querdehnung des langgestreckten und einheitlich gebauten Gesteinskörpers in Richtung der Hauptfaltenachse gedeutet werden.

Eine solche Erklärung der Entstehung unserer Querfalten hat nicht nur den Vorteil einer großen Einfachheit für sich — die Annahme von „W—E“, bezw. „E—W-Schüben“ ist immer etwas unbefriedigend —, sie kann in unserem Gebiet auch manche Einzelheiten verständlich machen. Dies gilt vor allem für das Vordringen eines herausgehrochenen Teiles der südlichsten Muschelkalkanti-

klinale nach NNW (Schindelberg), welches dann nicht nur durch den Verlauf des Nordrandes der Ötscher-Decke bedingt war, sondern auch dadurch erleichtert wurde, daß in dem nördlich vorgelagerten Gebiet durch die Stauchung quer zur Faltenachse und die damit verbundene Zerreißung des ursprünglichen Schichtverbandes eine Art Schwächezone entstand. Letzten Endes würden so das durch Schleppung beim Vordringen der Schindelbergscholle entstandene N—S-Streichen im Gebiet des Grubberges und der Querfaltenbau des Gaminger Tiergartens doch in einem ursächlichen Zusammenhang miteinander stehen, so verschieden auch die unmittelbaren Ursachen dieser beiden Erscheinungen sind.

Auffallend ist es, daß sich auch die aus relativ leicht verformbaren Gesteinen bestehende Lunzer Decke gegenüber der Beanspruchung durch den Deckenschub verhältnismäßig starr verhalten hat. Der jüngere Deckenschub wirkt sich auch hauptsächlich in Form von Zerschuerungen aus, während Faltungen, welche diesem tektonischen Vorgang zuordenbar sind, nur sehr lokal an besonders stark beanspruchten Stellen auftreten. Kleinfältelungen der Gesteine gehören mit wenigen Ausnahmen in die (ältere) Faltungsperiode. Reste einer wahrscheinlich älteren Querfaltung konnten sich jedoch nur in der nördlichen Schuppe der Lunzer Decke, in einer größeren Entfernung von der Stirn der Ötscher-Decke, erhalten. Wir sehen in dieser Hinsicht trotz der großen Verschiedenheit im Gesteinsaufbau eine bemerkenswerte Übereinstimmung mit den Verhältnissen innerhalb der Ötscher-Decke.

Zum Schluß sei noch erwähnt, daß wahrscheinlich auch in der Klippenzone von Gresten, also genau nördlich des hier besprochenen Kalkalpenbereiches, Spuren von Querfaltungen vorhanden sind (Ruttner, 1948).

#### 4. Zusammenfassung und allgemeine Bemerkungen.

In dem untersuchten Teil des Gebietes der oberen Ybbs und Erlauf konnten Querfalten sowohl innerhalb der Ötscher-Decke, wie innerhalb der Lunzer Decke festgestellt werden.

In der Ötscher-Decke treten sie uns in Form eines weitgespannten, etwas gegen Ost überkippten Faltenbaues mit N—S streichenden Achsen entgegen. Dieser Querfaltenbau ist sicher älter als die Überschiebung der Ötscher-Decke auf die Lunzer Decke und wird von allen, mit dem Deckenschub oder mit der Verschuppung der Ötscher-Decke zusammenhängenden Störungen entweder überprägt oder durchschnitten. Faltungen als Folge des Deckenschubes sind in diesem Teil der Ötscher-Decke fast nur an der Deckenstirn zu beobachten.

Ein im Gegensatz dazu sehr enger und auf einen kleinen Raum beschränkter Querfaltenbau konnte auch in der nördlichen Schuppe der Lunzer Decke im Gebiet des Gaminger Tiergartens nachgewiesen werden. Auch er ist wahrscheinlich älter als die Verschuppung der Lunzer Decke und die damit verbundenen Störungen und Faltungen. In der südlichen Schuppe der Lunzer Decke da-

gegen ist die im Gebiet des Grubberges, NE des Schindelberges und W von Lackenhof auftretende Querstellung der Schichten auf eine Schleppung und seitliche Pressung als Folge des Vordringens der keilförmigen Schindelberg-Scholle gegen NNW zurückzuführen und daher mittelbar durch den Auf-, bzw. Anschub der Ötscher-Decke auf die schon gefaltete und weitgehend erodierte Lunzer Decke verursacht.

An Hand einiger Beispiele aus den zur Zeit noch nicht abgeschlossenen gefügekundlichen Untersuchungen wurde gezeigt, daß sich die bisher ermittelten Gefügedaten sinnvoll in das durch feldgeologische Arbeiten gewonnene Bild einfügen und darüber hinaus wertvolle und dem geologischen Kartenbild allein nicht ablesbare Erkenntnisse liefern. Es wurden in dem bis jetzt untersuchten Teilgebieten der Lunzer Decke drei Achsenpläne festgestellt, deren Persistenz über größere Bereiche aber noch nachgeprüft werden muß: ein Hauptachsenplan SW—NE, ein zweiter senkrecht dazu (SE—NW) und ein Plan mit annähernd E—W verlaufenden Achsen. In der Nähe der Blattverschiebung zwischen Grubberg und Schindelberg tritt noch ein vierter Achsenplan (N—S) in Erscheinung, der enge Beziehungen zu dem Vorschub der Scholle Schindelberg—Hirschwand in das nördlich vorgelagerte Faltenland erkennen läßt.

Zu untersuchen bleibt vor allem noch die zeitliche Abfolge der einzelnen Deformationspläne. Nach dem derzeitigen Stand der feldgeologischen und gefügekundlichen Arbeiten ist es wahrscheinlich, daß in dem untersuchten Gebiet Faltung und Querfaltung gleich alt sind (Faltung mit SW—NE-Achse und Querbeanspruchung durch Dehnung in Richtung der Faltenachse), und daß sowohl in der Lunzer wie in der Ötscher-Decke eine ältere Faltungsperiode (Längsfalten und Querfalten) und eine jüngere Periode des Deckenschubs mit den damit verbundenen Verschuppungen und Zerschörungen dieses Faltenlandes unterschieden werden kann. Faltungen, die durch diesen jüngeren Deckenschub verursacht wurden, scheinen nur ganz lokal an besonders stark beanspruchten Stellen (z. B. in der Stirn der Ötscher-Decke, in der Lunzer Decke unmittelbar vor dem Nordrand der Ötscher-Decke und nördlich der Verschuppung in der Lunzer Decke aufzutreten).

Es erhebt sich nun die Frage, ob man diesen Ergebnissen irgend eine allgemeinere Bedeutung zumessen darf und ob derartige, ins einzelne gehende tektonische Untersuchungen in einem verhältnismäßig kleinem Gebiet der Kalkalpen überhaupt einen Wert besitzen.

Abgesehen davon, daß ganz allgemein eine einheitliche tektonische Beanspruchung auch ein einheitliches, auf diesen tektonischen Vorgang beziehbares Bewegungsbild zur Folge haben muß, und daß daher auch Untersuchungen in kleinen Bereichen sehr wichtige Erkenntnisse für die Tektonik im großen zu liefern vermögen, möchte ich darauf hinweisen, daß Querfalten in den Kalkalpen doch nicht so selten zu sein scheinen, als dies in der Literatur zum Ausdruck kommt. Vor allem die neueren kalkalpinen Kartenblätter verzeichnen oft in größeren Bereichen ein Querstreichen der Schichten.

Daß eine nähere Untersuchung solcher Bereiche viel zum Verständnis des Gesamtbaues eines Gebietes beitragen kann, glaube ich im Vorstehenden gezeigt zu haben.

Es ist auch nicht die Absicht dieser Arbeit, allgemein gültige Erklärungen für die Entstehung solcher Querfalten zu geben. Sie soll nur zeigen, daß sich diese auf Grund eingehenderer Untersuchungen sinngemäß in das ganze Bewegungsbild einfügen lassen.

Vielleicht kann uns dieser Weg auch dem Verständnis des großen und so einschneidenden Querfaltenbaues der Weyerer Bögen näherführen.

#### Schrifttum.

- Ampferer, O.: Geologische Erfahrungen in der Umgebung und beim Bau des Ybbstal-Kraftwerkes. Jahrb. d. Geol. B.-A. Wien. **1930**.
- Bittner, A.: Geologische Mitteilungen aus dem Gebiete des Blattes Zone 14, Kol. XII, Gaming—Mariazell. Verh. d. Geol. R.-A.-Wien. **1893**.
- Geologische Spezialkarte Bl. Gaming—Mariazell. **1906**.
- Fuchs, A.: Untersuchungen am tektonischen Gefüge der Tiroler Alpen. II (Kalkalpen Achensee—Kaisergebirge). **1944**. Neues Jahrb. f. Min. usw. Abh., Abt. B, Bd. 88.
- Göttinger, G.: Geomorphologie der Lunzer Seen und ihres Gebietes. Int. Bevue d. ges. Hydrobiologie u. Hydrographie. **1912**.
- Kober, L.: Der Deckenbau der östl. Nordalpen. Denkschr. d. Akad. d. Wiss. Wien. **1912**.
- Bau und Entstehung der Alpen. Verl. Gebr. Borntraeger. Berlin **1923**.
- Lahn, E.: Der Bau des Öttschergebietes (Niederösterreichische Kalkvor-alpen). Zentralbl. f. Min. usw. Abt. B, **1933**.
- Rutlner, A.: Aufnahmebericht für 1938. Verh. d. Zweigst. Wien d. Reichsstelle f. Bodenf. **1939**.
- Aufnahmebericht für 1947. Verh. d. Geol. R.-A. (in Druck). **1948**.
- Sander, B.: Neuere Arbeiten am Tauernwestende aus dem Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität Innsbruck. Mitt. d. Reichsst. f. Bodenf. Zweigst. Wien. **1940**.
- Über Flächen- und Achsengefüge (Westende d. Hohen Tauern, III. Bericht). Mitt. d. Reichsamtes f. Bodenf. Zweigst. Wien. **1942**.
- Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper, I. Teil. Springer-Verlag. Wien-Innsbruck. **1948**.
- Spengler, E.: Beiträge zur Geologie der Hochschwabgruppe und der Lassingalpen. Jahrb. d. Geol. B.-A. Wien. **1922, 1925**.
- Der geologische Bau der Kalkalpen des Traisental und oberen Pielachgebietes. Jahrb. d. Geol. R.-A. Wien. **1928**.
- Geologische Spezialkarte Bl. Schneeberg—St. Ägyd. **1931**.
- Die nördlichen Kalkalpen in: Schaffer, Geologie der Ostmark, Verlag F. Deuticke, Wien. **1943**.

Trauth, F.: Geologische Studien in den westlichen niederösterreichischen Voralpen (vorläufige Mitteilung). Sitz. Ber. d. Akad. d. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Akad. Anzeiger Nr. 9. **1934.**

Über die tektonische Gliederung der östlichen Nordalpen. Mitt. d. Geol. Ges. Wien (Sueß-Festschrift). Bd. XXIX. **1936.**

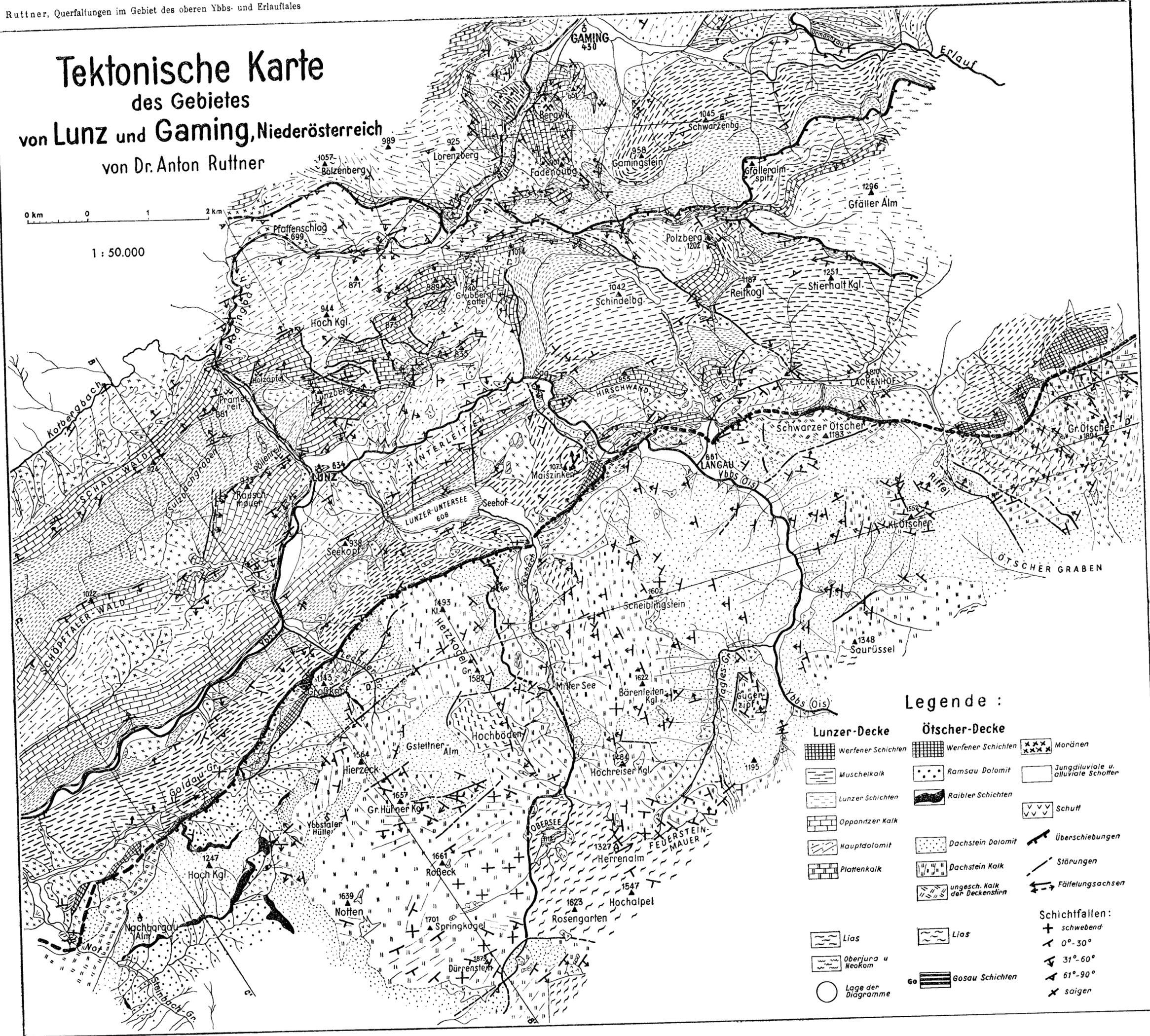
Geologie des Kalkalpenbereiches der zweiten Wiener Hochquellenleitung. Abhandlg. d. Geol. B.-A. Wien. Bd. XXVI. **1946.**

**Berichtigung während des Druckes:** In der tektonischen Karte, Tafel 1, ist am Westhang des Lechnergrabens (SE P. 1143, Großkopf) westlich des Bandes von Raibler Schichten irrtümlich die Signatur für Ramsaudolomit statt der für Dachsteindolomit eingetragen.

A Ruttner, Querfaltungen im Gebiet des oberen Ybbs- und Erlaufales

# Tektonische Karte des Gebietes von Lunz und Gaming, Niederösterreich von Dr. Anton Ruttner

0 km 0 1 2 km  
1 : 50.000



### Legende :

- |                     |                               |                                    |
|---------------------|-------------------------------|------------------------------------|
| <b>Lunzer-Decke</b> | <b>Ötscher-Decke</b>          | <b>Moränen</b>                     |
| Werfener Schichten  | Werfener Schichten            | Moränen                            |
| Muschelkalk         | Ramsau Dolomit                | Junggluviale u. alluviale Schotter |
| Lunzer Schichten    | Raibler Schichten             | Schutt                             |
| Opponitzer Kalk     | Dachstein Dolomit             | Überschiebungen                    |
| Hauptdolomit        | Dachstein Kalk                | Störungen                          |
| Plattenkalk         | ungesch. Kalk der Deckenstirn | Fältelungsachsen                   |
| Lias                | Lias                          | Schichtfallen:                     |
| Oberjura u Neokom   | Gosau Schichten               | + schwebend                        |
| Lage der Diagramme  |                               | 0°-30°                             |
|                     |                               | 31°-60°                            |
|                     |                               | 61°-90°                            |
|                     |                               | x saiger                           |

# Der Untergrund der Molasse im bayrisch-österreichischen Grenzgebiet

Von **Hans Bürgl**.

(Mit 4 Textabbildungen.)

In dem Bemühen, den Bau der oberösterreichischen Molasse in seinen Einzelheiten zu klären, vermeinen wir mitunter auf eine gewisse Diskrepanz zwischen auf Feldaufnahmen und Tiefbohrungen basierenden geologischen Beobachtungen einerseits und geophysikalischen Meßergebnissen andererseits zu stoßen. So wurde die Existenz des vom Verfasser angenommenen miozänen Hausruckrückens mehrfach bezweifelt mit dem Hinweis, daß sich dieser Rücken gerade in einer Zone relativ niedriger Schwerewerte befindet.

Bei der Deutung gravimetrischer Ergebnisse aus der oberösterreichischen Molasse gehen wir meist — bewußt oder unbewußt — von der Annahme aus, daß die Molasse unmittelbar von böhmischem Kristallin unterlagert wird. Diese Annahme ist durch die Tatsache begründet, daß nahezu alle Bohrungen zwischen der bayrischen Grenze und St. Pölten, die die Molasse durchteuften, darunter böhmisches Kristallin (Granit, Gneis, Amphibolit) antrafen.

Es fragt sich aber, ob diese Tatsachen berechtigen, Kristallin als das Liegende der gesamten oberösterreichischen Molasse anzunehmen. Westlich der Linie Schärding—Gmunden hat in Österreich bisher noch keine Bohrung den Untergrund der Molasse erreicht. In diesem Raume sind wir bei der Beurteilung des Molasseuntergrundes vorläufig noch ganz auf geophysikalische Daten angewiesen.

Solche bieten hier die Gravimetraufnahmen und refraktionsseismischen Messungen der Kommission zur geophysikalischen Reichsaufnahme. Für die Beurteilung des Molasseuntergrundes sind vor allem die tiefer greifenden Gravimetermessungen von Bedeutung und sollen deshalb hier in erster Linie in Betracht gezogen werden.

Die aus den Schwermessungen im westlichen Oberösterreich resultierende Isogammenkarte zeigt wohl eine Reihe von Anomalien und Isogammenscharungen, die auf Störungen schließen lassen, doch vermittelt sie allein kein sinnvolles Gesamtbild. Jeder Versuch, dieses Bild geologisch zu deuten und mit Oberflächenbeobachtungen in Einklang zu bringen, versagt.

Hier empfiehlt es sich nun, den Untersuchungsrahmen zu erweitern und auch die in Bayern gewonnenen gravimetrischen Ergebnisse in die Betrachtung einzubeziehen (H. Reich, 1949).



Dort bietet der Isogammenplan ein bedeutend klareres Bild (Abb. 1). Die Linien gleicher Schwere streichen im westlichen Bayern im allgemeinen ziemlich regelmäßig parallel zum Alpenrand und zum Südrand der schwäbischen Alb, wobei die Schwerewerte, dem Eintauchen des Untergrundes entsprechend, gegen die Alpen zu absinken. Im östlichen Teil des bayrischen Vorlandes aber ändert sich der Verlauf ziemlich plötzlich. Etwa entlang der Linie Salzburg—Landshut biegen die Isogammen aus dem ost- bis südostwärts gerichteten Streichen gegen NO bis N, schwingen dann in sanftem Bogen gegen SO und schwenken dann erst wieder in die regionale W—O-Richtung ein. Daraus ergibt sich eine gegen NW gerichtete Einbuchtung im Verlauf der Isogammen zwischen  $-30$  und  $-65$  mgal rings um die Stadt Braunau. Eine zweite, etwas schwächere folgt etwa dem Laufe der Isar.

Im regionalen Bild bedeuten diese Einbuchtungen Schweredefizite. Darauf verweist bereits H. Reich (1949) und neigt dazu, diese „negativen Zentren“ ebenso wie jenes bei Ravensburg mit größeren Tertiärmächtigkeiten zu erklären.

Wir wollen uns hier vorwiegend mit dem Braunauer Schweredefizit beschäftigen und ehe wir für dieses H. Reichs Ansicht akzeptieren, empfiehlt es sich, die Tertiärprofile einiger Tiefbohrungen, die innerhalb dieses Schweredefizits liegen, zu betrachten. Diese erlauben jedoch keine völlig zwingenden Schlußfolgerungen. Denn die Bohrungen Birnbach, Weihmörting und Füssing, die die gesamte oligo-miozäne Schichtfolge durchsanken, liegen nahe dem Rande der Schweremulde; die nahe deren Mitte liegenden Bohrungen bei Eisenhub und Julbach aber endeten bereits im Oligozän. Mithin kann nur die Mächtigkeit des Miozäns zu einem Vergleich herangezogen werden. In dieser Hinsicht zeigen nun die beiden Bohrungen bei Eisenhub extrem hohe Werte (+ 1219 und 1172 m, G. Göttinger, 1926 und 1938), doch können diese zwanglos auch mit der größeren Entfernung vom böhmischen Massivrand erklärt werden. Die dürftigen Daten, die uns derzeit über die Tertiärmächtigkeiten zur Verfügung stehen, führen beim Versuch einer Deutung des Braunauer Schweredefizits zu keinem resillos befriedigenden Ergebnis. Jedenfalls bleibt die Frage offen, ob diese allein ausreichen, diese negative Schwereanomalie zu deuten.

Nun ergeben sich aber sehr enge Beziehungen zur Zone des Schweredefizits, wenn man das unter der oligo-miozänen Molasse angetroffene Mesozoikum in die Betrachtung einbezieht (Abb. 1). Die Bohrungen bei Winetsham im oberösterreichischen Innviertel trafen unter Oligozän 24 m Jura an (W. Petrascheck, 1922, F. E. Klingner, 1929). Die Bohrung Mittich fand über Gneis und Granit einige Meter von Rotliegendem, aber kein Mesozoikum. In Hartkirchen wird das Oligozän direkt von Gneis unterlagert. Füssing 1 durchörterte unter dem Oligozän rund 350 m Oberkreide (Turon und Emscher), 170 m Malm und 8 m Dogger und fuhr dann, anscheinend durch einen Verwurf, bei 1095 m in Granit. Die NW gelegene Bohrung Weihmörting 1 durchbohrte unter dem Oligozän an die 400 m Oberkreide, und zwar vorwiegend Schichten, die in Füssing 1 be-

reits der vorchattischen Erosion zum Opfer fielen. Birnbach 1 schließlich durchsank unter der Molasse 982 m Oberkreide und endete im obersten Malm (A. Bentz, 1949).

Die Art der Kreideentwicklung in diesem Bereich bietet derzeit den einzigen Schlüssel zum Verständnis des Braunauer Schwere-defizits. Die mächtige Entwicklung der Oberkreide ist in diesem Raum ganz einzigartig dastehend und erfordert die Annahme eines Beckens von ähnlicher regionaler Ausdehnung wie das sächsisch-böhmische oder das westfälische Kreidebecken.

Die Zunahme der Mächtigkeit der Oberkreide vom böhmischen Massivrand gegen Westen zeigt eine derartig enge Beziehung zum Isogammenverlauf, daß alle Überlegungen dazu drängen, jenes anzunehmende Oberkreidebecken mit dem Braunauer Schwere-defizit zu identifizieren und als Braunauer Kreidemulde zu bezeichnen.

Nach den bisher vorliegenden Daten (vgl. bes. A. Bentz, 1949) ist der Jura dieses Beckens — auch was seine Mächtigkeit betrifft — sehr ähnlich dem der Fränkischen Alb entwickelt. Unterkreide fehlt. Cenomaner Grünsandstein (oder unteres Turon?) transgredierte über Riffkalk oder Frankendolomit des Malm. Die Ausbildung und Mächtigkeit des Turon schließt eng an die der Regensburger Vorkommen an. Am auffallendsten ist entschieden die mächtige Entwicklung des Emscher. Senon ist bisher nicht nachgewiesen. Die weiter westlich gelegene Bohrung Taufkirchen 1 traf über Emscher einige Meter eozaenen Lithothamnienkalks (H. Andréé, 1937).

Der Nordostrand der Braunauer Mulde ist ein Steilrand, doch läßt das Schwerebild keine Entscheidung darüber zu, ob es sich um eine steile Abbiegung des kristallinen Untergrundes, eine Bruchzone oder um eine Überschiebung handelt. Kleinere und größere Schichtlücken im Profil der Bohrung Füssing 1 (z. B. Fehlen der Trias) zeigen, daß Brüche in dieser Zone vorkommen, während Schichtwiederholungen bisher nicht nachgewiesen wurden. A. Bentz (1949) betont die auffallend starke tektonische Beanspruchung der Kreide in Weismörting 1. Es sei daher vorläufig angenommen, daß es sich hier teils um eine Bruchzone, teils um eine Abbiegung des Untergrundes handelt. A. Bentz nennt diese Zone „Füssing—Birnbach Abbruch“. Dieser kommt besonders deutlich in den reflexionsseismischen Meßergebnissen zum Ausdruck.

Der Südwestrand der Braunauer Mulde ist bedeutend weniger scharf ausgeprägt als ihr Nordostrand und verläuft weniger gradlinig als jener. Das Schwerebild deutet hier mehr auf ein Auskeilen von Schichten als auf eine Störungszone.

Weiter westlich aber sind im Isogammenbild wieder Störungen angedeutet, doch sind diese weit schwächerer Natur als jene der Füssing—Birnbacher Linie. Die den Westrand der Braunauer Mulde begleitende — aber nicht diesen bildende — Störungszone ist als „Landshut—Neuöttinger Abbruch“ bekannt (H. Reich, 1945, A. Bentz, 1949). Westlich davon folgt abermals eine der Braunauer Mulde ähnliche, aber anscheinend kleinere Mulde, an deren Nordende die Bohrung Taufkirchen 1 liegt (H. Andréé, 1937).

# HYPOTHETISCHER SCHNITT DURCH DIE BRAUNAUER MULDE

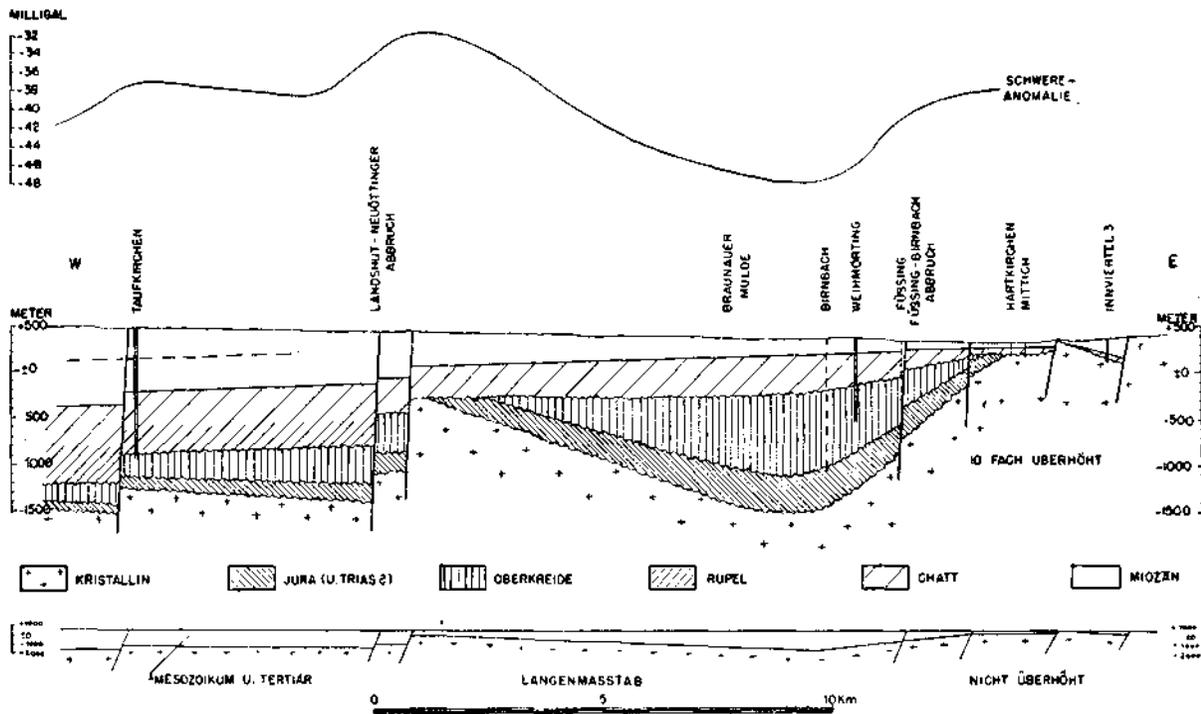


Abb. 2. Hypothetischer Schnitt durch die Braunauer Kreidemulde. Versuch einer Interpretation der Schwere-Anomalien.

Theoretisch wäre es möglich, aus dem Schweredefizit die Ausdehnung und Tiefe der Braunauer Kreidemulde zu berechnen. Dazu ist aber die Kenntnis einer Reihe von Faktoren erforderlich, über die wir nicht verfügen. Die Summe der möglichen Fehler wäre bei dieser Rechnung größer als das zu erwartende Ergebnis. Um aber dennoch eine annähernde, mehr qualitative als quantitative Vorstellung vom Bau dieser Mulde zu bieten, entwarf der Verfasser, sozusagen als Arbeitshypothese, den in Abb. 2 dargestellten Querschnitt, wobei er sich der möglichen Fehler dieses Entwurfs durchaus bewußt ist.

Betrachtet man die Lage der sich aus den Schweremessungen und aus den Tiefbohrungen Ostbayerns ergebenden Braunauer Mulde in ihrem tektonischen Rahmen, so ergibt sich: Die Braunauer Kreidemulde ist die Fortsetzung der Fränkischen Alb unter die Molasse (Abb. 3). Nach den Pendelmessungen lagert auch über dem Frankenjura ein Schweredefizit von rund 20 mgal. Der Füssing—Birnbacher Abbruch ist die Fortsetzung der hercynisch streichenden Brüche am Ostrand der Alb (H. Stille, 1923—1925). Hier wie dort ist der Westrand unscharf, markiert durch das stufenweise Ausstreichen der jüngeren Schichten.

Die Braunauer Mulde ist damit ein saxonisches Element im Untergrund der nordalpinen Molasse. Gemeinsam mit dem Frankenjura liegt sie in der Fortsetzung der Oberkreidemulde des Münsterlandes und parallel zum sächsisch-böhmischen Oberkreidebecken und hatte wie diese ihre Hauptentwicklung zwischen der austrischen und subhercynischen Gebirgsbildungsphase (H. Stille, 1924). Der Füssing—Birnbacher Abbruch ist in gewisser Hinsicht ein Analogon zum südlichen Abbruch des Teutoburger Waldes und zur Lausitzer Linie. In diesem Zusammenhang sei darauf hingewiesen, daß W. Petrascheck (1922) und F. E. Klinger (1927) in der Bohrung Winetsham 1 eine Überschiebung von Granit auf überstürzt liegenden Jura annehmen, eine Vorstellung, die sich dem Bau des Ostrandes der Fränkischen Alb durchaus organisch einfügt.

Während so die Beziehungen der Braunauer Mulde zu ihrem nördlichen Rahmen verhältnismäßig klar sind, ist dies in ihrem Verhältnis zum alpinen Bereich nicht der Fall. Soweit hisher die Schichtfolge der Braunauer Mulde bekannt ist, steht sie der des Helvetikums und des Flysches völlig fremd gegenüber, wir wissen jedoch nicht, wie sich dies mit der Annäherung an die Alpen ändern mag.

Dabei deutet das Schwerebild in keiner Weise ein Ende der Mulde im Norden der Flyschzone an. Eher kann auf eine weitere Vertiefung geschlossen werden, da die stärkste Anomalie (—72 mgal) unmittelbar vor der Flyschzone, im Norden des Attersees, liegt. Erst unter Helvetikum und Flysch klingt das Schweredefizit aus.

Wenn auch im vorstehenden insbesondere der Einfluß des Mesozoikums auf die gravimetrischen Ergebnisse betont wurde, so besteht doch kein Zweifel, daß in diesen auch Elemente der jungtertiären Tektonik zum Ausdruck kommen. Die bedeutende Zunahme der Miozän- und besonders der Oligozänmächtigkeit zwischen Hart-

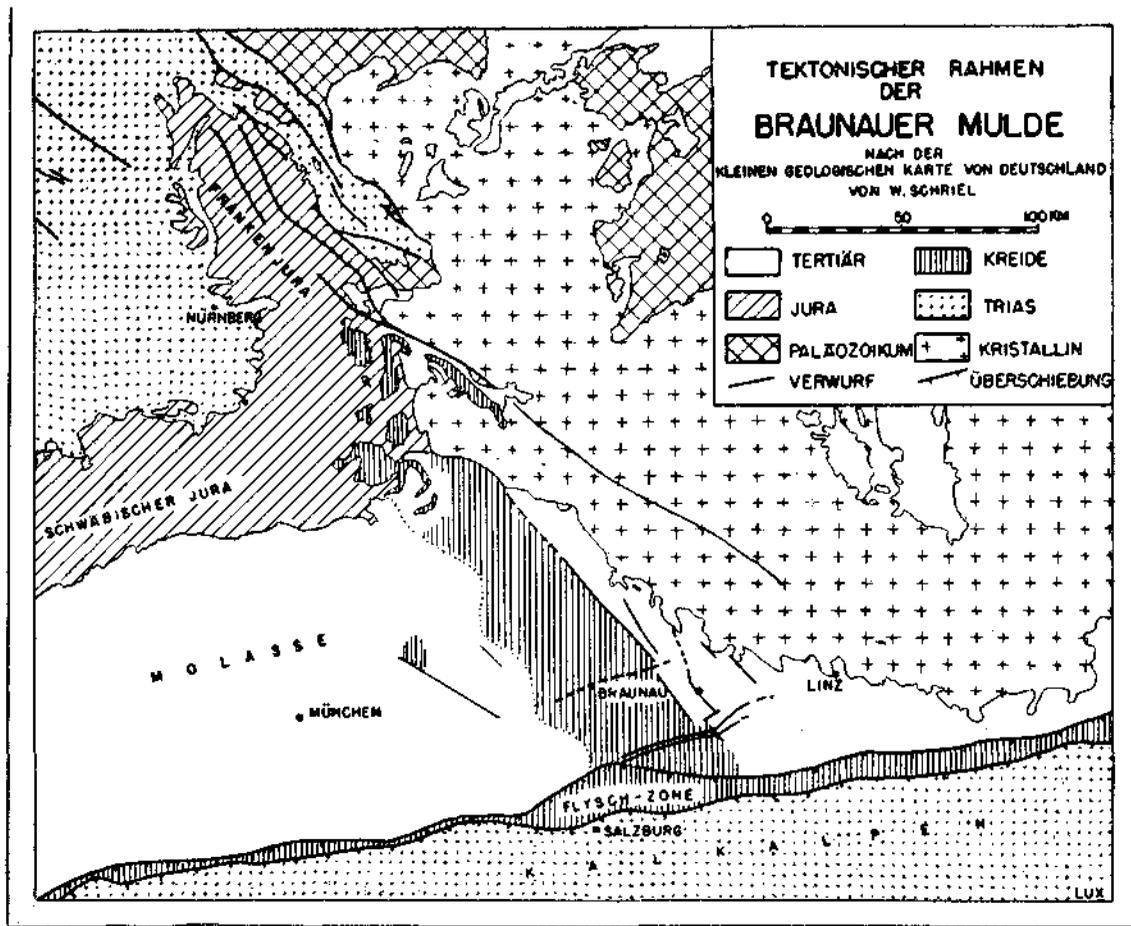


Abb. 3. Tektonischer Rahmen der Braunauer Kreidemulde.

kirchen 1 und Füssing 1 zeigt deutlich, daß der Füssing—Birnbacher Abbruch auch noch während der Ablagerung der Molasse wirksam war. Im Süden des Hausruck wurden an der Oberfläche im Helvet mehrere Brüche beobachtet, die zweifellos in diese Bruchzone fallen (Ottninger Querbruch u. a., vgl. H. Bürgl, 1949). Diese, die Ausdehnung des Mesozoikums so entscheidend bestimmende Störungszone wirkt sich somit in stark abgeschwächtem Maße bis in die helvetischen Schichten aus (Abb. 4).

Auch in den refraktionsseismischen Messungen der Kommission zur geophysikalischen Reichsaufnahme kommt die Füssing—Birnbacher Bruchzone zum Ausdruck. H. Reich (1944) erkannte bereits, daß diese „einen tieferen Beckenteil im Westen gegen einen weniger tiefen Beckenteil im Osten begrenzt“, und sprach den von Hartkirchen—Mittich gegen SO ziehenden, die Braunauer Mulde östlich begleitenden Kristallinrücken als „Barre“ im Tertiärmeer und auch als „Wasserscheide“ an.

Eine große Anzahl parallel zu dieser Bruchzone streichender Brüche wurde entlang des Kristallinrandes in Oberösterreich beobachtet (E. Nowack, 1921, H. Reich, 1945, R. Grill, 1947). Sie sind in ihrer Mehrzahl schon vorschattisch angelegt und die durch sie bedingten Unebenheiten des Untergrundes bestimmten weitgehend die Art und Verteilung der Sedimente während der chattischen Molassetransgression, worauf besonders E. Nowack verwies.

Im Inneren des Beckens aber sind wir selten in der Lage, hercynisch streichende Verwürfe zu erkennen. Sie äußern sich in der jüngeren Beckenfüllung nur ganz schwach in der Art von Querstörungen.

Viel deutlicher als hercynisch gerichtete Störungen kommen in der oberösterreichischen Molasse solche zum Ausdruck, die WSW—ONO, also etwa dem Südrand der schwäbischen Alb parallel, verlaufen. Wir kennen solche mehrfach aus der Nähe des Alpenrandes, z. B. von Laakirchen, Bad Hall und Seitenstetten (B. Kordjuk, 1938, H. Reich, 1945, H. Bürgl, 1949). Im hier betrachteten Gebiet ist die bedeutendste dieser Art die den Hausruck im Süden begleitende Ottninger Bruchzone, die mindestens aus zwei parallelen Verwürfen besteht und oberhelvetische Oncophorasande von unterhelvetischem Ottninger Schlier im Norden trennt (H. Bürgl, 1949). Diese Störungszone ist im Isogammenplan deutlich ersichtlich, allerdings erscheint sie dort mehrfach von hercynisch streichenden Elementen gekreuzt. Eine detailliertere Gravimetermessung in diesem Gebiet mit sehr bewegtem Oberflächenrelief würde wahrscheinlich die Ottninger Bruchzone noch viel klarer zum Ausdruck bringen.

Doch schon die Übersichtsaufnahme der Kommission zur geophysikalischen Reichsaufnahme zeigt, daß sich die Ottninger Bruchzone weiter nach W fortsetzt, als dies nach den Obertagsaufschlüssen festgestellt werden konnte. Sie zieht ungefähr gegen Mattsee und geht dort in den anzunehmenden Randbruch der Molasse über, an dem sich der Anstich des Helvetikums im NW von Salzburg staute. Im Süden der Ottninger Bruchzone liegt das bedeutendste Schwereminimum des hier behandelten Molasseteiles.



Einen parallel zu diesem streichenden Molasselängsbruch erkennt man bei Braunau. Entlang des unteren Inn, unterhalb der Mündung der Salzach, zeigt das Isogammenbild eine auffallende Scharung. Allerdings treffen gerade hier, entlang der österreichischen Staatsgrenze, zwei von verschiedenen Basen aus aufgenommene Meßbereiche zusammen. Es ist dem Verfasser nicht bekannt, ob diese beiden Bereiche durch Kontrollmessungen am jeweils anderen Ufer des Inn koordiniert wurden. Gewisse Unstimmigkeiten im Isogammenverlauf längs dieser Grenze wären damit zu erklären. Dadurch kann der Charakter dieser Zone aus dem Isogammenbild allein nicht sicher beurteilt werden.

Hier aber haben wir wieder Bohrdaten zur Verfügung. Die Bohrung Julbach 1 im Norden des Inn traf die Chattoberkante in rund —200 m Seehöhe an (O. M. Reis, 1919), in der Bohrung Eisenhub 2, im Süden des Inn, lag sie in 762 m Seehöhe, in Eisenhub 1 sogar noch tiefer (G. Göttinger, 1926 und 1938). Dieser Abfall von mehr als 500 m auf eine Distanz von etwa 10 km ist bedeutend größer als dem durchschnittlichen Abfall in der Molasse alpenwärts entspricht. So sprechen also die Bohrdaten ebenfalls für einen Verwurf bei Braunau, der nach dem Isogammenbild nur WSW—ONO, also den unteren Inn entlang, verlaufen kann (Abb. 4).

Vergleicht man den Einfluß der beiden Hauptstörungsrichtungen auf das Isogammenbild mit ihrer Auswirkung an der Oberfläche, so kommt man zu dem Ergebnis, daß die hercynisch streichenden Störungen stärkere Schwereanomalien hervorrufen als die an der Oberfläche bedeutungsvoller erscheinenden WSW—ONO-streichenden Brüche. Dies ist wohl so zu erklären, daß entlang der letzteren zu einem jüngeren geologischen Zeitpunkt (nach-helvetisch) stärkere Schollenbewegungen stattfanden als entlang der hercynischen, während anscheinend diesen in vor-chattischer Zeit größere Bedeutung zukam.

Von dieser geringfügigen Verschiedenheit abgesehen, steht das Isogammenbild bei Berücksichtigung der Braunauer Kreidemulde mit geologischen Beobachtungen in Obertagsaufschlüssen und Bohrungen bestens in Einklang.

Der Verfasser möchte deshalb hiemit empfehlen, bei jedem Versuch einer Deutung geophysikalischer Ergebnisse im westlichen Oberösterreich die Möglichkeit einer mächtigen mesozoischen Serie als Fortsetzung der Fränkischen Alb im Untergrund dieses Molasseteiles im Auge zu behalten.

#### Schrifttum.

- Andrée, H., Das bayrische Tertiärbecken zum ersten Male durchbohrt! — Öl und Kohle 13, 151, Berlin 1937.  
 Bentz, A., Bau und Erdölhoffigkeit des Molassetrogs von Oberbayern und Oberschwaben. — Erdöl und Kohle 2, Nr. 2, Hamburg 1949, S. 41—52.  
 Bürgl, H., Zur Stratigraphie und Tektonik des oberösterreichischen Schliers. — Verh. Geol. Bundesanstalt 1947, Wien 1949.  
 Göttinger, G., Neueste Erfahrungen über den oberösterreichischen Schlier. — Petroleum 22, 1. Heft, Wien-Berlin 1926.  
 Göttinger, G., Zur Kenntnis des tiefsten Schliers in Oberösterreich. — Petroleum 34, Heft 31, Wien-Berlin 1938.

- Grill, R., Über erdölgeologische Arbeiten in der Molassezone von Österreich. — Verh. Geol. Bundesanstalt 1945, S. 4—28, Wien 1947.
- Klingner, F. E., Über das Ergebnis einer auf Erdöl angesetzten Kernbohrung bei Winetsham im oberösterreichischen Innkreis. — Petroleum 25, Heft 32, Berlin-Wien 1929, S. 1100—1102.
- Klingner, F. E., Der Jura in den Tiefbohrungen von Winetsham in Oberösterreich. — Zentralbl. f. Min. usw. 1929, Abt. B, Nr. 11.
- Kordiuk, B., Zur Entwicklung des subalpinen Molasselrogens. — Abh. Preuß. Geol. L.-A., N. F. 187, Berlin 1938.
- Nowack, E., Studien am Südrand der böhmischen Masse. — Verh. Geol. Staatsanstalt 1921, S. 37, Wien 1921.
- Petrascheck, W., Eine Fortsetzung der Regensburger Jurabildungen in Oberösterreich. — Jahresb. u. Mitt. Oberrh. Geol. Verein 1922.
- Reich, H., Versuch einer Auswertung der refraktionsseismischen Messungen im Arbeitsgebiet Schwanenstadt. — Unveröffentl. Bericht vom Nov. 1944.
- Reich, H., Bemerkungen zum Laufzeitplan für 3 km des Arbeitsgebietes Schwanenstadt. — Unveröffentl. Bericht vom Nov. 1944.
- Reich, H., Seismische Probleme im Alpenvorland. — Verh. Geol. B.-A. 1945, Wien 1947, S. 55—66.
- Reich, H., Geophysikalische Probleme im bayrisch-schwäbischen Donauraum. — Erdöl und Kohle 2, Nr. 3, Hamburg 1949, S. 81—87.
- Reis, O. M., Einzelheiten über Gesteinsarten des niederbayrischen Tertiärs rechts der Isar. — Geognost. Jahreshäfte 31—32, München 1918/1919.
- Stille, H., Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Berlin 1924.
- Stille, H., Die saxonischen Brüche. — In „Göttinger Beiträge zur saxonischen Tektonik“. — Abh. Preuß. Geol. L.-A., N. F. 95, S. 149—207, Berlin 1923—1925.



# Paläobiologische Analyse von *Chondrites furcatus* Sternberg

Von A. F. Tauber

(Mit 3 Abbildungen)

Fast jede der zahlreichen Arbeiten über die Natur der Chondriten, die in einer mehr als hundertjährigen Erforschungsgeschichte veröffentlicht wurden, befaßt sich in irgendeiner Form mit der Substanz der Chondritenfüllung und es ist überaus interessant zu sehen, wie die einzelnen Merkmale derselben im Laufe der wechselvollen Deutungsgeschichte der Chondriten als Algen<sup>1)</sup> („Fucoiden“), Schwämme<sup>2)</sup>, anorganische Gebilde<sup>3)</sup> und schließlich Wurmbauten<sup>4)</sup> für die einzelnen Theorien und Hypothesen ins Treffen geführt wurden. Das Merkwürdigste an der ganzen Sache aber ist wohl, daß gerade diese Füllsubstanz der Chondriten erst in letzter Zeit durch Göttinger (1932) eingehend an größerem Material untersucht wurde, so daß sich bis vor kurzem eine immer wieder aus älterer Literatur übernommene Fehlmeinung erhalten hat: Es ist jene vom „Kohlegehalt“ der Chondriten. Sie bildete die wichtigste Stütze der algologischen Deutung und ist derartig übertrieben worden, daß noch 1928 Derrichs der Ansicht war, der gleichmäßig verteilte Kohlenstoff der Chondritenfüllung würde der zukünftigen Forschung noch Schwierigkeiten in der Deutung bereiten. In den letzten Jahren ist es auf Grund der Feststellungen von Göttinger (1932), dessen mikroskopische Untersuchungen „... nur tonige Substanzen ... mit gelegentlichen Einlagerungen sehr kleiner Foraminiferenreste und feinverteilte Eisen- und Kohlenpartikelchen...“ ergaben (S. 386), stiller um den Kohlegehalt geworden und Krejci-Grafs Arbeiten (1936, 1938) gehen auf ihn überhaupt nicht mehr ein. Die ältesten Arbeiten sprechen geradezu von kohligen Häutchen, aus welchen die Chondriten-Körper bestehen sollen. Die Worte „frons coriacea...“, „frons

<sup>1)</sup> Von den meisten Forschern vor dem Erscheinen der Arbeiten von Nathorst (1881), Fuchs (1895 und 1905), vereinzelt aber bis in die letzte Zeit Steinmann (1927).

<sup>2)</sup> Die Deutung hat Maillard (1887) in Erwägung gezogen.

<sup>3)</sup> Eine z. B. von Krasser (1889) erwogene Deutung.

<sup>4)</sup> Seit den Arbeiten von R. Richter (1927 und 1928) ist zoogenetische Entstehung gesichert.

membranocea...“, mit denen Sternberg (1838) die Definition der Chondriten-Arten beginnt, beziehen sich wahrscheinlich, wenn auch der Text hierüber keinen klaren Aufschluß gibt, auf die schwarzgrauen, im wesentlichen für Kohle gehaltenen Tonhäute der Chondriten-Körper. Erst Maillard (1887) und Rothplez (1896) machten aufmerksam, daß die Schwärzung der Chondriten keine kontinuierliche sei und meinten, daß dieselbe durch eine größere Anhäufung getrennter, kohligter Partikelchen erzeugt werde. Die dadurch bedingten Schwierigkeiten in der Deutung der Chondriten als fossile Algen versuchten jedoch Rothplez (1896) und Gumbel (1896) abzuschwächen, indem sie gleichzeitig über gegliederte und verzweigte Zellfäden sowie Spuren eines parenchymatischen Gewebes in der Chondritenfüllung berichteten. Jedoch zeigt Fuchs (1905), daß diese Reste aus zerstreuten Partikelchen von Eisenoxydhydrat bestanden, deren Deutung als Ausfüllungen von Zellenlumina mehr als fraglich war. Aber noch immer spielt der Kohlegehalt der „Flyschalgen“ eine überragende Rolle bei den Deutungsversuchen und Liburnau (1900) versteigt sich in der Kampfzeit zwischen algologischer und zoogenetischer Deutung der Chondriten zu der Behauptung, „Der fossile Fucoidenkörper besteht also aus einem Gemenge von Sediment und vorwaltenden Kohlepartikelchen“ (S. 527).

Die chemische und mikroskopische Untersuchung der Chondritenfüllmasse, die ich an zahlreichen Stücken von *Chondrites jurcatus* von den verschiedensten Fundpunkten im nordalpinen Flysch Österreichs ausführte, zeigt in Österreich mit Götzinger, 1932, S. 386, bei objektiver Betrachtung, daß solche Kohlepartikelchen allerdings so gut wie immer vorhanden sind, daß sie aber sowohl gewichts- wie volumenmäßig in der Regel nicht mehr als spurenhafte Beimengungen darstellen. Nur selten sieht man sie in einer Häufigkeit, die an Anreicherung denken läßt. Von einem „Vorwalten“ der Kohlepartikelchen kann aber nicht entfernt die Rede sein; auch nicht bei Exemplaren aus Muntigl und Bergheim, von wo Liburnau sein Untersuchungsmaterial bezog. Sofern es sich nicht um aller kleinste Partikelchen handelt, haben sie in der Regel Schüppchenform; man könnte an Kutikulafragmente, feinsten Detritus von Blättern und ähnliches denken; die Durchmesser der Schüppchen überschreiten nur selten 0.1 mm. Die Schwarz-, bezw. Dunkelfärbung der Chondriten aber stammt in keinem einzigen der untersuchten Stücke von kohligem Partikelchen her, sondern von Eisensulfiden. Orientierende Prüfungen bei anderen Chondriten-„Arten“ aus dem Flysch ergaben gleiche Resultate. Die Hauptmasse der Chondritenfüllung besteht neben Mineralsplitterchen von Quarz, Glimmern und seltener grüner Hornblende aus Tonmineralien, an welchen das dunkelfärbende Eisensulfid in sehr fester Bindung liegt. Schon Krasner (1889) erhielt durch Glühen von Chondritensplittern und pulverisierter Chondritenmasse vor dem Lötrohr einen Farbumschlag von dunkelgrau nach rotbraun, ein Umstand, der ihn auf die wahre Ursache der Dunkelfärbung hätte hinweisen müssen. Die in Tabelle I wiedergegebenen quantitativen Analysen zeigen deutlich, daß in den Chondriten sulfidische Eisenverbindungen gegenüber dem Hüllgestein stark ange-

reichert sind. Die normalen Methoden der quantitativen Eisen-, Karbonat- und Kohlenstoffbestimmung sind indes zu zeitraubend, um damit ein großes Material untersuchen zu können und so wurde das weitere Material von 54 Exemplaren mittels einer Schnellmethode untersucht, die zwar keine quantitative Resultate ergibt, aber doch aussagt, ob die Chondritenfüllmasse oder das Hüllsediment mehr Eisen enthält. Hierbei werden je ein stecknadelkopfgroßes Stückchen der Chondritenmasse und des Hüllgesteins auf einem Objektträger durch Zerdrücken mit einem Glaspistill gepulvert, am Magnesiastäbchen in die Boraxperle aufgenommen und im Schmelzraum der Bunsenflamme eingeschmolzen. Nach dem Erkalten der Perlen werden diese in eine Lösung von etwas Ferrozyankalium in kalter verdünnter Salzsäure gehalten. Bei größerem Eisengehalt fällt sofort ein tiefblauer, bei geringerem erst nach Sekunden oder Minuten ein hellblauer Niederschlag von  $[\text{Fe}^{2+}(\text{CN})_6]_3\text{Fe}_4^{3+}$  an der Oberfläche der Perle aus. Reaktionsgeschwindigkeit und Intensität der Blaufärbung geben ein annäherndes Maß des Eisengehaltes. Bei nur vier Exemplaren (= 7%) konnte man bei dieser Methode trotz mehrfacher Wiederholung der Prüfung im Zweifel sein, ob die Chondritenmasse eisenreicher sei als die Matrix, in keinem Falle wurde im Hüllgestein ein höherer Eisengehalt als in der Chondritenmasse festgestellt. Bei den restlichen Exemplaren (93%) waren regelmäßig bisweilen sehr starke Eisenanreicherungen in der Chondritenfüllmasse festzustellen. Ein einzelnes Fundstück vom S-Abhang des Kahlenberges bei Wien enthält in ockergelbem, dichtem, etwas tonigem Kalk rotbraune Chondriten, die schon durch die natürliche Färbung ihren weit höheren Gehalt an Eisenoxyd anzeigen. Die oxydische Erscheinungsweise des Eisens ist hier jedoch eine Ausnahme; die Regel ist, daß sich Eisen in der Chondritenmasse feinst verteilt, in sulfidischer Form angereichert vorfindet, die die dunkelgraue bis ölgrüne Färbung der Chondritenmasse bedingt. Wir werden uns mit dieser sehr merkwürdigen Tatsache noch näher zu befassen haben. Zuvor aber sei noch ein anderes, seit langer Zeit bekanntes petrographisches Merkmal der Chondritenmasse erwähnt; es handelt sich um die im Gegensatz zum Hüllgestein oft erstaunliche Armut an Karbonaten.

Bereits Rothpletz hat seinerzeit die Prüfung mit verdünnter Salzsäure empfohlen und das Fehlen der Karbonatreaktion geradezu als Charakteristikum echter Chondriten betrachtet. Lihurnau (1900) hat an nahezu 100 Exemplaren die Salzsäureprobe vorgenommen und gefunden, daß die Chondritenmasse im Gegensatz zum Hüllgestein niemals braust. Diese Feststellung ist indes in dieser strengen Form nicht zu halten. Schon unter dem Binokular sieht man bei manchen Chondriten im Säuretropfen schwache Kohlendioxyd-Entbindung. Wenn man die Chondritenmasse pulvert und mit Säure betropft, so braust das Pulver manchmal recht deutlich. Immerhin beträgt der Karbonatgehalt der Chondriten jeweils nur einen Bruchteil desjenigen des Nebengesteins; dies merkt man auch beim Schmelzen der Boraxperlen für die Prüfung auf Eisen, da hierbei das Pulver des Nebengesteins noch lange Gas entwickelt, während das Pulver der Chondritenmasse bereits ruhig zu einer Perle verschmolzen ist. Es ist

nicht mehr festzustellen, ob die Karbonate diagenetisch infiltriert wurden oder ob der geringe Karbongehalt primär ist.

Zusammenfassend kann man also feststellen, daß sich die Chondritensubstanz als Anreicherung von Quarzsplitterchen, Muskowit, Biotit, gelegentlich Kohlepartikelchen, Tonmineralien und Eisen (letzterwähntes meist in sulfidischer Form) auf Kosten von Karbonaten, die weitgehend zurücktreten, darstellt. Diese an *Chondrites furcatus* gewonnenen Ergebnisse dürfen sich nach meinen bisherigen Untersuchungen auf alle Chondritenarten der österreichischen Flyschzone verallgemeinern lassen.

Tabelle I

	Kalk		Mergel		Feinsandstein	
	Kahlenberg	S-Hang	St. Veit	a. d. G.	Unter-Purkersdorf	
	Chondrit	Gestein	Chondrit	Gestein	Chondrit	Gestein
Karbonate als CaCO	2.50	83.03	2.73	36.66	0.37	4.88
Eisensulfide als FeS	16.58 <sup>5)</sup>	2.81	14.54	4.83	18.63	5.90
Tonmineralien.						
Quarz, Glimmer	80.92	14.16	72.72	58.51	80.99	89.22
Kohleflimmerchen	Spur	Spur	Spur	Spur	0.01	Spur
	100.00 %	100.00 %	99.99 %	100.00 %	100.00 %	100.00 %

Seit Richter (1927 und 1928) durch die Entdeckung der Phobotaxis der Chondriten den einwandfreien Beweis ihrer zoogenetischen Entstehung fand und Derichs (1928) an großem Material die Auffassung von Krasser (1889), Potonié (1899) und Fuchs (1905), die Chondritensubstanz sei vom Hangenden her eingedrungenes „Injektionsmaterial“ nicht bestätigt fand<sup>6)</sup>, wissen wir, daß die Substanz der Chondriten als primärer Bestandteil dieser höchstwahrscheinlich von Würmern erzeugten Lebensspuren aufzufassen ist, als ein „Mantel“, der die ursprünglich röhrenförmigen Gänge der Chondriten schlauchartig umhüllte, wie Krejci-Graf (1938) präzisiert. Wir haben also unseren Befund der mineralogisch-chemischen Zusammensetzung der Chondritensubstanz — Eisen-, Glimmer-, Quarz- und Tonanreicherung und Karbonatarmut — nach Möglichkeit mit dieser Deutung in Einklang zu bringen. Die Annahme einer aus Schleim und Kot geformten Röhrenauskleidung, wie sie Krejci-Graf (1938) interpretiert, ist als erster Deutungsversuch noch weiteren paläobiologischen Ausbaues fähig.

Die Tatsache, daß die Substanz der Chondritenröhrenauskleidung derartig starke Differenzen gegenüber dem umgebenden Sediment

<sup>5)</sup> Hier Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

<sup>6)</sup> Sichere Beobachtungen über in Chondritenröhren von obenher eingedrungenes grobes Sediment hat Krejci-Graf (1936) bekanntgemacht. Ich selbst fand ähnliche Stücke, doch dringt das Material des Hangendgesteins regelmäßig nur wenige Millimeter und auch da nur in den mehr oder minder senkrechten Röhrenteile ein. Es ist durch seine helle Färbung und gröbere Struktur von der Chondriten-Mantelmasse leicht zu unterscheiden.

aufweist, läßt zunächst einen Schluß auf die Lebensweise der Erzeuger zu.

Die subterran lebenden Sedimentfresser, wie *Arenicola marina*, *Scoloplos armiger* usw., besitzen keinerlei Organe (Tentakeln, Fangfäden, Fühler oder ähnliches), die sich zur Bewerkstelligung einer Auslese unter den Sedimentkomponenten eignen würden. Die komplizierte Arbeitsweise solcher auswählender Organe wäre im konsistenten Sediment überdies kaum verständlich. So sind die Sedimentophagen darauf angewiesen, das Sediment „wahllos“ zu fressen. Eine Auswahl von Sedimentkomponenten — sei es zum Zwecke der Nahrung, sei es zum Röhrenbau — ist ihnen nicht möglich, wenn wir zunächst davon absehen wollen, daß zu grobe Sedimentteilchen verschmählt und zur Seite geschoben werden. Im Darmtrakt gelangen die organischen Stoffe des unsortiert gefressenen Sediments, soweit sie sich hierfür eignen, zur Verdauung und das Sediment verläßt schließlich, ärmer an organischen Verbindungen, aber unverändert in seiner mineralogischen Zusammensetzung, als Kot den Darmtrakt. In Verbindung mit dem von Hautdrüsen oder Parapodien abgeschiedenen Schleim, sonstigen Sekreten und vielleicht auch aus dem Atemwasser gewonnenen Stoffen kann dieser Kot im Sinne der Deutung Krejci-Grafs als Röhrenbaumaterial Verwendung finden, wenn nicht, wie meist, einfach das zur Seite geschobene Sediment mit Schleim überkleidet wird. Röhrenbaumaterial und umgebendes Sediment zeigen in diesen Fällen wohl strukturelle Verschiedenheiten, aber jedenfalls mineralogische Gleichheit, eine Tatsache, die an den Röhrenbauten mariner sedimentophager Würmer, wie *Arenicola marina*, *Scoloplos armiger*, *Balanoglossus clavigerus* usw. immer wieder festgestellt werden kann und in bedeutungsvollem Gegensatz zu dem Befund an unseren Chondritenröhren steht. Allerdings kann in gewissen Fällen die obenerwähnte Verschmähung gröberer Sedimentkörner beim Fraß eine gewisse Differenz der mineralogischen Zusammensetzung von Sediment und Kot dadurch herbeiführen, daß die feinere Korngrößenfraktion eine gegenüber dem Gesamtsediment abweichende mineralogische Komponentenverteilung aufweisen kann. So frißt z. B. *Heteromastus filiformis* immer nur die feinsten Sedimentkomponenten (Plath, 1943, S. 26) und ist deshalb besonders häufig im Schlickwatt zu finden und hier unterscheiden sich seine ovalen Kotperlen vom Sediment mineralogisch überhaupt nicht. Wo er jedoch, wenngleich seltener, im sandigen Watt mit geringem Schlickgehalt auftritt, erkennt man zwischen den aus feinsten Teilchen bestehenden Kotperlen und dem gröberen Sediment außer den Korngrößenunterschieden auch noch Unterschiede in der mineralogischen Zusammensetzung insofern, als in den feinsten Korngrößenfraktionen insbesondere Tonmaterialien reichlicher vertreten zu sein pflegen. Übertragen wir diese Erkenntnis auf das Kalkschlicksediment, in welchem die Erzeuger unserer Chondriten vorherrschend lebten, so sehen wir uns hier, wie jeder Dünnschliff zeigt, einem reinen Schlicksediment gegenüber, in dessen feinsten Fraktionen Kalkpartikelchen (30 bis 80%) und Tonpartikelchen (10 bis 60%) herrschen, während Glimmerschüppchen und Quarzkörnchen eine Korngröße

von maximal 0.1 mm erreichen können. Eine Sedimentauserlese auf Korngrößenbasis zugunsten feinerer Sedimentkomponenten müßte also zu einer Anreicherung von Kalk und Ton im Kot führen<sup>7)</sup> — ein Fall, der, wie die Analysen der Tabelle I zeigen — bei den Chondriten nicht verwirklicht ist. Wir sehen ganz im Gegenteil eine Anreicherung von Quarz, Glimmer und Ton, also z. T. gerade der größeren Sedimentteilchen in der Auskleidungsmasse der Chondritenröhren; es müßte daher — da eine Auslese größerer Sedimentkomponenten bei Sedimentophagen unmöglich ist<sup>8)</sup> — im Kot der Chondritentiere auch Kalk ebenso reich vertreten sein wie im Sediment, wenn die Chondritentiere Sedimentfresser gewesen wären. Wir sehen, daß es unmöglich ist, die Röhrenauskleidung der Chondriten als schleimverklebte Exkremente von Sedimentfressern zu deuten. Als Erzeuger der Chondritenröhren müssen wir somit Tiere annehmen, die auf Grund ihrer Lebensweise die Möglichkeit aktiver Materialauslese hatten; damit scheidet reine Sedimentfresser als Erzeuger der Chondriten aus.

Dieser Schluß wird auch durch morphologische Befunde bestätigt. Wir können unter den sedimentfressenden Würmern zwei bewegungsphysiologisch verschiedene Typen unterscheiden. Der eine semisesile Typus, von *Arenicola marina* und *Balanoglossus clavigerus* verkörpert, bleibt selbst an Ort und Stelle<sup>9)</sup> und bewegt das Sediment, indem er es an Oralende der Röhre nachsacken läßt. Der zweite Typ bewegt sich selbst aktiv durch das Sediment, wobei er entweder durch oberirdische Fäkalentleerung meist richtungslos gewundene Röhren hinterläßt, wie *Heteromastus*, oder den Gang sofort wieder mit Exkrementen zustopft, wie wir das fossil z. B. von *Planolites montanus* durch Richter (1937) kennen. In jedem Fall, bei beiden Typen, werden nur die immer wieder benützten Gangstellen, also die Kot- und Wohnröhren durch schleimig-horniges Sekret oder andere Einlagerungen verfestigt, während die Freßröhren wegen der ständig nötigen Lageänderung unausgekleidet bleiben. Vollends die Endigungen der Freßröhre, sozusagen „vor Ort“, dürfen nicht durch Mantelmaterial verfestigt werden, da sich ja sonst das Tier seine Nahrungsquellen selbst vermauern würde. Die eingehenden Studien von Linke (1939, S. 257) und Thandrup (1935, S. 45) an *Arenicola*

<sup>7)</sup> Eine Lösung von Kalk im Darmtrakt ist bei den hier in Betracht kommenden Mengen (bis 83.03% Kalk im Sediment!) physiologisch ganz unmöglich. Zur Lösung von 1 Gramm Kalk werden je nach Luftdruck und Temperatur etwa 200 bis 220 cm<sup>3</sup> Kohlendioxid benötigt (Bikarbonatbildung), bzw. durch eine andere Säure entbunden. Derartige Gasmengen wären durch den Wurmdarm weder ableit- noch zuführbar. (Auch bei vergleichenden Analysen von Regenwurmexkrementen und Bodenmaterial konnte der Verfasser keine Abnahme des Kalkgehaltes in den Exkrementen feststellen.)

<sup>8)</sup> Eine Auslese zugunsten größerer Sedimentkomponenten beim Fraß ist bei Sedimentfressern mechanisch unmöglich, da bei weiterer Öffnung des Schlundes zum Zwecke der Aufnahme größerer Sedimentkörner eben auch die feinen Sedimentkomponenten in den Darm gelangen, mithin das Sediment unverändert bleibt.

<sup>9)</sup> Lediglich die Freßröhre wird von Zeit zu Zeit bis zu zirka 10 cm vorlegt. Wohnröhre (waagrechtlicher Teil) und Kotröhre bleiben unverändert.

*marina* haben dies auch in vollem Umfang bestätigt. Betrachtet man nun die Endigungen unserer Chondriten, so wird man immer wieder feststellen, daß die halbelliptischen bis halbkreisförmigen Enden der Chondritenäste ebenso mit dem dunklen, sulfidischen Tonmantel ausgekleidet und gegen das Sediment abgekapselt sind wie die übrigen Röhrenteile. Niemals kann man beobachten, daß das umgebende Sediment von den Enden der Verzweigungen her in die Röhren eingedrungen wäre<sup>10)</sup>. Ich kann mich daher nicht dazu entschließen, die Gänge der Chondriten im Sinne von Abel (1935, S. 395) als Freßröhren anzusprechen, sondern sehe keine andere Möglichkeit, als sie als Wohnröhren eines nicht sedimentfressenden Tieres zu betrachten, wofür, wie wir gesehen haben, auch das weitgehend differenzierte Baumaterial der Röhrenwandung spricht.

Wir haben bereits oben festgestellt, daß wir die Verarbeitung differenzierten Röhrenbaumaterials, wie es uns bei den Chondriten entgegnet, auf Lebewesen beziehen müssen, die auf Grund ihrer Organisation und Lebensweise die Möglichkeit aktiver Nahrungs- und Materialauslese hatten. In der Tat finden wir kaum einen Detritusfischer oder Sedimentfänger, welcher nicht ausgewähltes Material zum Röhrenbau verwenden würde. Unterschiedlich ist freilich der Grad der getroffenen Auslese, so daß wir wenig wählerische Arten und in ihrer Wahl sehr penible Formen unterscheiden können.<sup>11)</sup>

Es ist wohl kein Zufall, daß sich unter den spärlichen, bis heute bekannten Röhrenbauten von Detritusfängern Formen finden, die auch morphologisch den Chondriten in einer gewissen prinzipiellen Beziehung nahekommen. Es handelt sich hier um die Verzweigung der Gänge von einer zentralen Röhre aus, wie sie uns z. B. bei *Pygospio elegans* nicht immer, aber oft genug entgegnet (Abb. 1). Hier ist ein grundsätzlicher Unterschied gegenüber den ebenfalls von einer zentralen Röhre aus verzweigten Chondriten nicht mehr vorhanden. Ähnlich liegen die Verhältnisse bei *Nereis diversicolor*, worauf mich Herr Kollege Dr. A. Papp aufmerksam machte. Dieser ausschließlich in Schlickböden wohnende Wurm, der von den Ausführungsgängen seines Baues her die Schlickoberfläche sternförmig abweidet, „baut sich eine weitverzweigte Wohnröhre im Sediment, deren Wände er mit Schleim verfestigt“ (Plath, 1943, S. 23). Jeder Bau von *Nereis diversicolor* besitzt drei bis sieben Öffnungen, die ebenso wie bei *Pygospio elegans* vom vertikal aufsteigenden zentralen Röhrenast ihren Ursprung nehmen. Die Durchmesser dieses verzweigten Röhrensystems betragen nach Linke (1939, S. 301) drei bis sieben Millimeter und zeigen damit nicht nur hinsichtlich der

<sup>10)</sup> Vergl. Fußnote 2). Es handelt sich hierbei jedoch um ein Eindringen von Sediment in das obere offene Röhrende, also einen Vorgang der Einbettung und Diagenese.

<sup>11)</sup> So baut *Lanice conchilega* mit Muschelstückchen, Seeigelstacheln, Sandkörnern usw., nur nicht mit Ton. *Owenia fusiformis* hingegen verwendet an einer Röhre jeweils nur einen Baustoff, der allerdings von Ort zu Ort je nach Sediment verschieden sein kann, während die *Pectinaria*-Arten nur aus Sandkörnern, und zwar nur aus solchen ganz bestimmter Größe, ihre Röhren herstellen.

Verzweigung der Wohnröhre, sondern auch in der Dimension und in den Schwankungen der Röhrendurchmesser sowie bezüglich des Wohnsediments gute Übereinstimmung mit *Chondrites furcatus*; freilich dürfte diese Übereinstimmung über die prinzipielle Ähnlichkeit, nämlich das Vorhandensein verzweigter Wohnröhren, auch bei Detritusfressern nicht weit hinausgehen. Bedauerlicherweise liegen Zeichnungen über das ganze Röhrensystem eines *Nereis*-Baues noch nicht vor, was wegen der schweren Verfolgbarkeit seiner weitverzweigten Gänge verständlich ist, doch scheinen mir die Abbildungen bei Linke (1939) einen anderen Habitus der Gesamtarchitektur anzudeuten. *Pygospio elegans* und *Nereis diversicolor* zeigen jedenfalls, daß von reinen detritusfressenden Würmern auch verzweigte Wohnröhren gefertigt werden, wengleich wir den biologischen Sinn dieser Einrichtung noch nicht kennen.

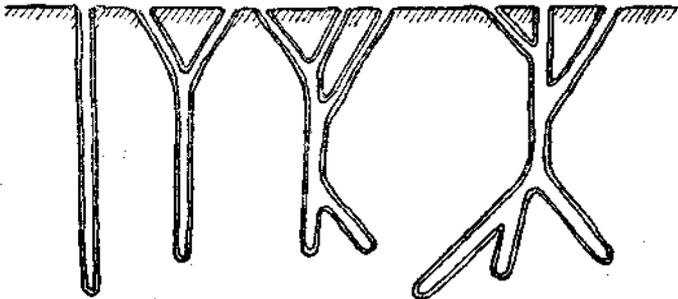


Abb. 1.

Es ist bedauerlich, daß wir heute über ein nur sehr beschränktes rezentes Vergleichsmaterial an Wurmbauten verfügen, insbesondere von tropischen Arten ist fast nichts bekannt. Wir müssen uns deshalb mit der Feststellung dieser grundsätzlichen Ähnlichkeit begnügen, wengleich im einzelnen wesentliche Unterschiede bestehen.

Bezüglich der Morphologie der Gänge von *Chondrites furcatus* Sternberg kann ich auf Grund meines Materials völlig die Ausführungen von Abel (1935, S. 394, 395) bestätigen. Sein Befund ist dahin zu erweitern, daß, soweit meine Beobachtungen reichen, jeder annähernd parallel zur Schichtfläche verlaufende Bau von *Chondrites furcatus* nur einen schräg oder vertikal nach oben verlaufenden Ausführungsgang besitzt, der sich als Endigung der zentralen Röhre eines horizontalen Röhrensystems allmählich nach oben krümmt, um 5 bis 20 mm höher an der Schichtoberfläche zu endigen (Abb. 2). Die auf den ersten Blick ganz anders aussehenden, viel komplizierteren Bauformen von *Chondrites furcatus*, die erstmalig Fuchs (1895, S. 37f., Abb. 5) beschrieben hat und von welchen unter Beibringung einer Querschnittsabbildung nach Derichs Photographie neuerdings Richter (1931, S. 302, Abb. 10)<sup>12)</sup> be-

<sup>12)</sup> Abb. 10 dürfte zu *Chondrites furcatus*, Abb. 11 zu *Chondrites intricatus* gehören.

richtet, können mit Wahrscheinlichkeit als alternierend-stockwerkartig übereinandergebaute Röhrensysteme einfachen Typs mit gemeinschaftlicher, vertikaler Röhrenendigung aufgefaßt werden. Fuchs' Abbildung eines offensichtlich unvollständigen Exemplares zeigt sieben alternierende Stockwerke in Vertikalabständen von durchschnittlich 1·1 mm, die Abbildung von Richter 14 bis 16 solcher Etagen mit Abständen von durchschnittlich 1·5 mm. Die Rekonstruktion eines solchen Wohnröhrensystems mit sechs Stockwerken habe ich in Abb. 3 versucht. Ich bin der Meinung, daß beide Typen (Abb. 2 und 3) als zusammengehörig aufgefaßt werden können. Es ist nämlich gut denkbar, daß deren Bau ursprünglich als einfacher Typ der Abb. 2 angelegt wird. Anschlickung und Sedimentation zwingt den Wurm, allmählich höher zu rücken, so daß er vom Zentralausführungsgang des Baues her ein zweites horizontales

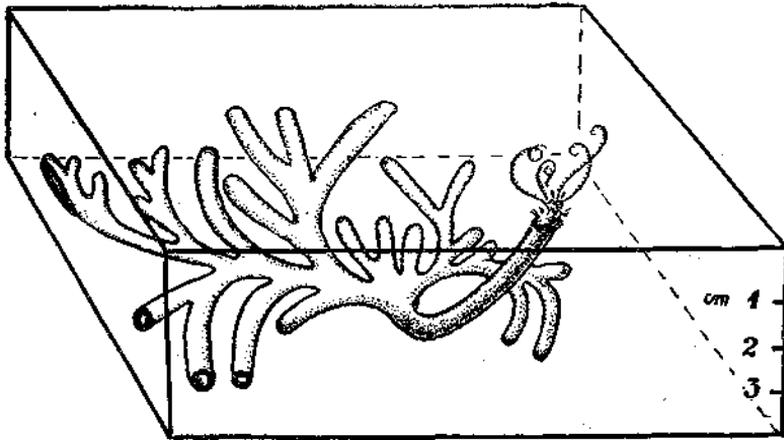


Abb. 2.

Wohnröhrensystem anlegt, wobei er aus phototaktischen Gründen die dem bisherigen Horizontalteil des Baues gegenüberliegende Seite wählt. Bei oftmaliger Wiederholung des Vorganges käme so das Bild des Typs Abb. 3 zustande. Das unterste horizontale Röhrensystem wäre hiernach die ursprüngliche Anlage. Jedes darüberfolgende Stockwerk wäre jeweils jünger, das oberste Stockwerk das zuletzt bewohnte Röhrensystem.

Hingegen halte ich es für nicht ausgeschlossen, daß all die Formenfülle des heute gemeinhin unter *Chondrites furcatus* Sternberg zusammengefaßten Materials in Zukunft auf einige ökologisch annähernd gleichwertige Arten aufgeteilt werden muß. Die Gestaltung der horizontalen Röhrensysteme weisen recht beträchtliche Differenzen auf. Es gibt einfache, unverzweigte Röhren, solche von astförmiger Gestalt (z. B. Abel, 1935, Abb. 331), ausgesprochen sternförmige (ähnlich wie sie Liburnau, 1900, Tafel III und Papp, 1941, Abb. 2, abbilden)<sup>13)</sup> und schließlich lyraartige Systeme.

<sup>13)</sup> Sie kommen auch ohne Quergliederung vor.

von welchen Fuchs (1895) die Abb. 10 bis 12 beibringt und welchen sich auch das Objekt, das meiner Abb. 2 zugrunde liegt, nähert. Ob diese Formenmannigfaltigkeit allein auf physikalische Unterschiede der Sedimente (z. B. Boden Härte) zurückgeführt werden kann, entzieht sich einstweilen noch unserer Beurteilung.

Die Lebensweise von *Pygospio elegans* gibt uns Aufschluß, wie das Material für den Röhrenbau ausgelesen wird. Dieser wattbewohnende Wurm sitzt in Röhren von 3 bis 7 cm Länge und zirka 1 mm Durchmesser. Die Röhren, in welche er sich bei feindlicher Annäherung zurückzieht, sind mit schleimverklebten Sandkörnchen in ziemlich dicker Schicht ausgekleidet und hier sehen wir auch die Enden

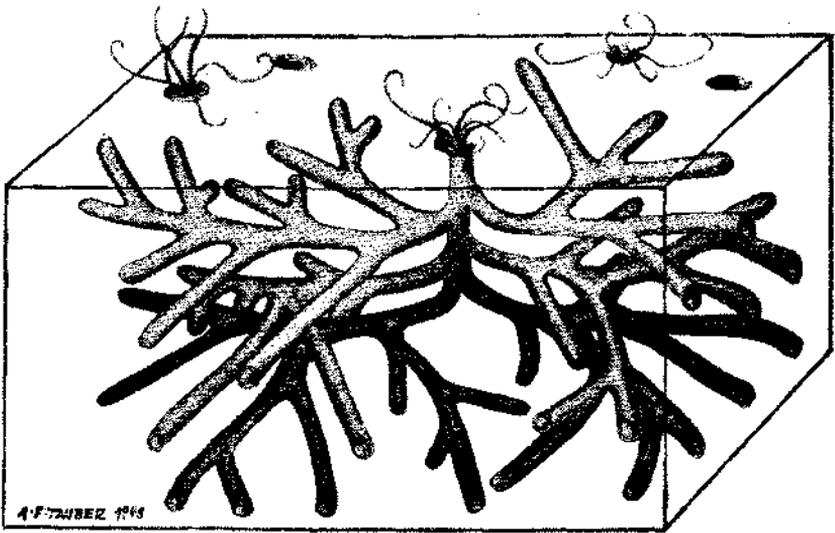


Abb. 3.

der Röhren mit dem Schleimsandmörtel abgekapselt, ganz so, wie dies auch bei den Chondriten der Fall ist. *Pygospio* ist seiner Ernährungsweise nach ein „Taster“. „Man kann sehen, wie der Wurm mittels der Bewegungen seiner langen Tentakel durch den Wimperstrom längs derselben kleine Teilchen an den Mund führt, wo sie auf das sorgfältigste abgeputzt und dann wegbefördert werden“ (Thamdrup, 1935, S. 56). Es ist grundsätzlich dieselbe, wie ich sie nach Beobachtungen von MacIntosh von *Polydora ciliata*, welche mit *Pygospio* auch die Fähigkeit, den Bau zu verlassen und sich einen anderen anzulegen, gemeinsam hat, mitteilte (Tauber, 1944, S. 157 f.). Auf gleiche Weise, wie für die Nahrung, wird auch Material für den Röhrenbau sortiert. Manche *Polydora* z. B. verschlingen das zum Bau bestimmte tonige Material, kneten es im Körper zurecht und bringen es wieder hervor, um es zur Ausmauerung zu verwenden. Die meisten tubikolen Würmer, die aus-

gewähltes Material zum Röhrenbau verwenden, scheinen ganz ähnlich vorzugehen (Hempelmann & Wagler, 1918, S. 287). Unterschiede zwischen den beiden ernährungsphysiologisch sonst recht ähnlichen Detritusfressern bestehen in der Morphologie des Röhrenbaues und in der Art der dazu verwendeten Materialien. Während *Pygospio* Sandröhren baut, verwenden *Polydora* und die meisten Terebellomorphen ein Gemisch von Ton, feinsten Mineralsplittchen und Schleim, also ganz ähnlich wie bei den Flyschchondriten, bei welchen wir bereits oben eine Auswahl von Ton, Glimmerschüppchen, Quarzsplitterchen und unter Umständen auch Pflanzendetritus (der heute als Kohle vorliegt) zum Zwecke des Röhrenbaues festgestellt haben. Von außereuropäischen Chondriten ist die gleichzeitige Verwendung von Sandkörnern und Muschelfragmenten zum Röhrenbau (Untersilur von Ohio — Fuchs, 1895, S. 40; Blackriver limestone — Dawson, 1890, S. 595) bekannt geworden. Die Ähnlichkeit mit dem Baumaterialtyp von *Lanice conchilega* bei gleichzeitiger chondritotyper Morphologie des Röhrenbaues beweist hier vielleicht noch eindringlicher, daß die Würmer, welche wir als Erzeuger der Chondriten betrachten, eine weitgehende Materialauslese für den Röhrenbau und sicherlich auch für die Ernährung betrieben.

*Pygospio elegans* und *Nereis diversicolor* zeigen noch eine weitere bedeutungsvolle Analogie mit unseren Flyschchondriten, nämlich die Einlagerung von Eisenverbindungen in die Röhrensubstanz. Thamdруп hat sie von *Pygospio elegans* (1935) aus den dänischen und Linke (1939) aus den deutschen Watten beschrieben: „Der obere Teil der Röhre ist durch Einlagerungen von Eisenoxydhydrat stark rostbraun gefärbt, der untere Teil ist grau“ (Linke, 1939, S. 268). Die Eiseneinlagerungen machen die Röhren verhältnismäßig sehr widerstandsfähig, so daß sie bei Abspülung der Sedimentoberfläche aus dem Boden hervorragen und bei weiterem Abtrag ausgespült und in zerbrochenem Zustande umgelagert werden können. Thamdруп bringt 1935 zwei gute Abbildungen solcher Erscheinungen bei *Pygospio elegans* (Abb. 112, 113). Auch von den Röhren von *Nereis diversicolor* ist die Einlagerung von Eisenoxydhydrat bekannt (Linke, 1939, S. 301) und auch hier erlangen die Röhren hiedurch höhere Festigkeit, so daß sie bei Abspülung 2 bis 3 cm hoch aus dem Boden ragen können (Linke, 1939, S. 311). Ob Eiseneinlagerungen im unteren grauen Röhrenteil fehlen oder dort zu Eisensulfiden reduziert sind, ist nicht festgestellt, doch läßt sich eher das letztere vermuten, da diesbezügliche eingehende Beobachtungen an den Kot- und Wohnröhren von *Arenicola marina* ergeben haben, daß der tiefere, in der Reduktionszone des Sediments gelegene Teil der Röhre Eisensulfideinlagerungen enthält. „Die beständigen Teile des Baues von *Arenicola marina* ... haben fast immer eine durch angereichertes Eisenoxydhydrat rostbraun gefärbte Wandung, die sich gegen den umliegenden Boden sehr deutlich abhebt und deren Farbe nach dem sauerstoffarmen Boden hin in Schwarz (FeS) übergeht. Dabei kann es sogar innerhalb der 15 bis 3 mm dicken Wandung der Kotröhre zu einer schaligen Schichtung kommen. Die Freßröhre ist gewöhnlich licht oder nur schwach durch Eisenoxydhydrat-

einlagerungen gefärbt...“ (Linke, 1939, S. 257). Auch hier sind die durch Eisenoxydhydrat verfestigten Röhrenteile recht widerstandsfähig und ragen bei Abspülung bis zu 6 cm aus dem Sediment hervor, wie die Abbildungen bei Linke (1939) und Häntzschel (1938) (Abb. 4), der von einer „Vereisung“ der Röhren spricht (S. 151), eindrucksvoll zeigen. Solche Anreicherungen von Eisenhydroxyd in Wurmröhren sind ferner von *Pectinaria* im Heppenser Watt bekannt, bei welcher die Röhrenwand innen „besonders in dem erhärteten Bindemittel zwischen den Sandkörnern durch Eiseneinlagerungen stark rostbrunn gefärbt...“ erscheint (Linke, 1939, S. 251). Diese Eiseneinlagerungen sind also eine bei Wurmröhren recht verbreitete Erscheinung, setzen aber, da die Eisenoxydhydrat-Einlagerung anscheinend nur sehr allmählich erfolgt, voraus, daß die Röhre, bzw. der betreffende Röhrenteil lange Zeit hindurch bewohnt wird. Es ist für diesen ganzen Erscheinungskomplex recht bezeichnend, daß solche Eisenanreicherungen bei vagilen Sedimentfressern, die ihre Röhren naturgemäß ständig verändern müssen, völlig fehlen. *Heteromastus filiformis*, *Scoloplos armiger* haben nur sehr vergängliche, mit Schleim ausgekleidete Röhren. Charakteristischerweise sind bei den sessilen Sedimentfressern, wie z. B. bei *Arenicola marina* lediglich die Wohn- und Kotröhren, die lange Zeit hindurch ortsbeständig bleiben, mit Eisenhydroxyd imprägniert. Alle anderen Formen, von denen Eiseneinlagerungen bekannt sind, sind Zerreißselfischer, Sedimentfänger oder Taster, die von ihrer Wohnröhre aus die Oberfläche sternförmig absuchen. In allen Fällen also finden wir die Eiseneinlagerungen nur in Wohnröhren, während sie in Freßröhren nur ausnahmsweise oder gar nicht vorkommen. Wir haben damit einen neuen Hinweis dafür gewonnen, daß die durch Eisenanreicherungen charakterisierten Chondritenröhren als Wohnröhren aufzufassen sind und nicht, wie bisher, als Freßgänge betrachtet werden dürfen.

Die Art der Eisenimprägnation ist allem Anschein nach bei den einzelnen Typen der Röhrenbauten verschieden. Nach freundlicher persönlicher Mitteilung beobachtete Herr Kollege Dr. A. Papp in den norddeutschen Watt an den (primär nur mit Schleim ausgekleideten) *Arenicola*-Röhren eine diffuse Infiltration des Eisens von der Röhrenwandung aus ins Sediment hinein, so daß nach der Intensität der Färbung zu schließen, die Konzentration des Eisenhydroxyds mit wachsender Entfernung von der Röhre kontinuierlich abnimmt und schließlich im Umkreis von einigen Millimetern gänzlich verschwindet. Andererseits zeigt die Beobachtung an *Pygospio* und insbesondere von Linke an Röhren der *Pectinaria*-Arten, daß hier die Eiseneinlagerungen auf den Sediment-Schleimmantel beschränkt sind, anscheinend, weil die dichte Teilchenpackung des Röhrenmantels ein Hindurchdiffundieren der (wohl kolloidalen) Eisenoxydhydratlösungen verhindert. Daß ein vorwiegend aus Tonmineralien bestehender Röhrenmantel, wie wir ihn bei unseren Chondriten finden, ein Hindurchdiffundieren von Eisenoxydhydratlösungen praktisch vollständig verhindern muß, ist nach vorstehendem nur selbstverständlich und eine diffuse Eisenimprägnation des Hüllsediments

von den Chondritenröhren aus ist also hiernach von vornherein nicht zu erwarten.

Woher die Würmer das zur Einlagerung gelangende Eisen beziehen, ist noch nicht klargestellt. Die ergiebigste Eisenquelle wäre das Phytoplankton, welches zirka 25mal soviel Eisen wie Zooplankton und rund 20.000mal soviel wie eine gleiche Menge Meerwassers enthält (Kalle, 1943). Auch über die Organe — vermutlich Hautdrüsen —, welche die Eisenausscheidung besorgen, ist bis heute nichts bekannt. Hingegen verdient hervorgehoben zu werden, daß solche Eiseneinlagerungen an Röhrenbauten anderer mariner Tiere, wie Coelenteraten, (*Peachia hastata*, *Cerianthus lloydii*), Tentaculaten (*Phoronis muelleri*), Crustaceen (*Corophium volutator*), Insekten (*Blodius spectabilis*) noch niemals beschrieben wurden, so daß wir in der Tatsache der Eiseneinlagerungen bei Chondriten einen weiteren Hinweis auf die Richtigkeit ihrer Deutung als fossile Wurmbauten sehen dürfen.

Es ist bekannt, daß *Chondrites furcatus* vorwiegend in Mergeln auftritt. In sehr feinkörnigen Sandsteinen und Kalken ist diese Lebensspur selten, in mittelförnigen und groben Sandsteinen fehlt sie völlig. Dies beweist, daß der Erzeuger von *Chondrites furcatus* nur auf kalkigen Schlickböden lebte, und damit eine ganz ähnliche Faziesgebundenheit wie die meisten rezenten röhrenbauenden Anneliden zeigte.

Zusammenfassend können wir feststellen:

Die unter der Formengruppe des *Chondrites furcatus* Sternberg gegenwärtig vereinigten Lebensspuren stellen sich als meist verzweigte Wohnröhren mariner schlickbewohnender Anneliden dar, die keine Sedimentfresser, sondern (semi-)sessile Sedimentfänger, Detritus- und Suspensionsfischer waren und daher die Möglichkeit hatten, mittels Tentakeln, Fangcirren und ähnlichen Organen eine Material- und Nahrungsauswahl zu treffen. Zum Auskleiden der Wohnröhren verwendeten sie nur tonige Partikelchen, feinste Glimmerschüppchen, Quarzkörnchen, seltener auch Detritus pflanzlicher Herkunft, die wahrscheinlich mit schleimigem Hautsekret verklebt wurden, während Partikelchen von Kalk, der einen Hauptgemengeteil des von ihnen bewohnten Sediments darstellt, gemieden wurden. Hinsichtlich der Bannmaterialauswahl schließen sie sich somit eng an die rezenten Terebellomorphen, die in der Mehrzahl ihrer Arten das gleiche Material — allerdings meist in Klümpchenform — zum Röhrenbau verwenden, an. Die auf diese Weise hergestellten Wandungen der Wohnröhren sind längere Zeit hindurch benützt und durch Abscheidung von Eisenoxydhydrat verfestigt worden, ganz so, wie es auch heute noch viele röhrenbauende marine Würmer tun. Die ursprüngliche Eisenhydroxydeinlagerung in den Wohnröhrenwandungen tritt heute meist als dunkelfärbende Eisensulfidimprägnation der Chondritenfüllmasse in Erscheinung.

#### Schrifttum.

A bel, O., Vorzeitliche Lebensspuren, Jena, 1935.

D awson, On burrows and tracks of invertebrate animals in Paläozoic rocks and other markings. Quart. Journ. Geol. Soc. London, Bd XLVII., 1890.

Derichs F., Über Flysch-Chondriten. *Senckenbergiana*, Bd. 10, Frankfurt a. M., 1928.

Fuchs Th., Studien über Fucoiden und Hieroglyphen, *Denkschr. Akad. d. Wiss. Wien, math. nat. Kl.* Bd. LXII, 1895.

Fuchs Th., Kritische Besprechung einiger Arbeiten über Fucoiden. *Jahrb. geol. Reichsanst. Wien*, Bd. 54, 1905.

Gümbel C. W., Vorläufige Mitt. über Flyschalgen. *N. Jahrb. f. Min. usw.*, Bd. 1, Berlin, 1896.

Götzinger G. und Becker H., Zur geologischen Gliederung des Wienerwaldflysches (Neue Fossilfunde), *Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien*. Bd. 82, 1932.

Häntzschel W., Quergliederung bei rezenten und fossilen Wurm-  
röhren. *Senckenbergiana*, Bd. 20, Frankfurt a. M., 1938.

Hempelmann F. & Wagler E., Abt. Würmer in *Brechms Tier-  
leben*, 4. Auflage, Bd. 1, Leipzig, 1918.

Katle K., *Der Stoffhaushalt des Meeres*. Akad. Verlagsgesellschaft Bek-  
ker & Erler, Leipzig, 1943.

Krasser Fr., Über den Kohlegehalt der Flyschalgen. *Annalen Nat. Hist. Mus. Wien*, 1889.

Krejci-Graf K., Zur Natur der Fucoiden. *Senckenbergiana*, Bd. 18, Frankfurt a. M., 1936.

Krejci-Graf K., Ein Grabgang mit Chondritenfüllung. *Senckenbergiana*, Bd. 20, Frankfurt a. M., 1938.

Liburnau L. v., Zur Deutung der fossilen Fucoiden-Gattungen *Taeni-  
dium* und *Gyrophylliten*. *Akad. Wiss. Wien, math. nat. Kl.* Bd. LXX, 1900.

Linke O., Die Biota des Jadebusenwaites. *Helgoländer Wiss. Meeres-  
untersuch.*, Bd. I, Kiel, 1929.

Maillard, *Considérations sur les fossiles décrits comme algues*. *Mem. d. l. soc. paléontol. Suisse*, Bd. XIV, Genève, 1887.

Nathorst A. G., *Mem. sur quelques traces d'animaux sans vertèbres etc.*, *Kongl. Svenska Vet. Akad. Handlingar*, Bd. 18, Stockholm, 1881.

Papp A., Quergegliederte Röhren aus dem Oberkreideflysch der Alpen. *Paläobiologica*, Bd. VII, Heft 4, Wien, 1941.

Plath M., Die biologische Bestandaufnahme als Verfahren zur Kenn-  
zeichnung der Wattensedimente und die Kartierung der nordfriesischen  
Watten. *Zeitschr. „Westküste“ Kriegsheft 1943*. Heide-Holstein, 1943.

Potonie H., *Lehrbuch der Pflanzenpaläontologie*, Berlin, 1899.

Richter R., Die fossilen Fährten und Bauten der Würmer, ein Über-  
blick über ihre biologischen Grundformen und deren geologische Bedeu-  
tung. *Paläontol. Z.*, Bd. 9, Berlin, 1927.

Richter R., Psychische Reaktionen fossiler Tiere. *Paläobiologica*, Bd. I, Wien, 1927.

Richter R., Tierwelt und Umwelt im Hunsrückschiefer; zur Ent-  
stehung eines schwarzen Schlammsteins. *Senckenbergiana*, Bd. 13, Frank-  
furt a. M., 1931.

Richter R., Marken und Spuren aus allen Zeiten. I. Wühlgefüge durch  
kotgefüllte Tunnel *Planolites montanus nov. sp.* aus dem Oberkarbon der  
Ruhr. *Senckenbergiana*, Bd. 19, Frankfurt a. M., 1937.

Rothpletz A., Über Flyschfucoiden. *Z. deutsch. geol. Ges.*, Bd. 48, Berlin, 1896.

Steinmann G., Diskussionsbemerkung — *Paläont. Z.* Bd. 9, Berlin, 1927.

Sternberg K., Versuch einer geognostisch-botanischen Darstellung der  
Flora der Vorwelt, Bd. II, Prag, 1838.

Tanber A. F., Über prä-mortalen Befall von rezenten und fossilen Mol-  
luskschalen durch tubikole Polychaeten (*Spionidae*). *Paläobiologica* VIII,  
Heft 1/2, Wien, 1944.

Thamdrup H. M., Beiträge zur Ökologie der Wattenfauna auf ex-  
perimenteller Grundlage. *Meddelelser fra Kommissionen for Danmarks  
Fiskeri-og Havundersgelses Serie: Fiskeri*, Bd. X, Nr. 2, Kopenhagen, 1935.

# Spuren des Inngletschers im Bereich des Karwendelgebirges

Von **Dr. Georg Mutschlechner**, Innsbruck

	<b>Inhalt.</b>	<b>Seite</b>
<b>Einleitung</b>		155
<b>A. Regionaler Teil.</b>		157
1. Vor dem Eintritt in die Seefelder Senke		157
2. Gaistal und Südabfall des Wettersteingebirges		159
3. Seefelder Senke		161
4. Gruppe der Arnspitzen		163
5. Reither Spitze und Seefelder Gruppe		163
6. Erlsattel—Groß-Kristen—Gleierschtal		168
7. Hinterautal		169
8. Karwendeltal		170
9. Rechts der Isar von Scharnitz bis Mittenwald		171
10. Im Tor von Mittenwald		173
11. Östlich der Isar bei Mittenwald		174
12. Fercinalm-Sattel—Fernersbachtal		175
13. Hinterriß und das tirolische Ribtal		177
14. Südseite der Seefelder Gruppe		180
15. Südlichste Karwendelkette (Innsbrucker Nordkette)		181
16. Lafatscher Joch und Bettelwurfkette		185
17. Vomper Loch—Hochnißlgruppe (Hintere Karwendelkette)		188
<b>B. Allgemeiner Teil</b>		189
1. Zur Obergrenze der erratischen Geschiebe und des Eises überhaupt		190
2. Quarz-Glimmer-Sande in großen Höhen		192
3. Erratika früherer Vereisungen		194
4. Leitgeschiebe und Stromlinien		195
5. Das Verhältnis zwischen Ferneis und Eigenvergletscherung		198
6. Zur Frage der „abgeirten“ Geschiebe		200
<b>C. Zusammenfassung der Ergebnisse</b>		203
<b>Karten- und Literaturverzeichnis</b>		204

## Einleitung.

Der Verlauf des eiszeitlichen Inngletschers ist in großen Zügen längst bekannt. Eine zusammenfassende Darstellung dieses größten und längsten ostalpinen Eiszeitgletschers hat für das Tiroler Gebiet zuletzt R. v. Klebelsberg 1935 in der „Geologie von Tirol“ (Seite 545 bis 551) gegeben. Die darin mitgeteilten Erkenntnisse reichen in ihren Anfängen schon mehr als 100 Jahre zurück. Sie sind

aber hauptsächlich das Ergebnis einer jahrzehntelangen planmäßigen Durchforschung der Nordtiroler Kalkalpen, die knapp vor der Jahrhundertwende mit der geologischen Kartierung des Karwendels durch O. Ampferer ihren Anfang nahm.

Die Kenntnis der Verbreitung des Inngletschers stützt sich in den Tälern auf den vom Ferneis hinterlassenen Moränenschutt, mit zunehmender Höhe immer mehr und zuletzt ausschließlich auf die erratischen Geschiebe aus den Tiroler Zentralalpen und aus dem Engadin. Mit jedem neuen Fund in noch größerer Höhe muß zwangsläufig auch die Gletscheroberfläche zur Zeit des maximalen Eisstandes entsprechend höher angenommen werden. Dadurch bleibt die Rekonstruktion eines solchen Eisstromes dauernd in Fluß und wird noch lange nicht zum Abschluß gelangen. Um den tatsächlichen Verhältnissen näher zu kommen, bedarf es also einer ständigen Kontrolle und Verbesserung, was auf zweifache Weise erreicht werden kann: entweder durch mühsame und gewissenhafte Kleinarbeit, d. h. wenn es sein muß, stundenlanges Absuchen eines größeren Aufschlusses, oder durch Glücksfunde der oft unscheinbaren und in der Hochregion manchmal winzig kleinen Gesteinsstücke. Auf beiden Wegen wurden seit dem Jahre 1934 anlässlich der geologischen Neuaufnahme des Karwendelgebirges im Rahmen der Alpenvereinskarten 1:25.000 (westliches und mittleres Blatt) und bei vielen Exkursionen die hier vorgelegten Ergebnisse erzielt. Sie bedeuten wohl einen wesentlichen Fortschritt gegenüber dem bisherigen Stande unseres Wissens vom Eis des Inngletschers im Bereich des Karwendelgebirges, sie werden aber in manchem bald wieder überholt sein. Es wird aber fleißigen Suchens und besonderen Glückes bedürfen, um die Oberfläche des Gletschers wesentlich höher verfolgen zu können, als es nunmehr der Fall ist, denn auch dem mächtigen Inngletscher waren Grenzen gesetzt. Man wird also nicht mehr mit großen Überraschungen zu rechnen haben.

Otto Ampferer, Albrecht Penck und Hans v. Wolf haben sich eingehend mit den Problemen des Ferneises im Karwendelgebirge beschäftigt, auf ihre Erkenntnisse und Vermutungen wird daher immer wieder Bezug zu nehmen sein.

Die Arbeit sei der Ausweis dafür, daß die Anregungen zum Studium der vom Aufnahmogeologen meist nebensächlich behandelten Quartärgeologie und gerade zum Suchen der erratischen Geschiebe, die ich bei vielen Exkursionen meines Lehrers Prof. R. v. Klebelsberg seit mehr als zwei Jahrzehnten immer wieder empfangen durfte, auf fruchtbaren Boden gefallen sind.

Der Wissenschaftliche Unterausschuß des D. u. Ö. Alpenvereins hat die prächtigen Karwendelkarten nicht nur für bergsteigerische Belange aufnehmen lassen, er hat auch für die geologische Bearbeitung der Kartenblätter Sorge getragen, wofür hier der Dank des Geologen ausgesprochen werden soll. Die vorliegende Arbeit ist das erste zur Veröffentlichung kommende Ergebnis einer acht Sommer und Herbst umfassenden Geländearbeit, die nur mit diesem zuverlässigen Kartenmaterial und durch die gewährten geldlichen Beihilfen möglich war.

### A. Regionaler Teil.

Außer dem Karwendelgebirge engeren Sinnes wird auch das im Westen anschließende, geologisch noch dazugehörige Gebiet der Seefelder Senke behandelt. Angehend von der im Oberinntal festgestellten Mindesthöhe der Gletscheroberfläche wird der nachweisbare Eisstand an der markanten Hohen Munde mitgeteilt. Nach dem Passieren dieses linksseitigen Eckpfeilers konnte durch die breite Lücke der Seefelder Senke ein beträchtlicher Teil des Inngletschers am Westende des Karwendelgebirges vorbei nach Nordosten abfließen. Hier stellte sich aber die Gruppe der Arnspitzen als Hindernis in den Weg. Anschließend engten das Wettersteingebirge und das eigentliche Karwendel den Gletscherlauf ein, der sich erst wieder in der Gegend von Mittenwald freier entfalten konnte.

Folgerichtig wird zuerst dieser Seefelder Ast des Inngletschers verfolgt und beschrieben: zunächst das linke Ufer des Eisstromes am Wettersteingebirge und die Vereisungsspuren in der Seefelder Senke und an den Arnspitzen. Daran schließt die Darstellung der als Eisscheide wirkenden Reitherspitze und der Seefelder Gruppe. Im weiteren wird das rechte Ufer dieses Gletscherastes bis über Mittenwald hinaus und das Eindringen des Ferneises in die Karwendeltäler untersucht. Erst dann wird der dem Inntal folgende Hauptstrang, der eigentliche Inngletscher, von der Reitherspitzen-Gruppe an weiter nach Osten verfolgt.

#### 1. Der Inngletscher vor dem Eintritt in die Seefelder Senke.

Einen wichtigen und verlässlichen Hinweis, wie hoch das Eis im Oberinntal mindestens gereicht hat, gibt der östlich von Imst gegenüber der Mündung des Ötztales mitten im präglazialen Inntal isoliert aufragende Tschirgant (2372 m). O. Ampferer erwähnte 1902 (2. S. 180)<sup>1)</sup> einen erratischen Stein vom Gipfel. Nach A. Penck's (17, S. 267) gleichzeitig erschienener Veröffentlichung machen die zackigen Formen der Spitze wahrscheinlich, daß diese nicht mehr vom Eis überflossen worden ist. Penck setzte deshalb die obere Grenze des Gletschers in 2250 bis 2300 m Höhe an. Daraufhin teilte Ampferer 1903 in der Besprechung<sup>2)</sup> des Werkes Genaueres mit: Es handelte sich um ein Hornblendeschieferstück, das er in Begleitung von W. Hammer schon einige Jahre vorher am Westgrat in ungefähr 2340 m Höhe angetroffen hatte. Somit darf die Gletscheroberfläche unbedenklich bei 2400 m angenommen werden. Auch H. v. Wolf (27, S. 257/258) hielt es für wahrscheinlich, daß das Eis den Gipfel noch bedeckte. Er schloß das aus der Überlegung, daß im Firngebiet Geschiebe nie unmittelbar an der Eisoberfläche erwartet werden dürfen. Penck (18, S. 304) ließ 1925 unter Berufung auf Ampferer's Fund den Tschirgant vom Inngletscher überflutet

<sup>1)</sup> Die Zahlen in Klammern weisen auf die Nummern im Literatur-Verzeichnis und die Seite.

<sup>2)</sup> Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt in Wien, Jahrgang 1903, Wien 1903, S. 220. — Auch in der Zeitschrift des D. u. Ost. Alpenvereines, Jahrgang 1902, Seite 222, ist davon kurz die Rede.

sein und vermutete die alte Eisoberfläche bei 2400 m. Noch später im Jahre 1930, hat Penck (21, S. 189) wiederum die alte Meinung vertreten, daß der spitze Gipfel gerade noch über den eiszeitlichen Gletscher aufragte. Auch R. v. Klebelsberg (13, S. 546) nahm hier einen kleinen Nunatak an. In neuester Zeit hat R. v. Klebelsberg (14, S. 169) zentralalpine Geschiebe bis auf 2240 m Höhe verfolgen können und darnach die Gletscheroberfläche auf 2350 m Höhe geschätzt. Ein 1948 selbst gesammeltes Stück lag am Steig, 50 m unterhalb des Gipfels, auf 2320 m. Ampferers Fund setzt aber einen höheren Eisstand voraus und es ist fraglich, ob 2400 m dafür nicht zu wenig sind.

Eine weitere wichtige Höhenmarke im Oberinntal geben zentralalpine Einschlüsse in einer Breccie auf den Judenköpfen (2194 m) oberhalb Mieming (5, S. 505).

Am Ostende der Mieminger Kette bildet der Doppelgipfel der Hohen Munde die letzte Erhebung vor der Teilung und vor dem Eintritt des Inngletschers in die weite Seefelder Senke. A. Penck (17, S. 267) und O. Ampferer (2, S. 180) fanden Erratika in dem westlich des Hauptgipfels eingesenkten Niedermunde-Sattel (2065 m). Bei der 1947 vorgenommenen Begehung wurden erratische Geschiebe an den von Norden und Süden heraufführenden Steigen bis auf das Joch gesichtet. Eine leicht zu findende Ansammlung liegt in der felsigen Steigrinne unmittelbar südlich des Sattels. Über ihn ist jedenfalls Eis in das Gaistal geflossen. Beiderseits reicht die Bundung der Felsen bis auf 2200 m. A. Penck (18, S. 304) führt eine Schlifffehle an, die auf der Südseite der Hohen Munde in 2300 m Höhe entlang zieht. Auffällig ist eine solche in 2100 m Höhe. Wider Erwarten blieb stundenlanges Suchen nach erratischen Stücken östlich des Sattels ohne Erfolg, obwohl gerade der bis 2450 m mäßig ansteigende, stellenweise breite und beraste Rücken eine Ausbeute an ortsfremdem Material zu versprechen schien. Auch Penck hatte hier vergeblich gesucht. Hingegen enthält der Humus dieses Rückens reichlich helle Glimmerschüppchen, die man als Rückstände des Ferneises betrachten könnte. Sogar auf den beiden Gipfeln der Hohen Munde (2661 m und 2594 m) wurden Glimmeransammlungen entdeckt. (Hierüber Seite 192.)

Die Hohe Munde selbst läßt im Blick von Nordosten, Osten und Südosten einen eisgeschliffenen Rundling erkennen. Diese eigenartige Form des Vorgipfels 2594 m hängt aber in erster Linie mit der Schichtenaufwölbung zusammen. Die Hohe Munde bildet nämlich ein enggepreßtes Gewölbe, das allerdings glazial überformt ist. Wegen der beherrschenden Stellung dieses Berges als letztes Hindernis für den Inngletscher vor seinem fächerförmigen Auseinandergehen kommt hier den Funden erratischer Geschiebe besondere Bedeutung zu. Merkwürdigerweise ist darüber nur einmal von Ampferer (5, S. 504) berichtet worden. Die Aufstiegswege von Leutasch und aus dem Katzenloch erschließen das vom Gletscher abgelagerte Material. Im Walde unterhalb der Rauth-Hütte, am Fahrweg unterhalb der Rauth-Wiese und im Bereich des Mooser-Alps, glaubt man sich stellenweise in ein zentralalpines Gebiet versetzt, so reichlich ist hier

im Gebiet des Vorkopfes 1598 zentralalpines Gestein im toten Winkel des Gletschers über das Gelände gestreut. Im Graben südlich vom Mooser-Alpl liegt auf etwa 1650 m Höhe nächst dem Brunnen-trog ein  $1\frac{1}{2}$  m langer Augengneisblock. Bemerkenswert sind auch kleinere Stücke von Buntsandstein. Auf der Aussicht bietenden Kuppe (1740 m) am Oberrande der Alpe liegt noch ein Gneisstück von über 1 m Länge. Hier endet die Grundmoräne und es folgt bergwärts eine anscheinend geschiebearme Zone. Ampferer fand hier erratische Gesteine nur bis über 1800 m. Auf 1880 m Höhe wurde ein lockeres, sandiges, glimmerreiches Sediment festgestellt, hundert Meter oberhalb ein stark verwittertes Erratum bemerkt. Mehrere Stücke (Muskovitgranitgneis, Paragneis und chloritisierter Granatamphibolit, 35 bis 47 mm lang) lagen am Steig auf der Felsstufe knapp unterhalb der obersten Legföhren. Gleich nördlich davon ist der Kartennpunkt 2103. Die durch zentralalpine Erratika belegte Obergrenze des Gletschers ist hier also bei mindestens 2100 m festgelegt. Die 36 km westlich (stromauf) gelegene Fundstelle am Niedermundesattel wird somit um den zwar gering erscheinenden Betrag von 35 m noch übertroffen. Für diese Strecke ergibt sich aber bei Annahme eines Eisstromgefälles von  $10\text{‰}$  ein zusätzlicher Höhenunterschied von 36 Metern. Das entspricht also einer Gesamthöhe von rund 70 Metern über dem Sattel. Daraus erhellt die Bedeutung dieser Findlinge am Ostsporn der Hohen Munde erst vollends. Es handelt sich dabei gewiß nicht um die zu höchst abgesetzten Stücke. Die erwähnten Glimmerfunde auf den 500, bzw. 560 m höheren Gipfeln machen einen beträchtlich höheren Verlauf der Gletscheroberfläche wahrscheinlich.

## 2. Spuren des Ferneises im Gaistal und am Südabfall des Wettersteingebirges.

Wie schon im vorhergehenden ausgeführt, hat der Inngletscher über den Sattel der Niedermunde Eis an das Gaistal abgegeben. Nach den gerundeten Formen zu urteilen, war dieser an sich unbedeutende Ast des Inngletschers immerhin über 1 km breit und oberhalb der tiefsten Stelle des Sattels etwa 150 m hoch. Dadurch konnte dem fast 800 m tiefer gelegenen Gaistal, das natürlich einen eigenen Gletscher barg, eine ganz beträchtliche Menge Eis zufließen. Ob nun die im Gaistal längs des Fahrweges vorläufig bis zum Kothbach, südöstlich der Tillyfuß-Alpe verfolgten Erratika<sup>3)</sup> auf solche Weise zugeführt worden sind, müßte erst geklärt werden. Diese am weitesten talein gelegene Fundstelle befindet sich genau nördlich des Niedermunde-Sattels. Ampferer (5, S. 528) hält es wegen des großen Höhenunterschiedes für unwahrscheinlich, daß die über den Sattel eingewanderten Geschiebe in die Grundmoränen des Gaistales gelangt sein sollen. Er nahm vielmehr an, daß der Inngletscher von Osten her den Gletscher des Gaistales zurückgedrängt und unterworfen habe. Auch J. Sölich (25, S. 85) läßt die Möglichkeit einer zeitweiligen Unterschiebung und für die weiter talaus

<sup>3)</sup> In dieser Gegend hatte bereits Adolph Schlagintweit im Jahre 1853 Fremdgesteine kartiert (24, S. 523 und Tafel XIX).

gelegenen Findlinge die Herleitung vom Seefelder Ast des Imngletschers gelten. Es bleibt noch zu erkunden, ob nicht doch ein Teil des über den Fernpaß und über das Marienberger Joch vorgedrungenen Eises den 1592 m hohen Paß südlich der Ehrwaller der Höhe überschritten hat und so in das Gaistal gelangen konnte. Anders ausgedrückt, ob zwischen der Mieminger Kette und dem Wetterstein-Massiv ein noch unbekannter Ast des Imngletschers strömte. Nach dem derzeitigen Wissen war das nicht der Fall.

Am Marienberger Joch (1796 m) in den westlichen Mieminger Bergen reichte die Gletscheroberfläche nach den erratischen Befunden mindestens bis 2020 m. Die Felsköpfe sind bis in 2073 m Höhe deutlich überschliffen und in dieser Höhe wurde auch noch Grundmoräne gefunden. Vielleicht läßt sich die Herkunft der Erratika im Gaistal besser deuten, wenn einmal die Geröllanalyse des interglazialen Konglomerates der „Öfen“ am Ausgang des Gaistales vorliegt.

Nördlich des Gaistales wurde nur das Gelände der Wang-Alpe und das hinter den Gehrenspitzen verborgene Puit-Tal begangen. Aus beiden Gebieten hat bereits Ampferer (5, S. 543) zentralalpine Erratika bekannt gemacht. Darnach liegt die Wang-Alpe auf einer Schuttstufe, die zentralalpine Geschiebe enthält. Am Aufstieg vom „Wackerle in der Klamme“ findet man unter anderem Verrucano-Arkosen. In etwas über 1500 m Höhe führt der Almweg an einem Granitgneisblock von 7 m Umfang, mit hübsch ausgewitterter, gerippter Oberfläche, vorbei. Erratika sind bis zum Almsam recht häufig, in der Höhe um so seltener. Wo der Weg dem Bach am nächsten kommt, sind sie an der Wegbiegung (1460 m) wieder zu finden. In 1670 m Höhe befanden sich im Bachbett bis 1 m messende Blöcke von Amphibolit. Weitere Findlinge sind bachaufwärts noch zu erwarten.

Auf dem nördlich der Wang-Alpe gelegenen Karljoch oder Scharnitzjoch (2050 m) fand 1947 Herbert Eder neben der tiefsten Stelle ein 7 cm langes, sehr gut gerundetes Stück eines feinkörnigen Granatamphibolits mit dunkler, glänzender Rinde. Das ist nur 15 m tiefer als der Niedermunde-Sattel, liegt nur 50 m unter den bisher höchsten Funden an der Hohen Munde und entspricht einem Gefälle von 10‰. Diese wichtige Entdeckung am Scharnitzjoch beweist, daß Eis des Imngletschers ganz nahe an den Felsen des Wettersteingebirges entlang in mindestens 2050 m Höhe strömte und dabei einen Teil der Vorberge unter sich begrub. Die Gehrenspitzen ragten demnach nur als schmaler Kamm darüber auf. Der beraste Rücken zwischen der Erinnerungshütte und den Gehrenspitzen trägt mehrfach Moränenschutt. Stücke aus den Zentralalpen wurden aber nicht bemerkt.

Nördlich der Gehrenspitzen konnte das zentralalpine Eis durch das Puit-Tal abfließen. Hier wurden am Steig, nördlich von Kartenpunkt 1769, in 1760 m Höhe, mehrere kleine, gerundete Hornblendegesteine gefunden. Ampferer (5, S. 543 und 6, S. 749) gibt als Obergrenze 1750 m an und bemerkt ausdrücklich „eckige“ Gesteinstrümmen. Weitere Stücke sind nahe ostwärts mit einem jungen

Schuttstrom herunter gekommen. Größere, z. T. kantig-plattige Findlinge gibt es auf der anschließenden Weidefläche in Steinhäufen. In der Mauer am unteren Ende der Puit-Alpe (ca. 1510 m, östlich Kartenpunkt 1539) steckt zwei Meter nordöstlich des Gatters ein Amphibolitblock mit sehenswertem Pseudotachylit (Schmelzmyomit).

Erratika des Inngletschers sind auch vom Ausgang des Berglentalen bekannt, dessen inneren Teilen sie fehlen sollen (5, S. 551).

Am Ostabfall der Wetterspitze reichen gerundete Formen bis 1800 m. Zentralalpine Gesteine haben Ampferer (5, S. 531) und Penck (21, S. 49) erst wieder am Franzosensteig und auf dem Grünkopf (1593 m) getroffen. Mit dem Rundhöcker tragenden Burgberg südwestlich von Mittenwald endet dieser Ostsporn des Wettersteingebirges, der den eiszeitlichen Gletscher gestaut und nach Nordosten abgelenkt hat.

### 3. Die Seefelder Senke.

Am Innknick bei Telfs-Pfaffenhofen, wo die Zentralalpen am weitesten nach Norden vorspringen, öffnet sich wie eine hochgelegene Fortsetzung des Talverlaufes zwischen der Miesinger Kette und der Seefelder Gruppe über der rund 700 Meter hohen Stufe eine weite und tiefgreifende Ansnehmung innerhalb der Kalkalpen. Die 7 km breite Hochfläche zwischen Seefeld und dem Fuß der Hohen Munde ist keineswegs reine Erosionsform, sondern im Gebirgsbau begründet. Sie ist das westliche Teilstück einer nach Osten bis zum Solstein und zur Gleierschkeite reichenden gewaltigen Schichteneinbiegung, einer Einwalmung im Streichen, die im Norden, Osten und Westen von hoch ansteigenden Aufwölbungen begrenzt wird und nur nach Süden weit geöffnet ist.

Nachdem die vorrückende Eismasse die steile Rampe vom Inntal heranf bezwungen hatte, was durch Gletscherschliffe bezeugt ist, konnte ein ansehnlicher Teil des Inngletschers ohne Richtungswechsel durch diese alte, tief reichende Öffnung, die nach ihrem geologischen Mittelpunkt mit Recht „Seefelder Senke“ benannt wurde, in breiter Front nach Nordosten in das Einzugsgebiet der Isar vordringen.

Weil diese einzigartige Paßlandschaft nur Mittelgebirgsformen zwischen 1100 und 1550 m Seehöhe aufweist, war sie tief unter dem darüber hinwegflutenden Eisstrom begraben. Um so interessanter sind die Wirkungen und das Nachlaßinventar des Gletschers in dieser reich gegliederten Hochfläche aus parallel angeordneten Rücken und Tälern, Rundböckern und Wannern. An der Stoßseite der Gletscherbewegung erkennt man die abtragende Wirkung des Eises an den Rundbuckeln mit den nach der Freilegung leider sehr vergänglichen Gletscherschliffen. Im Schatten, im Lee der Bewegung gibt sich mehr die ablagernde, aufschüttende Tätigkeit des Gletschers in den Moränenmassen kund. Durch den Gletscherschutt wurde das Relief des Felsuntergrundes größtenteils verhüllt oder doch so ausgeglichen, daß viele Feinheiten verlorengegangen sind, zumindest aber unsichtbar bleiben. Im südlichen Teil der Hochfläche kann man

deutlich vier nach Nordosten verlaufende, abwechselnd sich weitende und wieder verengende, im Längsprofil gestufte Felsfurchen des präglazialen Felsbodens feststellen, die mehr oder weniger dick mit Moränen ausgekleidet sind. Annähernd senkrecht dazu kann man eine ganz mit Moränenschutt verstopfte Furche im Fels erkennen. Vielleicht verlief hier unter dem Straßenzug Seefeld—Oberleutasch ein Gerinne, das die Schmelzwässer ableitete. Denkt man sich in der südlichen Fortsetzung dieses Talverlaufes die Moränendecke abgenommen, so ergeben sich Anzeichen für eine ehemalige teilweise Entwässerung der Seefelder Gegend nach Süden zum Inn. Im übrigen ist die Wasserscheide doch so weit an das Inntal herangerückt, daß die Entwässerung zum Flußgebiet der Isar erfolgen muß. Die im Norden vorgelagerte Gruppe der Arnspitzen bewirkt, daß das auf zweierlei Wegen geschieht. Die Wässer werden teils von der Leutascher Ache aufgenommen, teils fließen sie dem bei Gießenbach versickernden Drahubach zu. Die gleichen Wege haben auch die vordringenden Eismassen eingeschlagen.

Die Felswannen haben im Verein mit den abdichtenden Grundmoränen die Bildung von stehenden Gewässern ermöglicht. Darin sind Moore mit abbauwürdigen Torflagern entstanden, einige Seen sind noch in Verlandung begriffen. Die schon alte Bezeichnung „Auf dem Seefeld“ geht auf diesen Wasserreichtum zurück.

Während auf den nackten Dolomittfelsböden die anspruchslose Föhre und die behaarte Alpenrose vorherrschen, ist der lehmige Moränenboden durch Fichten- und Mischwaldbestände und durch die rostrote Alpenrose gekennzeichnet. Wo der Schuttmantel genügend dick und der Boden nicht zu feucht ist, haben die Wälder den Wiesen und Bergmähdern Platz machen müssen. Charakterbaum ist hier die Birke. Sie verleiht der Seefelder Senke den eigenartigen Reiz einer nordischen Landschaft.

Die tektonisch angelegte, durch Flußarbeit gestaltete und durch das Eis überformte Hochfläche zeigt so recht auffällig die engen Beziehungen zwischen den Vorgängen in der Eiszeit und dem heutigen Landschaftsbilde. Vom Ostsporn der Hohen Munde und von der Reitherspitze aus läßt sich der ganze Formenschatz gut überblicken.

Der Gletscher hat hier, weil er sich ausbreiten konnte, so viele Blöcke und Geschiebe aus seinen kristallinen Herkunfts- und Durchzugsgebieten hinterlassen, daß man dort, wo die fremden Komponenten ausgewittert liegen, mitunter in einer Gegend südlich des Inn zu sein glaubt. Hier an der alten Verkehrsader durch das Seefelder Paßgebiet war es auch, wo durchreisende Geognosten bereits vor mehr als hundert Jahren sich mit den damals noch viel häufigeren Findlingen und Irrblöcken beschäftigten und sich über den Transport Gedanken machten.

Aus der für den weiteren Verlauf des Inngletschers und damit für die Eiszeitgeschichte des Karwendelgebirges und des nördlichen Vorlandes so ungemein wichtigen Seefelder Senke leiten bewaldete Höhen nach Norden in die Gruppe der Arnspitzen über. Die morphologische Grenze bildet die bei Gießenbach mündende Talfurche „Durch den Boden“.

#### 4. Die Gruppe der Arnspitzen.

Durch diese kleine schmale Gebirgsgruppe zwischen dem Wetterstein und dem Karwendel wird die Seefelder Senke gegen Norden hin abgeschlossen. Allseitig von tiefen Einschnitten umgeben, ragen die Arnspitzen im Dreieck zwischen Mittenwald, Scharnitz und Leutasch inselartig bis 2195 m empor. Dank dieser Höhe und jener vermittelnden Stellung zwischen beiden Gebirgen sind sie für die Beurteilung des einstigen Eisstandes von Bedeutung.

Die meist steil abfallenden Hänge sind, soweit es die Neigungsverhältnisse gestatten, weit hinauf mit zentralalpinem Material übersät. Dieses blieb z. T. im Schutze von Felswannen erhalten. Besonders reichlich sind die vorgelagerten Kuppen mit Findlingen bestreut, die manchmal noch im Verbande der Grundmoränen stecken.

Ampferer (5, S. 457) konnte Erratika auf dem südwestlichen Kamm bis zum Kartenpunkt 1945<sup>4)</sup> verfolgen. Pencks (18, S. 304) höchster Fund war hier auf etwas über 2020 m am Westfuß der Arnplattenspitze = Arnsteinspitze = Hintere Arnspitze (2170 m), was ich bestätigen konnte.

Die Umgebung der Mittleren Arnspitze (2091 m) war für die Aufbewahrung von Gletscherschutt weniger geeignet und wurde deshalb nicht abgesucht.

An der Großen Arnspitze (2195 m) hatte Ampferer von Osten her ortsfremde Geschiebe bis auf die Kuppe 1961 (1963) östlich der kleinen Arnspitze-Hütte gefunden. Penck (18, S. 304) sah Findlinge noch zwischen 2020 und 2030 m Höhe. In einer Mitteilung an H. v. Wolf (27, S. 258 und S. 264) gab Penck sogar 2040 m an. Fast ebenso weit reichen auch meine Funde.

Auch der von Nordosten, von der Leutaschkklamm herauf führende Rücken, bezw. Kamm, trägt Steine aus den Zentralalpen. Sie reichen nach meinen Eintragungen weiter, als es Ampferer bekannt war, nämlich bis 1740 m, also bis an den Riedkopf.

Die gerundeten Formen, die Kuppen und Grathöcker, enden durchwegs bei 2120 m. Der maximale Eisstand ist so bei mindestens 2120 m anzusetzen. Es ragten demnach bestenfalls zwei oder drei Spitzen über die Eisoberfläche auf. Die Kammstücke lagen unter Eis. Damit wird diese Aussichtsinsel zu einer wichtigen Höhenmarke in der Bahn des hocheiszeitlichen Inngletscher-Armes.

Bei einer Fahrt von Seefeld nach Scharnitz sind die Formverschiedenheiten ober- und unterhalb der Schilffgrenze besonders gut zu sehen. Wie bereits Ampferer (5, S. 458) bemerkt hat, ist dieser Gegensatz nur selten so deutlich ausgeprägt. Die glaziale Formung ist hier auch durch Erratika bis an die obersten Rundungen hezeugt.

#### 5. Die Reitherspitze und die Seefelder Gruppe.

Nach Feststellung der nachweisbaren Eishöhe an der Hohen Munde, am Wettersteingebirge und an den Arnspitzen ist es nun be-

<sup>4)</sup> der Österr. Originalaufnahme 1:25.000, das ist nahe südwestlich von Punkt 2002 der Alpenvereinskarte.

sonders wissenswert, ob und wie weit die beträchtliche Eisabgabe über den Seefelder Paß sich am Ostrand dieser Gebirgslücke ausgewirkt hat. Die 2373 m hohe Reitherspitze ragte hier als westlichster Vorposten des Karwendelgebirges im Stromgebiet auf. Zufolge der genügenden Höhe und der Lage zum Strom war ihr die Rolle eines Eisteilers zugefallen. Hier an diesem östlichen Eckpfeiler des Einganges zur Seefelder Bucht vollzog sich die wichtigste Gabelung des Inngletschers. Hier trennte sich der Seefelder Ast von dem südostwärts fließenden Hauptstrang des Inngletschers.

Gerundete Vorberge flankieren die Reitherspitze im Nordwesten und Südwesten. Sie sind weit hinauf mit zentralalpinem Material überstreut. Zwei britische Geologen, A. Sedgwick und R. I. Murchison, kannten hier bereits im Jahre 1829 Urgebirgsblöcke in 1600 m Höhe (16, S. 53 und 64). Zu einem ähnlichen Ergebnis kamen anfangs der 1840er Jahre die Schweizer Geologen B. Studer und A. Escher von der Linth<sup>5)</sup>, indem sie solche Findlinge noch ungefähr 450 Meter oberhalb Seefeld im Berghaurevier Hochanger antrafen.

Aimpferer (5, S. 463 und 464) hatte zentralalpines Gestein nirgends, weder an der Reitherspitze noch in der übrigen Seefelder Gruppe, über 1900 m hinauf verfolgen können. Nach Penck (18, S. 304) hat das Eis des Inngletschers zentralalpines Material bis auf 2120 m emporgetragen.<sup>6)</sup> F. Levy's Fundstelle lag „über 2100 m.“)

Wählt man für die Besteigung dieses lohnenden Aussichtsberges den Aufstieg von Reith b. Seefeld, so kann man die Erratika ziemlich mühelos bis über 2000 m sammeln. Sie reichen aber noch wesentlich weiter empor. Mein höchst gelegener Fund war beim sogenannten „Tafel“ der Alpenvereinskarte, das ist die Wegteilung 150 m südwestlich der Nördlinger Hütte auf 2220 m Höhe. Hier steckte ein zwei Zentimeter großer, mäßig gerundeter Quarz (mit etwas Glimmer) im Rasen. Beim Anblick des Berges von Westen sieht man deutlich die glazial geformte Gratschulter etwas oberhalb der Hütte bei 2250 m enden. Darüber folgen dann die rauhen, zackigen Formen des Gipfels. Das morphologische Gegenstück hierzu ist der von Nordwesten herauf ziehende, im letzten Abschnitt horizontal verlaufende Harmelesgrat. Auf ihm lag unweit des Reither Joches auf 2205 m ein grünes Erratikum von etwa 4 cm Durchmesser, das hinsichtlich der Höhe ganz ausgezeichnet zu dem Quarzstück der Südseite paßt.

Durch diese beiden Funde ist die obere Grenze der erratischen Geschiebe an der Reitherspitze neuerlich um 100 Meter höher gerückt und damit der morphologisch angezeigten Obergrenze des Eises (2250 m) ganz nahe gekommen. Hier liegt also der seltene Fall vor, daß diese Grenzen fast zusammentreffen. Die Funde liegen zudem noch über 100 m höher als die 11 km stromauf festgestellten Erratika an der Hohen Munde und nur 150 m niedriger als der 35 km entfernte Tschirgant-Gipfel.

<sup>5)</sup> Neues Jahrbuch für Mineralogie, Jahrg. 1845. Stuttgart 1845, S. 541.

<sup>6)</sup> Erstmals mitgeteilt bei H. v. Wolf (27, S. 168).

Der Inngletscher stand somit an der Reitherspitze nachweislich mindestens 2250 m hoch. Diese Höhenmarke ist besonders wertvoll, weil es sich um die endgültige Teilungsstelle des Gletschers handelt, der bereits eine enorme Eismasse nach Norden abgegeben hatte und infolge der Verbreiterung in der Seefelder Senke eine merkliche Dickenabnahme erlitten haben mußte.

Die bereits genannten und einige weitere Funde von erratischen Geschieben in der Seefelder Gruppe haben zwangsläufig einige Änderungen gegenüber den bisherigen Anschauungen zur Folge. Ampferer (5, S. 464 f.) hatte auf Grund der von ihm festgestellten Verbreitung zentralalpiner Geschiebe angenommen und zu beweisen gesucht, daß der Inntalgletscher in das Kernstück dieser Berggruppe, in das große Eppzirler Kar, nicht eindringen konnte. A. Penck (21, S. 194) ist ihm darin gefolgt und hat betont, daß das Seefelder Gebirge vom Inntaler Eis nicht überschritten worden ist. Die von beiden Forschern nach dem damaligen Stande des Wissens überzeugend vorgebrachten Argumente können nach Kenntnisnahme der neuen Funde nicht mehr aufrechterhalten werden. Im einzelnen verhält es sich folgendermaßen:

1. Bei der nachgewiesenen Mindesthöhe von 2250 m können theoretisch nur ganz wenige Spitzen dieser hufeisenförmigen, nach Norden offenen Gebirgsgruppe über die Eisoberfläche aufgeragt haben. Außer der Reitherspitze kommen nur die Freitungtürme (höchster 2325 m), die Kuhlochspitze (2293 m) und die Erlspitze, mit 2404 m die höchste der ganzen Gruppe, in Betracht. Tatsächlich wird es aber doch so gewesen sein, daß auch der über 2 km lange Kamm nördlich der Erlspitze einschließlich der Maderkarlspitze (2173 m) vom Eis des Inngletschers frei blieb. Hingegen geriet das Innere dieser Hufeisenform in den Einflußbereich des von Westen und vielleicht auch durch die tiefsten Einsenkungen von Süden eingedrungenen Eises. Wenn der Gletscher nördlich der Reitherspitze den über 2200 m hohen Harmelesgrat glatt überfließen und auf ihm sogar ein Erratikum hinterlassen konnte, darf man wohl annehmen, daß der östlich benachbarte Grat gleicher Höhe samt der Seefelder Spitze ebenfalls noch vom Ferneis überwältigt wurde. Unter dieser Voraussetzung stand aber dem Gletscher der Weg in das große Eppzirler Doppelkar offen.

2. Die Formverhältnisse der Seefelder Gruppe sind auf den ersten Blick im Norden und Süden recht verschieden, was einer Klärung bedarf. Die West- und Südseite dieser Gebirgsgruppe hatten unter der Gletscherbewegung entschieden mehr zu leiden als die abgeschlossene Innenseite des Hufeisens. Dazu kommen noch gesteuernmäßige und bauliche Besonderheiten. Der zu einer Mulde verbogene, dünngebankte Hauptdolomit ist hier von zahlreichen bituminösen Einlagerungen durchzogen. Die Bänke sind großenteils steilgestellt bis saiger. Das Gestein ist brüchig, teilweise mylonitisiert. Die zerstörenden Kräfte müssen sich hier ganz anders auswirken als an der vom Eis stark bearbeiteten Südseite. Es ist also ganz natürlich, wenn in diesem schmalkammigen Gebiete zackige, zerrissene Grat-

formen entstanden sind. Trotzdem sind hier noch gerundete Felsformen erhalten geblieben.

**Erratische Geschiebe:** Ampferer (1, S. 326, und 5, S. 463 f., besonders Fig. 6) hatte das letzte Erratum an der Felschwelle südlich der Mündung des Karltales bei Punkt 1268 der Alpenvereinskarte gesehen. Er schloß daraus und aus der Verteilung der erratischen Geschiebe im südwestlichen Karwendel, daß das Eppzirler Kar schwerlich vom Eis des Inngletschers erreicht werden konnte. Er fand diese Annahme durch den Mangel erratischen Materials im Grunde des Eppzirler Kares bestätigt (S. 464, 466). Ampferer stellte sich vor, daß das Ferneis anfänglich von Norden in das GieBenbachtal hereingestaut worden, später mit dem Anwachsen des Stromes von Westen über das Seefelder Joch (S. 468) eingedrungen sei, das äußere Eppzirler Tal überquert habe und sich über den Sattel von Oberbrunn ostwärts bewegt habe (S. 469). Der lokale Eppzirler Talgletscher wäre dabei vom Inntaleis zurückgehalten und zur Seite gedrängt worden, ohne daß dieses jedoch in den Kargrund einzudringen vermochte (S. 470). Auch später hat Ampferer (7, S. 46) die Auffassung vertreten, daß der Inntalgletscher in das Innere der Seefelder Gruppe nicht einzudringen vermochte. Noch im Jahre 1925 hat Ampferer (9, S. 41/42) die Meinung ausgesprochen, daß der innere Talraum „nie von fremdem Eis betreten“ worden sei.

Auch Penck (21, S. 202) gibt als Südgrenze für Erratika die Gegend nördlich des Tümpels (bei ihm Luxfalle genannt) an und schreibt, daß zentralalpines Eis nur über die Ausläufer hinweggefllutet, aber in das eigentliche Tal von Eppzirl nicht eingedrungen ist (S. 198).

Eigene Funde glückten im Herzstück der ganzen Seefelder Gruppe, bei der Eppzirler Alm. Westlich der Hütten wurden am Fuß des Sunntig-Köpfel über einer von Moränenschutt gebildeten Stufe, also noch außerhalb des Schuttfächers, der den Talgrund bildet, auf 1450—1460 m Höhe gleich mehrere Erratika bemerkt. Ein größeres Stück war damals auch als Aufschlagplatte unter der Dachtraufe des Gasthauses in Verwendung. Diese Findlinge, 2 km innerhalb der Wasserlache, beweisen, daß der Inngletscher doch bis in das Innerste der Seefelder Gruppe seinen Einfluß geltend machen konnte, viel stärker und unmittelbarer, als man es bisher haben wollte.

Es erhebt sich nur die Frage, auf welchen Wegen die Erratika in das Eppzirler Kar gelangen konnten. Das kann auf zweierlei Weise erfolgt sein. Am wahrscheinlichsten ist die Einschleppung durch den von Westen quer vorrückenden Gletscher aus der Gegend der Seefelder Spitze über das Wibmer Tal hinweg. Weniger wahrscheinlich, aber nicht ganz ausgeschlossen ist in Anbetracht des Mindesteisstandes von 2250 m an der Reitherspitze, daß die Erratika mit dem Eis über die südliche Kareinfassung gelangt sind. Am ehesten kommt nach den erhaltenen Formen der östlich der Reitherspitze bis auf 2083 m eingesenkte Ursprungssattel in Betracht. Penck (21, S. 197) hat vermerkt, daß hier tatsächlich ein Sattel (keine Scharte!) mit

einer beiderseits scharf absetzenden Paßfläche und Rundbuckelformen gegeben ist. Erratisches Material wurde hier nicht gefunden. Penck rechnete selbst mit der Möglichkeit, daß hier die obere, geschiefbefreie Partie des Inngletschers überfloß. Die erratische Obergrenze bei 2220 m unweit der Nördlinger Hütte würde hier einen Übertritt von zentralalpinem Material erwarten lassen. Die übrigen tiefen Kerben im Kaminverlauf (Kuhlochscharte, Eppzirler Scharte) sind dagegen richtige „Scharten“. Auch E. Fels (12, S. 47) hielt es für sicher, daß Inntaler Eis über den Südkamm des Seefelder Gebirges in das obere Eppzirler Tal eindrang.

In diesem Zusammenhang muß auch der schon von Ampferer (1, S. 325, und 5, S. 465) und von Penck (21, S. 200) hervorgehobene Reichtum des Gießenbachtals an erratischen Gebilden erwähnt werden. Viele der wohl aus Grundmoränen herausgelösten Findlinge sind im Bachbett zu sehen, so bei der „Alten Sag“ ein grauer, mit Flechten überzogener Muskovitgranitgneis von 10 m Umfang. Zwei Kilometer innerhalb des Schluchteinganges liegt oberhalb des Fahrweges an der Mündung des Hinteren Lehntalgrabens (Kartenpunkt 1168) ein braun angewitterter Zweiglimmer-Augengneis mit 16 m Umfang. Als größtes mir überhaupt bekannt gewordenes Erratikum im Bereich des westlichen Karwendelgebirges verdient dieses bequem zugängliche eiszeitliche Naturdenkmal besonderen Schutz. Ampferer (1, S. 325) sah noch Blöcke bis zu 3 m Höhe und 4–5 m Länge und Breite.

Von der Felschwelle im äußeren Eppzirler Tal hat Ampferer (1905, S. 463, Fig. 6, S. 464, 466) zentralalpines Gestein durch das Kartal auf den Sattel von Oberbrunn (1512 m) und weiter im Graben gegen das Kreuzjöchl bis nahe an 1700 m Höhe gefunden.

Nach eigenen Beobachtungen sind vereinzelte Stücke in noch größerer Höhe überliefert geblieben. So konnte der Nachweis erbracht werden, daß Inntaler Eis den östlich des Eppzirler Tales aufsteigenden Kamm überschritten hat. Das wird durch Funde in der Gegend des Lehner Köpfl in 1700 m Höhe und vor allem auf dem Brunstkopf am Beginn des Karlgrates in 1920 m Höhe angezeigt. Beide Fundplätze befinden sich nördlich der Eppzirler Alm, östlich der genannten Wasseransammlung. Die Fundstelle am Brunstkopf liegt 600 m über dem Talgrund.

Die sich aufdrängende Frage, wie weit der Inngletscher hier nach Osten gereicht hat, läßt sich nicht eindeutig beantworten. Der Zäunlkopf (1749 m), die Kreidenköpfe (1698 m), die Kreidesenke (1596 m), der Sattel von Oberbrunn (1512 m), aber auch noch das Kreuzjöchl (1724 m) sind vom Ferneis überschritten worden, für das vorspringende Maderegg (ca. 1940 m) am Fuß der Maderkarlspitze kann das vorläufig nicht belegt werden. In dem von Schuttströmen durchzogenen Weingertal wurden Erratika im Moränenschutt von 1320 m abwärts wiederholt wahrgenommen.

Je weiter man aber nach Osten erratische Spuren entdeckt, desto größer wird die Wahrscheinlichkeit, daß diese hocheiszeitlichen Überbleibsel von einem anderen Ast des Inngletschers eingeschleppt worden sind, nämlich von Süden über den Erlsattel.

## 6. Erlsattel—Groß-Kristen—Gleierschtal.

Der nach der Gabelung an der Reitherspitze dem Innthal folgende Hauptstrang des Gletschers konnte nach untergeordneten Abgaben über den südlichen Kamm der Seefelder Gruppe erst wieder durch die Gebirgslücke zwischen dieser und dem Solstein eine größere Eismasse in das Innere des Karwendelgebirges abzweigen. Das ist der bis auf 1800 m erniedrigte, zwar nicht breite, aber deutlich glazial überformte Erlsattel.

Penck (16, S. 70 und Tafel I) zog hier im Jahre 1882 die obere Geschiebegrenze bei 1800 m und rechnete infolgedessen noch nicht mit einem Überfließen nach Norden. Nachdem Ampferer und Hammer (1, S. 326) 1899 vom Erlsattel mehrere erratische Geschiebe angegeben hatten, machte Ampferer (2a, S. 276, und 5, S. 464) 1902 bzw. 1905 ein Stück Glimmerschiefer vom Südbang der Erlspitze aus 1900 m Höhe bekannt. In gleicher Höhe und noch etwas oberhalb (1920 m) lagen selbstgefundene Stücke auf der gegenüberliegenden Bergseite am Steig vom Solsteinhaus auf den Solstein. Auch E. Fels (12, S. 47) fand hier bis 1910 m zentralalpines Material. Schon mittels dieser beider Angaben läßt sich der Übertritt eines  $\frac{3}{4}$  km breiten und über 100 m dicken Gletscherarmes rekonstruieren. Das Eis stand demnach an der Erlspitze und am Solstein noch mindestens 1920 m hoch. Aus der Eishöhe an der nur rund 4 km entfernten Reitherspitze schloß Fels (12, S. 47) auf einen Mindeststand von 2200 m am Erlsattel, so daß hier das Eis noch 400 m über den Sattel reichte, der lange und vom lokalen Eis unbehindert überflossen werden konnte.

Zwischen dem Solsteinhaus und der Erlalm ist am unteren Steig ein 0,5 m langer Gneisblock zu sehen.

Erratika sind auf dem nach Nordosten böschenden Teil der Paßfläche bis etwa 1750 m verstreut, wo der Weg den Fels verläßt. Die festgestellte Eishöhe würde nun einen gewissen Bestand von erratischem Material am Ostsporn der Erlspitze, etwa am Jöchel (1904 m) und weiter nördlich im Bereich des Zirmalpl und auf dem Zischgenkopf sowie im Groß-Kristental erwarten lassen. Lediglich ein südlich der Zirler Kristenalm unweit des Marterls „Bei den armen Seelen“ (1400 m) auf dem Schuttstrom liegendes Stück bestätigte zunächst den Verdacht, daß in diesem Tal erratische Geschiebe durch Wasser verfrachtet und umgelagert worden sind. Im Jahre 1948 kam dann noch 200 m südlich der Bachüberquerung auf etwa 1430 m Höhe ein 12 cm messender, eiförmiger Muskovitgneis zum Vorschein, nachdem wenige Minuten vorher ein Exkursionsteilnehmer etwas höher auf dem Schuttstrom unterhalb der „Rast“ bei 1480 m ein Stück aus dem Kristallin bemerkt hatte.

Moränenschutt ist erst wieder am Ausgang des Groß-Kristentales, an der Mündung in das Gleierschtal, vorhanden. Er enthält rechtsseitig, südlich der längst aufgelassenen Amtssäge in 1280 m Höhe zentralalpine Geschiebe. Außerhalb des Forsthauses haben Ampferer und Hammer (1, S. 326, und 5, S. 464) das Vorkommen kristalliner Blöcke in „Seekreide“ (Bänderton) und als Seltenheit

auch in der Grundmoräne unterhalb des Jagdhauses bemerkt. Die Begehungen haben aber gezeigt, daß erratische Stücke auch in den Moränen nördlich und nordwestlich des Jagdhauses, und zwar ziemlich häufig zu finden sind. Sie reichen im sogenannten Schönwald (der Alpenvereinskarte) bis auf 1300 m und sind auch noch beiderseits des Helfertales vorhanden. Weiter talaus sind sie bedeutend seltener.

Es besteht für mich kein Zweifel, daß wenigstens die Geschiebe bei der Amtssäge über den Erlsattel eingewandert sind. Andererseits ist das äußere Gleierschtal bereits im Einflußbereich der aus der Seefelder Senke hereingedrungenen Eismasse, so daß hier in der Gegend des Weingertales der Ring des Ferneises um die Seefelder Gruppe geschlossen war.

Die Zuordnung der Grundmoränen im Gleierschtal zu dem einen oder anderen Gletscherast ließe sich vielleicht durch statistische Methoden bewerkstelligen. Ampferer (8, S. 76) hatte hier Vermischungszonen des Grundmoränenmaterials der lokalen Gletscher und des Ferneises unterscheiden können.

Penck (19, S. 355) sprach von einem „seitlichen Abirren zentralalpiner Materialen in die Seitentäler hinein“ und wollte nicht glauben, daß die bei der Amtssäge lagernden Erratika über den Erlsattel herübergelangen sind, obwohl auch er hier zentralalpine Geschiebe bis über 1900 m hinaus verfolgt hatte. Unter Berufung auf Ampferer ist für ihn das völlige Fehlen der Beweisstücke im Groß-Kristental maßgebend. Hier kann nur eine neuerliche Begehung die Kette der mitgeteilten Beweisstücke schließen. Pencks Behauptung (19, S. 355/356), daß solche abirrende Geschiebe sich „nur tief unten in den Tälern“ befinden und „stets in der Nähe von Stauseebildungen liegen“, trifft für das Gleierschtal nur teilweise zu, denn es liegen nur einige Irrlinge in der Bänderton-Ablagerung, die meisten hingegen stecken doch im Moränenschutt in ganz verschiedenen Höhen.

Von der Amtssäge an verkleidet ein 3-5 km langer Moränenstreifen das Felsgerüst an der rechten Talseite. Er setzt sich mit geringen Unterbrechungen bis an die Isar fort. Östlich der Mündungsklamm des Gleierschtales wurde am Sporn gegen das Hinterautal das höchste Erratikum im Moränenschutt auf 1310 m Höhe gesichtet.

## 7. Das Hinterautal.

Auch in diesem bei Scharnitz mit einer Stufe mündenden, im äußeren Teil relativ engen Tal war wider Erwarten ein tiefes Eindringen des Inn-gletschers zu erkennen.

Ampferer (1, S. 326) mußte noch der Meinung sein, daß das Hinterautal oberhalb der Mündung des Gleierschtales von einem eigenen Gletscher erfüllt war, weil er darin keine Blöcke aus den Zentralalpen antraf. Er gab die letzten erratischen Geschiebe von den Hängen des Kienleitenkopfes an (3, S. 188). Penck (19, S. 350) hat sein Vergletscherungskärtchen darnach gezeichnet.

Findlinge aus den kristallinen Einzugsgebieten des Inn-gletschers lassen sich bei einigem Suchen vereinzelt noch weit talein verfolgen.

Zum Teil stecken sie unmittelbar an der Straße im Moränenschutt, beispielsweise östlich des Neulegergrabens, weiter am Fuß des Karnberges und östlich der Mündung des Kohlergrabens sowie westlich des Breitgrießkarbaches. Oder man entdeckt sie im umgelagerten Moränenschutt, etwa beim Steg (Kartenpunkt 1075, richtiger wohl 1057). Nordwestlich dieser Stelle wurde fremdes Material unter der Kartwaldkluppe auf 1130 m Höhe, 70 m über der Talsohle, gesehen. Beim Jagdhaus Hubertus, das auf einer Moränenstufe 40 m über der Isar steht, lagen Stücke eines Glimmerschiefers mit großen Granaten. Das ist 5 km innerhalb der Gleierschtal-Mündung, 9 km oder  $2\frac{1}{2}$  Gehstunden von Scharnitz lassen sich auf diese Weise im Hinterautal noch Spuren des Inngletschers feststellen.

Aber auch hier ergibt sich — genau wie im Gleierschtal — die Komplikation, daß auch noch auf einem ganz anderen Weg Ferneis in ein Seitental des Hinterautales eindringen konnte. Das war über das vom innersten Fund mehr als 8 km entfernte Lafatscher Joch (2085 m) der Fall, an dessen Nordabdachung kleine Amphibolitgeschiebe das Überfließen von Inntaler Eis bezeugen. Näheres Seite 186.

Ein von mir im Bereiche der ehemaligen Knappensiedlung auf dem gerundeten Reps-Kamm gefundenes zentralalpines Geschiebe von etwa 10 cm Durchmesser könnte von einem Bergmann an die Fundstelle gebracht worden sein, dürfte aber doch mit diesem Eisübertritt irgendwie in Verbindung zu bringen sein.

Jedenfalls hat die von E. Fels (12, S. 48) ausgesprochene Vermutung über das Vorkommen von zentralalpinem Material im Hinterautal ihre Bestätigung gefunden.

## 8. Das Karwendeltal.

Aus dem Karwendel engsten Sinnes kommend und bei Scharnitz als Quertal mündend, liegt es geradezu in der Fortsetzung mittlerer Stromteile des aus der Seefelder Senke nordostwärts fließenden und durch die Gruppe der Arnspitzen nach Osten abgelenkten Gletscherarmes. Aus diesem Grunde könnte hier nach den Erfahrungen in den anderen westlichen Karwendeltälern ebenfalls mit einem mehr oder weniger tiefen Eindringen zentralalpines Eises gerechnet werden.

Die Mündungsstufe beiderseits der tief eingeschnittenen Klamm ist mit Grundmoräne bedeckt, die durch die eingeschlossenen kristallinen Bestandteile eine Beteiligung des Inngletschers verrät. Von den Häusern des Ortsteiles Iurain zieht die Moränenverkleidung einerseits zur Pürzlkapelle, wohin der Abkürzungsweg leitet, andererseits zum Brantlegg, das von der Straße umfahren wird. Unter dem Zwischenstück ist eine alte verstopfte Talmündung verborgen. Jenseits der Klamm hat der Gletscher einen für die Rodung von Bergwiesen (Flurname „Die Raut“) geeigneten Boden hinterlassen. Diese Moränendecke umzieht auch den östlich aufragenden Kienleitenkopf und stellt über den durch Gletscherschutt ausgefüllten Kienleiten-sattel (1470 m) die Verbindung mit den Moränen des Hinterautales her. Über den früher rund 50 m tieferen Sattel ist Eis geflossen.

Gegen Norden endet diese geschlossene Moränendecke am Felsgehänge des Stachkopfes.

Nach Ampferer (3, S. 229) reichen zentralalpine Geschiebe nur auf die Höhe des Pürzl empor. Im Karwendeltal selbst konnte sie Ampferer nirgends entdecken. Auch Penck (19, S. 350) hat danach die Grenzen zentralalpiner Geschiebe in seinem Kärtchen eingetragen. Das schuttreiche Tal ist das moränenärmste unter den Tälern des Karwendels. Nur einzelne kleine Aufschlüsse längs des Fahrweges zeigen gekritzte Geschiebe aus lokalem Material. Das von den Steilhängen niedergebrosene Blockwerk hat zusammen mit den kleinstückigen Schuttmassen die glazialen Spuren größtenteils verhüllt. Vor der Mündung des Kirchlbaches deutet der schon von Ampferer (3, S. 229) und von Penck (21, S. 204) erwähnte, nach Südsüdwesten weisende Gletscherschliff an einem Kalkfelsen neben dem Fahrweg auf eine talaus gerichtete Gletscherbewegung.

Um so überraschender kamen Funde von erraticischem Material unmittelbar bei der Larchetalm nahe der Ostecke des Jägerhauses. Das ist bereits 6 km innerhalb der Talmündung. Form und Größe dieser Stücke ließen den eventuellen Verwendungszweck nicht erkennen. Der Vollständigkeit halber mußte dieser Fund verbucht werden, um nicht später einmal den Vorwurf der Ungenauigkeit einstecken zu müssen.

Durch die eigenartig geformte, breite Lücke des Bäralpls (1820 m) in der Vorderen oder Nördlichen Kette konnte zweifellos Eis aus dem Karwendeltal in das bayerische Karwendel abfließen, was übrigens schon A. Rothpletz im Jahre 1888 (23, S. 432) vermutete. Ampferer (3, S. 227) hatte hier nordöstlich von Punkt 1834 (Alpenvereinskarte) einen „nach Norden abfallenden“ Gletscherschliff freigelegt. Es ist aber nicht anzunehmen, daß es Eis des Innletschers war, das hier aus dem Hochkarwendel in das Vorkarwendel abströmte. E. Fels (12, S. 49) schätzte hier die Mächtigkeit des abgehenden Eisstromes auf 300 m und Penck (19, S. 349/350) stellte sich nordseitig einen 300 m hohen Eisfall vor.

Größere Moränenmassen finden sich erst wieder am Talschluß, wo sie bei der Brücke über den Hochalmbach einsetzen und südlich der Bachschlucht bis über die Hochalm hinauf sich erstrecken und mit Unterbrechungen über den breiten, glazial ausgearbeiteten Hochalmsattel nach Osten reichen.

Wie Ampferer (3, S. 180) ganz richtig vermutete, ist dieser Sattel vom Eis überschritten worden, und zwar nach Osten, was man allerdings nicht direkt erkennen kann. Östlich der Paßhöhe (1791 m) ist typische Grundmoräne aufgeschlossen. Oftmalige Bemühungen, hier zentralalpines Material zu finden, waren erfolglos.

Aus diesem höchsten Teil des Karwendelgebirges hat somit Eis nach mehreren Richtungen abfließen können.

#### 9. Rechts der Isar von Scharnitz bis Mittenwald. (Der Westabfall der Vorderen Karwendelkette.)

Der ehemals befestigte Isardurchbruch des Karwendelgebirges bei Scharnitz heißt recht treffend Porta Claudia. Die westliche Be-

grenzung dieses an der Schuttsohle nur 400 Meter breiten Tores bildet zunächst das zur Arnspitzgruppe gehörende Arntalköpfli, im weiteren Sinne diese Berggruppe selbst. Gegenüber bricht das Westende der — geologisch betrachtet — hier zusammengeschweißten Vorderen und Hinteren Karwendelkette steil ab.

Der zum Brunnsteinspitz emporstrebende Kamm stand den andrängenden Eismassen im Wege. Ähnlich wie heute die Karwendelbäche, mußten sich damals auch die Lokalgletscher und die zu weit nach Osten in die Mündung der Karwendeltäler geratenen Eismassen des Innigletschers um diesen Pfeiler herum einen Abflußweg suchen. Gerundete Formen lassen sich an diesem Felssporn noch oberhalb des Brunnsteinkopfes (1904 m) allenthalben wahrnehmen. Sie setzen sich nach E. Fels (11, S. 3 und S. 13) bis 2109 m fort. Brunnsteinspitz (2179 m) und Rotwandlspitz (2193 m) dürften demnach gerade noch herausgeragt haben. Das stimmt mit dem Befund an der gleich hohen Großen Arnspitze gut überein.

Grundmoränen wurden an diesen überaus steilen Hängen an der Stoßseite der Eisbewegung kaum abgesetzt oder haben längst den Halt verloren. Das enge Tal ist durch den Eisstrom gleichsam ausgefegt worden. Dementsprechend ist auch der überlieferte Bestand an erraticem Material im Gegensatz zu den vielen Spuren an den Arnspitzen äußerst dürftig und bisher größtenteils unbekannt geblieben. Immerhin kann man zentralalpine Geschiebe am Brunnsteinspitz oberhalb Scharnitz bis auf die Höhe der Aussichtswarte (Fischler-Pavillon, 1140 m) sammeln. Das ist zwar nur 180 m über der heutigen Talsohle. Es ist aber wichtig im Hinblick auf Pencks Behauptung (18, S. 305, und 21, S. 103), daß der Abfall des Brunnsteinspitz ganz frei von zentralalpinem Material sei. Er schloß daraus, daß es Karwendeleis war, das sich um den Berg herumzog, ohne den Gipfel zu erreichen. Auch Ampferer (3, S. 240) war es nicht gelungen, „in größerer Höhe“ zentralalpine Geschiebe zu entdecken.

Die Steilheit des Geländes bleibt auch weiterhin auf dieser Durchbruchsstrecke für die Ablagerung und die Erhaltung von Moränen ungünstig. Solche gibt es nur an ganz wenigen Stellen in kartierbarer Ausdehnung, z. B. oberhalb der Brunnstein-Hütte von 1580 bis 1640 m Höhe. Auf 1600 m war mir hier noch der Fund zweier Erratika beschieden. Es war das einzige Vorkommen, das dem reichen erraticen Inventar der Arnspitzen entgegengehalten werden kann. Pencks Bemerkung (21, S. 102 oben), daß in diesem Gebiet nichts gefunden wird, ist somit überholt. In diesem Zusammenhang ist bemerkenswert, daß Penck (21, S. 102) in der südöstlich davon bis auf 2080 m eingesenkten Kammverflachung des Brunnsteinsanger (Roßanger) eine Abflußrinne des Karwendeltal-Gletschers vermutete. Der genannte Eigenfund beweist aber noch nicht, daß hier Ferneis übergeflossen ist.

Weitere nennenswerte Ansammlungen von Moränenschutt stellen sich näher gegen Mittenwald ein, und zwar am Steig im südlichen Teil des Leiterwaldes unterhalb des Leitersteiges. Aus dieser Gegend erwähnte schon Penck (18, S. 305) erratische Ge-

schiebe auf der Terrasse (1050 m) des Leiterwaldes. Hier wurde nun kristallines Material auch noch etwas höher, auf der „Hofhöhe“ bei 1100 m, getroffen. Das ist 170 m über der Schuttsohle des Isartales und nur mehr 100 Meter tiefer als der Leitersteig. Von diesem aber behauptete Penck (21, S. 65) wegen des Fehlens beweiskräftiger Geschiebe, daß er am Boden von Karwendeleis entlang führt, das die Ostseite des Tores durchmaß. Je mehr Erratika hier im Laufe der Zeit zum Vorschein kommen, desto unwahrscheinlicher wird diese wohl theoretisch aber praktisch nicht zutreffende Ansicht.

Der Westabfall dieser Vorderen Karwendelkette ist stellenweise sehr deutlich glazial geformt. Auffällig springt im Bilde dieser Landschaft der rundbuckelähnliche Lindlainerkopf (Lindlähnerkopf, 1795 m) vor, zu dem eine Steigaulage emporführt.

Auf dem Felsporn unterhalb der Mittenwalder Hütte war zur Zeit der Begehung auf rund 1300 m Höhe ein nach Nordnordosten weisender Gletscherschliff sichtbar.

Fast 300 m unterhalb wurden westlich der „Erzgrube“ am Beginn des Serpentinsteiges zwei zentralalpine Geschiebe bei 1030 m bemerkt. Auch noch im oberen Teil dieses Weges lag auf etwa 1215 m Höhe ganz nahe der Felswand ein Erratikum. A. Rothpletz (23, S. 431) erwähnte bereits Granit und Gneis aus der Gegend der Erzgrube in Höhen von 1050 m.

Nun ist aber die Weitung von Mittenwald erreicht, in der sich der Inngletscher neu entfalten konnte.

#### 10. Der Inngletscher im Tor von Mittenwald.

Die zwischen Wetterstein und Karwendel vermittelnde Gruppe der Arnspitzen hinderte den Gletscherstrom am ungestörten Abfließen aus der Seefelder Senke. Sie wirkte als Wehr, an dem sich die Gletschermasse staute, und gleichzeitig als Eisscheide, die zu einer Teilung des in breiter Front vorrückenden Gletschers führte. Linke Teile flossen nordwestlich durch das Leutaschtal ab und erzeugten Gletscherschliffe bei der Leutascher Schanze. Der Hauptstrom bewegte sich von Seefeld durch das Drahnachtal und über das nördliche Vorland der Seefelder Gruppe auf das eigentliche Karwendel zu. Vermehrt um das Eis der Lokalgletscher, zwängte er sich bei Scharnitz durch die Porta Claudia und hinterließ am Nordausläufer der Arnspitzen unweit südlich der Leutascher Klamm prächtige, von Albrecht Penck im Jahre 1930 entdeckte Gletscherschliffe<sup>1)</sup>. Hier, südlich von Mittenwald, fanden beide Eisstränge — der Leutascher Arm und der Gletscher des Isartales — wieder zusammen, um vereint weiter nach Norden vorzudringen.

Der Wettersteinkamm und das Westende der Vorderen Karwendelkette bildeten die äußere Begrenzung, den Rahmen, der nach dem Umfließen der Arnspitzen wieder vereinigten Gletscherströme. Die Durchtrittsstelle durch die Kalkhochalpen wurde das „Tor von Mittenwald“ genannt. An der gegenwärtigen Sohle des Isartales nur  $\frac{3}{4}$  km Breite erreichend, weitet es sich über den Rundbuckeln des

<sup>1)</sup> A. Penck, Der Gletscherschliff bei Mittenwald. Mittenwald 1930.

Burgberges und Grünkopfes hauptsächlich nach Westen. Tausend Meter über der Isar, in 1900 m Höhe — so hoch nahm Penck (18, S. 305) den Eisstand im Mittenwalder Tor an — hat diese Gebirgslücke fast 5.5 km Breite erlangt. Das ist aber immerhin erst halb so viel wie die Weite der Seefelder Senke in der Höhe der über ihr festgestellten Gletscheroberfläche.

Penck (18, S. 305) hat für das Tor von Mittenwald ein Eisgefälle von  $50\text{‰}$  errechnet und schreibt von einem „Sturz des Eises in der Enge“.

Nach der Befreiung aus der Umklammerung der Kalkhochalpen konnte sich die durch das Tor gepreßte und nun herausquellende Eismasse fächerförmig nach Westen über das viel niedrigere Werdenfelser Land zur Loisach und nach Norden längs der Isar ausbreiten. Damit war aber eine beträchtliche Dickenabnahme verbunden. Immerhin war der rundliche und mit erratischen Geschieben zentralalpiner Herkunft überstreute Hohe Kranzberg (1391 m) nordwestlich Mittenwald ganz vom Eise bedeckt. Die weitere Verfolgung des Inngletschers nach diesen Richtungen war aber nicht mehr Gegenstand der Untersuchung. Näheres hierüber bei Penck (18, S. 349 ff.).

#### 11. Der Inngletscher östlich der Isar bei Mittenwald.

Östlich der Isar bricht die nördlichste Kette des Karwendelgebirges steil ab. Die Gebirgskonturen schwingen sich aber zwischen Isar und Rißtal in der mit 2258 m gipfelnden Soiern-Gruppe noch einmal auf zu dem sogenannten Karwendelvorgebirge oder kurz Vorkarwendel. An dieser östlichen Umrahmung kann dank der genügenden Höhe und des Reliefs das Verhalten des Inngletschers nach seinem Austritt aus dem Tor von Mittenwald in mancher Hinsicht besser studiert und verfolgt werden als im Westen, am Fuß des Wettersteingebirges.

Die rechte Flanke des zentralalpinen Eisstromes schob sich am Gehänge östlich und nordöstlich von Mittenwald entlang und hat hier mancherlei Spuren hinterlassen, deren Kenntnis bei der geologischen Neuaufnahme der Alpenvereinskarte eine ganz erhebliche Vermehrung erfahren hat, insbesondere was die Fundhöhe anbelangt. Die geringere Steilheit des Geländes und mehrere tote Winkel haben hier die Ablagerung von Grundmoränen begünstigt.

Am pferer (3, S. 240) entdeckte wohl als Erster östlich Mittenwald in der Nähe des Ochsenhodens am Abhang gegen die Untere Kälber-Alpe mehrere zentralalpine Geschiebe in einer Höhe von 1200—1300 m. Penck (18, S. 307) identifizierte diese Fundortangabe mit der Ufermoräne des alten Dammkargletschers, wo tatsächlich südwestlich der Unteren Kälberalpe, beispielsweise in 1240 und 1250 m Höhe, also noch etwas oberhalb der Eintragungen in der geologischen Karte von F. Trusheim (26), fremde Geschiebe vorkommen. Es ist nun sehr bemerkenswert, daß gerade auf einer viel höher gelegenen Moräne dieses Dammkargletschers ebenfalls zentralalpine Findlinge liegen, und zwar dort, wo zwischen Predigtstuhl und Kreuzwand das nach Nordwesten

geöffnete Kar sich verengt. Hier stand früher auf dem linken Teil des Moränenwalles die Diensthütte der Alpinen Rettungsstelle. 80 Schritte westlich davon wurden in gleicher Höhe (1640 m) neben einem aufragenden Kalkblock drei vollkommen gerundete Stücke von Amphibolit, Gneis und Granitgneis bemerkt. Das größte hatte einen Längsdurchmesser von 33 cm. Die Steine waren immerhin so schwer, daß mutwilliges Einschleppen nahezu ausgeschlossen erscheint. Viel wahrscheinlicher und mit den bekannt gemachten und noch zu erwähnenden Funden gut vereinbar ist die Annahme, daß diese Erratika durch Ferneis um die Abbrüche der Westlichen Karwendelspitz-Gruppe herum von Nordwesten her in das Vordere Damkar gelangt sind.

Penck (18, S. 307) machte aufmerksam, daß das 25 km breite Gebiet zwischen der Unteren Kälber-Alpe und dem Seinsbach keine fremden Geschiebe geliefert hat. Ganz uneingeschränkt trifft das nicht zu, wie ein erratischer Fund am sogenannten Jägersteig südlich des Seinsbaches knapp westlich vom Moasterbrunngraben in 1240 m Höhe beweist. Penck (18, S. 307) hat erst wieder an der Mündung des Lausgrabens in das Seinsbachtal ein einziges Stück bei 1100 m gefunden. Nördlich des Seinsbaches sind diese Gebilde — wenigstens in Höhen bis 1100 m — häufiger. Nach Trusheim (26, S. 54 und Karte) steigt weiter gegen Norden ihre Verbreitungsgrenze an und geht am Nordwestabfall des Seinskopfes bis auf 1300 m. Der 1956 m hohe Seinskopf ragte über die Gletscheroberfläche auf, der Lausberg (1855 m) zeigt weit hinauf Rundung. Penck nahm hier die Eisoberfläche bei wenig über 1700 m an.

Beiderseits der Seinsbachklamm führt der Moränenschutt erratisches Material: südlich am Jägersteig oberhalb der Aschauer Alm bei 1080 m, nördlich der Schlucht am Abkürzungssteig zum Stichbödele auf gleicher Höhe. Folgt man nun von hier an dem Fahrweg, so kann man bis zur Ochsenalp mehrmals erratische Stücke treffen. Gegenüber der Ochsenalp schneidet der Weg östlich des Lausgrabens eine größere Moränenablagerung in 1170 m Höhe. Hier wurden von Penck (21, S. 128) die „obersten Geschiebe kristalliner Gesteine gefunden, die durch Inntaler Eis bis in dieses Tal gefrachet wurden.“

Penck (19, S. 355) hielt alle diese Einzelfunde bei der Kälberalpe und im Seinsbachtal für seitlich (in die Seitentäler) abgeirrtes zentralalpines Material. Trusheim hat sich dieser Auffassung ganz angeschlossen (26, S. 54). Dagegen sprechen aber nach den letzten Befunden die Verhältnisse weiter östlich, im Gebiete der Ferein-(Vereins)-Alm.<sup>8)</sup>

## 12. Ferein-(Vereins)alm-Sattel — Fermersbachtal.

Aus dem Seinsbachtal führt ein auf 1430 m erniedrigter Übergang in das Einzugsgebiet des Ribbaches. Das Verhalten des hocheiszeitlichen Inngletschers an dieser tiefsten Einsenkung zwischen der

<sup>8)</sup> Die Schreibweise Ferein der Alpenvereinskarte ist richtiger als das verballhornte Vereins (K. Finsterwalder, Mitteilungen des D. und Ost. Alpenvereins 1934, S. 31).

Vorderen Karwendelkette und der Soiern-Gruppe bildete eine bis jetzt unentschiedene Streitfrage.

Im Jahre 1882 ließ Penck (16, S. 67) es noch offen, ob ein Arm des Inngletschers sich über die Ferein-Alm nach dem Rißtal erstreckte. Es waren aber seither weiter im Osten an verschiedenen Stellen des Rißgebietes zentralalpine Geschiebe bekannt geworden und auch von H. v. Wolf in dem zum Sattel der Ferein-Alm führenden Fermersbachtal bis unterhalb der Brandel-Alm gefunden worden. H. v. Wolf (28, S. 259) schloß daraus, daß diese erratischen Stücke durch Ferneis über den Sattel der Ferein-Alm gekommen seien, wiewohl er hier kein Beweismaterial finden konnte.

A. Penck (18, S. 308) konnte dem entgegenhalten, daß zwischen dem Lausgraben bei der Ochsenalm (nördlich des Seinsbaches) und dem Fermersbachtal unterhalb der Brandel-Alm, mithin über eine Strecke von 8,5 km, jegliches zentralalpine Geschiebe fehle. Penck rechnete zwar eine Eishöhe von 1800 m für diese Gegend aus — im Osten mehr, im Westen weniger — und glaubte, daß dadurch ein Überfließen des Eises nach Osten verhindert worden sei. Die im Fermersbachtal und im Rißtal vorhandenen Erratika könnten aber nach Penck (S. 309) „beim Zerfall der Vergletscherung von unten her in das Tal gebracht worden sein“, also von einem bei Vorderriß abzweigenden Ast des Inn- oder eigentlich schon richtiger Isargletschers. Penck (19, S. 355) mußte alle diese Geschiebe notgedrungen für „abgeirrt“ erklären.

E. Fels (12, S. 50) hat dagegen Bedenken geäußert und wollte dem Haupttalgletscher keine so großen Leistungen zumuten. Er trat deshalb für eine genaue Nachprüfung ein. Penck selbst hielt auch noch später (21, S. 133) an seiner Auffassung fest. Die 1930 veröffentlichte, wohlthuend belebende Kartierungsarbeit von F. Trusheim (26, S. 54 und Karte) brachte gerade in diesem Punkte leider keinerlei Klärung. Trusheim schloß sich in Ermangelung neuer Funde in allem der Auffassung Pencks an.

In Kenntnis dieses Sachverhaltes war ich erstaunt, im Juni 1936 gleich beim ersten Betreten des Ferein-Alm-Sattels, das längst fällige erratische Material finden zu können. Ein kleines Amphibolitgeschiebe lag nahe östlich des Wegkreuzes, das den höchsten Punkt des Fahrweges anzeigt. Weitere Stücke waren näher gegen die Almhütte, ferner bei der Zollstelle und neben der ehemaligen Krimmer-Kofler-Hütte (Alpenvereinshütte) zu finden. Östlich der Sattelhöhe stehen nördlich des Weges niedere, behauene Grenzsteine aus Granit, die zweifellos zugeführt worden sind, wenn auch vielleicht nicht sehr weit.

Noch  $1\frac{3}{4}$  km weiter östlich traf ich gegenüber der Mündung des Hufachgrabens neben der Brücke über den Fermersbach in 1150 m Höhe einen 25 cm langen Biotitgneis. Der nächste Findling war von Trusheim (26, S. 54) erst 3 km talaus, reichlich 1 km unterhalb der Brandel-Alm angegeben worden. Hier hatten schon früher H. v. Wolf (28, S. 259) und Penck (18, S. 308) ein-

zelne Stücke entdeckt. Gegen das Rißtal hinaus werden diese exotischen Gesteine häufiger.

Der Sattel der Ferein-Alm ist also ganz normal von einem Arm des Inngletschers überschritten worden, dessen kristalline Hinterlassenschaft den eingeschlagenen Weg markiert. Daß auf der 2,5 km langen Strecke von dem vorläufig letzten Fund, östlich des Lausgrabens, bis zum Scheitelpunkt noch nichts gefunden wurde, hängt mit der starken und zum Teil recht jugendlichen Verschüttung dieses Abschnittes zusammen.

Durch diese Funde ist eine interessante und wichtige Streitfrage zugunsten desjenigen entschieden, der rein gefühlsmäßig den von Penck (18, S. 324) für „unrweisbar“ und „ausgeschlossen“ (S. 360) gehaltenen und bislang unbewiesenen Übertritt von Ferneis aus der Weitung bei Mittenwald auf kürzestem Wege nach dem Rißtal angenommen hatte. Mit Freuden bestätige ich dem 1925 in jungen Jahren verstorbenen, eifrigen Hans v. Wolf nachträglich diese vom damals führenden Quartärgeologen bestrittene Vermutung. Mit dieser einfachen Lösung entfallen zwei Annahmen Pencks: 1. Die Behinderung des Inntaler Eises durch die östlich der Ferein-Alm befindlichen und aus der Lücke des Bäralpl dauernd verstärkten Eismassen, die infolgedessen hier im Osten höher reichen sollten (18, S. 308). 2. Das Einwandern zentralalpiner Geschiebe von Norden aus dem Isartal bei Vorderriß in das Rißgebiet (19, S. 355). Näheres zur Frage der „abgeirrten“ Geschiebe im Allgemeinen Teil (Seite 200).

### 13. Hinterriß und das tirolische Rißtal.

In diesem abgelegenen, durch das Karwendel und durch die Risser Berge nach allen Seiten abgeschlossenen Gebiete würde man am allerwenigsten Spuren des Inngletschers erwarten.

Ein durchschnittlich 1800 m hoher Kamm bildet im Westen die Wasserscheide des Rißbaches gegen den Fermersbach. Er trägt bereits nahe der Ablösungsstelle vom Hochkarwendel, vom Fuß der Steinkarspitze an, trotz der brüchigen Gesteinsart (Hauptdolomit) eisgerundete Formen zur Schau. Im Norden endet er mit dem 1854 m hohen Vorderskopf, dessen oberster Teil aus der hier von H. v. Wolf (28, S. 267) bei 1800 m angenommenen Eisoberfläche aufragte, die aber Penck (18, S. 310) tiefer, bei 1700 m, ansetzte. Südlich dieser eigenartig gekappten Erhebung ist fast 600 m tiefer die Vordersbacher Au (1277 m) eingemuldet. H. v. Wolf (28, S. 259) konnte kristalline Gesteine aus dem Fermersbachtal über diesen Sattel in das Rißtal verfolgen.

Die Verbreitung zentralalpiner Materials im bayerischen Teil des Rißtales, das im Einflußbereich des nahen Isargletschers lag, war schon lange bekannt. F. Levy fand, wie H. v. Wolf (27, S. 279, und 28, S. 259) mitteilte, sogar noch auf der Stufenhöhe des Tortales südlich von Hinterriß mehrere Amphibolite und v. Wolf konnte sich bald selbst überzeugen, daß zentralalpine Gesteine auch im Leckbachgraben, zwei Kilometer nördlich von Hinterriß, vorkommen. Diese Funde und die erratischen Stücke in der Vordersbachau bis hinüber zur Brandel-Alm zwangen ihn zur Annahme einer

Einwanderung über die Senke der Fercin-Alm, wiewohl der entscheidende Beweis nicht zu erbringen war. Im oberen Rißtal spähte v. Wolf vergebens nach erratischen Geschieben.

Eigene Funde aus den Jahren 1938 und 1939 setzen nun die Reihe der doch ziemlich seltenen Fremdgesteine in das oberste Rißtal fort. Westlich Hinterriß wurde ein kleiner, eckiger, feldspatreicher Amphibolit in der rechtsseitigen Moräne am Ausgang des Rontales oberhalb des Weges auf 1060 m, 140 m über der Talsohle getroffen. Östlich Hinterriß lag ein erratisches Stück oberhalb des Jagdschlusses südlich vom Mitterschlaggraben auf 1140 m.

Südlich Hinterriß, wo F. Levy Amphibolite auf der Stufenhöhe des Rontales gesammelt hatte, lagen meine Funde etwas unterhalb der Stelle, wo der Abkürzungssteig den weit ausholenden Fahrweg erreicht (980 m). Nicht weit davon dürften die ersten Stücke gefunden worden sein. Erstaunlich ist, daß man das fremde Material auch noch in das innere Tortal hinein verfolgen kann. Fundstellen waren hier, wo das felsige Bachbett endet und etwa 170 m südlich davon auf Bachschottern. Das am weitesten talein gesehene Stück lag in der „Karau“ an der Talbiegung bei 1180 m. Nach seiner jungen Schuttunterlage zu schließen, mußte es früher höher gelegen sein. Auf welchem Wege sich das Stück in diese entlegene Gegend verirrt hat, bleibt einstweilen ungeklärt. Aus dem oberen Rontal führt ein bis auf 1815 m eingeschnittener und unzutreffend als Torscharte bezeichnetes Sattel in das Tortal herüber.

In den Flußschottern der „Neuner-Reisen“ südlich des Rißbaches gegenüber dem Gasthaus „Alpenhof“ steckte ein Glimmerschiefer und ein zweites Stück lag am Oberrand dieser Schotterablagerung auf dem Steig vor der Einbiegung in das Johannestal bei ca. 1070 m, 120 m über der Schuttsohle.

Der östlichste Fund im Rißtal glückte wieder im Moränenschutt, und zwar am Labboden (1100 m) nördlich des Rißbaches, 13 km östlich der Garberlhalpe, 5,5 km innerhalb der Kirche von Hinterriß. Es war ein feinkörniger Gneis.

Trotz der Abgeschlossenheit des oberen Rißgebietes bestehen für die hier angetroffenen exotischen Geschiebe, die vermutlich nicht die einzigen sein werden — wenigstens theoretisch — mehrere Bezugsmöglichkeiten. Naheliegend und für einige Funde zweifellos zutreffend, ist jene bereits mehrmals genannte Ableitung aus dem Westen über den Sattel der Fercin-Alm herüber. Noch nicht erwiesen ist der Zufluß von zentralalpinem Eis aus dem Karwendeltal über den Hochalmsattel (1791 m) in das Johannestal.

Im Osten könnte zentralalpines Eis aus dem Achenseegebiet durch den nicht mehr untersuchten Plumssattel (1649 m) eingedrungen sein, über den nach der herrschenden Meinung nur Karwendeleis aus dem Rißtal nach Osten abgeströmt sein soll (3, S. 180; 27, S. 244 und S. 265). Die erwähnte Fundstelle am Labboden ist vom Plumssattel 6 km entfernt.

Weiter südlich käme der Sonnsattel (1834 m) südwestlich des Sonnjoches in Betracht und schließlich das noch höhere Nördliche (= Westliche) Lamsenjoch (1933 m). An keinem dieser östlichen Ein-

gänge in das Karwendel hatte sich bisher ein Anhaltspunkt für eine Überschreitung durch den Inngletscher ergeben. H. v. Wolf (27, S. 279) meinte allerdings gerade von der höchsten und südlichsten der drei in Rede stehenden Einkerbungen, es wäre nicht ganz ausgeschlossen, daß von Osten her über die beiden Lamssättel zeitweilig geringe Eiszuflüsse erfolgt sind. Er stützte sich dabei auf die damals (1922) allein bekannten Amphibolite F. Levys im Tortal und, wie anschließend noch dargelegt wird, auf den angeblich erratischen Fund eines Melaphyrs. Hier muß zuerst ein beweiskräftiger Eigenfund eingefügt werden, der 1941 in Gestalt eines 8 mm messenden, gerundeten kristallinen Gesteinsplättchens nahe nördlich oder nordöstlich von den Wegtafeln am Westlichen (Nördlichen) Lamsenjoch (1933 m) glückte. Er beweist vorerst nur, daß der noch immer hochgeschwollene Hauptstrang des Inngletschers mindestens bis hierher vordringen konnte. Man darf aber daraus ableiten, daß auf diesem Wege Erratika auch in das südöstliche Einzugsgebiet des Ribtales, in das Engtal, gelangen konnten. Der Fund am Labboden spricht beispielsweise eher für einen Bezug aus dem Osten.

Adolf Pichler (22, S. 920) hat im Jahre 1876 nordwestlich vom Lamsenjoch am Abstieg vom Binsjöchl (= Gramsjoch, Punkt 1903 der Alpenvereinskarte) zur Binsalm einen fast fußgroßen erratischen Block eines dunklen „Melaphyr-artigen Gesteins“ gesehen, dessen Anstehendes er „irgendwo in den Nördlichen Kalkalpen“ und nicht, wie v. Wolf (27, S. 168) schrieb, in der Nähe vermutete. Wolf bemerkte dazu noch, daß über diesen Block nichts mehr bekannt geworden ist, was nicht ganz zutrifft. A. Cathrein hat das Gestein mikroskopiert<sup>9)</sup>. Überholt ist aber v. Wolfs Angabe, daß in dieser Gegend seither kein derartiges Gestein gefunden wurde. In der Zwischenzeit hat nämlich Max Richter<sup>10)</sup> 1928 aus der Jungschichten-Zone am Ladizjöchl im Südteil der Falkengruppe Diabase beschrieben. Bei der geologischen Neuaufnahme des Karwendelgebirges konnte ich solche Schmelzgesteine noch weiter östlich, bis in das Engtal, ermitteln. Ich wage daher jetzt das, was schon Ampferer (3, S. 555) vermutet hatte, zu behaupten, daß nämlich auch Pichlers scharfkantiger Block, der auf ihn so großen Eindruck machte, daß er ihn auch später<sup>11)</sup> noch einmal in seinen Streifzügen erwähnte, ein Glied in der Kette dieser dunklen Schmelzgesteine bildet, welche an die hier durchziehende Deckengrenze gebunden erscheinen. Adolf Pichler konnte diese Zusammenhänge vor zwei Menschenaltern freilich noch nicht wissen, aber das Gestein erinnerte ihn doch schon an seinen ein Jahrzehnt früher entdeckten „Ehrwaldit“ am Westabbruch des Wettersteingebirges, der dort unter ganz ähnlichen Verhältnissen auftritt und auch in der Mineralführung nahesteht. Es bleibt nur zu hoffen, daß die wertvolle Beobachtung Adolf Pichlers künftig nicht mehr falsch ausgelegt wird.

So eröffnen sich für den Bezug der spärlichen erratischen Gesteine im oberen Ribßgebiete doch verschiedene, noch immer zu wenig erforschte Möglichkeiten, jedenfalls mehr, als man fürs erste annehmen würde. Auf Grund der Erfahrung am Lamsenjoch verdienen auch die übrigen, zwar tieferen, nur scheinbar leichter überschreitbaren, in Wirklichkeit aber dem Machtbereich des Innglet-

<sup>9)</sup> Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt, Jahrgang 1890, Wien 1890, S. 7.

<sup>10)</sup> Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, Jahrgang 1928, Wien 1928, S. 117.

<sup>11)</sup> Adolf Pichler: „Kreuz und quer“. Leipzig 1896, S. 132.

schers mehr entrückten Einschnitte der östlichen Umrahmung des Engtales — Sonnsattel und Plumssattel — nach zentralalpinen Spuren abgesucht zu werden.

Damit ist aber die Verfolgung und Beschreibung der Spuren des Seefelder Inngletscher-Armes am östlichen Rand seines hier überhaupt möglichen Einflußbereiches angelangt. Die weiter östlich gelegenen Berge und Täler sind schon unter den Einfluß des südlich vom Karwendelgebirge im Inntal strömenden Hauptstranges des Inngletschers geraten.

#### 14. Die Südseite der Seefelder Gruppe.

Am Ostrande der weiträumigen Seefelder Paßlandschaft bildete die Reitherspitze als westlichster Vorsprung des Karwendelgebirges eine wichtige Gabelungsstelle des Inngletschers. Der dem Inntal folgende Hauptstrang, der eigentliche Inngletscher, strömte auf seinem Weiterweg nach Osten zunächst am Südaufgang der Seefelder Gruppe entlang.

Die an der Reitherspitze nachgewiesene Mindesteishöhe von 2250 m und die bei der Eppzirler Alm (S. 166) gefundenen kristallinen Geschiebe lassen es glaubhaft erscheinen, daß nicht nur Eis, sondern auch mitgeführter Schutt aus den Zentralalpen über den bis auf 2083 m eingesenkten Ursprungsattel nach Norden in das Innere der Seefelder Gruppe gelangen konnten. Die dem Inntal zugekehrte Seite der Seefelder Berge läßt allenthalben Spuren der Gletschertätigkeit erkennen. Ihre Vorberge zeigen durchwegs Rundung. Die steilgestellten Bänke des dünngegliederten und brüchigen Hauptdolomits haben die Entstehung eines stark zerfurchten Reliefs begünstigt. Erratisches Material ist daher vorwiegend auf den Rücken zu suchen, wenn man es noch am ursprünglichen Ablagerungsplatz finden will. Hingegen hat das in den Gräben und Schluchten vorhandene zentralalpine Geschiebe bereits einen Abwärtstransport hinter sich.

Über eine für die Höhe von 1500 m besonders reiche Bestreuung mit Gneisblöcken führt der Weg zum Solsteinhaus unterhalb der Solenalpe. Hier war die linke Gletscherflanke gleichsam in eine Sackgasse geraten, aus der nur die über 1800 m befindlichen Eismassen einen Ausweg fanden. Wie schon S. 168 ausgeführt, ist 7 km östlich der Seefelder Senke durch die im Ausstrich der verhältnismäßig leicht zerstörbaren Raibler Schichten angelegte und schon damals vorhandene Lücke des Erlsattels (1800 m) wiederum ein Gletscherarm in nordöstlicher Richtung zum Tal von Groß-Kristen abgezweigt. Seine Dicke betrug nachweislich über 100 m bei einer Breite von  $\frac{3}{4}$  km. Es ist aber nach den Verhältnissen an der Reitherspitze eine viel größere Mächtigkeit anzunehmen. E. Fels (12, S. 47) schätzte sie auf 400 m, was eine Breite von 15 km ergeben würde. Spätestens im äußeren Gleierschtal hat sich das hier übergeflossene Eis mit jenem vermengt, das aus der Seefelder Senke nordostwärts vorstieß.

Kartenmäßig darstellbare Grundmoränen finden sich erst unterhalb 1400 m. Man trifft sie hauptsächlich an mäßig geneigten Hän-

gen bei Reith und Leithen, wo sie dank der günstigen mineralischen Zusammensetzung geeignete Böden für Ackerbau und Wiesenvirtschaft liefern. Ferner am Zirler Berg, dann wieder ober der großen Bahnschleife über den Zirler Schloßbach, bei der Heilanstalt Hochzirl sowie unterhalb und östlich des Bahnhofes Hochzirl. Es handelt sich fast durchwegs um typische, schlammreiche, im trockenen Zustande sehr feste, schichtungslose Grundmoräne mit den schönsten polierten und gekritzten Geschieben kalkalpiner Gesteine. Damit vermengt, begegnet man hier einer Musterkollektion meist rundgeschliffener Blöcke und Geschiebe zentralalpiner Herkunft, besonders auffallend sind darunter die äußerst widerstandsfähigen Granatamphibolite aller Korngrößen aus den Ötztaler Alpen. Alles in allem eine Geschiebeführung, wie man sie sich gar nicht schöner und reichhaltiger wünschen könnte.

Wenn die Auflagerungsgrenze dieser Moränen auf dem felsigen Untergrund bloßgelegt wird, kann man außer der Glättung der Felsen meistens auch noch Kratzspuren der im Eis eingebackenen Gesteinssplitter wahrnehmen. Solche Schliffstellen sind aber recht vergängliche Gebilde, weshalb man sich zweckmäßig selbst ein Stückchen Grenzfläche freilegt.

#### 15. Die südlichste Karwendelkette (Innsbrucker Nordkette).

Mit dem Solstein beginnt die bis zum Halltal reichende, 17 km lange Kalkmauer der südlichsten der vier Karwendelketten. Der Große Solstein selbst bildet geologisch, d. h. was Gestein, Struktur und Stellung im Gebirgsbau anlangt, das Gegenstück zur Hohen Munde, mit der er außer der fast gleichen Höhe auch die abgerundete Form gemeinsam hat, die im Anblick von Westen und Süden besonders auffällt. Hier wie dort muß diese Rundlingsform hauptsächlich durch die gewölbartige Aufbiegung erklärt werden, doch ist eine Uherarbeitung durch das Eis unverkennbar.

Im Südteil der Solstein-Gruppe ist die schleifende Tätigkeit des Inngletschers, abgesehen von den Rundformen und treppenförmigen Absätzen<sup>12)</sup> des Heechenberges und oberhalb der Martinswand, auch durch einige Gletscherschliffe bezeugt, die hier sehr tief, fast bis an die heutige Sohle des Inntales herabreichen. Am leichtesten zugänglich sind diese östlich von Zirl an dem 1936 begonnenen Güterweg, der, weit nach Osten ausholend, auf die Höhe der Mündungsklamm des Brunntales führt. Hier wurden damals prächtige Gletscherschliffe mit allen Details entblößt, aber schon nach wenigen Jahren waren die geglätteten Flächen rau und unansehnlich geworden. Immerhin bleiben noch für längere Zeit wenigstens die Formen sichtbar und an den Rändern kann man sich bei Bedarf selbst frische Schliffstellen freilegen. Gut erhaltene Schliffe erkennt man auch unmittelbar westlich des Gebäudes an der Haltestelle „Ausweiche“ der Karwendelbahn und etwa 15 km westlich davon bei Bahnkilometer 8-25.

<sup>12)</sup> Diese Geländestufen sind am besten von einem erhöhten Standpunkt im Nordwesten, etwa von der Reitherspitze aus, zu überblicken.

Moränenschutt mit zentralalpinem Material wurde hauptsächlich an den sanfter geneigten Gehängen beiderseits des Brunntales abgelagert, wo er große Flächen des Anstehenden bedeckt. Er liefert auch die geeignete Unterlage für die Zirler Mähder.

Höher hinauf reichen die Erratika aus den Zentralalpen, was teilweise schon lange bekannt ist. Adolf Pichler wußte sie bereits vor bald hundert Jahren am Solstein und an den Zirler Mähdern in Höhen bis 5000 Fuß (1600 m). Melchior Neumayr (16, S. 53) fand in einer der Schluchten am Südgehänge des Solsteins unweit der Zirler Mähder in ungefähr 2000 m Höhe viele erratische Stücke. Die Stelle läßt sich nicht ermitteln, die Höhenangabe dürfte aber entschieden zu hoch gegriffen sein. Es kann sich dabei nur um das Gebiet nördlich der Neuen Magdeburger Hütte handeln. Tatsache ist, daß sich hier kleinere Geschiebe am Solsteinsteig bis 1840 m und auch an den Zirler Schützensteigen finden ließen. Sie vermitteln zu den Fremdgesteinen am Erlsattel (vgl. S. 168). Ziemlich viele erratische Blöcke hat das Eis des Imngletschers in dem flachen Sattel des Martinsberges (1650 m) östlich der genannten Hütte hinterlassen. Südlich traf ich kleine Stücke bis auf die Höhe des Kirchberger Köpfls (1850 m), woraus zu schließen ist, daß der Heechenberg (1941 m) unter der Eisoberfläche verschwunden war. Es ist erstämlich, daß an den Steilabfällen des Heechenberges gegen das Inntal sich erratische Geschiebe überhaupt festsetzen und die vielen Jahrtausende überdauern konnten.

Kleine Reste von Grundmoränen mit kristallinen Bestandteilen beiderseits der Kranewitter Klamm bezeugen das präglaziale Alter dieses tiefen Einschnittes, wenigstens in seinem oberen Teil.

Östlich der Kranewitter Klamm sind erratische Stücke im Walde unterhalb der ehemaligen Aspachhütte bis über 1500 m nicht selten.

Noch weiter im Osten trägt die markante Schulter des Achselkopfes (1572 m) zentralalpine Findlinge. Höher hinauf trifft man die Fremdgesteine am Achselboden, noch häufiger aber bei der abgebrannten Nairzhütte (1743 m). Nach oben werden sie nun immer seltener. Ein Stück lag am Steig östlich vom Schneekar bei 1940 m. Die zu höchst gefundenen Stücke befanden sich am Brandjochboden genau südlich des Brandjochkreuzes in 1970 m Höhe. Diese Stelle hatte A. Penck (17, S. 261 und 268), der erratische Geschiebe nicht so weit hinauf verfolgen konnte, aus morphologischen Gründen (Rundbuckelformen, Schliffkehle) für vergletschert gehalten. Wohl aber hatte hier O. Ampferer die Fremdgesteine bemerkt (2a, S. 276, und 6, S. 737). Die Höhenangabe 1980 m dürfte um 10 m zu hoch sein. Die Quarze, Amphibolite usw. sind in dieser Höhe noch sehr gut gerundet. Die ergiebigste Fundstelle befand sich unmittelbar westlich der von Kartenpunkt 1967 (Alpenvereinskarte) bergseitig gelegenen Geländemulde. In der Nähe wächst die Rostrote Alpenrose auf kalkigem Untergrund. Der nördlich ansteigende Hang ist für die Aufbewahrung der Erratika, jedenfalls für größere Stücke, zu steil.

Ungemein reich an zentralalpines Material ist die Moränenablagung auf dem Rücken oberhalb der Höttinger Alpe in 1500 bis 1560 m Höhe. Einzelne Geschiebe gehen bis 1740 m, das größte ist 1 m lang. Angeblich liegt ein großer Findling im Haldenschutt unterhalb der Westlichen Sattelspitze in der Gegend des Sulzköpfls. Weitere Fundstellen von Westen nach Osten: Am Gerschrofen südlich der Seegrube auf 1760 m, östlich der Bodensteinalm auf 1600 m, am Ärzeler Horn bei 1720 m.

Das tiefere Gehänge der Nordkette zwischen 1300 und 600 m verkleidet vielmals eine hier weitverbreitete Grundmoränendecke des Inngletschers mit reichlicher zentralalpiner Geschiebeführung neben viel kalkalpines Material. Im Rahmen dieser Abhandlung soll auf jene bereits viel erörterten Bildungen nicht eingegangen werden.

Ein Glücksfund an den Gleiersköpfeln,  $\frac{1}{2}$  km östlich vom Hafelekar, in 2275 m Höhe, stellt alle bisherigen Funde in den Schatten. Einige Meter oberhalb des Goethe-Weges kam ganz nahe unter dem Grat am östlichsten Köpfel (2279 m) beim Suchen und Herumstochern im Rasen ein kleiner runder Quarz zum Vorschein. Das Stück kann als Beweis dafür gelten, daß die südlichste Karwendelkette nördlich von Innsbruck, 1700 m über der heutigen Talsohle, vom Eis des Inngletschers bei seinem Höchststand überschritten werden konnte. Es drängt sich unwillkürlich der Gedanke auf, ob jedes weitere Bemühen um die Auffindung und Höherverfolgung erratischer Geschiebe unter diesen Umständen überhaupt noch einen Sinn hat. Bei genauerer Überlegung zeigt sich, daß das Stück gar nicht aus der Reihe fällt. Trotzdem es 300 m über den nächst niedrigeren Funden liegt, fügt es sich immer noch ganz gut in den Rahmen der bisher bekanntgewordenen Findlinge ein. Das Erratum liegt zwar höher als das oberste an der Reitherspitze, von dem aber niemand behaupten kann, daß es tatsächlich das zu höchst abgelagerte darstellt, und auch etwas höher als der dort angenommene Eisstand, der aber immer nur als Mindeststand gelten kann. Viel wichtiger ist die Tatsache, daß der Inngletscher im Raume von Innsbruck starke Zuflüsse erhalten hat, und zwar durch den in die rechte Flanke einmündenden Sellrainer Gletscher und vor allem durch die vereinigten Gletscher des Sill- und Stubaitales. Man darf nicht annehmen, daß die Eisoberfläche stromab dauernd und gleichmäßig an Höhe verloren hat. Die ansehnlichen Zuflüsse aus den Zentralalpen haben so viel Eis gebracht, daß sich diese Volumvermehrung in Pressungen, Stauungen und somit in einem Höherrücken der Gletscheroberfläche auswirken mußte. Die leider noch viel zu wenig beachteten erratischen Gebilde südlich des Inn könnten brauchbare Anhaltspunkte geben. An der Saile (Nockspitze) traf ich beispielsweise 1947 nordnordöstlich vom Halsübergang ein Erratum auf 2120 m Höhe.

Es ist in diesem Zusammenhang ganz interessant, einmal das allmähliche Hinaufschrauben der erratischen Obergrenze des Inngletschers nördlich von Innsbruck an Hand der Literatur zu verfolgen. Nachstehende Übersicht ist von unten nach oben zu lesen.

Höhe	Fundort	Jahr	Finder	Schrifttum
2275 m	Gleierschköpfel	1940	G. Mutschlechner	—
1970 m	Brandjochboden	1902	O. Ampferer	2a, S. 276
1945 m	Oberhalb Achselkopf	vor 1891	A. v. Kerner	17, S. 261
über 1900 m	Gegend des Brandjoch- bodens	1890	A. Penck	17, S. 261 u. 268
1700 m	Oberhalb Höttinger Alm	1890	A. Penck	17, S. 261 u. 268
1670 m	Oberhalb Höttinger Alm	1880	A. Penck	16, S. 53 u. 462

Dementsprechend mußte auch die Gletscheroberfläche bei Innsbruck immer wieder höher verlegt werden. Hatte Penck im Jahre 1882 (16, S. 53) diese hier noch bei 1700 m angenommen, so mußte er sie später selbst höher ansetzen: im Jahre 1902 (17, S. 268) bei rund 2200 m und schließlich 1925 (19, Kartenskizze auf S. 350) noch etwas höher, bei etwa 2250 m. Dieser Wert genügt nach dem mitgeteilten Fund an den Gleierschköpfeln auch nicht mehr. Die Eisoberfläche an der Innsbrucker Nordkette im Meridian von Innsbruck muß streng genommen auf mindestens 2275 m, also rund 2300 m, veranschlagt werden. Die südlichste Karwendelkette hätte aber bei diesem Eisstand an mehreren Stellen überschritten werden können. Eine zu Kontrollzwecken unternommene Suche auf dem mir dafür geeignet erscheinenden Gelände der relativ flachen Böden nördlich des Langen Sattels (oberhalb der Höttinger Alm) in 2200 bis 2300 m Höhe blieb vorläufig ohne das erhoffte Resultat, was aber noch nichts gegen die erratische Natur des genannten Fundes besagt. Bodenproben vom Langen Sattel enthalten hellen Glimmer.

A. Penck<sup>18)</sup>, H. v. Wolf (27, S. 227/228) und J. Sölch (25, S. 101) erwähnten die prächtige Schliffgrenze über der Höttinger Alm, die einem Eisstand von mindestens 2000 m, aber noch nicht dem Höchststand entspricht. Schliffgrenze und Eisstromhöhe fallen hier nicht zusammen. Deutlich sieht man von der Stadt aus auch die abgeschliffenen Schichtköpfe der Herzwiesen unterhalb des Arzeler Horns.

An der Arzeler Scharte (2160 m) hat sich ein Eisübertritt in das Pfeis-Gebiet nicht exakt feststellen lassen. Es ist mir hier aber am Weg zur Pfeis-Hütte im Humus, bezw. im Rohhumus ein anders nicht recht erklärbarer Reichtum an Quarzkörnchen und hellem Glimmer aufgefallen. Für das Kreuzjochl (2130 m) östlich der Rumer Spitze ist der Nachweis nicht gelungen.

An der Rumer Spitze glaubt man von Innsbruck aus in 2160 m Höhe einen gesteinemäßig nicht motivierten Gefällsknick zu erken-

<sup>18)</sup> A. Penck: Die Höttinger Breccie und die Inntalterrasse nördlich Innsbruck. Abhandlungen der Preuß. Akademie der Wiss., Jahrg. 1920, Berlin 1921. Seite 98.

nen. An den Steilhängen dieses Berges wurde kristallines Material vorläufig nur bis 1600 m Höhe konstatiert. Tiefer ist es schon an dem Serpentinweg oberhalb der Rumer Alm leicht zu finden. Reich an fremden Blöcken und Geschieben sind die Moränenmassen in der Umgebung der Enzianhütte und auf der Terrasse des Puren- und Rechenhofes sowie oberhalb der Dörfer Rum und Thaur. In der sogenannten Winterkühl, oberhalb Thaur, lag nach Ampferer und Hammer (1, S. 326) der größte Irrblock des südlichen Karwendelgebirges. Er war ca. 5 m hoch, 8 bis 10 m lang und 3 m breit. Aus solchen Blöcken wurden im vorigen Jahrhundert die schönen Brunnenröge gemeißelt, von denen man beispielsweise in Thaur noch mehrere bis 6 m lange, aus einem Stück gefertigte sehen kann.

Ein leicht zu findender Riesenblock — übrigens der größte mir vom Südrand des Karwendelgebirges bekanntgewordene — liegt auf dem Hungerhurgplateau 125 Schritte westlich von der dicksten Fichte der ganzen Gegend, die unter dem Namen „Maria im Walde“ bekannt ist. Es ist ein Gneisblock von 7,5 m Länge und fast 3 m Breite. Der bisher feststellbare Umfang des Steines beträgt 18 m.

Bei einer Wanderung auf dem Höhenweg von der Findlalm über die Thaurer Alm zum Törl kann man immer wieder Steine aus den Zentralalpen erkennen. Besonders in dem Tälchen nördlich der Kaisersäule und an dem Törl (1773 m) genannten Übergang in das Halltal sind sie geradezu häufig. Von hier hat sie bereits Adolf Pichler im Jahre 1859 erwähnt.<sup>14)</sup>

Der östlich vom Törl gelegene Bergzug der Zunterköpfe mit Erhebungen bis 1965 m zeigt ausgesprochene Rundformen. Daß dieses Gebiet vom Eis überflossen war, bestätigen mehrere zentralalpine Geschiebe. Über dieses relativ niedere Ostende der Innsbrucker Nordkette konnten beträchtliche Eismassen das obere Halltal auf kürzestem Wege erreichen.

#### 16. Lafatscher Joch und Bettelwurfkette.

Unterhalb Innsbruck werden die W—O streichenden Karwendelketten von dem hier beinahe nach Nordosten verlaufenden Inntal der Reihe nach abgeschnitten. So kommt es, daß mit dem Niedrigerwerden der Innsbrucker Nordkette bereits nördlich des Halltales die zweite Karwendelkette (von Süden gerechnet) unter den Einfluß des Inngletschers geraten konnte, der über das Törl in das Halltal gelangt war.

Diese 25 km messende Gleierschkeite hat in ihrer ganzen Länge nur einen einzigen Übergang frei gelassen. Es ist das Lafatscher Joch, ein bis auf 2085 m eingetiefter Talrumpf, jetzt Paßgebiet. Der Gebirgskamm ist an dieser Stelle um 500 Meter erniedrigt. Die geringe Höhe einerseits, die etwas abseitige Lage vom Inngletscher und dessen hoher Stand über Innsbruck andererseits, lassen hier das Verhalten des Inngletschers besonders interessant erschei-

<sup>14)</sup> A. Pichler: Aus dem Inn- und Wipphale. Zeitschrift des Ferdinands, Dritte Folge, 8. Heft. Innsbruck 1859, S. 170.

nen und einen Übertritt des Eises erwarten. Der Übergang zeigt sehr deutlich die Formen einer Rundbuckellandschaft. Tatsächlich hat hier E. Fels im Jahre 1920 als erster, und zwar auf der nördlichen Abdachung, bei etwa 1950 m, über ein Dutzend zentralalpine Gescbiebe nachgewiesen (27, S. 168). Fels selbst (12, S. 48) gab später eine etwas abweichende Schilderung der Fundumstände. Darnach fand er auf dem Wege beim sogenannten Durchschlag, fast 200 m unterhalb (nördlich) der Jochhöhe, in 1890 bis 1900 m Höhe die zentralalpinen Gescbiebe und 1927 weitere abseits des Weges. Unabhängig von Fels' ersten Funden sind fast gleichzeitig und später immer wieder an den bekannten Stellen, aber auch auf der Jochhöhe, Funde geglückt (27, S. 258). Soviel mir bekanntgeworden ist, zählte H. Kinz l zu den ersten Sammlern. Ich kenne die Amphibolite von Punkt 1898 beim Durchschlag.

H. v. Wolf (27, S. 258) und E. Fels (12, S. 48) führen nördlich vom Joch einen nach Norden gerichteten Gletscherschliff an. Penck (18, S. 307) fand 1909 auf der Sattelhöhe einen nach Süden weisenden Gletscherschliff und schloß daraus, daß auch Karwendel-eis zum Inntal geflossen ist. Man vergleiche hierzu E. Fels (12, S. 48).

Aus den bis 2130 m hinaufreichenden Rundungen gelangte E. Fels zu der Annahme einer Eisoberfläche von mindestens 2150 m über dem Joch. Somit war der Eisstrom etwa  $\frac{1}{2}$  km breit und an der dicksten Stelle etwa 100 m mächtig.

So läßt sich hier das Überfließen eines ganz unbedeutenden Eisarmes aus der linken Gletscherflanke erkennen. Trotzdem liefert diese Belegstelle einen überaus wichtigen Beitrag, erlaubt sie doch Rückschlüsse auf die Eishöhe bei Innsbruck. Die von Fels angenommene Mindesteishöhe von 2150 m über dem von der Längsachse des Inngletschers 6 km entfernten Lafatscher Joch verlangt geradezu einen Gletscherstand von etwa 2250 m über Innsbruck. Das kommt aber wieder dem Fund östlich des Hafelekares sehr nahe und beweist, daß dieser — in einem größeren Rahmen betrachtet — eigentlich gar nichts Außergewöhnliches darstellt, so daß seine Anerkennung als Erratum berechtigt ist.

Das S. 170 erwähnte Erratum auf dem gerundeten Reps und die Findlinge im Hinterautal können diesem Ableger des Inngletschers entstammen.

Oh das über das Lafatscher Joch abgeflossene Ferneis sich nördlich der Gleierschkeite auch über den Haller Anger und den Längssattel von Überschall (1910 m) nach Osten zum Vomper Loch ausgebreitet hat, konnte noch nicht geklärt werden. H. v. Wolf (27, S. 279) stellte sich den Bettelwurfstock von einem Inngletscherzweig umflossen vor und Penck (21, S. 38) hat dies in der letzten Fassung seines Vergletscherungskärtchens zum Ausdruck gebracht. Hingegen nahm E. Fels (12, S. 49 und S. 52) bei Überschall eine Eisscheide an.

Die östlich des Lafatscher Joches in der dritthöchsten Spitze (2725 m) des Karwendelgebirges gipfelnde Kalkmauer wird als Bettelwurfkette bezeichnet. Die außerordentliche Steilheit ihrer

Flanken macht hier das Suchen nach erraticischem Material zu einer vergeblichen Mühe. Nur an dem weniger steilen Fußgelände wurden Erratika bemerkt. Man trifft solche ganz vereinzelt z. B. auf dem von der Alpensöhnehütte (Winklerhütte) im Halltal nach Osten führenden Gnadenwalder Höhenweg. Ostwärts nimmt ihre Häufigkeit merklich zu. So kann man sie mehrmals in dem großen bewachsenen Haldengebiet der Zunterseite westlich der Hinterhorn-Alm begegnen. Das oberste Stück lag hier über der kleinen Felsinsel bei 1670 m am Fuß des Walder Zunterkopfes. Im Verlande von Moränen findet man sie westlich der eben genannten Zunterseite, ferner nordöstlich der Hinterhorn-Alm und sehr reichlich unterhalb der Alm auf dem Pirchschrofen. Auf einer Verflachung südlich der Almhütten in 1415 m Höhe ruht unweit östlich des Steiges ein 3 m langer Glimmerschieferblock.

Inngletscherschutt mit kristallinen Blöcken und Geschieben ist schon lange aus dem Gebiet der Walder Alm bekannt. Ampferer (1, S. 326) gibt solche bis 1650 m an. Der Gletscher muß hier aber noch viel höher, bis 2100 m, gereicht haben. Der nach Westen zum Walder Zunterkopf ansteigende Kamm schien für die Nachprüfung dieser Frage besonders geeignet. Speziell darauf gerichtetes Suchen lieferte im September 1948 folgendes Ergebnis: Längs des markierten Steiges von der Hinterhorn-Alm auf den Walder Zunterkopf kann man bis in 1750 m Höhe ziemlich mühelos erraticisches kristallines Material finden. Auf 1680 m ist östlich des Steiges und des nahen Almzaunes noch ein 2 m großer Block erhalten geblieben. Auch Stücke von rotem Hornstein (Mittlerer bis Oberer Jura) sind in dieser Gegend nicht selten. Das oberste kristalline Stück wurde auf 1870 m Höhe angetroffen. Das ist dort, wo der Steig auf Fels am weitesten nach Osten leitet. Auf der darüber befindlichen Verflachung (rund 1900 m) mit Gletscherschliff gedeiht die Rostrote Alpenrose und in 2000 m Höhe siedelt hier noch die Gemenheide. Beide deuten auf Kieselsäuregehalt des Bodens, wofür der Wettersteinkalk des Untergrundes nicht in Betracht kommt. In 1960 m Höhe wurde noch ein winziges, nicht eindeutig bestimmtes Stück, wahrscheinlich Quarzsandstein, aufgelesen. Eine Bodenprobe aus 2040 m Höhe enthielt viel hellen Glimmer. Die Rundung der Felsen kann man bis 2080 m vermuten. Dann erst beginnt ein richtiger Grat.

Westlich der Walder Alm liegen außerhalb des Zaunes auf der Weidefläche und im Walde Gneis- und andere kristalline Blöcke von 1, 2 und 2,5 m Durchmesser. Viel größere sollen im vergangenen Jahrhundert zu Brunnenbecken verarbeitet worden sein.

Beiläufig  $\frac{1}{2}$  km südsüdwestlich der Almhütten ist unterhalb des Fahrweges auf 1425 m Höhe ein Gletscherschliff bloßgelegt.

Auch das nahe Walder Joch (1625 m) ist eisgerundet. Ostwärts des Walder Joches liegen auf dem langen, das Vomper Loch vom Inntal trennenden Felsrücken gegen das Niederjoch zu in 1500 m Höhe zwei durch ihre Größe beachtenswerte Findlinge ortsfremden Gesteins. Östlich von einigen Bombentrichtern, in denen die Grundmoränenbedeckung gut aufgeschlossen ist, bemerkt man in einer

kleinen Lichtung nahe südlich des Weges hart am Abbruch gegen den Gnadenwald einen Gneisblock mit 7 m Umfang. Etwas weiter östlich ragt in gleicher Höhe nördlich des Steiges und 20 Schritte nördlich des Steines 10 B am Westrande des großen Kahlschlages ein würfelförmiger Granitgneisblock auf. Sein Umfang mißt in der Horizontalen und nach der Höhe je 8 Meter <sup>15)</sup>.

Auch die großen Moränenablagerungen des Gnadenwaldes enthalten viel erratisches Material beigemischt. Große Findlinge sind aber schon recht selten geworden. Ein 25×2 m messender Granitgneisblock liegt an einem Waldweg 650 m südlich vom Wiesenhof.

#### 17. Vomper Loch — Hochnißl-Gruppe (Hintere Karwendelkette).

Über den 1500 m hohen Sattel der Walder Alm konnte der Innngletscher in bedeutender Mächtigkeit am Ostabfall des Walder Zunterkopfes in die hier 500 m tiefer eingeschnittene Schlucht des Vomper Loches gelangen. Im innersten Teil wurden keine Zentralalpinen Spuren bemerkt. Die ersten Stücke kamen am linken Ufer der Klamm im Moränenschutt östlich des Ödkarlbaches zum Vorschein. Das ist südwestlich der Huderbank unterhalb des Knappenwaldes, und zwar am unteren Steig auf 1110 m Höhe, 60 m über dem Vomper Bach. Dadurch sind die Erratika weiter talein festgestellt, als es bisher (3, S. 184) bekannt war. Es liegt nahe, daß sie von Eis gebracht wurden, das den Weg über die Walder Alm genommen hat. Es ist aber nicht ganz auszuschließen, daß diese innersten Stücke auf dem S. 186 angedeuteten Wege (Lafatscher Joch—Überschall) von Westen eingewandert sind. Dann wäre die Bettelwurfkette zeitweise allseitig von Ferneis umgeben gewesen.

Weiter talaus konnten 1947 mehrere Amphibolite westlich der Zwerchhachklamm am unteren Steig südlich der Katzenleiter in 1180 m Höhe nachgewiesen werden. Südlich der Zwerchlochhütte wurde am Steig ein Granatamphibolit gefunden.

Die Ostgrenze des in Form einer geologischen Kartierung bearbeiteten Gebietes liegt bereits westlich des Zwerchloches. Zur Abrundung seien aber noch kurz die östlich anschließenden Teile gestreift.

Im äußeren Talbereich des Vomper Loches sind die Fremdgesteine auf beiden Seiten schon recht häufig: südlich bei der Gan-Alm, nördlich bei der Melanser Alm. Hierher hatte sich der Innngletscher auch bei geringerem Eisstand über den niederen Ausläufer der Bettelwurfkette hinweg leicht den Zutritt verschafft.

Am Südhang des Niedernißl fand Ampferer (3, S. 184/185) noch bis 180 m ober der Tawaldhütte, d. i. bis auf 1460 m Höhe, erratische Blöcke.

Weiter östlich, wo die dritte (Hintere) Karwendelkette — hier Vomper Kette genannt — an Höhe verliert, konnte der Innngletscher mindestens das Vomper Joch überschreiten, wo zuerst Adolf Pichler (16, S. 53) bis 1470 m und später Ampferer

<sup>15)</sup> Nach einer freundlichen Mitteilung des Dozenten Dr. G. Hradil soll dieses Gebiet „beim schwarzen Stoan“ genannt werden.

(2 a, S. 276, und 3, S. 185) im Mahdgraben noch auf 1650 m erratische Stücke antrafen. Auf dem langen Rücken des Vomper Joches traf ich auf 1680 m einen runden Amphibolit. Der Hirschkopf (ca. 1980 m) südöstlich der Fiechter Spitze scheint noch eisüberschliffen zu sein. Nach v. Wolfs Vergletscherungskarte (27, Tafel V) lag hier die Eisoberfläche noch immer über 2050 m. Dasselbe findet man auch bei E. Fels (12, S. 52). Eis aus der linken Flanke konnte demnach noch tief in das Stallental eindringen. Wie der auf S. 179 mitgeteilte Fund eines kleinen Erratikums auf dem Westlichen (= Nördlichen) Lamsenjoch (1933 m) beweist, mußte das Eis an den Nordwänden des Hochnißl entlang nach Westen geflossen sein. Diese Möglichkeit hat schon v. Wolf (27, S. 279) offen gelassen, allerdings auf Grund einer nicht zutreffenden Annahme. Man lese hierzu das auf S. 179 Gesagte nach. Die gerundeten Formen des Lamsenjoch-Gebietes zeugen von lebhafter Tätigkeit des Eises. Nach v. Wolf (27, S. 265 und Tafel V) stand hier das Eis bei nahezu 2100 m.

Damit ist aber auch der Anschluß an das Reiß-Gebiet wieder gewonnen, das — wie S. 178 gezeigt werden konnte — wichtige Spuren des Inngletschers birgt. Die vielen Beweisstücke haben es ermöglicht, den Ring des Inngletschers um das eigentliche Karwendel zu schließen.

Dort, wo auch der östlichste Ausläufer der oftmals unterbrochenen vierten oder Vorderen Karwendelkette mit dem auffallend gerundeten Staner Joch sein morphologisches Ende erreicht, hat der Inngletscher, ähnlich wie über die Seefelder Senke, wiederum einen starken Teilstrom, den sogenannten Achengletscher, nach Norden entsandt. Dieser konnte unter Ausnutzung der damals schon vorhandenen Achenseefurche die Kalkhochalpen queren und sich im Isartal bei Fall mit dem Isargletscher vereinigen. Auf diese Weise war ein noch größerer Ring von Ferneis zustande gekommen, der das ganze Karwendelgebirge einschließlich Vorkarwendel und Risser Berge umschloß.

Für die eiszeitliche Vergletscherung des Achensee-Gebietes hat H. v. Wolf 1922 (27, S. 147 ff.) eine ausführliche und muster-gültige Darstellung gegeben. O. Ampferer hat seither wiederholt wichtige Befunde und Ergänzungen mitgeteilt. Die für die Obergrenze des Inngletschers maßgebliche Veröffentlichung erschien 1942 (10). Sie war als Erläuterung zu dem von Ampferer geologisch aufgenommenen östlichen Blatt der Karwendelkarte (Alpenvereinskarte) 1:25.000 gedacht, dessen Erscheinen er nicht mehr erleben durfte.

## B. Allgemeiner Teil.

Mit Absicht wurde der regionale Teil in Form eines reinen Tatsachenberichtes verfaßt, frei von allen theoretischen Erörterungen. Aber auch um oftmalig notwendige Wiederholungen zu vermeiden, wurde alles Problematische zunächst beiseite gelassen, um nunmehr — getrennt vom Regionalen — zusammenfassend behandelt zu werden.

## 1. Zur Obergrenze der erratischen Geschiebe und des Eises überhaupt.

Wörtlich genommen, ist jedes Gletschergeschiebe, gleich welcher Gesteinsart, ein Erratikum. Wenn im vorhergehenden von erratischen Geschieben oder Findlingen die Rede war, ohne daß die zentralalpine Herkunft besonders betont wurde, so ist darunter stets kristallines Material zu verstehen<sup>16)</sup>. Auch wenn es sich um Quarzgeschiebe handelt, deren Auftreten in manchen Teilen der Nördlichen Kalkalpen auch anders erklärt werden könnte, ist hier an der glazialen Herbeischaffung nicht zu zweifeln. Im Karwendelgebirge liegen die geologischen Voraussetzungen diesbezüglich günstiger als in anderen und selbst in benachbarten Gebieten. Es fehlen nämlich seiner Schichtenfolge Ablagerungen, die — abgesehen von winzigen Kristallen und Körnern — exotische Komponenten führen, wie das etwa im Cenoman, in der Gosau usw. der Fall ist. Auch die sogenannten Augensteine der ostalpinen Kalkplateaus sind hier nicht bekannt geworden. Man darf daher alle Fremdgesteine unbedenklich als Strandgut des Inn-gletschers und seiner Zuflüsse betrachten, sofern nicht offenkundig Einschleppung durch den Menschen vorliegt.

Was man in den höheren Teilen noch findet, sind nur die spärlichen Reste einer zweifellos viel größeren Hinterlassenschaft, die aus verschiedenen Ursachen und Anlässen im Laufe der Jahrtausende sehr gering geworden ist. Vor allem ist dafür die Schwerkraft verantwortlich zu machen. Es kommt also auf die Hangneigung an. An steilen Hängen konnten sich die in der Regel gerundeten Blöcke auf die Dauer nicht halten, insbesondere wenn sie aus dem Moränenverbande gelöst wurden, was beispielsweise durch Ausspülen, Ausfrieren und Abrutschen geschehen kann. Nicht zu unterschätzen ist auch der Abtransport durch Grundlawinen. Auch die abtragende Tätigkeit einer späteren lokalen Vergletscherung ist in Betracht zu ziehen. Mit dem Zurückweichen der Baum- und Gehölzgrenze und der nachfolgenden Beseitigung der Humusschicht wird an Steilhängen die Erhaltungsmöglichkeit für Geschiebe geringer. Es gibt somit die verschiedensten Anlässe zur Umlagerung, was aber stets mit einem Abwärtswandern der glazialen Geschiebe verbunden ist. In Geländevertiefungen, in Karen und Felswannen, wo sie sich erhalten und sammeln konnten, verwehrt meist darüber gebreiteter jüngerer Schutt das Suchen.

Neben den nahezu unverwüstlichen Amphiboliten findet man massenhaft die weniger widerstandsfähigen und deshalb leichter vergänglichen Gneise, Glimmerschiefer und Phyllonite. Diese zur Spalt-

<sup>16)</sup> Die Bezeichnung „kristallin“ ist in diesem Falle zutreffender als „zentralalpin“. Sie bezeichnet eine Gesteinsausbildung, ohne etwas über die Herkunft auszusagen. So können z. B. aus den Gosaukonglomeraten des Muttekopfes Quarzgerölle und andere exotische Komponenten in den Inn-gletscher gelangt sein, von denen feststeht, daß sie gar nicht zentralalpin sind. Sie stammen nach bisheriger Kenntnis aus der Grauwackenzone, vielleicht läßt sich aber auch eine Herbeischaffung aus einem nördlichen Abtragungsgebiet nachweisen.

barkeit und bei großem Glimmergehalt zur Aufblätterung neigenden Gesteinstypen sind gewiß in vielen Fällen ein Opfer der mechanischen (Frostsprengung) und chemischen Verwitterung geworden. Dieser Gesteinszerfall und der Umstand, daß die Findlinge auch in den Boden einzuwachsen können und vielfach noch im Boden versteckt liegen, zeigt, daß man sich mit dem Aufsuchen der an der Oberfläche herumliegenden Blöcke und Geschiebe nicht begnügen darf. Gerade dort, wo solche zu fehlen scheinen, können kleine Grabungen, Abheben des Rasens, Entnahme und Durchmusterung der Bodenproben zur Aufdeckung erratischer Spuren führen. Die Beachtung bodenanzeigender Pflanzen (Zirbe, Rostrote Alpenrose, Alpenazalee oder Gamsheide) wird dabei von Nutzen sein. Nur dadurch werden sich die Wege des Fernsees noch genauer feststellen lassen.

Gemessen an den riesigen Dimensionen des Inngletschers ist der Bestand an glazialen Ablagerungen in der Hochregion erstaunlich gering. Wahrscheinlich hat der Gletscher selbst seinen eigenen Schutt immer wieder entfernt. Eine Ausnahme bilden nur geschützte Buchten und Schluchten, aus denen der Gletscher den eingepreßten Schutt nicht mehr entfernen konnte. Solche geschützte Stellen sind aber im allgemeinen auf tieferes Gehänge beschränkt. Diese schon lang währende Zerstörung des Ablagerungsinventars vereitelt eine Trennung der Moränen in solche des vorrückenden und des weichenden Gletschers. Man faßt sie daher als Bildungen aus der Zeit des Höchststandes auf.

Es kann nicht oft genug betont werden, daß die Erratika immer nur Mindesteishöhen anzeigen. Die Wahrscheinlichkeit, daß die jeweils zu höchst gestrandeten Erratika überhaupt noch existieren und an ihrem vom Gletscher zugewiesenen Platz liegen, ist jedenfalls sehr gering. Und ebenso selten wird man ausgerechnet die höchsten unter den verbliebenen Stücken finden.

Daß es sich stets nur um Mindestwerte handeln kann, geht auch aus anderen Überlegungen hervor.

Die Tatsache, daß auch die sehr hoch gefundenen Geschiebe mitunter noch vorzüglich gerundet sind, spricht dafür, daß diese Stücke nicht auf der Oberfläche des Gletschers gekommen sind, wohl aber, wenn auch nicht am Grunde, so doch im Innern des Eises. Das läßt auf eine gewisse Überlagerung durch das Eis an der betreffenden Stelle schließen.

Es erhebt sich in diesem Zusammenhang die Frage, ob es vielleicht eine oberste geschiebefreie Zone des Inngletschers gegeben hat. A. Penck (21, S. 197) hat sich gerade im Falle des Ursprungsattels in der Seefelder Gruppe (vgl. S. 166) vorgestellt, daß hier die „obere geschiebefreie Partie“ des Inngletschers überfloß. So wörtlich dürfte das aber nicht zu nehmen sein. Penck schrieb das ganz offenkundig unter dem Eindruck des Fehlens erratischer Geschiebe in der entsprechenden Höhe an der Reither Spitze und vor allem in Eppzirl, was durch die neuen Funde überholt ist. Es ist nicht recht denkbar, daß größere Teile des Inngletschers frei von Geschieben waren. Man denke nur an die zahlreichen Innen- und

Oberflächenmoränen dieses mit Eiszuflüssen reichlich bedachten Gletscherstromes. Zweifellos gab es auch geschiebearme Partien. Frei von Geschieben können die höchsten Eisschichten gewesen sein, die durch den alljährlich anfallenden Firn gebildet wurden.

Es ist ferner eine alte Erfahrung, daß über die sogenannte obere erratische Grenze, die sich nur mehr annähernd und lückenhaft festlegen läßt, noch gerundete Formen hinaufreichen. Die obere Eisgrenze lag demnach höher. In Ermangelung von beweiskräftigen erratischen Geschieben werden für die Rekonstruktion der Obergrenze des Gletschers mit Vorliebe solche morphologische Befunde herangezogen, wobei es zu Verwechslungen mit den Ansätzen alter Oberflächensysteme kommen kann. Die Schlifffgrenze bleibt auch noch etwas unterhalb der Eishöhe. Sie wird auch nur dann deutlich abgebildet sein, wenn der Gletscher lange Zeit die Höhe beibehält. Im Fall des Inngletschers war der Eisstand Schwankungen unterworfen, wie überhaupt ein solches Eisgebilde mit sehr langer Laufstrecke, wechselnden Zuflüssen und Abgängen in den Tälern weniger beständig sein konnte als in den Sammelbecken der Talhintergründe. Kurzfristige Schwankungen gelangten aber gar nicht zur Abbildung. Besonders der höchste Stand des Inngletschers dürfte verhältnismäßig kurz gedauert haben. Er konnte daher keine deutlichen Spuren hinterlassen. Dazu kommt, daß die zerstörende Wirkung mit der Höhe zunimmt, so daß man vergebens nach der längst verwischten Feinheiten suchen würde. Jedenfalls können Schlifffgrenzen, Schlifffkehlen und Rundbuekel erst etwas unterhalb des Eisrandes entstehen. Ihre Höhenangaben bilden daher auch wieder nur Mindestwerte für die Beurteilung der einstigen Gletscheroberfläche.

So läßt sich auf verschiedene Weise zeigen, daß die Oberfläche des Inngletschers höher lag, als es durch erratische Geschiebe und durch die Felsformung bezeugt wird.

## 2. Quarz-Glimmer-Sande in großen Höhen.

Von mehreren Stellen (vgl. Seite 158 und Seite 184) wurde ein auffallender Glimmergehalt des Bodens namentlich erwähnt. Es gibt aber noch eine ganze Reihe weiterer Fundplätze und bei einigem Suchen wird sich dieses Netz noch viel mehr verdichten lassen, so daß es sich um eine allgemein verbreitete Erscheinung handeln dürfte. Weil darüber meines Wissens noch keine Mitteilungen vorliegen, soll hier auf dieses ortsfremde Material näher eingegangen werden.

Vorläufig wurden nur Proben von den nachstehenden Fundorten untersucht: von den Gipfeln der Hohen Munde (2661 m und 2594 m), weil es einstweilen die höchsten, mir bekannt gewordenen Vorkommen dieser Sande sind, und eine Probe aus der Pfeis auf der Innsbrucker Nordkette rund halben Weges zwischen der Arzler Scharte und der Pfeis-Hütte auf 2070 m Höhe.

Auffallend ist daran vor allem der helle Glimmer, den man wegen der Größe seiner Blättchen schon bei Betrachtung mit bloßem Auge deutlich wahrnimmt. Nach bisheriger Einsichtnahme ist es ausschließlich Kaliglimmer (Muskovit). Bei genauerer Untersuchung

erwiesen sich die Sande von der Hohen Munde praktisch kalkfrei. Sie brausen unter verdünnter Salzsäure nicht auf. Das entspricht einem Kalkgehalt unter 1%.<sup>17)</sup> Der Boden muß also kalkfrei oder ganz kalkarm sein. Dieses Verhalten des Sandes ist um so merkwürdiger, weil die Felsunterlage aus Wettersteinkalk besteht. In der Sandprobe aus der Pfeis brausen nur einige 1–3 mm messende Kalkstückchen.

Die ermittelten pH-Werte waren:

Hauptgipfel der Hohen Munde: über 6, d. h. Boden ganz schwach sauer, geringer Kalkbedarf.

Vorgipfel der Hohen Munde: unter 6, d. h. Boden sauer, kalkbedürftig.

**Entstehungsmöglichkeiten:** Am nächsten liegt natürlich die Annahme, daß es sich um Verwitterungsrückstände von Gesteinen handelt, die früher auf dem Wettersteinkalk lagen, aber mit Ausnahme solcher Spuren gänzlich zerstört und entfernt worden sind. Es gibt in der Mieminger Gruppe nur ein Gestein, das dafür in Betracht kommt. Das sind manche Sandsteine der Raibler Schichten. Der Beweis oder Gegenbeweis könnte durch mikroskopische Vergleiche erbracht werden. Wichtiger ist die geologische Beweisführung. Man findet nämlich solche Quarz-Glimmer-Sande auch auf Hauptdolomit. In diesen Fällen scheidet natürlich eine Herleitung von verwitterten Raibler Schichten aus. Wesentlich ist aber, daß diese Bildungen auch auf eindeutig glazial überschliffenem Fels liegen. Dadurch wird einerseits ihr relativ geringes Alter bewiesen, andererseits können Zusammenhänge mit der ehemaligen Eisbedeckung bestehen.

Es kommen in diesem Fall mehrere Entstehungsmöglichkeiten in Betracht:

1. Rückstände von Moränenverkleidungen.
2. Rückstände von verwitterten glimmerreichen kristallinen Gesteinen.
3. Im oder auf dem Eis mitgeführte Mineralkörner, die beim Schmelzen des Eises liegen geblieben sind.
4. Schmelzwasserablagerungen am Rande des Eises.
5. Von Stürmen verwehtes Material, das auf dem Gletscher aufgewirbelt oder über ihn hinweg gefegt wurde.
6. Zwischen- oder nacheiszeitliche Windablagerungen.

Mit den Erklärungsmöglichkeiten 4 bis 6 rücken die Ablagerungen aber schon in die Gruppe eisnaher (periglazialer) und äolischer Bildungen.

Welche von den aufgezählten Möglichkeiten tatsächlich zutrifft, entzieht sich noch der Kenntnis und wird sich nicht so leicht entscheiden lassen. Hier kann nur intensive Weiterarbeit zum Ziele führen. Vorläufig möchte ich aber doch diese Sande als glazial beeinflusste Bildungen betrachten und in ihnen zwar bescheidene, aber sehr bezeichnende und wegen der Höhenlage bemerkenswerte Spuren des Innegletschers erblicken. Vielleicht gelingt es mit der

<sup>17)</sup> Deutliches Aufbrausen erfolgt erst bei einem Kalkgehalt von 3% aufwärts. Selbst ein Zehntel dieses Minimalwertes kann aber schon genügen, um floristisch zum Ausdruck zu kommen.

Zeit, in ihrer Gesellschaft auch in hochgelegenen Vorkommen kristalline Geschiebe nachzuweisen.

Die Anwesenheit auf dem nach bisheriger Vorstellung vom Innegletscher nicht mehr erreichten Gipfel der Hohen Munde spricht nicht gegen die glaziale Deutung dieses Vorkommens, wenn man überlegt, daß gegenüber dem höchsten Fund an der Innsbrucker Nordkette bei 386 m Höhenunterschied auf über 25 km Entfernung ein durchschnittliches Eisgefälle von nur 15‰ resultiert. Dieses an sich geringe Gefälle kann durch den plötzlichen starken Eisabgang über die Seefelder Senke bedingt sein.

Der Vollständigkeit halber kann hier daran erinnert werden, daß O. Ampferer (10, S. 80) in Spalten und Vertiefungen des Staner Joch-Gebietes feine Sande mit hellen Glimmerblättchen von nur etwa  $\frac{1}{100}$  mm Durchmesser gefunden hat, die er für Lößverwehungen aus dem Inntal gehalten hat. Für die viel größeren Glimmer (bis über 0,5 mm) der Hohen Munde und des Karwendelgebietes ist die Bezeichnung Löß jedoch nicht anwendbar.

Der helle Glimmer, der neben dem dunklen eine wichtige Kaliquelle für die Pflanzenwelt darstellt, ist wohl nur deshalb in Menge erhalten geblieben, weil er schwer verwittert, schwerer als der Feldspat. Gegen natürliche Umbildungsprozesse ist der Muskovit sehr widerstandsfähig.

Jedenfalls verdienen diese Quarz-Glimmer-Ablagerungen noch ein genaueres Studium hinsichtlich ihrer Verbreitung, Korngröße und mineralischen Zusammensetzung. Sie sind nicht nur glazialgeologisch wichtig, auch dann, wenn man in ihnen nur eine periglaziale Ablagerung sehen will, sie sind auch bodenkundlich und für den Pflanzengeographen von Interesse.

### 3. Erratika früherer Vereisungen.

In der regionalen Beschreibung der Vergletscherungsspuren wurde grundsätzlich so vorgegangen, als ob der Innegletscher ein einmaliges Ereignis gewesen wäre. Es wurden bezüglich der einzelnen Eiszeiten, denen diese Spuren entstammen können, keine Unterschiede gemacht. Eine solche Unterscheidung läßt sich bei den angeführten, meist in großen Höhen vorkommenden Belegstücken auch gar nicht erbringen, wiewohl gerade das südliche Karwendelgebirge die Gliederung der Eiszeitablagerungen im Innern der Alpen ermöglicht hat. Bekanntlich haben die an den Hängen nördlich von Innsbruck erschlossenen Lagerungsverhältnisse zur Aufdeckung von drei Grundmoränensystemen (Mindel, Riss, Würm) und den zwei sie trennenden Zwischeneiszeiten geführt. Unbeschadet anderer Deutungsmöglichkeiten handelt es sich hier bei den Moränen aus früheren Vergletscherungen zwar um höchst wichtige und daher viel studierte, aber so wenig verbreitete Gebilde, daß sie im Rahmen dieser Arbeit übergangen werden konnten.

Reste einer früheren Vereisung lassen sich nur dann einwandfrei erkennen, wenn sie in einem einzeitharen Profil auftreten. Das gilt also hauptsächlich für die älteren Moränen und für die verhältnismäßig seltenen (nur an bestimmten Stellen etwas häufi-

geren) eingebackenen kristallinen Komponenten in der Höttinger Breccie und gleichalterigen Bildungen. Bei lose gefundenen Geschieben läßt sich keine Altersfeststellung treffen. Man faßt sie daher besser als Überbleibsel der letzten Großvergletscherung auf. Auch materialmäßig kann es keinen Unterschied geben, weil die Einzugs- und Abtragungsgebiete annähernd dieselben geblieben sind.

Darüber kann kein Zweifel sein, daß weitaus die meisten erraticen Geschiebe vom Innngletscher der Würmeiszeit gebracht oder verlagert worden sind. Es besteht durchaus die Möglichkeit, daß ein Teil aus den Ablagerungen einer vorangegangenen Eiszeit oder Zwischeneiszeit — etwa aus aufgearbeiteter oder zerfallener Höttinger Breccie — übernommen und umgelagert werden konnte. Man muß auch O. Ampferer beipflichten, wenn er schreibt (10, S. 67): „Mancher gut versteckte Block mag auch noch von den älteren Eiszeiten herkommen.“

Entsprechend der für die einzelnen Eiszeiten nachgewiesenen ungleichen Erstreckung der Alpengletscher in das Vorland hinaus, hat man innerhalb der Alpen mit verschiedenen hohem Hinaufreichen des Eises zur Zeit des jeweiligen Höchststandes gerechnet. Es ist aber nicht sehr wahrscheinlich, daß sich einige Kilometer Unterschied in der Längserstreckung so weit alpeneinwärts höhenmäßig noch geltend machen konnten.

Die früher weiter hinauf reichende Höttinger Breccie enthält beispielsweise am Gerschrofen südlich der See grub e noch auf 1760 m Höhe kristalline Stücke. Die Entstehung dieser Ablagerung aus Hangschutt spricht dafür, daß diese Stücke einen Abwärtstransport mitgemacht haben. Das setzt ein hohes Hinaufreichen des geschiebeführenden Eises voraus. Auch einzelne in großer Höhe liegende Erratika kämen in Betracht, besonders das Fundstück an den Gleierschköpfeln östlich vom Hafelekar (vgl. Seite 183). Auch die im vorigen Kapitel beschriebenen Quarz-Glimmer-Sande auf den Gipfeln der Hohen Munde könnte man hier anführen, ebenso die erraticen Geschiebe in den Schottern des Risstales.

H. v. Wolf (27, S. 257) war beinahe noch im Zweifel, ob die für die damalige Kenntnis ungewöhnlich hochgelegenen Funde am Tschirgant in 2340 m Höhe, ferner an der Reitherspitze (damals 2120 m) und nördlich des auf 2085 m eingesenkten Lafatscher Joches doch der letzten Vergletscherung zugeschrieben werden dürfen, fand aber Gründe gegen die Annahme eines höheren Alters. Nachdem aber nun alle diese Funde nicht mehr übermäßig hoch erscheinen und teilweise schon wieder übertroffen sind, kommen sie als Zeugen einer älteren Eiszeit nicht mehr in Betracht.

#### 4. Leitgeschiebe und Stromlinien.

Die verschiedenen Amphibolite, Gneise und Glimmerschiefer, die weithin in gleicher Ausbildung vorkommen und die Hauptmasse der fremden Innngletscher-Geschiebe stellen, haben ein zu großes Verbreitungsgebiet, als daß man ihnen die genauere Herkunft noch ablesen könnte. Es wäre dazu in den meisten Fällen ein vielleicht gar nicht immer zum Ziele führender mikroskopischer Vergleich

mit dem Kristallin der in Betracht kommenden Einzugsgebiete notwendig, wobei es hauptsächlich auf akzessorische Bestandteile ankäme.

Es gilt deshalb unter den vielen Gesteinsarten auch solche auffindig zu machen, die — petrographisch gut gekennzeichnet — ein sicher feststellbares Heimatgebiet von eng umgrenzter Ausdehnung haben. Sie geben das Material für die *Leitgeschichte*, mit deren Hilfe sich die Stromlinien des Inngletschers einigermaßen rekonstruieren lassen.

In dieser Hinsicht ist der an den grünen Oligoklasen und an den bronzefarbenen anwitternden Biotiten leicht kenntliche *Juliergranit* aus dem obersten Innggebiet am frühesten aufgefallen. Wie A. Penck (16, S. 51) schreibt, hatte ihn Adolf Pichler auf einige Stücke dieses Gesteines aus der Umgebung von Innsbruck aufmerksam gemacht, die G. Theobald als Abkömmlinge des Engadin erkannte. Damit war die Grundlage für die Beurteilung der Stromlinien des Inngletschers geschaffen, über die man aber nicht hinausgekommen ist. Die Verbreitung dieser typischen Gesteinsart ist beträchtlich. Sie läßt sich durch das Oberinntal über Imst, das Mieminger Plateau und Telfs einerseits in die Seefelder Senke (Wildmooser Alpe und Gießenbachtal) und nach A. Penck an die Westseite der Weitung von Mittenwald verfolgen, andererseits über Hochzirl entlang der Südabdachung der Innsbrucker Nordkette in das Unterinntal. Man findet sie unterhalb der Höttinger Alpe auch in der interglazialen Höttinger Breccie eingeschlossen. Von einem Fundstück südlich des Inn (beim Lemmen-Hof, östlich der Sillschlucht) ist es fraglich, ob es nicht aus Innschottern stammt, wie es bei einem Findling südöstlich von Solbad Hall (oberhalb Villa Waldegg) der Fall war. Mit diesen Verbreitungsangaben läßt sich aber doch schon belegen, daß Stromteile aus dem Engadin sowohl das Tor von Mittenwald passierten, als auch durch das Unterinntal ihren Weg nahmen.

Ein *Serpentingegeschiebe* im Gießenbachtal (Seefelder Gruppe) weist nach dem Unterengadin als Heimatbereich.

Eine andere noch gut kenntliche erratische Komponente sind die grünlichen *Diabasschiefer* aus den Bündner Schiefen des obersten Inntales. Sie sind mir hauptsächlich im Bereich der Hohen Munde aufgefallen.

Eine als Findling äußerst seltene Type sind Gesteine, die von den dichten, dunklen Adern der sogenannten *Gang- oder Schmelzmylonite* (Pseudotachylite) durchzogen sind. Ein derartiger Block wurde S. 161 von der Puit-Alpe am Südrand des Wettersteingebirges erwähnt. Diese auffällige Gesteinsausbildung trifft man im *Silvretta-Kristallin* am Nord- und Westrand des Engadiner Fensters. Das Verbreitungsgebiet des Anstehenden ist hier eine lange, aber ganz schmale Zone an der linken Flanke des Inngletschers. Die Stromlinie führte offenbar an der Mieminger Kette entlang und hielt sich an die westliche Umrandung der Seefelder Senke. Eine fächerförmige Verteilung wie beim *Juliergranit* ist nicht zu erwarten.

Mit derselben oder mit einer engebenachbarten Stromlinie dürfte ein ebenfalls am Südrand des Wettersteingebirges unterhalb der Wang-Alpe aufgelesener Diabas-Porphyr eingewandert sein, der in einer ganz feinkörnigen graugrünen Grundmasse bis 1 cm lange, weiße, teilweise gekreuzte Feldspatleisten zeigt. Er stammt wohl aus einem der vielen Gänge in der Einfassung des obersten Inntales.

Auch von einigen anderen Gesteinstypen, die in der Seefelder Senke aus der großen Masse durch ihre Seltenheit oder durch ungewohnte Ausbildung hervorstechen und sich möglicherweise als Leitgeschiebe eignen würden, ließ sich das Anstehende nicht ermitteln.

Bemerkenswert ist der Fund eines Granites mit dunkelrotem Feldspat in der Grundmoräne oberhalb Hochzirl. Das ist ein Gestein, das in Tirol nicht vorkommt und nur aus dem Oberegadin stammen kann. Nach H. P. Cornelius<sup>18)</sup> gleicht das Gestein makroskopisch ganz den roten Alkaligraniten, wie sie in der Bernina-Gruppe am Piz Surlej und jenseits (nördlich) des Inn am Piz Lagrev (hier in einer Reihe von Gängen und kleinen Stöcken) und vereinzelt auch am Piz Julier auftreten.

Vorzüglich eignen sich als Leitgesteine die Eklogite des mittleren Öfztales, vorausgesetzt, daß man sie nicht mit Amphiboliten verwechselt.

So konnte die immer noch ganz unzulängliche und unbefriedigende Kenntnis der Stromlinien des Inngletschers ein wenig bereichert werden. Es bedarf hierzu eingehender, eigens darauf gerichteter Untersuchungen des erratischen Bestandes und kartenmäßiger Festlegung der Fundplätze wirklich leitender Gesteinstypen. Es gehören aber dazu nicht nur petrographische sondern auch gute regionalgeologische Kenntnisse des in Frage kommenden Einzugsgebietes, die man sich erst auf vielen Exkursionen erwerben kann. Davon sind wir aber bei dem derzeitigen Stand dieses hierzulande vernachlässigten Zweiges der Glazialgeologie noch weit entfernt. Die Bemühungen der Flachlandgeologen sollten hierin als Vorbild dienen, zumal gerade beim Inngletscher viel exaktere Feststellungen möglich sein müßten als etwa in Norddeutschland.

Immerhin läßt sich aber schon erkennen, daß die im obersten Inngebiet entnommenen Geschiebe trotz bedeutender Eisabgaben in die Kalkalpen teilweise mit dem Hauptstrang des Inngletschers weit unterhalb Innsbruck gelangen konnten. Linke Teile des Eisstromes sind durch die Seefelder Senke abgegangen. Die Abflußmöglichkeit durch diese im Süden so breite Lücke darf jedoch nicht überschätzt werden. Die Arnspitzen standen hier als gewaltiges Hindernis einem glatten Durchfließen hemmend im Wege und die Pfeiler des Tores von Mittenwald zwangen die Eismasse zum Durchtritt durch ein verhältnismäßig enges Profil. Dazu kommt noch, daß der Gletscher die Stufe vom Inntal auf die Paßhöhe zu überwinden hatte, was durch Aufwärtskriechen und nicht etwa durch Ab-

<sup>18)</sup> Schriftliche Mitteilung.

scheerung oberer Teile erfolgte. Hierzu auch A. Penck (25, S. 304). Über der Seefelder Senke muß es infolgedessen zu Stauungen der Eismassen und zu Stockungen beim Abfließen gekommen sein. Sonst könnte auch der Juliergranit nicht im Ablagerungsschutt zweier Gletscherbahnen aufscheinen. — Die äußersten Stromteile der linken Seite konnten schon weiter stromauf, hauptsächlich durch das Tal des Fernpasses, abzweigen. Manche Gletscherkomponenten sind somit gar nicht mehr in den Bereich des Karwendelgebirges gelangt.

### 5. Das Verhältnis zwischen Ferneis und Eigenvergletscherung.

Ungelöst ist noch immer das Verhältnis der Kalkalpengletscher zum Innegletscher. Es knüpft sich daran eine ganze Menge von Fragen und Problemen, zu deren Beantwortung die Befunde in den untersuchten Teilen des Karwendelgebirges einiges beitragen können.

Zweifellos war das Karwendelvergletschert, als der allein einigermaßen faßbare Würmeiszeitliche Innegletscher nahe. Die hoch-eiszeitliche Schneegrenze lag damals sehr tief, rund 1200—1300 m unter der gegenwärtigen, die hier über allen Gipfeln auf etwa 2750 m anzusetzen ist.<sup>19)</sup> Man darf aber daraus nicht folgern, daß das Karwendelgebirge in einen Eispanzer gehüllt war. Man kann sich aber vorstellen, daß in Ermangelung großer, flacher Firnsammelgebiete hauptsächlich zahlreiche Kar- und Hängegletscher vorhanden waren, die zusammen mit Lawinen in den wenigen großen, aber steilwandigen und schattigen Karwendeltälern die Talgletscher speisten. Diese reichten wahrscheinlich gar nicht bis an die Talmündungen vor.

O. Ampferer (9, S. 43) hielt es für zutreffend, daß der Innegletscher bei seinem Vorrücken in den Kalkalpen eisfreies, noch nicht von den Lokalgletschern besetztes Gebiet antraf. So unwahrscheinlich das klingt, der Innegletscher war trotz viel längerer Wegstrecke früher in den Mündungsgebieten und äußeren Teilen der Kalkalpentäler als die einheimischen Gletscher. Ampferer (9, S. 47) hat das durch das Höhenverhältnis der damals in Hochstellung befindlichen Zentralalpen gegenüber den gesenkten Kalkalpen zu erklären gesucht. Er konnte (S. 41/42) am Beispiel des Eppzirler Tales in der Seefelder Gruppe zeigen, daß der Innegletscher der Würmeiszeit schon einen relativ hohen Stand erreicht hatte, während der Eppzirler Gletscher noch ein gutes Stück weiter talein endete; so daß zwischen beiden eine eisfreie Zone blieb, die ein durch Bändertone überlieferter Stausee einnahm. Mit dem Anwachsen des Ferneises wurde der See allmählich verdrängt. Ampferer hatte aber zeitlebens angenommen, daß die Eigenvergletscherung der Seefelder Gruppe das Eindringen des Ferneises in das tief eingreifende, nach Norden geöffnete Eppzirler Tal verhindern konnte und daß der innere Talraum nie von fremdem Eis betreten wurde. Die erratischen

<sup>19)</sup> Vgl. R. v. Klebelsberg: Die heutige Schneegrenze in den Ostalpen. Berichte des Naturwiss.-med. Vereines in Innsbruck, 47. Bd. 1939/46, S. 12.

Geschiebe bei der Eppzirler Alm bezeugen nun aber gerade das Gegenteil (vgl. S. 166).

Weitere Beweise, daß manche Täler an ihrer Mündung von keinem eigenen Gletscher besetzt waren, sind überall dort gegeben, wo Fernmoräne ohne Zwischenschaltung von lokalem Schutt den Fels überlagert. Das zeigt, daß der Inngletscher eisfreie Täler oder wenigstens Talabschnitte antraf, die er von Grund auf mit seinem Schutt verbauen konnte.

Das vorrückende Inntaler Eis bewegte sich auf die lokalen Eismassen zu und schob sich darüber hinweg. Von einem Entfernen, Wegschieben, Herausheben oder gar Unterschieben durch das Ferneis, wie man es früher annahm, kann keine Rede sein. Das wäre nur bei ganz besonderen Formverhältnissen des Untergrundes und für Hängegletscher denkbar. Im allgemeinen waren es Eisüberschiebungen. Maßgebend ist hierfür jeweils der Überdruck, der auch sehr wohl auf Seite der steilbahnigen Lokalgletscher sein konnte. In solchen Fällen wurde das Ferneis von dem vorstoßenden Karwendeleis überschoben. Auf diese Weise konnte es zu regelrechten Verzahnungen in der Grenzzone kommen.

Der schwellende Inngletscher hat aber schließlich an den Rändern des Karwendelgebirges einen Hochstand erreicht, der eine unabhängige Eigenvergletscherung ausgeschlossen erscheinen läßt. Lediglich in den zentralen Teilen blieb diese selbständig oder sie wurde nur indirekt von außen her beeinflußt, was ein Höherrücken und eine Verflachung der Eisoberfläche zur Folge hatte.

Es geht nun hauptsächlich darum, ob Ferneis in das Innere des Karwendelgebirges überhaupt einzudringen vermochte oder ob dieses zur Hocheiszeit von eigenen Gletschern besetzt gehalten wurde, die den Zutritt verwehrten. Darüber kann es nun keinen Zweifel mehr geben, daß Ferneis in die großen Karwendeltäler gelangen konnte.

Die Verfolgung der eiszeitlichen Spuren im Karwendelgebirge hat weiterhin gezeigt, daß es hier überhaupt keine großen Täler gibt, in welche das Ferneis nicht hätte eindringen können. Das wird durch die kristallinen Geschiebe eindeutig bezeugt. Wenn auch im Talgrund eine stattliche Eiszunge lag, mußte doch irgendwie darüber hinweg geschiefeführendes Fremdeis weit in die Täler eingedrungen sein. Wie immer man ein solches Eindringen sich auch vorstellen mag, durch die Talmündung herein oder über Jöcher und Senken in den Hintergründen der Täler, allein die Anwesenheit erratischen Kristallins spricht dafür, daß die Eigenvergletscherung doch nicht sehr bedeutend war.

Durch Eisstau schollen freilich die Karwendelgletscher allmählich so hoch, daß sie zeitweise durch Kerben in benachbarte Gebiete abfließen konnten. Beispiele hierfür liefern das Bäralp in der Vorderen (Nördlichen) Karwendelkette und der Plumsattel im obersten Rißtal. Vermutlich floß auch Eis über den Brunnsteinanger in das Tor von Mittenwald. Die meisten Täler waren über die Jöcher hinweg durch ein Eisstromnetz miteinander ver-

bunden, so das Hinterautal durch die Senke von Überschall mit dem Vomper Tal und das Karwendeltal über den Hochalmsattel mit dem Johannestal, dieses wieder mit dem Laliderer Tal, von hier zum Engtal. Letzteres und das Ribtal standen über den Plumssattel mit dem Gerntal in Verbindung.

A. Penck (18, S. 305) schloß aus dem angeblichen Fehlen erraticischer Geschiebe, daß das Ferneis im Tor von Mittenwald zu beiden Seiten von kalkalpinen Gletscherkomponenten flankiert war. Demnach sollte nicht das Eis des Inngletschers sondern das aus dem Karwendelgebirge stammende die Ostseite der Mittenwalder Enge in einer Breite von 0,9 km passiert haben. Das mag vielleicht zeitweilig so gewesen sein. Meines Erachtens ist Penck darin doch zu weit gegangen und hat sich zu sehr von theoretischen Erwägungen über den Verlauf der Stromlinien leiten lassen. Die wenigen bisher bekanntgewordenen zentralalpiner Findlinge aus diesem Gebiete sind ganz verlässliche Anhaltspunkte dafür, daß der Inngletscher sich am Westabbruch der vereinigten Karwendelketten zwischen Scharnitz und Mittenwald unmittelbar auf Felsgrund entlang bewegte. Ebenso machen im Puittal am Südabfall des Wettersteinzuges gefundene Geschiebe wahrscheinlich, daß hier der aus dem Gaistal kommende Ast des Inngletschers mindestens knapp an den Felswänden vorbeiströmte, jedenfalls ohne Zwischenschaltung einer nennenswerten Zone von begleitendem Wettersteineis. Auch daran kann man die Überlegenheit des Ferneises deutlich erkennen.

Die am Ende jeder Eiszeit eingetretene Klimabesserung mit Hebung der Schneegrenze mußte sich an den Kalkalpengletschern früher auswirken als beim Ferneis. Es war also nicht etwa so, daß der Inngletscher zusammenschumpfte und gleichzeitig die Karwendelgletscher sich ausdehnen konnten. Aber auch der umgekehrte Fall, daß beim Schwinden der Karwendelgletscher die Abkömmlinge des Inngletschers in die freigegebenen Gebiete nachstießen, trat nicht ein. Im eisfrei gewordenen Zwischengebiet kann man sich schmale Eisseen vorstellen, deren Verbreitungsgebiet durch Bänderton-Ablagerungen gekennzeichnet ist.

## 6. Zur Frage der „abgeirrten“ Geschiebe.

Mit dem erörterten Verhältnis zwischen Ferneis und Eigenvergletscherung hängt auch das Vorkommen der sogenannten „abgeirrten“ Geschiebe zusammen. Wörtlich genommen, haben alle erraticen Geschiebe als verirrt oder abgeirrt zu gelten. A. Penck (19 und 21) hat diesen Ausdruck bei jenen Gesteinsstücken angewandt, die abseits der großen Gletscherbahnen gefunden wurden. Um nun aber doch dieses Vorkommen an sehr entlegenen Plätzen erklären zu können, sah sich Penck zu komplizierten Annahmen gezwungen. Innerhalb des untersuchten Gebietes handelt es sich um die bereits im Regionalen Teil erwähnten Fälle.

Penck (19, besonders S. 355) hat an einer Reihe von Fällen zu zeigen versucht, daß ein seitliches Abirren zentralalpiner Materia-

les in die Seitentäler hinein stattfand. Als sich beim allgemeinen Schwinden der Vergletscherung die Karwendelgletscher vom Ferneis lösten, sammelten sich in den eisfrei gewordenen Lücken die Wässer zu Stauseen. Das Ferneis hätte dann aber von unten her in die Täler eindringen können und bei dieser Gelegenheit hätten sich die zentralalpinen Geschiebe in die Seitentäler hinein verirrt, die bis dahin ihr eigenes Eis dem Hauptgletscher zusandten.

Penck stützte sich dabei namentlich auf die Verhältnisse im Rißgebiet, wo damals nur die Erratika im Tortal südlich Hinterriß, im Leckbachgraben nördlich Hinterriß und im Fermersbachtal bekannt waren. Weil Penck an den von H. v. Wolf vermuteten „unerweisbaren“ (18, S. 324) Übergang zentralalpiner Eises über den Sattel der Ferein-Alm nicht glauben konnte, mußte er 1925 annehmen, daß die kristallinen Geschiebe „aus dem Isartal von unten her in das Rißgebiet einwanderten“. Das nötigt zur Annahme eines vom Inn—Isar-Gletscher im Längstal über Vorderriß abzweigenden Gletscherastes, der dem weichenden Rißtal-Gletscher talein und bergauf gefolgt sein müßte. Und noch im Jahre 1930 schrieb Penck (21, S. 133), „daß Eis vom Isartale aufwärts ins Fermersbachtal eindrang.“ F. Trusheim (26, S. 54) hat dieser Meinung beigepllichtet.

Nur E. Fels (12, S. 50) war der richtigen Ansicht, daß man dabei dem Haupttalgletscher überaus große Leistungen zumutet, und hielt eine genaue Nachprüfung für notwendig. Durch den inzwischen einwandfrei erbrachten Nachweis des Eisübertrittes über die Ferein-Alm hat sich statt dieser reichlich gezwungenen und unbefriedigenden doch die so nahe liegende natürliche Lösung finden lassen. Man muß sich nachträglich wundern, zu welchen komplizierten Konstruktionen und Umwegen Zuflucht genommen wurde, weil der einfache Weg nicht rechtzeitig bewiesen werden konnte. Für die Geschiebe des Fermersbachtals läßt sich ein günstigsten Falles mindestens 8 km längerer und ganz unwahrscheinlicher Weg nordseitig um die Soiern-Gruppe herum errechnen. Hätte Penck gewußt, wie weit die kristallinen Geschiebe in das obere Rißtal hinauf zu finden sind, wäre er gewiß zu einer anderen Lösung gekommen.

Penck hat aber auch die in der Weitung östlich von Mittenwald im Bereich des Gassellabnbachi- und Seimbachtals vorkommenden kristallinen Geschiebe als „abgeirrt“ erklärt. Hier sind sie aber doch häufiger, als man es bisher annahm, und überdies stellen sie die Verbindung zu den genannten Stücken im Fermersbachtal her.

Ferner sei ein solches seitliches Abirren besonders an den bei Scharnitz mündenden Karwendeltälern festzustellen, deren Mündungsbereich mit zentralalpinem Material überstreut ist. Auch hier liegen die Spuren des Ferneises viel dichter und reichen bedeutend höher, als es Penck bekannt war. Wiewohl er selbst kristallines Material über den Erlsattel hinauf verfolgt hatte, wollte er nicht glauben, daß die bei der Amtssäge vorhandenen Erratika

von dort durch das Grobkristen-Tal eingewandert sind. Auch in diesem Fall sollte das zentralalpine Material durch einen bis Grobkristen talein und aufwärts gedrungenen Teil des Seefelder Astes gestrandet worden sein. E. Fels (12, S. 47/48) hielt das bereits für ausgeschlossen und die neuen Funde lassen daran nicht mehr zweifeln.

Nach Penck sollen solche abirrende Geschiebe nur tief unten in den Tälern und stets in der Nähe von Stauseebildungen vorkommen. Das trifft in dieser Allgemeinheit nicht zu.

In Anlehnung an eine derartige Verknüpfung von erraticem Material mit Stausee-Ablagerungen könnte man auf den Gedanken kommen, daß eine Weiterverfrachtung von Gesteinsschutt auf dem Wasserwege möglich war, nämlich mit Hilfe von Treibeis. K. Troll<sup>20)</sup> und O. Ampferer (10) haben für Vorkommen im Inntalraum zu dieser Erklärung gegriffen, weil nur dadurch die Einstreuung großer Blöcke in feinkörnige Seeablagerungen zu erklären war. Das mag gewiß in weiten Tälern zutreffen. In den schmalen Karwendeltälern war aber während des Gletscherrückzuges für Stauseen wenig Platz und man kann sich hier einen Transport der Erratika durch triftende Schollen kalbender Eiszungen und überdies talein nicht gut vorstellen, abgesehen davon, daß für Stücke, die in größeren Höhen (Ferein-Alm) gefunden werden, niemand die Existenz von Eisseen ernstlich in Betracht ziehen wird. Penck (20, S. 5/6) hatte vermutet, daß im Fermersbachtal, als dieses durch die im Riß- oder im Isartal gelegenen Eismassen verschlossen war, sich ein Stausee bildete, in dem die vom Isargletscher herangebrachten zentralalpinen Geschiebe „durch schwimmendes Eis verbreitet wurden.“

Nachdem nun also diese sogenannten abgeirrten Geschiebe gar nicht mehr so vereinzelt und nicht weitab von der Masse der übrigen Ferngeschiebe auftreten, wie Penck nach den spärlichen ersten Funden annehmen mußte, sondern sich als Glieder ganzer Ketten von erraticen Geschieben erweisen und teilweise sogar noch im Verbands von typischer Grundmoräne angetroffen werden, besteht keine Veranlassung, ihnen eine Sonderstellung einzuräumen. Es gibt im Karwendelgebirge meines Erachtens keine glazialen Geschiebe, deren Herbeischaffung sich nicht durch ganz gewöhnlichen Ferneistransport erklären ließe.

Nach Penck (18, S. 306, und 19, S. 356) zeigen diese abgeirrten Geschiebe keine Stromlinien an, sondern nur, wie weit das Ferneis beim Rückzug sich noch ausbreiten konnte, als die Zuflüsse der Karwendelgletscher aufhörten. Mit der Ablehnung der Lehre von den abgeirrten Geschieben läßt sich diese Anschauung nicht mehr aufrechterhalten. Auch die vermeintlich abgeirrten Stücke eignen sich so gut wie alle anderen vom Gletscher gebrachten zur Rekonstruktion der allgemeinen Stromlinien.

<sup>20)</sup> K. Troll: Der diluviale Inn-Chiemsee-Gletscher. Forschungen zur Deutschen Landes- und Volkskunde, 23. Bd. Stuttgart 1924.

### C. Zusammenfassung der Ergebnisse.

Die Eigenvergletscherung des Karwendelgebirges war verhältnismäßig gering. Der vorrückende Inngletscher traf noch eisfreie Gebiete an. Dadurch war es ihm möglich, an mehreren Stellen in das Innere des Karwendelgebirges einzudringen. Die lokalen Gletscher wurden vom Ferneis überwältigt und gestaut. Die Täler waren auf diese Weise durch ein Eisstromnetz verbunden.

Das Karwendelgebirge war zur Hocheiszeit allseitig von Ferneis umgeben, teils vom Inngletscher selbst, teils von dessen Abzweigungen (Isar- und Achengletscher).

Zwischen der Mieminger Kette und dem Wettersteingebirge floß vermutlich ein Teilstrom des Inngletschers aus dem Fernpaßbereich zur Seefelder Senke.

Auch nach dem Durchgang durch das Tor von Mittenwald reichte der sich verbreiternde Seefelder Ast des Inngletschers noch so hoch, daß er den Sattel der Ferein-Alm (1430 m) nordöstlich Mittenwald überschreiten und in das Rißtal gelangen konnte.

Wahrscheinlich bestand sogar eine durchgehende Ferneisverbindung an der Tiefenlinie zwischen Hochkarwendel und Vorkarwendel von Mittenwald über die Ferein-Alm zum Rißtal und von diesem über den Plumssattel ins Gerntal und damit zum Achenseegebiet. Die erratischen Funde im oberen Rißtal sprechen dafür, daß Ferneis auch von Osten her in das Rißtal einströmen konnte.

Die erratische Obergrenze des Inngletschers konnte neuerlich höher geschraubt werden. Die wichtigsten neuen Fundplätze kristalliner Geschiebe sind:

Mieminger Kette: Ostabfall der Hohen Munde auf 2100 m.

Wettersteingebirge: Karljoch (Scharnitzjoch): 2050 m.

Seefelder Gruppe: Reitherspitze: 2220 m.

Eppzirler Alm.

Brunstkopf (Karlgrat): 1920 m.

Weinger-Tal.

Karwendelgebirge engeren Sinnes:

Groß-Kristen.

Gleißerschtal: Umgebung der Amtssäge.

Hinterautal: bis Jagdhaus Hubertus,

Kamm des Reps.

Karwendeltal: bei der Larchet-Alpe (möglicherweise eingeschleppt).

Zwischen Scharnitz und Mittenwald: Oberhalb Scharnitz am Aufstieg zum Brunnstein.

Oberhalb der Brunnstein-Hütte auf 1600 m,

Hofhöhe im Leiterwald südlich Mittenwald.

Östlich und nordöstlich von Mittenwald:

Im Dammkar auf 1640 m.

Seinsgraben: am Jägersteig 1240 m.

Ferein-Alm-Sattel (1430 m).

**Rißtal und Nebentäler:**

Am Fermersbach auf 1150 m.

Rontal.

Tortal.

Neunerreisen am Ausgang des Johannes-Tales.

Labboden im innersten Rißtal.

Westliches Lamsenjoch (1933 m).

**Innsbrucker Nordkette:**

Großer Solstein 1920 m.

Heechenberg bis 1850 m.

Brandjochboden 1970 m.

Gleierschköpfl östlich vom Hafelekar 2275 m.

Höchstgelegener Fund!

**Bettelwurfkette:** Oberhalb der Hinterhorn-Alpe (Walder Zunterkopf-Ost) auf 1960 m (unbestimmbares Stück). Eindeutiges Kristallin bis 1870 m.

**Vomper Loch:** Südwestlich der Hudderbank.

**Hochnißl-Gruppe:** Vomper Joch auf 1680 m.

Für Quarz-Glimmer-Sande in großen Höhen wird glaziale oder wenigstens eisnahe Entstehung vermutet und ihre Verwendungsmöglichkeit als Ersatz für Erratika in Betracht gezogen.

Daß die hoch gelegenen Erratika aus einer früheren Vereisung stammen sollen, ist unbewiesen.

Die Annahme, daß beim allgemeinen Gletscherrückzug das Fenu-eis in eisfrei gewordene Seitentäler nachstieß, ist nach den neuen Befunden unnötig geworden und wird abgelehnt. Jedenfalls kann das durch die erratischen Geschiebe allein nicht bewiesen werden. Die sogenannten „abgeirrten“ Geschiebe werden daher als gewöhnliche, Stromlinien anzeigende Erratika betrachtet.

Abgeschlossen im März 1949.

**Karten- und Literatur-Verzeichnis.****Topographische Karten.**

Karte des Karwendelgebirges 1:25.000 (Alpenvereinskarte): Westliches Blatt (Mittenwald—Zirl), Mittleres Blatt (Hinterriß—Innsbruck), Östliches Blatt (Achensee—Schwaz).

Topographische Karte von Bayern 1:25.000: Nr. 880 (Mittenwald), 881 (Karwendelspitze), 890 (Scharnitz).

Provisorische Ausgabe der Österr. Karte 1:50.000: Nr. 117, 118 und 119.

Topographischer Atlas von Bayern 1:50.000: Nr. 97 (Mittenwald) und 98 (Scharfreiter).

Österreichische Spezialkarte 1:75.000: Nr. 5046 (Zirl—Nassereith) und 5047 (Innsbruck—Achensee).

Freytag-Berndts Touristen-Wanderkarte 1:100.000: Blatt 33 (Umgebung von Innsbruck).

Freytag-Berndt: Alpenkarte 1:100.000: Blatt 34/32 (Füssen—Schwaz).

Karte des Deutschen Reiches 1:100.000: Nr. 664 (Tegernsee), 672 (Mittenwald) und 673 (Vereins-Alpe).

## Geologische Karten.

Osterreichische Geologische Spezialkarte 1:75.000: Nr. 5046 (Zirl—Nassereith) und 5047 (Innsbruck—Achensee). Aufgenommen von O. Ampferer. Ausgegeben 1912.

Geologische Karte der Mittenwalder Karwendelmulde. Aufgenommen von F. Trusheim. Erschienen 1930.

## Schriftenverzeichnis.

Die Literatur wird im Text mit eingeklammerten Nummern und Seitenzahlen zitiert. Aufgenommen sind jene Arbeiten, auf die im Text mehrmals Bezug genommen wird. Nur einmal erwähnte Abhandlungen erscheinen in den Anmerkungen (Fußnoten).

1. Ampferer, O. und Hammer, W.: Geologische Beschreibung des südlichen Theiles des Karwendelgebirges. Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt, 48. Band, 1898. Wien 1899.
2. Ampferer, O.: Grundzüge der Geologie des Mieminger Gebirges. Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt. Wien 1902.
- 2a. Ampferer, O.: Bericht über die Neuaufnahme des Karwendelgebirges. Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt. Wien 1902.
3. Ampferer, O.: Geologische Beschreibung des nördlichen Theiles des Karwendelgebirges. Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt, 53. Bd., 1903. Wien 1904.
4. Ampferer, O.: Studien über die Inntalterrassen. Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt, 54. Band, 1904. Wien 1905.
5. Ampferer, O.: Geologische Beschreibung des Seefelder, Mieminger und südlichen Wettersteingebirges. Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt, 55. Band, Wien 1905.
6. Ampferer, O.: Über Gehängebreccien der nördlichen Kalkalpen. Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt, 57. Band, Wien 1907.
7. Ampferer, O.: Erläuterungen zur Geologischen Spezial-Karte, Blatt Zirl—Nassereith. Gedruckt 1913. Herausgegeben Wien 1924.
8. Ampferer, O.: Erläuterungen zur Geologischen Spezial-Karte, Blatt Innsbruck—Achensee. Gedruckt 1913. Herausgegeben Wien 1924.
9. Ampferer, O.: Über Wachstumsunterschiede zwischen Fern- und Nahgletschern. Die Eiszeit, Zweiter Band, erstes Heft. Leipzig 1925.
10. Ampferer, O.: Geologische Formenwelt und Baugeschichte des östlichen Karwendelgebirges. Denkschriften der Akademie der Wissenschaften, Math.-naturwiss. Klasse, 106. Band. Wien 1942.
11. Fels, E.: Die Kare der Vorderen Karwendelkette. München 1921.
12. Fels, E.: Das Problem der Karbildung in den Ostalpen. Petermanns Mitteilungen, Ergänzungsheft Nr. 202. Gotha 1929.
13. Klebelsberg, R. v.: Geologie von Tirol. Berlin 1935.
14. Klebelsberg, R. v.: Glazialgeologische Beobachtungen am Venet und Tschirgant im Oberinntal (Tirol). Zeitschrift für Gletscherkunde, Band 28, Berlin 1942.
15. Mutschlechner, G.: Aus der Geologie des Karwendelgebirges. In „Das Karwendel“, herausgegeben von Jos. Jul. Schätz. München 1937.
16. Penck, A.: Die Vergletscherung der deutschen Alpen. Leipzig 1882.
17. Penck, A. und Brückner, E.: Die Alpen im Eiszeitalter. Erster Band. Leipzig 1909. Das Werk wurde in Lieferungen ausgegeben. Die erste Lieferung erschien bereits 1901, was für die Beurteilung der Erforschungsgeschichte zu berücksichtigen ist.
18. Penck, A.: Glazialgeologische Beobachtungen in den bayerischen Hochalpen. Sitzungsberichte der Preussischen Akademie der Wissenschaften, Physik.-mathem. Kl., XVII. Berlin 1925.

19. Penck, A.: Die Eiszeit in den bayerischen Hochalpen. Ebendort 1925.
20. Penck, A.: Salpausselkä in Oberbayern. Fennia 50, Nr. 28. Helsingfors 1928.
21. Penck, A.: Geographischer Führer durch das Tor von Mittenwald. Sammlung geographischer Führer, Band 4. Berlin 1930.
22. Pichler, A.: Beiträge zur Geognosie und Mineralogie Tirols. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Jahrgang 1876. Stuttgart 1876.
23. Rothpletz, A.: Das Karwendelgebirge. Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins, Band 19. München 1888.
24. Schlagintweit, A. und H.: Neue Untersuchungen über die physikalische Geographie und die Geologie der Alpen. Mit einem Atlas. Leipzig 1854.
25. Sölch, J.: Geographischer Führer durch Nordtirol. Sammlung geographischer Führer, Band 1. Berlin 1924.
26. Trusheim, F.: Die Mittenwalder Karwendelmulde. Wissenschaftliche Veröffentlichungen des D. u. Ö. Alpenvereins. Innsbruck 1930.
27. Wolf, H. v.: Beiträge zur Kenntnis der eiszeitlichen Vergletscherung des Achenseegebietes in Tirol. Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft in München, XV. Band. München 1922.
28. Wolf, H. v.: Eiszeitstudien im Risser Gebirge. Ebendort, 17. Band. München 1924.