

MITTEILUNGEN

der Gesellschaft der
Geologie- und Bergbaustudenten
in Wien

Schriftleitung
Edith Kristan

WIEN
10. Bd. - 1959

Herausgeber: Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten
in Wien - Geologisches Institut der Universität Wien

MITTEILUNGEN
der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten
in Wien

Wien 1959 **10. Band**

I n h a l t

TOLLMANN, A.:	Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchung des zentralalpinen Mesozoikums	3
LEISCHNER, W.:	Geologische Neuaufnahme in der Umgebung von Bad Ischl (Ischl- und unteres Rettenbachtal)	63
STEINHAUSEN, W.:	Die Geologie der Ötscher Decke zwischen Unterberg und Furth (N.Ö.)	95
EPPENSTEINER, W., G. LISTABARTH & F. SOHS:	Beitrag zur Geologie des mittleren Kamptales (N.Ö. Waldviertel)	117
Buchbesprechungen		123

Herausgeber, Eigentümer und Verleger: Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Wien. Schriftleitung: Edith Kristan. Alle Wien I, Dr.-Karl-Lueger-Ring 1, Universität Wien, Geologisches Institut

MITTEILUNGEN
der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten
in Wien

Wien 1959 **10. Band**

I n h a l t

TOLLMANN, A.:	Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchung des zentralalpinen Mesozoikums	3
LEISCHNER, W.:	Geologische Neuaufnahme in der Umgebung von Bad Ischl (Ischl- und unteres Rettenbachtal)	63
STEINHAUSEN, W.:	Die Geologie der Ötscher Decke zwischen Unterberg und Furth (N. Ö.)	95
EPPENSTEINER, W., G. LISTABARTH & F. SOHS:	Beitrag zur Geologie des mittleren Kamptales (N.Ö. Waldviertel)	117
Buchbesprechungen		123

Herausgeber, Eigentümer und Verleger: Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Wien. Schriftleitung: Edith Kristan. Alle Wien I, Dr.-Karl-Lueger-Ring 1, Universität Wien, Geologisches Institut

Gedruckt mit Unterstützung der Stadt Wien aus Mitteln des Kultur-
groschens auf Antrag des Notringes der wissenschaftlichen Verbände
Österreichs und mit Unterstützung der Niederösterreichischen
und Oberösterreichischen Landesregierung

Alle Rechte vorbehalten
Für den Inhalt sind die Verfasser verantwortlich

Hergestellt durch: Europäischer Verlag, Wien IX
Druck: Ottokar Jerabek, Wien V, Schönbrunner Straße 118

**DER DECKENBAU
DER OSTALPEN AUF GRUND DER NEUUNTERSUCHUNG
DES ZENRALALPINEN MESOZOIKUMS**

Von Alexander Tollmann

(Mit Tafel 1)

Inhalt

Zusammenfassung	4
Einleitung	7
Historische Einführung	9
Das Kernproblem: Die Gliederung des Ostalpins östlich vom Katschberg	11
Regionale Besprechung der Ergebnisse aus den einzelnen Abschnitten der Zentral-Alpen	
a) Die Gurktaler Decke	14
b) Die Stellung des Grazer Paläozoikums	23
c) Die steirisch-niederösterreichische Grauwackenzone	24
d) Das Unterostalpin und Pennin des Semmering-Wechsel-Systems	33
e) Das Unterostalpin und Pennin des Tauernfensters	35
f) Das Ostalpin westlich des Tauernfensters	37
g) Der Abschnitt südlich des Tauernfensters	40
Faziesgroßräume und Faziesübergänge im Mesozoikum der Ostalpen	42
Grundsätzliches zum Deckenbau der Ostalpen	49
Rückblick und Ausblick	54
Literatur	56

Zusammenfassung

Position und Fazies des Mesozoikums in den Zentralalpen sind der Schlüssel zum Verständnis des alpidischen Deckenbaues in den Ostalpen. Deshalb wurde eine systematische Untersuchung des zentralalpiner Mesozoikums von Tirol bis zur Ostgrenze der Ostalpen mit vergleichenden Studien in den Nördlichen und Südlichen Kalkalpen in stratigraphischer, besonders in fazieller und tektonischer Hinsicht durchgeführt. Als Hauptresultat kann nun die bisherige „Oberostalpine Einheit“ in den gesamten Ostalpen in zwei Großeinheiten aufgegliedert werden, in das Mittelostalpin mit mächtigem Kristallin und einer lückenhaften mesozoischen Bedeckung in einer eigenen, zentralalpin ausgebildeten („mittelostalpinen“) Fazies und das Oberostalpin, das nur auf das bisher bekannte Paläozoikum der Nordalpen und das in nordalpinen Fazies entwickelte Mesozoikum beschränkt ist, ohne kristallinen Anteil im Deckenkörper. Die gegen Norden gerichtete Überschiebung des Oberostalpins über das Mittelostalpin, die hauptsächlich in den vorgosauischen Phasen vor sich ging und nachgosauisch weiter ausgebaut wurde, beträgt nachweislich im Meridian von Graz 185 km. Die aufgeschlossene Überschiebungswerte des Mittelostalpins über dem Unterostalpin überschreitet 60 km, die des Unterostalpins über dem Pennin ist ebenso groß. Für eine Rekonstruktion der ursprünglichen Gesamtbreite der Geosynklinalen der Nordalpen ist aber eine Addition dieser Überschiebungswerte unzulässig.

Im einzelnen wurde folgendes nachgewiesen: Die tektonische Grenze zwischen dem parautochthonen Massiv der Kleinen Karpaten und dem zum Unterostalpinen Deckensystem gehörigen Leithagebirge verläuft mit N-S-Streichen in der Brucker Pforte. Die Identität von Wechsel, Untergrund des Scheiblingkirchener Fensters und den Schieferinseln von Rechnitz, Bernstein und Meltern, die dem Pennin angehören, ist wahrscheinlich. Die mesozoischen Deckschollen über der Rechnitzer Schieferinsel NNE Schlaining sind dem Unterostalpin zuzuordnen. Die Siegggrabener und Schäfferner Deckscholle gehören zum Mittelostalpin. Der Floning-Troiseck-Roßkogelzug und der Drahtkogel sind ebenfalls Teile des Mittelostalpin. Die Zusammengehörigkeit der verschiedenen Abschnitte des mittelostalpinen Mesozoikums an der Basis der Grauwackenzone vom Wiener Becken bis S Schlading wurde gesichert. In der dieser Einheit angehörenden Trias im nun fossilbelegten Thörlprofil wurde der Altersnachweis erbracht. Die Identität der Rannach- und Tattermannschiefer, die stratigraphische Identität von Plattelquarzit, Pseudosemmeringquarzit und Semmeringquarzit, die stratigraphische Identität von Sölker Mar-

mor, Gumpeneckmarmor, Thörlerkalk und den anisischen Bänderkalken des Semmerings wurde erwiesen. Die vielfach angenommene voralpidisch angelegte „Sigmoide“ in der Grauwackenzone am Westende des Floningszuges existiert nicht. Die Trofaiachlinie ist keine Blattverschiebung, sondern ein Vertikalbruch, an dem der Nordflügel gehoben wurde. Die Trofaiachlinie setzt sich nicht am Süd-, sondern am Nordrand des Trofaiacher Beckens fort. Die Norische Linie ist eine Deckengrenze ausschließlich alpidischer Prägung und wurde nicht variszisch angelegt. Ihr Bewegungssinn ist S-N gerichtet. Das an ihr eingeklemmte Mesozoikum wurde entdeckt, es hat zentralalpine (mittelostalpine), nicht nordalpine Fazies. Die Untere Grauwackendecke keilt N der Rottenmanner Tauern am Südrand der Grauwackenzone aus, so daß hier die norische Linie endet. Die Grauwackenzone des Ennstales ist die breite Fortsetzung der Oberen Grauwackendecke des E. Im Fenster von Rottenmann kommt die Untere Grauwackendecke nochmals an die Oberfläche. An dessen Ostende taucht sogar noch der mittelostalpine Semmeringquarzit im Fenster von Gaishorn auf, analog dem Fenster von Wald weiter im Osten. Die Basis der Grauwackenzone ist in der gesamten Länge, auch in Salzburg und Tirol, eine Überschiebungsfläche ersten Ranges, an der das Oberostalpin über das Mittelostalpin in nordgerichteter Bewegung verfrachtet wurde. Die gleiche Überschiebungsfläche läßt sich auch an der Basis des Grazer Paläozoikums verfolgen. Die dort auftretende Raasbergserie und Köflacher Serie sind Trias.

In den Gurktaler Alpen und ihrer geologischen Fortsetzung gegen SE liegt der größte zusammenhängende Teil des oberostalpinen Paläozoikums vor, an der gesamten Basis durch eine über dem Mittelostalpin, z.T. über dessen Mesozoikum verlaufende Überschiebungsfläche getrennt. Im Ostteil des Klagenfurter Beckens hängt die Gurktaler Decke noch breit mit der Wurzelzone, den Karawanken, zusammen. Zum unterlagernden Mesozoikum in mittelostalpinen Fazies gehören die Vorkommen Viktring, Rosegg, Grenzquarzit, Stangalm, Flattnitz, Hansennock, Schadingerwald, Rahmen um Stolzalpe. Wahrscheinlich mesozoisch sind die Vorkommen von Mühlen, ein Teil der Haimburger Marmore und die bisher noch unerkannt gebliebenen Triasreste von Mauthbrücken, Tauchendorf, Feistritz, Zwischenwässern und Gasserriegel. Das triasverdächtige Vorkommen E Oberwölz ist Paläozoikum. Im Raum Murau ist die Gurktaler Decke in die tiefere Murauer- und die höhere Stolzalpen-Decke geteilt, an den Grenzen ist mittelostalpinen Mesozoikum in Form von Schürflingen eingeklemmt. Die ihr primär auflagernden mesozoischen Serien sind an sämtlichen Stellen in nordalpinen Fazies entwickelt. Auch diese Schollen sind wie ihre paläozoische Basis bis ins Bachergebirge und in den Poß-

ruck erhalten geblieben. Die Metadiabasserie von A. Thurner ist ident mit der Magdalensbergserie von F. Kahler. Die Krappfeldtrias, die Griffener-St. Pauler-Trias und die anderen kleineren analogen Schollen sind tatsächlich gegen N verfrachtet, aber nicht selbständig, sondern samt der paläozoischen Unterlage. In der Gurktaler Decke wurden folgende sechs echt tektonische Fenster bzw. Halbfenster erkannt: Frojachfenster, Fenster von Oberhof, Wimitzfenster, Ackerhalbfenster, Friesacher Halbfenster, Klagenfurter Halbfenster.

Die Nordkarawanken sind die sichtbare Wurzel, der Drauzug der wurzelnahe Teil der oberostalpinen Decke, damit zugleich der Nördlichen Kalkalpen, deren Südrand faziell in allen Teilabschnitten mit der Fazies des Südens korrespondiert. In der Goldegg-Gruppe, im Westteil der Kreuzeckgruppe, in den Turnthaler Phylliten ist wahrscheinlich Paläozoikum auf das Mittelostalpin aufgeschoben. Die Scholle von Dölsach E Lienz ist eine oberostalpine permische Serie. Im Winnebacher Kalkzug ist der westlichste Rest des Oberostalpins an der Narbe erhalten, weiter westlich ist das Oberostalpin total ausgequetscht. Von hier gegen W folgen Reste von Mesozoikum in mittelostalpinen Fazies über dem mittelostalpinen Kristallin: Kalkstein, Rasen, Bruneck, Mauls, Stilfes, Schneeberg, Telfer Weiße, Tribulaun, Serles und Kalkkögel. Endkopf, Pitz Lad, Engadiner Dolomiten und Ortler gehören ebenfalls dem Mittelostalpin an. Reste von Oberostalpin in diesem Raum sind das Paläozoikum des Schneeberger Zuges, die Steinacher Deckscholle, die Blaserdecke mit Trias und im Norden die Fortsetzung der Grauwackenzone bei Telfs, Landeck, Dalaas, Schruns und Tschagns. Auch sie ist über mittelostalpine Trias aufgeschoben.

Zur Großgliederung des ostalpinen Baues ergibt sich: Die Bestätigung der Fenster mit Pennin und Unterostalpin im Engadiner Fenster, im Tauernfenster, im Wechsel-Semmering-Fenster, ferner aber eine durch den Gesamttraum der Zentralalpen verfolgbare weitere Unterteilung in eine mittel- und oberostalpine Schubmasse, wobei die Basis der letzteren durch eine lückenhafte Unterlagerung mit mittelostalpinem Mesozoikum und durch eine, wo dieses fehlt, durchgehend verfolgbare Diaphthoreszone als „tektonischer Leit-horizont“ markiert ist. Die ursprüngliche Anordnung der Fazieszonen in der alpidischen Geosynklinale von N gegen S lautet: Helvetische, penninische, unterostalpine Fazies (Hochfeindteillfazies im N, Pleislingteillfazies im S), mittelostalpine, kalkvorlpinne, Dachsteinkalk-Fazies mit zwei Einschaltungen im Osten, der nördlichen Zlambach-Hallstätter-Fazies und der südlichen Aflenz-Griffener-Fazies. S davon schloß dann die südalpine Fazies an. Die individuellen Unterschiede und die Zusammenhänge der Fazieszonen waren klar erfassbar. Der Deckenbau ist in der Hauptsache

austrisch-vorgosauisch angelegt, auf die jüngere weitere Ausgestaltung wird auf Grund von Beispielen hingewiesen.

Als entscheidend für die Gesamtsynthese wurde erachtet, daß sich die Teil- und Detailergebnisse im Hinblick auf Litho- und Biofazies, Lagerung, tektonisches Gefüge (Achsenplan, Bewegungsrichtung auf Grund der Muldenschlüsse usf.), Diaphthoresozonen u. a. sämtlich harmonisch zusammenfügen. Entscheidend ist aber ferner ebenso die harmonische Einfügung in den größeren Rahmen, der Anschluß an Westalpen und Karpaten.

Einleitung

Die vorliegende Arbeit bringt das Ergebnis planmäßig durchgeführter Untersuchungen über Fazies, Schichtfolge und tektonische Stellung der zentralalpinen Mesozoikums-Vorkommen im Raum der Ostalpen aus den Jahren 1958 bis 1959. Angeregt wurde die Arbeit durch eine im Jahre 1958 auf Grund der vorausgegangenen, jahrelangen Detailuntersuchungen in dem am reichsten entwickelten zentralalpinen Mesozoikum, dem der Radstädter Tauern und zufolge vergleichender Studien im Semmering- und Stangalm-Mesozoikum in ständigem Gedankenaustausch mit meiner lieben Frau gewonnenen Erkenntnis: Das bisherige „Oberostalpin“ besteht aus zwei tektonischen Großeinheiten, dem eigentlichen Oberostalpin, das nur auf das Paläozoikum und auf das darüberliegende, in nordalpiner Fazies entwickelte Mesozoikum beschränkt ist und dem darunterliegenden Mittelostalpin, dem das steirisch-kärntnerische Kristallin mit einer eigenen, zentralalpin entwickelten, mesozoischen Sedimenthülle angehört, die bisher gänzlich ungenügend bekannt war und dadurch die tektonische Analyse des alpidischen Deckenbaues der ostalpinen Einheit unmöglich machte. Die Erkenntnis dieses großartigen Baues war im Anschluß an eine Kartierungsübung des Geologischen Institutes der Universität Wien, unter Leitung von Prof. Dr. E. Clar, im Gebiet des Stangalm-Mesozoikums gewonnen worden. Eine erste Mitteilung der tektonischen Folgerungen, die sich allein schon aus der Fazies des Stangalm-Mesozoikums in Verbindung mit der Fazies der übrigen zentralalpinen Sedimente und ihrer tektonischen Position ergaben, brachte ich im „Tektonischen Ausblick“ der Stangalm-Arbeit 1958, S. 71. Aber es galt für eine so entscheidende Behauptung auch eine größere Zahl ebenso entscheidender Beweise zu erbringen. Deshalb wurde zunächst in zahlreichen Untersuchungen in den

verschiedensten Abschnitten entlang der Hauptüberschiebungsfläche des Ober- über das Mittelostalpin, zuletzt mit Subvention der Österreichischen Akademie der Wissenschaften eine genaue Kenntnis der für diese Frage entscheidenden Einzelheiten geschöpft. Die Untersuchungen betrafen zahlreiche Einzelabschnitte vom Brennermesozoikum an, über die Vorkommen in der Wurzelzone S des Tauernfensters, über das Klagenfurter Becken, die Gurktaler Alpen, das Grazer Gebiet, die Unterlage der Grauwackenzone und den Semmering bis in die Hainburger Berge. Vergleichsexkursionen wurden in die Südalpen und Karpaten unternommen. Dabei ergaben sich in so überreichem Maß Einzelheiten in allen Abschnitten der Alpen, die so entscheidend für das Konzept sprachen, daß ich es nun, als mit allen derzeit möglichen Mitteln gesichert, hier vorlegen kann. Die Arbeit wird bereits jetzt, trotz der in diesem Sinne weiterlaufenden Untersuchungen veröffentlicht, da ja das Ergebnis in sämtliche Einzelbereiche auch der kartierenden Geologen eingreift und so befruchtend wirken soll. Hat doch gerade die jüngst in dem für diese Frage entscheidenden Gebiet stattgefundenen Tagung der Geologischen Bundesanstalt in Murau gezeigt, daß noch keineswegs Klarheit auch nur über die Deckennatur der Gurktaler Decke herrschte, wie ich etwa den Diskussionen mit Prof. A. Thurner und H. Flügel entnahm, die auch nur die Wahrscheinlichkeit des Auftretens von Trias an den Rändern des Nordteils der Gurktaler Masse energisch bestritten. Ebenso wurde von einem Großteil der Bearbeiter, die nur in einem beschränkten Abschnitt entlang der Hauptüberschiebung zwischen Mittel- und Oberostalpin kartierten, das Wesen und Ausmaß der Fernüberschiebung nicht erkannt, sondern in vielen Arbeiten kommt die Meinung von der relativen Autochthonie der paläozoischen Massen im Raum der Zentralalpen zum Ausdruck, wie z. B. die jüngsten Ausführungen von P. Beck-Mannagetta über die Gurktaler Alpen, von H. Flügel und V. Maurin über das Grazer Paläozoikum und von K. Metz über die Grauwackenzone zeigen. Andererseits wiederum sind in den Arbeiten von K. Holdhaus (1921, 1933), von L. Kober (1922) und H. Stowasser (1956) bereits wesentliche Erkenntnisse über den regionalen Charakter der Überschiebung der Gurktaler Decke und ihrer Analoga zu finden. Hier wird nun auf Grund der neuen eigenen Beobachtungen und der neu erschienenen Detailkartierungen das bisher gesicherte Bild dieser Verhältnisse gegeben.

Historische Einführung

Bereits im vorigen Jahrhundert war der Deckenbau in den Westalpen erkannt worden. P. Termier (1903) war der erste, der die Fernüberschiebungen in den Ostalpen und die Fensteratur der Tauern erkannt hatte. Dies war der Auftakt zu fundamentalen tektonischen Arbeiten in den Ostalpen. Durch V. Uhlig wurden in der Folgezeit die Untersuchungen an den entscheidenden Stellen im östlichen Tauernfenster angesetzt, durch L. Kober die Ergebnisse dieser Arbeiten über das östliche Tauernfenster 1920 zusammengefaßt. Im gleichen Zeitraum aber vollzog sich daneben in den verschiedensten Teilen der Ostalpen eine tektonische Analyse des Baues im Sinne der Deckenlehre, außerdem wurden daneben Synthesen für den Gesamttraum der Ostalpen gegeben, von L. Kober, von R. Staub und anderen.

Noch blieb damals eine Reihe von Fragen der Großtektonik in Schwebe, bzw. erfuhr eine abweichende Beantwortung — eine notwendige Folge der zu dieser Zeit ja erst sehr lückenhaft durchgeführten Detailkartierungen. Als Hauptproblem blieb nach wie vor, und zwar bis zur Gegenwart, die Gliederung der großen, raummäßig umfassendsten Einheit, jener des „Ostalpins“ der Zentralalpen offen, im Westen z. B. die Position der Silvretta- und Ötztaler Decke und die Stellung und Bedeutung des Schneeberger Zuges. Östlich vom Tauernfenster fehlte eine fundierte tektonische Aufgliederung der ostalpinen Zentralzone E vom Katschberg bis zum Auftauchen des Unterostalpins im Semmeringsystem. Der Versuch einer Analyse im Sinne des Deckenbaues in einem Teilgebiet dieses Abschnittes durch A. Tornquist (1917, 1923) scheiterte am Mangel der unerläßlichen Basis einer exakten geologischen kartenmäßigen Grundlage. L. Kober und R. Staub haben in verschiedenen, voneinander abweichenden Meinungen die Lösung dieses Fundamentalproblems der Tektonik des Oberostalpins versucht und gaben auch verschiedene Antworten auf die Frage nach Herkunft und Einwurzelung der Nördlichen Kalkalpen.

Ein entscheidender Fortschritt in diesen Grundfragen alpidischer Tektonik war nur bei einer ebenso entscheidenden Verbesserung der stratigraphischen Grundlage, und zwar namentlich des bisher so spärlich und lückenhaft bekannten Mesozoikums der Zentralalpen zu erwarten. Dabei hatten die in einzelnen Bereichen des zentralalpinen Mesozoikums bisher erzielten Ergebnisse nicht einmal allgemein Anerkennung gefunden. Wie sehr die Verhältnisse noch bis in die Gegenwart im argen lagen, lehrt etwa ein Blick in den Abschnitt von R. Schwinner über das zentralalpine Mesozoikum in Schaffer's Geologie von Österreich,

Auflage 1951, S. 204, wo die Ergebnisse der gründlichen Untersuchungen von A. Spitz, W. Schmidt, E. Clar u. a. ohne Gegenargumente in Frage gestellt wurden und damit auf einen Stand von 1900 zurückgegriffen wird. Als anderes Beispiel sei die Meinung von H. P. Cornelius angeführt, der noch 1950, S. 287, schrieb, daß die zentralalpine Trias im Zwischenstück zwischen Nord- und Süd-Kalkalpen, also innerhalb des weiten Bereiches des „oberostalpinen“ Kristallins, „keinerlei Wahrscheinlichkeit“ habe, d. h. also, daß Cornelius alle Vorkommen für Paläozoikum gehalten bzw. überhaupt negiert hatte. Gerade an der Meinung von H. P. Cornelius, einem der besten Kenner der Alpen, kann man die Situation in der Frage des zentralalpinen Mesozoikums erkennen, die bis in die jüngste Zeit die faziellen und tektonischen Vorstellungen beherrschte.

Gerade aber diese Unkenntnis der stratigraphischen Gliederung, der faziellen Ausbildung, ja der Existenz von ausgedehnten Resten „zentralalpin“ ausgebildeten Mesozoikums über dem steirisch-kärntnerischen Kristallin hat so lange die Erkenntnis der Tektonik, des Deckenbaues dieser großen Masse verhindert. Es muß daher das scheinbar selbstverständliche immer wieder betont werden: Der alpidische Deckenbau ist nur auf Grund genauer Kenntnis der alpidischen Serien und ihres Schicksales zu erkennen. Alle anderen Untersuchungen können nur weitere, zusätzliche Aussagen erlauben, die Grundgliederung ist nur mit Hilfe der Untersuchung der tektonischen Stellung der stratigraphisch gesicherten mesozoischen Serien mit besonderer Berücksichtigung ihrer faziellen Entwicklung möglich. Deshalb habe ich auch nach jahrelanger Beschäftigung mit dem am besten entwickelten zentralalpinen Mesozoikum der Radstädter Tauern die systematische Untersuchung der zentralalpinen Mesozoikums-Reste und für deren Einbau in den Gesamtrahmen auch das süd- und nordalpine Mesozoikum studiert.

Generell schreitet ja gerade gegenwärtig die Detailkartierung in Österreich rasch vorwärts. Im Gegensatz zur Pionierzeit der Deckenlehre in den Ostalpen steht nun unvergleichlich viel mehr Tatsachenmaterial zur Verfügung. Der Deckenbau in den Ostalpen aber geht, wie sich nun zeigt, noch über das Maß hinaus, das L. K o b e r und R. S t a u b annahmen — nun aber auf Grund reichlicher fossilbelegter Serien. Er steht demnach aber in noch strikterem Gegensatz zur Anschauung der relativen Autochthonie, wie sie etwa in der Zusammenfassung von K. M e t z zum letzten Mal in der Arbeit 1958 über die östliche Zentralzone der Alpen gegeben wurde.

Das Kernproblem: Die Gliederung des Ostalpins östlich vom Katschberg

In der letzten zusammenfassenden Synthese über den Alpenbau von L. Kober (1955, S. 255) wird die Einwurzelung der Nördlichen Kalkalpen in die Sirn des oberostalpinen Kristallins verlegt, in die Stirnzone der Silvrettiden, der Muriden, allenfalls noch der Koriden. Von der Stangalm gegen Süden wird alles Land als relativ autochthon angesehen. Nun aber hat die Neuuntersuchung des zentralalpinen Mesozoikums ergeben, daß über dem „oberostalpinen“ Kristallin auf weiten Strecken eine eigene, zentralalpine Trias in einer der unterostalpinen ähnlichen Fazies, doch aber auch mit eigenen Charakterzügen entwickelt ist, so daß eine Einwurzelung der Nördlichen Kalkalpen innerhalb des einheitlichen zentralalpinen Mesozoikums schon aus faziellen Gründen unwahrscheinlich wird. Hinzu kamen weitere wichtige Hinweise: Das zentralalpine Mesozoikum auf dem „oberostalpinen“ Kristallin, das sich vom Klagenfurter Becken bis an die Basis der Grauwackenzone von S gegen N verfolgen läßt, ist selbst dynamometamorph, ist selbst überfahren worden. Wo die Überlagerung noch vorhanden ist, trifft man in sämtlichen auflagernden Schollen Paläozoikum, das selbst wiederum nordalpin entwickeltes Mesozoikum als Auflagerung trägt. Das erkennt man am besten im Gebiet der Gurktaler Decke und dem Analogon W des Tauernfensters, der Steinacher Deckscholle des Brenners, dann in der gesamten steirisch-niederösterreichischen Grauwackenzone, ferner im Grazer Paläozoikum. Die regionale Bewegung all dieser Massen ist generell primär von Süd gegen Nord gerichtet, wie die in neuerer Zeit in immer größeren Umfang vorgenommen Achsenanalysen im Verein mit der Untersuchung der Muldenschlüsse zeigen und wie zahllose eigene Beobachtungen bestätigen. Ein sekundärer, jüngerer Ost-West-Schub zeichnet sich ebenfalls im Gesamtraum der Ostalpen deutlich ab.

Die Überschiebung der Gurktaler Decke ist zufolge der noch in den Deckenbau einbezogenen Mesozoikumsreste an der Basis der Decke alpidisch, ihr Ausmaß ist enorm: Liegt doch im zusammenhängenden Teil der Decke bereits über dem vom Klagenfurter Becken bis N von Murau vorhandenen metamorphen Mesozoikum eine einheitliche, 75 km breite, gegen SE bis Bleiburg und bis in die Nordkarawanken zurückverfolgbare, vorwiegend aus Paläozoikum bestehende Decke vor, die nach den W-E-Achsen generell normal dazu, u. zw. S-N über dieses 75 km breite Areal alpidisch aufgeschoben worden sein muß. Diese Erkenntnis ergibt sich zwingend aus dem von Murau bis zum Nordfluß der Karawanken bei

Rosegg und Winkel-St. Jakob im Liegenden des Paläozoikums und über dem unterlagernden Kristallin durchverfolgbaren, im Klagenfurter Becken noch fossilführenden, metamorphen Mesozoikum in zentralalpiner Fazies im Verein mit den W-E-Achsen der Gurktaler Decke! Wo das unterlagernde Mesozoikum geringmächtig ist oder fehlt, ist der Untergrund durch die alpidische Überschiebung diaphthoritisiert, eine Erscheinung, die man gerade rings um diese Deckenmasse verfolgen, aber noch nicht erklären konnte, was K. Metz noch 1958 betonte.

Es verdient besondere Beachtung, den folgenden, bisher übersehenen Umstand zu berücksichtigen: Wo an die Deckengrenzlinie des Oberostalpins Kristallin unmittelbar herantritt oder dieses nur eine sehr dünne Haut von Mesozoikum trägt, wird es in einer verschiedenen mächtigen Randzone diaphthoritisiert; wo aber mächtigeres, dem Kristallin auflagerndes, zentralalpines Mesozoikum vorliegt, also etwa im Bereich des Stangalmmesozoikums, äußert sich die enorme Beanspruchung der Unterlage durch die Überschiebung nur in einer Veränderung eben dieses nun an der Deckengrenzlinie liegenden Mesozoikums in Form einer Bänderung der Kalke, Verschieferung der Tone und in einer enormen Verschuppung und Verschleifung dieser Serie, das unterlagernde Kristallin aber ist durch die primäre Karbonatauflagerung vor der Diaphthorose geschützt. Zugleich ist damit ein Nachweis des alpidischen Alters der Diaphthoresonen an der Unterseite der Gurktaler Decke und aller ihr tektonisch homologen Schollen erbracht, unter denen sich auf weiten Strecken prächtig an der Grenzfläche diese Diaphthoritisierungs-Phyllonitisierungs-Zone verfolgen läßt. Die Diaphthoresonen geben uns daher auch in jenen Abschnitten Aufschluß über den Verlauf der Überschiebungsgrenzen zwischen Paläozoikum und Kristallin, wo gerade die schon primär lückenhafte zentralalpine Trias an der Deckengrenzlinie nicht vorhanden ist.

Wir können den Rand der Gurktaler Decke vom Klagenfurter Becken über die Stangalm, das Fladnitz-Mesozoikum, über Murau und Oberwölz, über das Friesacher Gebiet und Hüttenberg, NE der Ebersteiner Trias und N der St. Pauler Trias bis zum Gutensteiner Kristallin verfolgen. Auf der Strecke zwischen dem Raum E Klagenfurt und Prävali ist noch der Zusammenhang dieser Decke mit der Wurzelzone vorhanden, noch nicht der Erosion zum Opfer gefallen und nur stellenweise durch Quartär verhüllt. Östlich davon ist aber ebenfalls durch eine seit alters bekannte Diaphthoresone und durch den klaren tektonischen Kontakt an der Basis der weiterhin nur aus Paläozoikum mit auflagerndem nicht metamorphem Mesozoikum in nordalpiner Fazies bestehenden Überschiebungsmasse die Fortsetzung dieser Einheit über das Bachergebirge und den Poßruck und Remschnigg zu verfolgen, wo sie unter die junge Ver-

hüllung gegen N und E abtaucht und nur im Sausal, kleineren Inseln und im Grazer Paläozoikum daraus wieder hervorragt, auch dort mit der in jüngster Zeit entdeckten zentralalpiner Trias im Liegenden der Schubmasse.

Aber damit ist noch immer nicht das gesamte Ausmaß dieser Decke erfaßt. Jenseits der Aufwölbung der Niederen Tauern und deren kristalliner Fortsetzung im Osten taucht auf der ganzen Breite wiederum die Fortsetzung der Paläozoikum-Deckenmasse in Form der Grauwackenzone auf, wiederum hier in der ganzen Erstreckung mit dem gleichen metamorphen Mesozoikum in zentralalpiner Entwicklung im Liegenden, wiederum mit dem gleichen, nicht metamorphen nordalpiner, ganz anders gearteten Mesozoikum am Rücken, hier in Form der Nördlichen Kalkalpen. Lagerung, Bewegungsrichtung, Metamorphoseart und besonders die Fazies der Mesozoika und die Diaphthoresezonen sprechen klar und eindeutig für die Zusammengehörigkeit dieser großen Schubmasse.

So ist es durch das Studium des zentralalpiner Mesozoikums gelungen, die große „oberostalpine“ Deckenmasse im Sinne von L. Kober in zwei gleichwertige Großeinheiten zu gliedern. Zur unteren gehört das gesamte Kristallin E des Tauernfensters und seines unterostalpinen Rahmens bis zur Linie Stanz-Anger, also das gesamte Kristallin der steirisch-kärntnerischen Zentralalpen mit geringen Resten stark metamorphen fraglichen Paläozoikums und dem metamorphen Mesozoikum in zentralalpiner Fazies in einer der unterostalpinen nahestehenden, aber doch abweichenden Ausbildung mit norischem Plattenkalk und bestimmtem Jura. Diese tektonische Einheit soll fortan „Mittelostalpin“ genannt werden. Die höhere großtektonische Masse umfaßt praktisch das gesamte bisher bekannte Paläozoikum der östlichen Nordalpen als Trägerdecke der Nördlichen Kalkalpen. Alle mesozoischen Schollen auf seinem Rücken sind in nordalpiner Fazies entwickelt und sind nicht metamorph. Die Überschiebung ist, wie die Sedimentation im Tauernfenster und die bereits auf dem tiefsten Teil der oberostalpinen Einheit abgelagerte Gosau von Kainach und südlichere Vorkommen zeigt, in der Hauptsache bereits vorgosauisch vor sich gegangen. Auf diese Masse sei in Zukunft der Name „Oberostalpin“ beschränkt.

Eine Information über die Verbreitung des mittelostalpinen Mesozoikums in zentralalpiner Fazies und des oberostalpinen Mesozoikums in nordalpiner Fazies gibt die Karte Tafel 1.

Regionale Besprechung der Ergebnisse aus den einzelnen Abschnitten der Zentralalpen

a) Die Gurktaler Decke.

Grundlage und Ausgangspunkt für die Erkenntnis der Untergliederung des bisherigen „Oberostalpins“ bildet die Gurktaler Decke mit ihrer fast geschlossenen zentralalpinen mesozoischen Unterlagerung auf der Westseite bis zurück ins Klagenfurter Becken. Sie hat für das Verständnis der Ostalpen-Tektonik die gleiche Bedeutung wie das Tauernfenster mit seinem unterostalpinen mesozoischen Rahmen. Nur sind die Überschiebungsweiten noch gewaltiger, noch überraschender: Der unmittelbar ablesbare Betrag der zufolge der Achsenlage meridionalen Bewegung beträgt in der zusammenhängenden Masse der Gurktaler Decke vom Südrand des Klagenfurter Beckens bis Oberwölz 75 km, die Überschiebungsweite des Oberostalpins inklusive dem noch weit vorgeschobenen Mesozoikum der Nördlichen Kalkalpen, stets über fremdem Untergrund mit faziell anders geartetem Mesozoikum im Meridian von Klagenfurt 165 km, im Meridian von Graz 185 km! Diese Beträge sind keine Schätzungen, keine Hypothesen, sondern können durch die aufgeschlossene junge Unterlagerung, die in den Kalkalpen z. B. im Windischgarstener Flyschfenster sichtbar ist, unmittelbar abgelesen werden.

Folgendes soll als das Wesentlichste über die Gurktaler Decke und ihre Unterlage hervorgehoben werden. 1921 hat K. Holdhaus die Trias der Stangalm erkannt, durch Fossilfunde im Rhät der Eisentalhöhe bei Innerkrams belegt und die gesamte Serie aus Quarzit, wenig Rauhwaacke, Bänderkalk und Dolomit als Trias zusammengefaßt. Sie liegt über verschiedenem kristallinem Untergrund und trägt über sich das durch eine reiche Flora des Westfal berühmte Turracher Karbon (Stangalmkarbon). Die Entdeckung von K. Holdhaus war Anlaß für die Erkenntnis der Deckennatur des Paläozoikums der Stangalpe und von Murau, die Holdhaus (1921), L. Kober (1922 und 1923), R. Staub (1924) beschrieb, allerdings mit verschiedener Anknüpfung an die übrigen, heute als tektonisch gleichwertig erkannten Elemente. Durch die späteren Arbeiten von R. Schwinner und A. Thurner wurde wiederholt der Großteil des Stangalmmesozoikums, besonders der von Innerkrams gegen E streichende Flügel als Paläozoikum erklärt. Als Konsequenz ergab sich in diesen Arbeiten eine unzutreffende Beurteilung der alpidischen Überschiebung, die als unbedeutende, W—E gerichtete Aufschuppung angenommen

wurde. Namentlich die Arbeit von H. Stowasser (1956) hat die Zusammengehörigkeit und das mesozoische Alter des N—S- und W—E-Flügels der Karbonatserie um Innerkremser wiederum betont. Zugleich wurde damit das wesentlich größere Ausmaß der alpidischen Überschiebung erfaßt. Aber die Ergebnisse von H. Stowasser wurden weiterhin von A. Thurner bestritten.

Die eigene Untersuchung des Innerkremser Mesozoikums (1958) ergab folgende wesentliche Gesichtspunkte: Zufolge des vorausgegangenen genauen Studiums des reichst entfalteten zentralalpiner Mesozoikums in den Radstädter Tauern war es möglich, eine detaillierte, nun auf den bis in Einzelheiten geführten Vergleich basierende Gliederung der Trias durchzuführen. Es ergab sich, daß die Serie keine normale Schichtfolge darstellt, sondern in eine Reihe tektonischer Schuppen aufgelöst ist. Es ergab sich aber zugleich erst durch diese Feingliederung die absolute Sicherheit der Zugehörigkeit der gesamten Serie zum Mesozoikum, da ja nur aus einem Teilstück, dem Rhät, Fossilien vorlagen und weitere gemeldet werden konnten. Ebenso wichtig aber ist es, daß diese Trias, und wie die neuen Beobachtungen unter der Führung von H. Stowasser zeigten, auch der hier vorhandene Jura in ihrer Fazies weitestgehend mit der zentralalpiner Entwicklung des Unterostalpins übereinstimmen, faziell daher diesem anzuschließen sind. Als Verbindung zur unterostalpinen Fazies und Unterscheidung zur nordalpiner Entwicklung in diesem Meridian ergab sich: Permoskythischer Lantschfeldquarzit (Semmeringquarzit), unteranische Rauhwacke, mächtige Anisbasis-Tonschiefer als besonders charakteristisches Schichtglied, der in bestimmten Partien Dolomitschlieren und Hornstein führende Muschelkalk im Liegenden des dunklen, gegen oben heller werdenden Mitteltriasdolomites, Brekzien im Muschelkalk. Die Unter- und Mitteltrias ist also weitgehend ident mit jener der Radstädter Tauern, klar unterschieden von der nordalpiner Fazies. Die Obertrias ist ebenfalls in ähnlicher Art wie die des Unterostalpins ausgebildet, nur kommt im Auftreten des Plattenkalkes zwischen Hauptdolomit und Rhät ein neues, an voralpine Verhältnisse gemahnendes Element hinzu. Auch der Jura, der besonders im Profil des Leckenschobers im Flattnitzer Mesozoikum gut entwickelt ist, ist mit seinem sandigen Kalkschiefer, seinen Radiolariten und Kalken dem des Unterostalpins sehr ähnlich, also ebenfalls typisch zentralalpin, weist aber gerade im Auftreten von Aptychenkalk ähnlichen Flaserkalken wiederum bereits ein Merkmal der voralpinen Fazies auf. Die Bindung zum Unterostalpin ist also das auffallendste fazielle Merkmal (Tollmann 1958, S. 66), zugleich aber stellen sich in der höheren Trias und im höheren Jura noch mehr Bindungen zur voralpinen Fazies ein.

Das nächste wesentliche Ergebnis ist die auf Grund der Achsen-

lagen eruierte Bewegungsrichtung. Besonders im N—S streichenden Mesozoikum S Innerkrams liegen die Faltenachsen vorwiegend W—E bis WNW—ESE orientiert (Tollmann 1958, S. 67). Auch in der Flattnitzer Trias ist diese Hauptrichtung zu beobachten, hier kommt eine sekundäre E—W-Einengung geringeren Ausmaßes hinzu. Wieder weiter im E ist durch die umfangreichen Achsenaufnahmen im E-Teil der Gurktaler Decke durch P. Beck-Mannagetta (1959) die gleiche Orientierung in den Faltenachsen des Paläozoikums nachgewiesen, die hier fast ausschließlich W—E ausgerichtet sind. Weitere Beobachtungen liegen durch Beck-Mannagetta über die primären, vorgosauischen Achsenrichtungen mit W—E-Streichen im Gebiet der Trias von Griffen und St. Paul vor (1953, 1955). Dort konnte Beck-Mannagetta zugleich an die Achsenrichtungen in den diaphthoritischen Zonen des unterlagernden Kristallins, der umgeprägten Randzone der südlichen Koralmpe anknüpfen, so daß auch so die Zugehörigkeit der Überprägung älterer Strukturen zum alpidischen Akt der Überführung des Mittelostalpins durch das Oberostalpin erwiesen ist. Die generell W—E gerichteten Achsen zeigen aber in Verbindung mit dem noch vorhandenen Zusammenhang der Gurktaler Decke mit der Wurzelzone im Osten des Klagenfurter Beckens und auf Grund der Gesamtbewegung der ostalpinen Deckenmasse, die ich z. B. in den gegen S geschlossenen Mulden im Unterostalpin der Radstädter Tauern und des Semmering wiederholt in klassischen Profilen beobachten konnte, die einheitliche Bewegung von S gegen N. Da aber in fast lückenloser Reihe auf der gesamten Westseite der Gurktaler Decke im Liegenden zentralalpines und außerdem dynamometamorphes Mesozoikum auftritt, ist in Kombination mit den eben angeführten tektonischen Gegebenheiten und der im Osten der Gurktaler Decke bis zur Wurzel S vom Gutensteiner Kristallin durchverfolgbaren Diaphthoresezone die generelle und totale Überschiebung dieser Deckenmasse über das gesamte unterlagernde zentralalpine Kristallin gesichert.

Am SW-Rand der Gurktaler Decke, im Anschluß an das W vom Wöllaner Nock ausklingende Stangalm-Mesozoikum zieht der bereits von W. Petrascheck (1927, S. 159) beschriebene „Grenzquarzit“ an der Deckengrenze weiter, dessen Altersstellung noch belegt werden muß, der aber aller Wahrscheinlichkeit nach den permoskythischen Quarzit repräsentiert. Dann taucht wiederum an einer internen Schuppenzone im Abschnitt Mauthbrücken—Kadöll—Tauchendorf—Feistritz eine von P. Beck-Mannagetta (1959) als Paläozoikum beschriebene Gesteinsvergesellschaftung auf, die Rauhawacken, Dolomit, Hornsteinkalke und Kalke enthält, in welcher ich Triasschürflinge vermute. Da ich die Arbeit von Beck-Mannagetta über diesen Raum erst nach

Abschluß der Außentätigkeit erhielt, konnte ich die Vorkommen selbst noch nicht begutachten.

Altbekannt ist die durch F. K a h l e r (1931) fossilbelegte Trias, die in Resten über dem diaphthoritiserten Kristallin des Westteiles des Klagenfurter Beckens aufliegt. K a h l e r konnte zunächst keine sichere Entscheidung über die fazielle Zuordnung geben, F. W o r s c h (1937) entschied mit Bestimmtheit für den zentralalpinen Charakter auf Grund der Vergleiche mit der Trias von Innerkrams. Daß aber auch seine Entscheidung mit Unsicherheit behaftet war, zeigt seine Auffassung vom Westteil der gleichen Serie beim Faaker See, die er als nordalpin betrachtete. Die Serie enthält permoskythischen Serizitquarzit (Petelin) mit rosa Quarz und Lydit, Spuren der stratigraphisch niveaugebundenen Rauhwanke. Die anisische Dolomitbrekzie ist NE St. Christoph vorhanden. Schwarze Kalke, Bänderkalke, gebänderte, besonders aber massige, helle Dolomite und Dolomitmarmore bilden die Hauptmasse des Gesteins. Der zentralalpine Charakter der Serie kommt im Auftreten der Quarzite an Stelle der Werfener Schiefer, im Auftreten von Spuren der anisischen Rauhwanke und der anisischen Brekzie zum Ausdruck. Das Fehlen der Anisbasisschiefer, die in Innerkrams sehr mächtig vorliegen, das Zurücktreten der Rauhwancken, der Typus der Kalke, unter denen nach H. S o r d i a n echte Gutensteiner Kalke erscheinen, gibt bereits starke Anklänge an die nordalpine (voralpine) Fazies. Näheres wird hier die genaue stratigraphische Analyse bringen, die derzeit von H. S o r d i a n vorgenommen wird. Nach S o r d i a n gehören abgesehen von dem seit langem bekannten Vorkommen von Rosegg auch die westliche Fortsetzung, der Rudnik und Wauberg und die Hügel bis zum Faaker See zum zentralalpinen, hier in zwei durchgehend verfolgbare Schuppen gegliederten Mesozoikum, in dem nun H. S o r d i a n an zahlreichen Stellen reichlich Diploporen fand. Im E setzt die von F. K a h l e r als „Mittelkärntner Triaszug“ bezeichnete Zone über die Otuchovahöhe bei Latschach und den Kathreinkogel mit Schollenresten bis Viktring fort, wo ebenfalls noch eine geschuppte schmale Serie aus Semmeringquarzitschiefern, Rauhwancken und dunklem Dolomit vorhanden ist, in dem ich Kalkalgenreste fand. Die weitere östliche Fortsetzung des „Mittelkärntner Triaszuges“ im Sinne von K a h l e r muß zufolge Fazies und Fehlen der Metamorphose vom Westteil abgetrennt werden: Hier liegen die ins Hangende des Paläozoikums der Gurktaler Decke gehörigen, nicht metamorphen Triasreste in nordalpiner Fazies, die vielleicht große Flächen des Untergrundes des Ostteiles des Klagenfurter Beckens bilden, aber nur stellenweise aus der Schotterdecke hervorragen, so z. B. im dünn-schichtigen Dolomit der „Teufelsbrücke“ bei Kühnsdorf, ferner bei Humtschach, SW Ruden usf. Hier leitet diese Schollen-

reihe unmittelbar in die Griffener-St. Pauler, typisch nordalpine, reich entwickelte, nicht metamorphe Trias über.

Auch im Nordteil des Klagenfurter Beckens treten solche Triasreste über der hier schon vorhandenen paläozoischen Trägerdecke auf (Taf. 1), bekannt vom Ulrichsberg, von Straganz usf. Oft sind nur mehr die basalsten Schichten vorhanden, z. B. Werfener Schiefer (E St. Sebastian) oder die durch Quarzporphyrführung charakterisierten, häufig sehr groben Grödener Schichten (Projern, Ritzendorf usf.). Die größte, zusammenhängende Masse bildet hier die in der Stellung und Fazies der Griffener-St. Pauler Trias gleichende und allen übrigen Schollen am Rücken des oberostalpinen Paläozoikums der Umgebung gleichwertige Krappfeldtrias.

Der Unterlage des zentralen Teiles der Gurktaler Decke fehlt weitgehend, und zwar schon primär, die auch weiter gegen E nur sehr lückenhafte zentralalpine Trias. Das erkennt man an dem in drei Fenstern an die Oberfläche kommenden mittelostalpinen Untergrund. Er besteht vorwiegend aus Glimmerschiefer, wie man im Wimitzfenster, im Fenster von Oberhof und im Frojachfenster erkennen kann. Ähnlich liegen die Verhältnisse im Friesacher Halbfenster im Osten. Die schon seit langem bekannten Antiklinalen („Aufbrüche“) des Untergrundes innerhalb der Gurktaler Decke sind echte tektonische Fenster, in denen das Mittelostalpin unter dem oberostalpinen Paläozoikum auftaucht. Durch das Fehlen der sonst zwischengeschalteten Trias bzw. durch unsere bisherige Unkenntnis solcher Reste (die Kalke am NE-Ende des Wimitzfensters müssen daraufhin überprüft werden, ebenso die Quarzite im Inneren des Fensters) waren die Fenster bisher noch nicht erkannt worden, auch nicht bei der Neukartierung durch P. Beck-Mannagetta (1959). Hinzu kommt die schwierige Unterscheidbarkeit der gerade im Grenzbereich oft phyllonitisierten und in absteigender Metamorphose umgeprägten Glimmerschiefer der Unterlage, die dann weitgehend den auflagernden paläozoischen Phylliten ähnlich sein können. Gerade aber bei der Neukartierung dieses Raumes konnte P. Beck-Mannagetta trotzdem nachweisen, daß die Diabasserie, die Graphitphyllit-Mylonit-Serie und die Kalkphyllitserie, also die Bauelemente des Paläozoikums der Gurktaler Decke, keineswegs in die Glimmerschieferserie des Untergrundes eintauchen, sondern doch klar abgrenzbar sind (1959, S. 342).

Am Nordrand der Gurktaler Decke in Fortsetzung der bei Flattnitz noch zusammenhängenden mesozoischen Unterlage bildet eine Schollenreihe von zentralalpiner Trias die Untergrenze der Decke. Sie ist über das Hansnock und den Schadinger Wald am Kreischberg bis S Murau zu verfolgen und wurde dort durch eine Teildeckenbildung in der paläozoischen Masse über dem stärker

zurückgebliebenen nördlichen Teil der Decke (Murauer Teildecke) an der Basis der vorauseilenden höheren Teildecke der Stolzalpe in Form von Schürflingen mitgeschleppt. Die ablesbare Überschiebungsweite in den noch heute erhaltenen Resten der Stolzalpen-Teildecke beträgt von der Fuge mit Permoskythquarzit S Murau (in der Karte von A. Thurner (1958) noch als Quarzkeratophyr im Hangenden der Kieselschiefer SW Murau ausgeschieden) neun Kilometer. Es scheint, daß die Metadiabasplatte auch primär ins Hangende der Kalkphyllit-Kalkserie gehört und in einer Differentialbewegung unter der ja einst darüber hinwegegangenen Nordkalkalpenmasse abgelöst und nach N transportiert wurde. Die Fuge, die im N durch die aus dem Untergrund stammenden Triasschürflinge klar ist, kann auf der Ostseite der Metadiabasplatte nur schwer gegen S durchverfolgt werden, da ja hier keine Schürflinge eingeklemmt werden konnten. Sie verläuft weiterhin zunächst an der Basis der Metadiabasserie, zuerst am Ostrand dieser, dann im S auf der Nordseite des Metnitztales, wo eine tektonisch stark durchbewegte Serie das Grenzgebiet markiert. SW des Friesacher Halbfensters verläuft eine Bewegungsfläche im Hangenden der Graphitphyllit-Mylonitzone im Sinne von P. Beckmannagetta, so daß die südliche Fortsetzung der Stolzalpenlinie an der Grenze zum Quarzphyllit weiterzuführen scheint.

Das mesozoische Alter der aus Quarzit, Rauhwanke, Kalk und Dolomit bestehenden Schürflinge im Liegenden der Stolzalpen-Teildecke ist bereits auf der Karte von H. Stowasser (1937) gegenüber der abweichenden Meinung von A. Thurner, der diese Gesteine ins Paläozoikum stellte, verzeichnet. Die von A. Thurner in diesem Verband als Quarzkeratophyr bezeichneten Gesteine sind typische Semmeringquarzite mit Geröllen von rosa Quarz. Hingegen ist der von K. Metz auf der Karte der Steiermark als zentralalpines Mesozoikum eingetragene Dolomit-Kalk-Komplex des Künsterwaldes bei Oberwölz, der nach Lagerung und Aussehen der Gesteine durchaus auch als Trias aufgefaßt werden könnte, auf Grund allerdings noch fraglicher Fossilreste sehr wahrscheinlich Paläozoikum, wie A. Thurner annahm. Dennoch ist aber auch diese untere Teildecke der Gurktaler Decke (Murauer Teildecke) nicht primär mit dem Untergrund verbunden, sondern ist als Bestandteil des Oberostalpins fernüberschoben. Den anormalen Kontakt beschrieb ja auch in diesem Abschnitt A. Thurner (1956), nur dachte er an Verschiebungen kleineren Ausmaßes.

Erst wieder N Mühlen, auf der Strecke bis Perchau ist eine seit P. Ploteny (1956) als fragliches Mesozoikum bezeichnete Serie zwischen Granatglimmerschiefer im Liegenden (Mittelostalpin) und dem Paläozoikum der Gurktaler Decke im Hangenden eingeschaltet. Die Serie ist auf Grund der eigenen Beobachtungen intensiv ver-

schuppt, fällt generell gegen W unter das Paläozoikum und besteht aus unreinem Quarzit, Rauhdecken, Bänderkalk und Dolomit. Das Alter ist mangels Fossilführung nach wie vor unsicher. Die Metamorphose der Marmore ist höher als gewohnt. Aber die Übereinstimmung mit der Trias unter dem Grazer Paläozoikum ist gegeben, ebenso mit der sicheren unterostalpinen Trias des Fischbacher Fensters. Es ist daher mit Wahrscheinlichkeit mit dem triadischen Alter dieser Serie zu rechnen. Auf alle Fälle liegt die gesamte Einheit, nach der tektonischen Umformung der Gesteinszüge und der intensiven Verschuppung zu schließen, in einer Zone enormer tektonischer horizontaler Beanspruchung.

Vom nächsten Abschnitt am Ostrand der Gurktaler Decke ist bisher keine Einschaltung sicherer zentralalpiner Trias bekanntgeworden. Die Deckengrenze verläuft unter dem das Friesacher Halbfenster umrahmenden Paläozoikum, unter dem Paläozoikum SW Hüttenberg, das die Ebersteiner Trias trägt und am Südrand der Saualpe im Liegenden des Paläozoikums mit der Griffener-St. Pauler Trias. Das war auch der Grund, warum so lange die Deckennatur der Gurktaler Masse verborgen blieb. Die der Deckennatur des Paläozoikums scheinbar widersprechende Aussage, die durch E. Clars Untersuchungen über die Mineralfazies im Raum Hüttenberg gegeben ist (1953), namentlich eine durchgreifende progressive Metamorphose in den untersuchten Proben, wird in der schon von H. Beck (1935) als intensiv verschuppt gezeichneten Grenzzone dadurch begründet, daß offenbar keine lückenlose Probenserie aus einem Profil vorlag. Wichtig in diesem Zusammenhang ist die von P. Beck-Mannagetta (1959) im Raum der östlichen Gurktaler Alpen festgestellte Tatsache, daß trotz der schwierigen Unterscheidung des Glimmerschieferuntergrundes und der auflagernden metamorphen paläozoischen Serie nirgends, auch nicht im Raum Friesach, ein Hineinstreichen des Paläozoikums in den Untergrund zu erkennen wäre.

E der Ebersteiner Scholle am Westrand der Saualpe und E St. Paul bilden jeweils junge Brüche die Grenze, an denen die östliche Scholle herausgehoben und weit erodiert ist. Dort fehlen daher auch die ursprünglich ja nur nahe der Überschiebungsfläche entwickelten Diaphthoresozonen. Hingegen sind sie im gesamten bruchfreien Grenzsaum entlang der Überschiebungsfläche noch ein Stück tief ins Altkristallin hinein zu verfolgen. Das hat bereits H. Beck auf seiner Karte Hüttenberg—Eberstein kartennäßig festgehalten, allerdings zeichnet er sie gerade im Abschnitt Hüttenberg in übertriebenem Ausmaß. Die von H. Beck kartierten, immer an die Überschiebungsfläche gebundenen und von ihm als auffälliger Grenzhorizont besonders hervorgehobenen Quarzite, hier z. B. W Zwischenwässern und am Gasserriegel müssen hin-

sichtlich des wahrscheinlichen triadischen Alters überprüft werden. Aber in erster Linie ist die Begleitung des Saumes durch die Diaphthoresozonen, in denen sogar die Achsen in alpidischer W—E-Richtung geprägt sind (P. Beck-Mannagetta 1955, S. 88), ein nicht übersehbarer weiterer Beweis für die Fortsetzung der Bewegungszone an dieser Fuge. Ebenso kann die fazielle Übereinstimmung der auflagernden mesozoischen, nordalpin entwickelten Schollen von Griffen usw. mit der im gleichen Meridian im Norden, am Südrand der Kalkalpen einsetzenden Aflenzer Fazies nicht übersehen werden. Schließlich erscheinen aufgeschuppt nahe der Überschiebungsfläche im Raum W Griffen in der sogenannten Haimburger Marmorreihe Kalk- und Dolomitlinsen, tektonisch arg beansprucht, steilstehend, und z. T., wie ich mich überzeugen konnte, durchaus vom Aussehen der zentralalpiner Trias, so z. B. die Bänderkalke im Steinbruch W Enzelsdorf. Da in dieser Schuppenzone aber eine Seriengliederung unmöglich ist, Quarzite, Rauwacken und charakteristischere Begleitgesteine fehlen, ist das Alter dieser Zone vorderhand nicht beweisbar. Die Conodontensuche ist eingeleitet.

Im Abschnitt zwischen Bleiburg und Prävali hängt, hier auch nicht von jungen Ablagerungen verhüllt, die Gurktaler Decke mit ihrem Wurzelgebiet im Süden zusammen. Die paläozoische Serie taucht unter die Nordkarawanken ein. Auch hier liegt noch ein kleiner nordalpin entwickelter Rest von Mesozoikum, die Scholle des Straschischas, auf. Wiederum ist das unterlagernde Kristallin, hier das Gutensteiner Kristallin, diaphthoritisiert, besonders stark in den der Überschiebung nächsten Streifen, z. B. am Südrand, wo die Glimmerschiefer in Phyllonite verwandelt sind. Als erster hat in diesem Raum A. Kieslinger (1928) eine weitreichende, gegen N gerichtete Überschiebung vermutet und ausführlich begründet. In allen neueren Arbeiten, so auch in denen von H. P. Cornelius (1949), F. Kahler (1953) und P. Beck-Mannagetta (1955) wird diese Auffassung von A. Kieslinger abgelehnt. Allerdings hatte A. Kieslinger auch nur an eine im wesentlichen selbständige Horizontalverfrachtung der Triasschollen von Griffen-St. Paul gedacht, wobei der paläozoische Untergrund verschuppt gezeichnet wurde, aber doch nicht als Träger der gesamten Schubmasse galt. Dadurch konnte aber wiederholt gezeigt werden, so auch von F. Kahler am Beispiel der analog gelagerten Ebersteiner Trias, daß zwischen dieser und der paläozoischen Unterlage keine so gewaltige Überschiebungsbahn liege. A. Kieslinger nahm nur eine partielle Verfrachtung der Schollen entlang dem schon als älter gedachten Störungssystem des Lavantales an, wobei der Koralpenblock als östliches Widerlager, als „Gleitschiene“, betrachtet wurde. Daher wurde auch keine Be-

ziehung zwischen Überschiebung und Diaphthoresezonen angenommen, die Kieslinger immer wieder ausdrücklich erwähnte, auch zurecht als vorgosauisch entstanden betrachtete, aber nicht mit der als jünger gedachten Überschiebung der St. Pauler Trias in Verbindung bringt. Aber bereits in der südlichen Fortsetzung der Störung, hier Mißlingstörung genannt, erkennt man das gegenüber der primären, vorgosauischen Hauptüberschiebung wesentlich jüngere Alter dieser Bruchzone, die in ihrem weiteren Verlauf die Faltenwellen der Gebirgszüge schneidet. Außerdem konnte bereits A. Kieslinger hier nicht mehr die Modellvorstellung einer Fortsetzung der Gleitschiene aufrecht erhalten, da dieser Teil im Westabschnitt des Bachergebirges heute noch nicht so hoch emporgewölbt ist wie die Koralpe und daher nicht nur die schon am herabtauchenden Südrand der Koralpe vorhandenen diaphthoritiserten Randpartien des Kristallins fortsetzen, sondern auch noch Schollen nordalpiner Trias mitsamt dem an ihrer Basis mitverfrachteten, z. T. stark reduzierten Paläozoikum vorhanden sind. Hierher gehören die ausgedehnten Werfener Schieferzonen im NW-Teil des Bachergebirges, die Triasschollen von Pametsch und von Röttschach im S.

Genau so klar und eindeutig liegen die Verhältnisse auch noch weiter im Osten, im Poßruck und Remschnigg. Obgleich hier die größte Breite der oberostalpinen Decke auftritt und die Wurzelzone von den Nördlichen Kalkalpen am weitesten zurückweicht, sind auch hier schon seit alters die Beobachtungen über enorme tektonische Bewegungshorizonte an der Basis der nordalpin entwickelten Triasreste oder, wo noch paläozoische Phyllite und Tonschiefer unterlagern, in und unter diesen bekannt. Die Trias über den Grödener Schichten (!) ist typisch nordalpin entwickelt und seit F. Benesch (1914) genauer bekannt. Wieder treffen wir hier das Karn mit Tonschiefern, Cidariskalken, Plattenkalk usw., vergleichbar mit St. Paul-Griffen, mit Eberstein und, zusammen mit diesen, mit der Aflenzer Fazies auf der Südseite der Nördlichen Kalkalpen. Bei Hl. Geist, bei Hl. Kreutz und im Poßruckgraben liegen Reste dieser Trias vor. Besonders A. Winkler (1927) hat im Zusammenhang mit der Aufnahme für die Spezialkarte wiederholt auf die Bewegungsflächen und auf die Diaphthoritisierung und Mylonitisierung des kristallinen Untergrundes im Remschnigg unter der Phyllit-Grünschieferserie (= paläozoische Metadiabasserie) verwiesen. In seiner tektonischen Karte 1928 (Jb. GBA., S. 230) hebt er gerade solche Triasschollen am Poßruck als nordbewegte Deckenreste über dem mylonitisierten Kristallin besonders hervor. An der Bewegungsbahn stellen sich wieder quarzische Gesteine ein.

b) Die Stellung des Grazer Paläozoikums.

Als unmittelbare Fortsetzung des als überschoben erkannten, oben besprochenen Paläozoikums mit nordalpinen Triasschollen im Poßruck und Remschnigg taucht, über zahlreiche, aus dem den Zusammenhang nur oberflächlich verhüllenden Tertiär der Steirischen Bucht aufragende paläozoische Inseln (Sausal, Preding, Straßgang) verbunden, das Paläozoikum der oberostalpinen Decke wieder in Form des Grazer Paläozoikums auf. Dieses ist genau wie seine südliche Fortsetzung in seiner Gesamtheit eine über das Mittelostalpin, über Reste von mittelostalpinem Mesozoikum aufgeschobene Masse. Das Mesozoikum ist erst in den letzten Jahren durch H. Flügel und V. Maurin vermutet worden. Die fragile Serie ist bisher am E-, SE- und W-Rand des Grazer Paläozoikums nachgewiesen worden. Im Bestand dieser Folge treten Quarzit, sehr mächtige Rauhacken, auch Tonschiefer, Bänderkalke und Dolomit auf. Allerdings ist die Serienfolge bisher nicht in brauchbarer Form analysiert worden. Die Frage, ob es sich hier um Paläozoikum in einer unbekannten Fazies oder um Mesozoikum handelt, ist von H. Flügel und V. Maurin offen gelassen worden. Dreimalige Begehungen des Gebietes der Raasbergserie bei Weiz und ein Vergleichsbesuch der Serie bei Köflach-Voitsberg ergaben, daß die Schichtglieder in ihrer Gesamtheit sehr wohl der Trias zuordenbar sind, zwar nicht so sehr jenen der unterostalpinen Fazies gleichen, wohl aber den in der Abgrenzung der einzelnen Horizonte in manchen Lokalitäten weniger scharf getrennten Schichtgliedern der mittelostalpinen Fazies. Flügel und Maurin hatten die Folge am Raasberg als eine normale und aufrechte Serie aufgefaßt. Die Verhältnisse auf der Nordseite des Raasberges weisen aber auf eine Schuppung hin. Namentlich die über dem Dolomit am Gipfel auftretenden Bänderkalke widersprechen der Annahme eines normalen Profils, wenn man sie zu dieser, als triadisch aufzufassenden Serie dazuzählt, da sie dann nur mit anisischem Kalk vergleichbar wären, also ins Liegende des Dolomites gehörten. Conodontentests sollen aber auch hier über die Zuordnung der Bänderkalke eine Entscheidung bringen.

Das Grazer Paläozoikum als Ganzes ist eine regional überschobene Masse. Für den Abschnitt auf der Südseite der Schöckelkalk-Decke ist dies nach zahlreichen älteren Spekulationen verschiedener Autoren von A. Kuntschnig (1927) kartenmäßig dargestellt worden. In neuerer Zeit schlossen H. Flügel und V. Maurin (1957, S. 203) mit Sicherheit, allerdings ohne Begründung, eine Fernüberschiebung des Grazer Paläozoikums aus und rechnen nur mit kurzen, lokalen Aufschiebungen des Paläozoikums

über die triasverdächtigen Serien. Dagegen spricht nicht nur der gesamte regionale Zusammenhang, in dem das Grazer Paläozoikum als Bestandteil der oberostalpinen Decke steht, sondern auch die starke Dynamometamorphose der unterlagernden Trias, und ihre bisher schon bekannte und noch weiter, besonders im NW zu erwartende Ausdehnung. Bisher ist die Unterlagerung des Grazer Paläozoikums durch Trias an drei Seiten bekannt, noch dazu auch im SE, von wo ja in erster Linie die alpidische Bewegung kommt. Um mit lokalen Bewegungen auszukommen, müßte man sich das Grazer Paläozoikum in der heutigen Begrenzung bei der alpidischen Bewegung zugleich gegen W, gegen E und gegen S überschoben denken! Aus dem regionalen Bild ergab sich aber schon mit voller Klarheit, daß das Grazer Paläozoikum als Teil der oberostalpinen Einheit nicht kurze, lokale Aufschiebungen machte, sondern fast 140 km weit gegen N verfrachtet wurde. Hinfällig wird dadurch die Annahme von W. P l e s s m a n n (1955, S. 306), daß die für variszisch gehaltene Gleinalmkristallisation am Westrand des Grazer Paläozoikums verschieden weit in devonisch-ordovicische Schichtglieder im Raum Graden eingreife. A. K i e s l i n g e r hatte hingegen bereits 1928 auf die Diaphthoresis-Erscheinungen in der Gradener Zone W Köflach hingewiesen. Es ist die gleiche Bewegungszone zwischen Mittel- und Oberostalpin, die wir schon weiter im S kennen gelernt haben und auf der erst in alpidischer Zeit in den vorgosauischen Phasen das Grazer Paläozoikum herangeschafft wurde.

c) Die steirisch-niederösterreichische Grauwackenzone.

Wir sahen, daß die Gurktaler Decke von der Wurzelzone, vom Südrand des Klagenfurter Beckens an bis über Murau hinaus von zentralalpinem, mittelostalpinem Mesozoikum streckenweise unterlagert ist. Gleichartig liegen die Verhältnisse beim korrespondierenden Sporn des Grazer Paläozoikums. Dann folgt im Norden in den Niederen Tauern, in der Gleinalpe und im Rennfeld eine Aufwölbung des mittelostalpinen kristallinen Untergrundes, so daß hier sämtliche, einst auflagernde Serien entfernt sind. 25 km N von Oberwölz, 5 — 10 km N vom Nordrand des Grazer Paläozoikums setzt aber bereits wieder die gleiche, generelle Abfolge auf der ganzen Breite ein: zutiefst über dem Kristallin zentralalpines Mesozoikum, darüber das in Teildecken geschuppte Paläozoikum der

Grauwackenzone und zuoberst das nicht metamorphe Mesozoikum in nordalpiner Fazies in Form der Nördlichen Kalkalpen. Wir haben gesehen, daß aus zahlreichen Gründen ein Einwurzeln der von S stammenden kalkalpinen Decken hier im Bereich zwischen Rennfeld und Niederen Tauern unmöglich ist, vor allem deshalb, weil dieses Kristallin als eigene Hülle eine faziell ganz andersartige, zentralalpine Trias trägt. Der fazielle Anschluß der Nördlichen Kalkalpen ist nur über die nordalpinen Triasschollen auf der Gurktaler Decke gegen S möglich. Auch noch aus zahlreichen anderen Gründen (Metamorphose des mittelostalpinen Mesozoikums usw.) ergab sich zwingend ein ursprünglicher Zusammenhang dieser gleichwertigen, dem Oberostalpin angehörenden Schollen.

N vom Tauernfenster tritt die Grauwackenzone durch Auskeilen des mittelostalpinen Kristallins in tektonischen Kontakt mit dem Unterostalpin, wo dieses ebenfalls fehlt, sogar direkt mit dem Pennin. Erst vom Nordrand der Niederen Tauern an bildet das mittelostalpine Kristallin mit seinem Mesozoikum bis Stanz bzw. in seiner Fortsetzung im Troiseckzug noch weiter gegen E die Unterlage. Im anschließenden Abschnitt östlich davon kommt die Grauwackenzone, sieht man von der dünnen, weiterstreichenden Sedimenthülle des Mittelostalpins ab, wiederum fast mit dem Unterostalpin, hier mit dem Semmeringsystem in Berührung. Man erkennt also, und dies hat besonders L. Kober betont, bereits aus den regionalen Verhältnissen die anormale, tektonische Auflagerung der Grauwackenzone über verschiedenen tektonischen Einheiten.

Ab Liezen gegen E setzt eine Zweiteilung der Grauwackenzone an der „Norischen Linie“ (L. Kober) ein. Die Untere Decke führt Karbon, die Obere, mächtige, die altpaläozoischen Schichtglieder. Dazwischen ist an der Norischen Linie auf weiter Strecke diaphthoritisiertes Kristallin miteingeschuppt. Eines der schwierigsten Probleme war die Lösung der Altersfrage dieser Norischen Überschiebung, also der Deckenbildung innerhalb der Grauwackenzone. Das Problem ist nun auf Grund mehrerer Tatsachen einer Lösung zugeführt worden: Das Alter der Deckenbildung ist ausschließlich alpidisch, vorgosauisch, die Bewegungsrichtung an der Norischen Linie entgegen R. Schwinner (1951) S—N orientiert. In zahllosen Arbeiten war diese Frage bisher diskutiert worden, der Großteil der Forscher nahm voralpidisches, variszisches Alter an. L. Kober vermutete ursprünglich, gestützt auf Einschaltungen vermeintlicher Werfener Schiefer an dieser Linie, die sich aber später als nicht existent erwiesen, ein alpidisches Alter. In vorsichtigerer Weise wurde als Kompromiß ein variszisches Alter angenommen und eine alpidische Ausgestaltung für wahrscheinlich erachtet (K. Metz, 1958). Als Hauptargument für das

vor alpidische Alter der Überschiebung wurde immer wieder die durchlaufende Überlagerung durch die Kalkalpen, die nicht in die Schuppung einbezogen sind, angeführt (H. P. Cornelius u. a.). Dieses Hauptargument ist aber gerade durch die oben im Abschnitt Murau angeführten Beobachtungen hinfällig: Dort ist eine interne Deckenbildung in der paläozoischen Unterlage des nordalpinen Mesozoikums in Form der Stolzalpenschuppe, die an ihrer Basis noch mittelostalpine mesozoische Schürflinge führt und über die Murauer Schuppe aufgefahren ist, vor sich gegangen, und zwar ohne daß das Paläozoikum in den Bau der damals darüberfahrenden Nördlichen Kalkalpen eingeschuppt wurde, wie man eben an den Nördlichen Kalkalpen erkennt. Grundsätzlich ist also eine selbständige, vielfach auch in anderen Abschnitten des oberostalpinen Paläozoikums beobachtbare alpidische Schuppung und Deckenbildung unter der gegen N bewegten Kalkalpenmasse durchaus möglich.

Aus dem Alter der jüngsten Sedimente der unteren Grauwackendecke allein, denen tieferes Westfal zukommt, ist eine Entscheidung über das Alter der Norischen Überschiebung nicht möglich: Die Zeit der für den variszischen Deckenbau entscheidenden Faltung in den Ostalpen ist ja erst mit Ende der Stufe von Miatschkowo, unter der Basis des Stefan, nach oben begrenzt, wie die genaue Einstufung der über den Faltenbau transgredierenden Basis der Naßfeldschichten (F. Kähler) im bestbekanntesten paläozoischen Bereich der Alpen, den Karnischen Alpen, ergab. Hingegen zeigt der tektonische Baustil der „Unteren Grauwackendecke“ jetzt, nachdem die ihr nicht angehörigen mittelostalpinen Anteile (Troiseck usw.) und das besonders im W mächtige mittelostalpine Mesozoikum (Rannachserie usw.) an der Basis abgegliedert sind, daß hier ja gar keine selbständige großtektonische Einheit vorliegt, die etwa als eigene variszische Decke entstanden sein könnte, sondern im W liegt tatsächlich nur mehr eine auf das Karbon beschränkte, genau an der alpidischen Überschiebungsfläche über dem Mittelostalpin sich hinziehende lückenhafte Zone von Schubfetzen, von richtigen Scherlingen vor — ein tektonischer Stil, der klar die zeitliche Zugehörigkeit zu der sie erzeugenden Überschiebung erweist. Sie sind die liegengebliebenen Reste der an der im N nahen Stirn des Paläozoikums zufolge der schräg die Schichtfolge durchschneidenden Basisfläche der Hauptüberschiebung hier gerade unmittelbar an die Überschiebungsfläche geratenen jungpaläozoischen Anteile der Decke. Noch weiter im N tritt ja dann in den Kalkalpen nur mehr das Mesozoikum unmittelbar an die Überschiebungsfläche und, als Wiederholung des gleichen Prinzipes, in dessen Stirnteilen wiederum nur mehr dessen jüngere Anteile, in der Frankenfesler Decke erst mit Hauptdolomit einsetzend. Die gemeinsamen Züge im Stil

der Decke des einheitlichen, großen alpidischen Aktes sind unverkennbar. Man sieht auch, daß die Zweiteilung der Grauwackenzone im Osten nicht etwa die Fortsetzung der Teilung der Gurktaler Decke bei Murau ist, sondern die Untere Grauwackendecke ein neues Element darstellt, eben den liegengebliebenen Stirnteil des Paläozoikums. Ein interner Deckenbau in der Oberen Grauwackendecke, die allein der Gurktaler Decke entspricht, ist ja in ähnlicher Art, wie er auch in der Gurktaler Decke vorhanden ist, durch I. L e s k o in neuester Zeit im Abschnitt Oberdorf entdeckt worden.

Für die Alterseinstufung der Norischen Überschiebung kommt aber noch als stratigraphischer Beweis die Entdeckung von eingeklemmter Trias an der Überschiebungsfläche hinzu. Man hatte sie bisher vergeblich gesucht, da man nach Schichtgliedern in nordalpiner Fazies Ausschau hielt, etwa Werfener Schieferen oder ähnlichem. Nun aber ergab die Konsequenz des Baustils, daß hier mitgeführtes, aufgeschürftes Mesozoikum nur in mittelostalpinen Entwicklung vorliegen könne, das heißt, man wird im Osten, im Abschnitt Thörl, eher durch das Überwiegen der Karbonate und Rauwacken hier solche Schichtglieder, im Westen, im Bereich der vorherrschenden Rannachserie eher diese Quarzite und Quarzitschiefer zu erwarten haben. Im Osten hat bereits H. P. C o r n e l i u s bei der Neukartierung des Blattes Mürzzuschlag eine gelbe, feste, nicht verwitterte Rauwacke an der Norischen Linie im Massinggraben NE Veitsch entdeckt. Er hatte ihr Alter zunächst als fraglich triadisch, später als paläozoisch aufgefaßt, mit der Begründung, daß sie ident sei jener des Thörlers Kalkzuges, den er ja auch für paläozoisch hielt und daher wiederum keinen weiteren Rückschluß auf die alpidische Überschiebung an der Norischen Linie ziehen konnte. Nun aber konnte ich das anisische Alter der Thörlers Rauwacken und Kalke sichern, wie im folgenden begründet wird, so daß zugleich der Rauwacke im Massinggraben dieses Alter zukommt. Im Westen aber sind die Quarzite und Serizitschiefer unter der Norischen Linie durch K. M e t z bereits kartiert und zu einer als „Fötteleck-Mölbegg-Serie“ bezeichneten Gesteinsgruppe gestellt worden, aber ihre Identität mit der Rannachserie, ihr permoskythisches Alter war noch nicht erkannt worden. So löst sich in jeder Hinsicht die dem Alter der Schichtglieder und der tektonischen Position nach rätselhafte Fötteleck-Mölbegg-Serie von K. M e t z in klar definierte Bestandteile auf: Sie ist die an der Basis der Oberen Grauwackendecke von S bei der alpidischen Überschiebung mitgeschleppte mittelostalpine tektonische Unterlage. Das Altkristallin liegt vor in der gewohnten Form von Diaphthoriten, phyllonitisierten Glimmerschiefern, hornblendereichen Grüngesteinen, und Marmoren (deren Aufgliederung noch versucht werden muß). Als primäre Auflagerung wurde der Rannachserizitschiefer

und -quarzit mitverfrachtet, die ganze „Serie“ tektonisch zerstört, intern verschuppt, verschleift. Die Quarzite daraus wurden gerade vom Fötteleck, aber auch von etlichen anderen Abschnitten beschrieben. Damit ist neben der im folgenden behandelten Frage des Troiseckzuges, der Trofaiachlinie, und der Fernüberschiebung an der Basis der Grauwackenzone eines der schwierigsten dieser an Problemen so reichen Zone gelöst.

An der Basis der steirisch-niederösterreichischen Grauwackenzone lagert über dem mittelostalpinen Kristallin in der gesamten Längserstreckung, allerdings immer wieder durch die enorme tektonische Beanspruchung in sich verschuppt, stellenweise ausgedünnt und zu einer perlenschnurartigen Linsenreihe zerrissen, aber durchwegs verfolgbar, eine Serie aus Serizitquarzitschiefern mit Konglomeratlagen, darüber fester Quarzit, darüber Rauhwanke, Bäuderalkalk und Dolomit. Die Serie war im Lauf der Zeit verschiedenartig eingestuft und in den einzelnen Abschnitten von verschiedenen Autoren verschieden benannt worden. Im Palten-Liesingtal hatte man die Schichtglieder dieser Serie Rannachserie, Plattelquarzit (mit karbonatischen Begleitern im Gaishorner Fenster) genannt, im Abschnitt über dem Troiseckkristallin Thörlerkalk mit Begleitern, im Abschnitt Mürrzuslag—Semmering die besonders hervortretenden Schiefer und Quarzite als Tattermannschiefer und Pseudosemmeringquarzit bezeichnet. Die Rannachserie und die damit verbundenen Quarzite wurden ursprünglich (V a c e k 1890, S c h w i n n e r 1929, 1936) in die Quarzphyllitgruppe gestellt und ihnen damit altpaläozoisches oder algonkisches Alter zugeschrieben, von anderen Autoren jüngeren Stufen zugeordnet. In den Arbeiten von H. P. C o r n e l i u s wird in ihnen Altpaläozoikum vermutet. Das triadische Alter hatte als erster W. S c h m i d t (1921) erkannt, in neuerer Zeit K. M e t z wiederholt betont. K. M e t z hat auch das Verdienst, die Zusammengehörigkeit der Serie des Westens und Ostens erkannt zu haben, und daher auch dem Thörler Kalk, der ursprünglich, seit V a c e k, und auch noch von H. P. C o r n e l i u s (1952, S. 126) ins Karbon gestellt worden war, als Angehörigen dieser Serie wiederum, wie bereits H. M o h r und L. K o b e r (1909) und E. S p e n g l e r (1920, S. 250), als Teil des zum Semmeringmesozoikum gehörig gedachten Zuges der Trias angegliedert zu haben.

Den ganzen, noch immer von verschiedenen Autoren recht verschieden beantworteten Fragenkomplex, der sowohl in stratigraphischer Hinsicht mit dem Problem Rannachserie, Tattermannschiefer, Pseudosemmeringquarzit und Thörler Kalk verknüpft ist, konnte ich nun auf Grund der vorausgegangenen Studien in der zentralalpinen Trias mit Sicherheit lösen. Untersucht wurden für diese Frage Profile im Semmeringgebiet bei Klamm und W davon,

die Thörler Serie in der klassischen Lokalität, die Rannachserie im Abschnitt W St. Michael und im Profil vom Hochreichart gegen N, die Antiklinale von Gaishorn. Entscheidend ist zunächst die Feststellung der Kontinuität der Serie, die sich stets über dem mittelostalpinen Kristallin und im Liegenden der Grauwackenzone einschaltet und, von W kommend, im Raum Kapfenberg nicht durch eine alt angelegte „Sigmoide“ unterbrochen ist, sondern sich unmittelbar in dem ausschließlich an einem Vertikalbruch, der Trofaiachlinie, emporgehobenen Nordteil über dem Floningzug ins Hangende des Troiseckzuges fortsetzt, wie die Neukartierung durch I. L e s k o ergab. Der Altersnachweis innerhalb des Gesamtzuges wurde in der Thörler Serie bei Thörl erbracht. Hier liegt im Durchbruchstal des Thörlers Baches, prächtig erschlossen, eine reichhaltige Serie vor. An der Westseite, S des Ortes, lagern übereinander: Reste von typischem Semmeringquarzit, bzw. hier feldspatreicher Arkose, die besonders auf der gegenüberliegenden Talseite, steil nordfallend in großer Mächtigkeit erschlossen ist, darüber mächtige gelbe Rauhacken, darüber Bänderkalk, dann schwarzer Dolomit, der gegen oben in hellen Dolomit übergeht. Sämtliche Schichtglieder, vor allem auch die Abfolge, stimmen in allen Einzelheiten mit dem unter- und mitteltriadischen Teil der Serie im Unterostalpin des Semmerings überein. Hinzu kommen feinere Gesteinsmerkmale etwa in der Ausbildung der „Thörlers Kalke“, die hier gar nicht stark metamorph, sondern nur leicht kristallin und schwach gebändert sind. Sie führen auf der gegenüberliegenden, östlichen Talseite die für das höhere Niveau der anisichen bläulichgrauen und rosa Bänderkalke so typischen, von mir wiederholt aus verschiedenen Teilen des Unter- und Mittelostalpins beschriebenen, aber auch in den entsprechenden Serien in den Karpaten usf. immer wieder beobachteten Dolomitschlieren und Hornsteinknollen. Hinzu kommen hier erstmalig gut erhaltene Crinoiden mit skulptierten Gelenkflächen, die am Felskopf in den eben beschriebenen Kalken E über der Talenge S Thörl aufzufinden waren. Sie wurden der Bestimmung zugeführt. Die Serie ist also vollkommen ident mit jenen des Unterostalpins am Semmering und reicht vom Permoskythquarzit zum hellen ladinischen Dolomit mit besonders reicher Entwicklung des mit der Rauhacke einsetzenden Anis. Darüber folgen im Profil von Thörl an der Westseite des Tales noch zwei weitere Schuppen mit aufrechter Schichtfolge, bevor das Karbon der Grauwackenzone einsetzt. Mit der Festlegung des Alters des Thörlers Profiles ist aber mit Sicherheit auf Grund des regionalen Zusammenhanges auch die Folge Tattermannschiefer-Peudosemmeringquarzit-Thörlerkalk des Ostens und die Rannach-Plattelquarzit-Folge des Westens eingestuft. Für die Bindung der Serien spricht außer dem räumlichen

Zusammenhang und der Abfolge der Schichtglieder noch die nun innerhalb des Quarzit-Serizitschiefer-Komplexes mögliche Gliederung, die sich in allen Abschnitten wiederholt. Sie beruht auf der im letzten Sommer gewonnenen Erfahrung an zahlreichen Stellen im Unter- und Mittelostalpin, daß generell eine Abfolge Serizitschiefer bis Serizitquarzitschiefer im Liegenden, feste geschichtete Quarzite im Hangenden für das zentralalpine Permoskyth charakteristisch ist. Diese Abfolge wurde beobachtet: Im Ostteil der Lantschfeld-, Pleisling- und Quarzphyllitdecke im Raum Tweng; Radstädter Tauern, Unterostalpin; im Bereich W Raach im Unterostalpin des Semmeringsystems auf Grund der von R. Pettin profilmäßig gesammelten, vorgelegten Stücke; in der mittelostalpinen Abfolge Tattermannschiefer (Liegend) und Pseudosemmeringquarzit (Hangend) N vom Semmeringgebiet. Aus dem Abschnitt Liesing—Paltental schließlich ist seit alters bekannt, daß die Plattelquarzite, die völlig ident mit dem Semmeringquarzit sind, das Hangende der Rannachserie bilden. Künftighin sind daher die dem (permo-)skythischen Niveau angehörenden festen Quarzite, gleichgültig, welchem tektonischen Niveau sie angehören, als Semmeringquarzit zu bezeichnen, Pseudosemmeringquarzit und Plattelquarzit fallen unter die Synonymie. Die im stratigraphischen Verband damit im Liegenden auftretenden Serizitschiefer und Serizitquarzitschiefer mit vereinzelt fein- bis grobkörnigen Konglomeratlagen sind als Rannachserie (Rannachschiefer) zu bezeichnen, der Name Tattermannschiefer ist hinfällig. Stratigraphisch einander gleichwertig sind ferner Thörlerkalk, Gumpeneck- und Sölker marmor, anisischer Bänderkalk des Semmering usw.

Die triadische Unterlage der Grauwackenzone stellt sich bereits am Nordrand der Niederen Tauern ein, wo A. Hauser und W. Brandl (1956) mesozoische Crinoiden im Dolomit und Kalk des Sattentales in der Serie des Sölker Marmors (Gumpeneckmarmor) fanden. Die Serie liegt nicht genau an der Grenze der Grauwackenzone, sondern in einer intensiven Schuppenzone mit diaphthoritisiertem, mittelostalpinem Untergrund. Die Verschuppung unter Einbeziehung von Bestandteilen der Grauwackenzone ist namentlich im Abschnitt W des Gr. Bösenstein enorm und äußert sich in einer bereits von K. Metz und anderen kartenmäßig erfaßten tektonischen Verzahnung der Einheiten, wobei das mittelostalpine Kristallin gerade hier weit gegen N vorspringt. Die Um-scherungstektonik und die damit verbundene Diaphthorese hat schon H. Wieseneder in diesem Abschnitt als alpidisch angesehen. Bereits ab Sölktal und Gumpeneck begleiten auch die weißen Semmeringquarzite den Sölker Marmor oder sind ein Bestandteil der Schuppenzone. Gegen E schieben sich Semmeringquarzit und besonders Rannachschiefer sehr rasch stärker in den Vordergrund,

so daß letztere besonders S Wald enorme Mächtigkeit erreichen. Die Auffassung von A. H a u s e r (1950), daß es keine Konglomeratlagen in der Rannachserie gäbe, ist hinfällig. Ich konnte selbst im Profil N des Hochreichart typische Konglomerat- und Brekzienpartien beobachten, der Lyditgehalt in den Feinbrekzien, ähnlich wie im Semmeringquarzit des Semmerings, ist auffällig.

Prächtig zeigt die von K. M e t z beschriebene Antiklinale im Fenster von Gaishorn — genau wie in jenem von Wald weiter im Osten — das Auftauchen der mittelostalpinen Trias in Form von Semmeringquarzit mit einzelnen Serizitschieferlagen und dem nun nicht mehr aufgeschlossenen Rauhwacken-Karbonat-Paket im Hangenden, das von K. M e t z aus der Flietzenschlucht genau beschrieben worden ist. Als Fortsetzung dieser Antiklinale gegen W ist hier außerdem die Untere Grauwackendecke im Liegenden der Norischen Decke im Fenster von Rottenmann zu sehen. Gegen W endet die Untere Decke im Meridian von Liezen. Sie keilt allmählich mehr und mehr gegen W aus, das heißt, bei der alpidischen Überfahung ist ein gegen E etwas mächtiger werdender Stirnteil aus Jungpaläozoikum von der Hauptmasse des Deckenkörpers überfahren worden. Eine Umdeutung der klaren, von Gaishorn über Rottenmann gegen W streichenden Antiklinale, an der die tieferen Decken nochmals an die Oberfläche gebracht wurden, im Sinne von K. M e t z (1951, S. 67) als an alter Querstruktur in diskordanter Transgression auflagernde Trias und einer Auflagerung von Karbon ist unmöglich. Die gegen W zielende Struktur Gaishorn—Rottenmann läßt sich ja sogar noch in den Kalkalpen über die Zone Tauplitz—Aussee—Pötschen und weiter verfolgen. Neben Zusammenpressung und Stirnbildung in einer gegenüber der Fernüberschiebung jüngeren Phase schließt sich hier auch noch eine kräftige Bruchstörung im Raum der Kalkalpen an (Röthelsteinbruch, Pötschen usw.), an die Schwärme von Vererzungen gebunden sind, wie ich bei der Kartierung dieses Raumes in den letzten Jahren feststellte.

Die Querstrukturen in der Grauwackenzone, z. B. im Abschnitt Wald und weiter im Osten, besonders im Raum der „alten Sigmoide“ bei Trofaiach sind z. T. jung, nicht voralpidisch angelegt, wie zuletzt K. M e t z (1951) schrieb, sind nach der vorgauischen alpidischen Fernüberschiebung der Decken entstanden. Die Trofaiachlinie ist eine in klassischer Art ausgebildete jungalpidische Bruchstörung, an der der Nordflügel emporgehoben wurde. Keine irgendwie bedeutende W—E-Bewegung, keine nennenswerte Blattverschiebung (H. V e t t e r s 1911, O. H o m a n n 1955 u. a.) ist an ihr vonstatten gegangen. Außerdem setzt sie sich nicht am Südrand des Trofaiacher Beckens fort, sondern die geradlinige Begrenzung des Beckens im Norden als direkte Fortsetzung der Linie

zeigt, daß das Becken im Norden, an dieser gegen W rasch auslaufenden Bruchlinie abgesenkt wurde.

In einer gründlichen Kartierung klärte O. H o m a n n (1955) die überaus interessanten Lagerungsverhältnisse der Einheiten im Raum zwischen Bruck a. d. Mur und Kindberg. Nun ergibt sich zufolge der tektonischen Trennung von Mittel- und Oberostalpin auch die regionale Einordnung der von O. H o m a n n festgestellten Einheiten: Das Unterostalpin taucht mit gipsführender Triasserie W Edelsdorf im Stanzbachtal unter die Glimmerschiefer des Meiselecks, das als Analogon der auch im SE über den Rennfeldgneisen erscheinenden Glimmerschiefer dem Mittelostalpin angehört. An der Grenze zur oberostalpinen Grauwackenzone stellt sich in dem von H o m a n n untersuchten Abschnitt Rannach-Arkoseschiefer SE von Frauenberg und S vom Kapfenberger Schloßberg unter der SW-Scholle der Grauwackendecke ein und erscheint bei Jassnitz, die nördliche oberostalpine Scholle der Grauwackenzone unterlagernd. In der Grauwackenzone NE Bruck ist ebenfalls die Zweiteilung in die Untere und Obere Decke, die hier muldenförmig über dem Mittelostalpin liegen, vorhanden. An der Grenzlinie tritt auch hier das von S (nicht von N, wie H o m a n n annahm) alpidisch eingeschuppte diaphthoritisierete Kristallin auf. K. Metz (1951, S. 35) hatte die komplizierten Verhältnisse beim Meiseleck mit dem Traidersberg W Leoben verglichen. Auch H. Flügel (1958) schloß sich dieser Deutung trotz der inzwischen erfolgten Detailkartierung von H o m a n n an. Man erkennt aber, daß die genannten „Serien“ keineswegs gleiche tektonische Stellung aufweisen: Das Meiseleck ist Teil des Mittelostalpins als unmittelbare Unterlage der darüber von S aufgeschobenen oberostalpinen Grauwackendecke, der Traidersberg und die Fötteleck-Mölbeegg-Serie sind die vom mittelostalpinen Untergrund durch die Überschiebungsmassen der Grauwackenzone losgerissenen Schollen mit Resten auflagernder zentralalpiner Trias, die nun innerhalb der oberostalpinen Decken der Grauwackenzone stecken. Sieht man die enorme tektonische Komplikation im Raum zwischen Bruck und Stanz, so ist es nur zu gut erklärlich, daß bisher ohne regional gültiger Großgliederung eine Lösung unmöglich war. Liegen doch hier stark ausgedünnt sechs alpidische tektonische Einheiten auf schmalem Raum übereinander (Taf. 1): Die unterostalpine Stuhleck- und Mürzdecke, das Mittelostalpin (Rennfeld, Meiseleck), die beiden oberostalpinen Decken der Grauwackenzone und das dazwischen eingeschuppte, vom Mittelostalpin stammende, diaphthoritisierete Kristallin an der Norischen Linie. Hinzu kommt noch in diesem Raum die Bruchtektonik der Trofaiachlinie!

Ähnlich unübersichtlich sind auch die tektonischen Verhältnisse im Abschnitt Troiseck—Drahtkogel und daher bisher sehr ver-

schieden gedeutet worden. Die Lösung des Problems lautet: Nur durch den Trofaiachbruch herausgehoben setzt das mittelostalpine Kristallin, das im S durch das Rennfeld repräsentiert wird, im N im Floning-Troiseckzug fort, zu dem auch noch die Einheit mit Biotit-Uralit-Schiefer, Porphyroid und Pyllit im Roßkogel gehört und der sich auch noch im Drahtkogel fortsetzt. Als primäre stratigraphische Auflagerung begleitet den Oberrand mittelostalpine Trias, wie oben ausgeführt. Das Mittelostalpin fällt gegen N unter die oberostalpine Grauwackenzone ein, im Gegensatz zu der Meinung, daß das Troiseckkristallin primär als muldenförmige Deckscholle dem (unterostalpinen) Semmeringmesozoikum aufliege, dieses daher an dessen gesamten Nordrand wiederum emporkomme. Das gegen N gerichtete Untertauchen des Mittelostalpins sieht man vielmehr im Westteil des Troiseckzuges unmittelbar, im Osten ist das Eintauchen dieser Einheit gegen N nur an dem mittelostalpinem Mesozoikum ersichtlich, das Kristallin keilt in dieser Richtung allmählich aus, der letzte Rest im Roßkogel und Drahtkogel ist außerdem von der nördlichen Fortsetzung des Mittelostalpins (Triashülle) durch eine in jüngerer Zeit während der nachgosauischen Einengungstektonik entstandene Antiklinale des unterostalpinen Untergrundes getrennt.

Über der Unteren Grauwackendecke, die seit H. P. Cornelius eigentlich zu Unrecht Veitscher Decke genannt wurde, da ja Veitsch bereits im mittelostalpinen Kristallinzug liegt, folgt über der Einschaltung anisischer Rauhwacke im Massinggraben an der Norischen Linie die Obere Grauwackendecke (Norische Decke) mit Altpaläozoikum, Porphyroid und mit den noch in stratigraphischem Verband der Decke auflagernden quarzporphyrhältigen Grödener Schichten, hier als Präbichlschichten bezeichnet. Darüber lagert, wiederum mit Fernüberschiebungsf lächen enormen Ausmaßes innerhalb der Werfener Schiefer, die in Decken gelegte, nordalpin entwickelte mesozoische Kalkalpen-Serie.

d) Das Unterostalpin und Pennin des Semmering-Wechsel-Systems.

Ost der Linie Stanz—Anger und Süd vom Troiseckzug und der östlichen Fortsetzung des Mittelostalpins kommt mit großzügigem internen Deckenbau das Unterostalpin des Semmeringssystems an die Oberfläche. H. Mohr und L. Kober haben Bau und Position dieses Gebirgsabschnittes in grundsätzlichen Arbeiten beschrieben

und in ihm einen tieferen Alpenbauteil erkannt. Die Auffassungen über Umfang, Begrenzung im NW und die großtektonische Stellung wechselte aber doch im einzelnen auch bei den Autoren, die den Deckebau erfaßt hatten. Nun erst, durch die klare Ausgliederung des Mittelostalpin ist die bereits altbekannte, in neuerer Zeit durch weitere Untersuchungen im Semmeringmesozoikum (H. P. Cornelius 1952, E. Kristan u. A. Tollmann 1957) ausgedrückte Meinung über die unterostalpine Stellung nochmals durch die tektonische Position im Liegenden der vom Ostrand des Tauernfensters herüber durchverfolgbaren mittelostalpinen kristallinen Überlagerung bestätigt worden.

Bereits an der Ostseite des Grazer Paläozoikums keilt das mittelostalpine Kristallin gegen Osten aus tektonischen Gründen fast aus, das erkennt man an der geringen Mächtigkeit SW Stanz, das ersieht man besonders an der allmählichen Abnahme der Mächtigkeit gegen E im Nordrahmen, im Troiseck—Roßkogel—Drahtekogelzug. Daher nimmt es nicht Wunder, daß auf der Südseite der Kulmination, die im Wechsel und Geschriebenstein ihre tektonischen Höhepunkte findet, kein mächtiges mittelostalpinen Kristallin folgt, sondern praktisch fehlt, hingegen im Süden am Eisenberg bereits wieder das oberostalpine Paläozoikum, das Analogon des Grazer Paläozoikums, folgt. Nur in der Sieggabener Deckscholle (F. Kümel 1936) ist ein auflagernder Deckschollenrest von diesem (mittelostalpinen) Kristallin bekannt, der noch in der Deckscholle von Schäffern ein Gegenstück hat.

Das Unterostalpin besteht aus einer höheren, schwächeren Decke, der Mürz-Tachenbergdecke, und der tieferen Pretuldecke. Die Mürzdecke keilt am Westrand des unterostalpinen Fensters S Kindberg total aus und wird auch im Norden, unter Zurückbleiben des Kristallins im Abschnitt E des Semmerings nur durch die durchstreichende tiefere Trias in den Adlitzgräben repräsentiert. Die Quarzite und Serizitschiefer bei Klamm gehören nicht, wie früher angenommen, als verkehrte Folge zu dieser Einheit, sondern sind, wie der regionale Überblick ergab, bereits aufrechte Serie des Mittelostalpin. Ob Reste der Tachenbergdecke im Osten, im Raum Wiesmath auftreten, wird die Detailkartierung ergeben. Der mächtigeren Pretul-Kirchbergdecke gehört das ausgedehnte Kristallin zwischen Pretul und Birkfeld im Westen, jenes von Kirchberg und Aspang im Osten an. Das unterostalpine Mesozoikum des Semmeringsystems besteht aus einer kompletten Triasserie mit typisch karpathischer Entwicklung der Obertrias mit buntem Keuper. Die im Norden, E des Semmerings in drei Teildecken bzw. Schuppen gespaltene Pretul-Kirchbergdecke führt aber außer der mesozoischen Auflagerung Trias auch auf ihrer Unterseite in Form einer verkehrten Serie.

Als tiefste Einheit des Semmering-Wechsel-Systems kommt unter der unregelmäßig domförmig aufgebuckelten Pretul-Kirchbergdecke mit ihrem charakteristischen Grobgneiskern („Kernserie“) eine noch tiefere Einheit mit kristallinem Grundgebirge und schwach metamorpher phyllitischer Schieferhülle im Wechsel und in der Rechnitzer, Bernsteiner und Meltener Schieferinsel empor. W. Schmidt hatte zufolge der guten Analogie der Serien der Schieferinseln von Bernstein—Rechnitz mit jenen des penninischen Anteils des Tauernfensters die Rechnitzer Schieferinsel und die kleineren Vorkommen nördlich davon dem Pennin zugezählt. Durch die Arbeiten von A. Parr wird dieses Ergebnis weitgehend bestätigt, ferner das Einfallen unter die Grobgneisserie im N und W an zahlreichen Stellen beschrieben. Über der penninischen Schieferserie von Rechnitz lagern NNE Schlaining kleine Deck-schollen von unterostalpinen Trias. Aus Analogien der Lagerung und der Schieferhülle zwischen dem Rechnitzer Gebiet und dem Wechsel, ist auch der Wechsel und der nochmals im Scheiblingkirchener Fenster auftauchende Untergrund in das Pennin zu stellen. Daß das Pennin selbst noch in den Deckenbau einbezogen ist und nicht den autochthonen Untergrund bildet, ist wahrscheinlich: Das tatsächlich weitgehend autochthone Massiv in der östlichen Fortsetzung dieser Zone, wo das Pennin offenbar bereits endet, zeigt in der Hochtatischen Kernzone der Kleinen Karpaten, die noch in die Hainburger Berge herüberreicht, ganz anderes Aussehen: Über dem sehr mächtigen Granitkern liegt das sehr lückenhafte Mesozoikum mit der charakteristischen Folge von Lias unmittelbar über Semmeringquarzit.

e) Das Unterostalpin und Pennin des Tauernfensters.

Das gleiche System unterostalpinen und penninischer Decken wie im Wechsel und Semmering taucht auch am Westrand des Mittelostalpins an der Linie Radstädter Tauern—Mauterndorf—Katschberg—Gmünd als Kulmination im Tauernfenster hervor. Das Tauernfenster war und ist ja die Grundlage für die Erkenntnis des großartigen Deckenbaues der Ostalpen, neuerdings kommt die noch eindrucksvollere oberostalpine Überschiebung hinzu. Das Tauernfenster zeigt auch im penninischen Anteil den regional nordbewegten Typus von ausgewalzten Altkristallinkernen mit der paläozoischen und vorwiegend mesozoischen Schieferhülle. G.

Frasl hat 1958 die Schieferhülle nach Serienmerkmalen in beispielgebender Weise gegliedert, so daß nun zahllose ältere Einwendungen gegen die Natur des Penninikums im Tauernfenster als tiefere, selbständige tektonische Einheit mit einer ausgedehnten, gliederbaren mesozoischen Hülle in eigener Fazies endgültig hinfällig wurden. Zugleich aber ist, und davon konnte ich mich durch Vergleichsexkursionen z. T. unter der Führung von G. Frasl überzeugen, die Ähnlichkeit besonders der triadischen penninischen Serien mit denen des überlagernden Unterostalpin deutlich. Das Unterostalpin liegt als streckenweise lückenhafter, aber ringsum verfolgbare Rahmen dem Pennin auf und besteht vorwiegend aus triadischen bis höher mesozoischen Schichtgliedern, gelegentlich aus paläozoischem Quarzphyllit (besonders im N und E) und diaphthoritisiertem Kristallin (Twenger Kristallin). Es ist vertreten in den Radstädter Tauern im NE, im N in der Klammkalkzone, im Wenns-Veitlehnerkalk, auf der Gerlos, in den Tarntaler Köpfen, in Form einer Schuppenzone und schmalen Quarzitzügen unter dem geringmächtigen mittelostalpinen Kristallin, das W und SW vom Brenner als Fensterrahmen folgt, in der Matreier Schuppenzone im Süden, schließlich in der Reihe von mesozoischen Linsen in Begleitung von Quarzphyllit zwischen Gmünd und Mauterndorf im Osten. An zahllosen Punkten konnte ich mich von der Übereinstimmung der Serienausbildung mit jener der Radstädter Tauern, deren Schichtfolge in eigener Untersuchung weiter untergegliedert werden konnte, überzeugen.

In dem zusammenhängenden unterostalpinen Terrain in der NE-Ecke des Tauernfensters, in den Radstädter Tauern, erkennt man an den gegen S geschlossenen, liegenden, bis kilometergroßen Mulden im fossilführenden Mesozoikum eindeutig die generelle primäre Bewegung von S gegen N, also die primäre Position der unterostalpinen Sedimente S vom penninischen Trog. Dieser Umstand allein macht übrigens schon die Auffassung von E. Kraus von einer zweiten gleichwertigen Narbenzone N der Tauern hinfällig, da sich südlich dieser Zone, auch nach E. Kraus, eine gegen S gerichtete Bewegung einstellen müßte, die aber vom tiefsten bis zum höchsten Stockwerk nirgends vorhanden ist. Nun ist ferner diese Auffassung gerade auch durch die mit der hier gegebenen tektonischen Synthese des Ostalpins Hand in Hand gehenden faziellen Synthese unhaltbar geworden.

In den Radstädter Tauern liegen sechs Decken übereinander, die Speiereck-, die Weißeneck-Hochfeind-, die Lantschfeld-, Pleisling-, Kesselspitz- und Quarzphyllit-Decke. Im Gegensatz zu den klassischen Anschauungen ist das Unterostalpin hier nicht eine verkehrt liegende Masse an der Unterseite des hangenden Kristallins, sondern es gilt diese Auffassung nur für die Oberste, die Quarz-

phyllit-Decke, während sonst sämtliche Decken aufrecht übereinander geschobene Serien darstellen. Hier auf der Nordseite des Tauernfensters taucht jede tiefere Decke des Unterostalpins unter die im N auflagernde höhere. Die tiefste, ursprünglich in der Geosynklinale nördlichste Einheit des Unterostalpins stellt die untere Deckengruppe mit der am weitesten im Mesozoikum (bis Neokom) emporreichenden Weißeneck-Hochfeind-Decke dar. Bei der nun laufenden Kartierung dieser Einheit konnte ich die enorme Ähnlichkeit dieser ungewöhnlichen Fazies mit dem brekzienreichen Jura mit der Fazies des angrenzenden Pennins bewundern, die oft sogar eine kartierungsmäßige Trennung schwierig macht. Damit wird auf fazieller Basis der tektonische Befund von der primären engen Nachbarschaft gerade dieses Teiles des ursprünglich S angrenzenden Unterostalpins bestätigt.

f) Das Ostalpin westlich des Tauernfensters.

Über dem unterostalpinen Rahmen des Tauernfensters, zu dem auch der streckenweise mächtige, besonders im Norden angeschoppte paläozoische Quarzphyllit als oberste Partie gehört, liegt im E, S und W das mittelostalpine Kristallin. Am Nordrand sind nur im Kellerjochgneis die stirnenden Partien in Resten vorhanden. W vom Tauernfenster trägt das mittelostalpine Kristallin als genaues Gegenstück zur Stangalm mittelostalpinen Mesozoikum in Form der Kalkkögel, der Serles, der Tribulaungruppe, der Telfer Weiße und des Schneeberges. Eigene Untersuchungen zeigten, daß hier ein der nordalpinen Fazies nahestehendes, aber besonders im bisher mit dem Rhät verwechselten sandig-kalkschieferigen Lias und in den darüber folgenden radiolaritführenden Kalkschiefern der Serles (also nicht der auflagernden Blaserdecke) noch typisch zentralalpines Mesozoikum vorliegt. Besonders interessant ist es, daß als Gegenflügel der Gurktaler Decke in der Steinacher Decke das Paläozoikum, altpaläozoische Phyllite und das Oberkarbon vom Nöblacher Joch in Form von Pflanzen und Kohle führendem Konglomerat und Sandstein, auftritt, überschoben auf die zentralalpine Trias der Stubaiäer Alpen. Dieses im N nur in Resten vorhandene Paläozoikum hat in der Serlesgruppe in Form der Blaserdecke Mesozoikum in typisch nordalpiner Fazies über sich. Die Schichtfolge der Blaserdecke, die vom Hauptdolomit bis zum Lias reicht, weicht durch die Ausbildung des Lias faziell vom unterlagernden mittelostalpinen Mesozoikum deutlich ab und konnte neu unter-

gliedert werden. Über dem an der Basis durch die Überschiebung mylonitisierten Hauptdolomit, unter dem noch stellenweise das Karbon (Zwieselmaher) liegt, das O. Schmidegg (1956) beschrieb, folgen typischer Plattenkalk, darüber unmittelbar fossilreiche Kössener Schichten, im Hangenden der helle Oberrhätkalk und schließlich der ammonitenreiche, typisch nordalpine, Adneter Liaskalk, der trotz der Metamorphose noch bestimmbar Ammoniten lieferte. Hier ist aber auch dieser mesozoische Rest in oberostalpinen Fazies von der übrigen Masse der Nördlichen Kalkalpen bei deren Nordverfrachtung überfahren worden, so daß er samt dem Fossilinhalt schwach dynamometamorph wurde. Er stellt einen liegen gebliebenen Stirnteil der Kalkalpen dar und zeigt auch die bei der Randeinheit übliche tektonische Reduktion der tieferen Schichtglieder.

Die Achsenanalyse des Raumes durch O. Schmidegg (1949, 1956) hat mit Klarheit gezeigt, daß die primäre Hauptüberschiebung aus der Richtung SSW kam und die N 60—70° W gerichteten Achsen prägte, ferner, daß später eine zweite Phase der Beanspruchung in Richtung SE—NW bis E—W folgte. Das zeigen die Verhältnisse in der Steinacher Decke und in der Serlesgruppe. Nun kann ein weiterer Beweis für die Richtigkeit dieser Auffassung auf Grund der durch die feinere Schichtgliederung der Blaserdecke ermöglichten tektonischen Analyse des Internbaues dieser Einheit am Kesselspitz (Hutzi) und am nächsten Kamm N davon bei Kote 2660 gegeben werden. Im N—S-Profil erkennt man eine aufrechte, steil südfallende Serie (Hauptdolomit, Plattenkalk, Kössener Schichten und z. T. Lias), darüber liegt in verkehrter Folge Rhät, Plattenkalk, Hauptdolomit. Bei der primären, gegen NNE gerichteten Überschiebung kamen also hier auch noch an der Basis des Oberostalpins unter den überfahrenden Decken der Nördlichen Kalkalpen liegende Falten mit aufrechtem und verkehrtem Schenkel zustande. Im W—E-Profil des Kesselspitzkammes hingegen sieht man auch noch die Auswirkung der zweiten, der jüngeren Phase, der Ost-West-Einengung in Form einer Hauptdolomit-antiklinale, die in die jüngeren Plattenkalke von E her eingepreßt ist und gegen W schließt. Dieser gegen W gerichtete Faltenkern ist gerade noch am östlichen Gipfelaufbau im Ostteil des Kesselspitzkammes erhalten geblieben. In gleicher Art konnte ja auch in der Mosermannlgruppe der Radstädter Tauern der in den gesamten Ostalpen spürbare jüngere Ost-West-Schub nachgewiesen werden, der dort noch größere, gegen W gerichtete liegende Falten erzeugte.

Die südliche Fortsetzung des Mittelostalpins in Form des Kristallins mit dem auflagernden Mesozoikum läßt sich auch weiterhin am Westrand des Tauernfensters verfolgen. Stark ausgedünnt, aber

vorhanden ist es, wie die geologische Karte 1:100.000 von W. Hammer und B. Sander (1924) zeigt, auch N von Sterzing im Untergrund des auflagernden Schneebergzuges. Die Auflagerung des Schneebergzuges (Ridnauner Mulde) über dem Mittelostalpin ist durch den muldenförmigen Bau, der besonders am Westende E der Texelspitze und am Ostende (geol. Karte Sander) klar zum Ausdruck kommt, ferner durch die Unterlagerung von mittelostalpinem Mesozoikum gegeben, das am Nordrand in der Telfer Weiße und im Schneebergzug darunter einfällt und das am Südrand in Form von Permoskythquarzit existiert, der an der Basis des Schneebergzuges W Flodig mitverschuppt ist. Diese auflagernde Scholle ist durch eine jüngere Bewegung eingengt und gegen S überkippt worden. Seiner Position nach ist dieser aus Kalkphylliten mit eingelagerten Marmoren bestehende Schneebergzug (Ridnauner Mulde) ein sicherer Anteil der oberostalpinen Trägerdecke der Nördlichen Kalkalpen, bestehend aus Altpaläozoikum. Der Schneebergzug ist weder, wie eine Gruppe von Autoren dachte, eine Fortsetzung des Pennins, weder im Hinblick auf Material („Schieferhülle“), noch der tektonischen Stellung nach, noch auch, wie der Rest der Forscher glaubte, eine Schieferserie, die zum Ötz-Stubaier Kristallin gehört. Der Schneebergzug ist auch nicht die trennende Mulde der Ötztaler- und Silvretta-Decke, da ja gar keine Trennung durch die nicht gegen SW weiterlaufende auflagernde Deckscholle vorgenommen wird. Ötztaler- und Silvretta-Decke gehören vielmehr primär derselben Einheit an, dem Mittelostalpin, das daher auch den einheitlichen Rahmen des Engadiner Fensters bildet, wobei nur lokal, in tertiärer E—W-Überschiebung die Ötztaler Masse über die ihr primär gleichwertige Silvretta-Einheit im Raum zwischen Pitztal und Oberinntal überfahren ist. Diese jüngere Überschiebung im Pitztal hat G. Müller (1953) in aller Klarheit auf Grund seiner Kartierung ausgesprochen.

Der Schneebergzug ist vielmehr ebenso wie die Steinacher Deckscholle ein Relikt des Paläozoikums der oberostalpinen Trägerdecke der Nördlichen Kalkalpen, die auch W des Tauernfensters in ganz gleicher Weise wie im Osten ausschließlich mit Resten des Paläozoikums an der Basis über das mittelostalpine Kristallin und dessen eigene mesozoische Sedimente transportiert wurden. Auch die westlichen Reste der Grauwackenzone bei Telfs, bei Landeck, bei Dalaas, N Schruns und NW von Tschagguns sind also über dem Ötz-Silvretta-Mittelostalpin fernüberschoben, nicht dessen normale Auflagerung. Das beweist z. B. das mittelostalpine Mesozoikum, das, mit teilweise diaphthorisiertem Kristallin verschuppt, die Grauwackenzone bei Landeck unterlagert. Es ist genau das gleiche Bild wie im Osten. Das Mittelostalpin im Westteil der Ostalpen umfaßt demnach die Einheiten im Hangenden der unterost-

alpinen Berninadecke und im Liegenden der zum Oberostalpin gehörigen Nördlichen Kalkalpen, der nördlichen Grauwackenzone, der Steinacher Deckscholle und des Schneebergzuges. Im S reicht es bis zur Nord-Südalpengrenze (Tonalelinie), an der ja vom Westende des Winnebacher Kalkzuges an keine Reste des Oberostalpins erhalten sind. Erst im Osten, wo die Breite der Alpen zunimmt, ist dann auch ein breiter Zusammenhang des Oberostalpins mit den wurzelnahen Teilen vorhanden.

Das Mittelostalpin W des Tauernfensters besteht also vorwiegend aus Kristallin und trägt, wie im Osten, als unmittelbare Auflagerung das zentralalpin entwickelte Mesozoikum in mittelostalpiner Fazies, zu dem die oben angegebenen Schollen gehören. Auch das Ortler- und Engadiner Mesozoikum ist hierher zu stellen. Der Westteil des Mittelostalpins erlitt durch starken E—W-Schub noch eine zusätzliche, jüngere tektonische Komplikation. Das Engadiner Fenster, in dem Pennin und Unterostalpin an die Oberfläche kommen, ist kein Scherenfenster und hat auch keine tektonisch verschiedenwertige Überlagerung in der Ötz-Silvretta-Decke, sondern die einheitlich mittelostalpine Kristallindecke als Rahmen, die erst im Tertiär durch E—W-Schub in lokalem Ausmaß intern gestört wurde.

g) Der Abschnitt südlich des Tauernfensters.

Im Abschnitt S des Tauernfensters folgt über dem unterostalpinen Rahmen der Matreier Zone das mittelostalpine Kristallin, das von der Millstätter Alpe über die Kreuzeckgruppe, das Defreggengebirge und die Berge N Bruneck sich mit dem Kristallin der westlichen Sarntaler Alpen verbindet. Es ist eine einzige Einheit. Es trägt auf seinem Rücken typisch mittelostalpine Trias im Zug von Kalkstein (Innervillgraten), von Oberrasen, von Bruneck, Mauls und Stilfes, Vorkommen, die ich sämtliche selbst neu begutachten konnte. Wesentlich ist, daß bei Serien mit größerem Schichtumfang stets klar die zentralalpine (mittelostalpine) Fazies erkennbar ist. Die Triasstreifen von Innervillgraten und Mauls—Stilfes sind intern geschuppt und zusätzlich in das hier in der Wurzelzone steilstehende Kristallin eingeschuppt.

Im Profil im Graben NW Schloß Welfenstein bei Mauls liegt das Mesozoikum in drei Schuppen übereinander, besteht aus permoskythischem Quarzkonglomerat, Quarziten und Serizitquarzitschiefern, aus Rauhacke, anischem Bänderkalk und auflagerndem, dunklem, gegen

oben heller werdendem Mitteltriasdolomit. Von Interesse ist die in der Fortsetzung des Zuges in der obersten Schuppe an der Straße zum Penserjoch an der Westseite der Rinne SW ober Stilfes aufgeschlossene primär-sedimentäre Wechsellagerung von Rauhwanke und Serizitschiefer, die sich zwischen dem permoskythischen Serizitquarzitschiefer (Rannachschiefer) und dem unteranisischen Bänderkalk in einer Mächtigkeit von etwa 12 m einschaltet. Es ist die gleiche Ausbildung, wie sie auch sonst bisher nur in mittelostalpinen Fazies im Grenzbereich von Unter- und Mitteltrias vorliegt, in noch wesentlich mächtigerer Ausbildung etwa in der Raasbergserie unterm Grazer Paläozoikum. Aber auch die übrigen Serienmerkmale, die wir in fast gleicher Weise in der nun durch Diploporenfunde neuerlich fossilbelegten Innervillgratener Trias wiederfinden, sind charakteristisch für die zentralalpine Fazies der Trias, die in striktem Gegensatz steht zu der nahe S davon im Winnebacher Kalkzug und in den Lienzer Dolomiten vorliegenden nordalpinen Trias.

Letztere gehört mit ihrer östlichen Fortsetzung in den Gailtaler Alpen und mit dem im Norden nur streckenweise unterlagernden Paläozoikum der oberostalpinen Überschiebungsmasse an. Die Grenze zum Mittelostalpin verläuft vom Südrand des Klagenfurter Beckens S vom Faakersee, an dessen Ostseite ja noch das über dem diaphthoritisierten Kristallin auflagernde zentralalpine Mesozoikum von H. Sordian erkannt worden ist, über Villach, Paternion, Amlach, Lind, Oberdrauburg und über den Westteil der Kreuzeck-Gruppe bis S Lienz und reicht vielleicht mit den paläozoischen Phylliten des Thurntalers wiederum über das Drautal. Von den Phylliten des Thurntalers beschrieb bereits M. Cornelius-Furlani den tektonischen Kontakt zur Unterlage. Dann, etwa von Innervillgraten an, springt die Grenze gegen SW zum Nordrand des Winnebacher Kalkzuges zurück, mit dem ja die sichtbare Wurzelzone des Oberostalpins gegen W auskeilt, im Zusammenhang mit dem jungen Vorschub der Dinariden gegen N. Bei Oberrasen liegt bereits mittelostalpinen Mesozoikum an der Nord-Südalpengrenze.

In der Goldeck-Gruppe verläuft die Grenze unter den altpaläozoischen Phylliten mit Metadiabas- und Marmoreinschaltungen, die das Goldeck aufbauen und im Norden an der Linie Unteramlach-Lind über das vorwiegend aus Glimmerschiefer mit Amphibolit-zügen bestehende mittelostalpine Kristallin überschoben sind. Die Überschiebungsgrenze wurde S Unteramlach, im Grabenprofil zwischen Unter- und Oberamlach und bei Lind überprüft. Im erwähnten Grabenprofil ist im tieferen Teil der Glimmerschiefer mit einem Amphibolitzug saiger bis nordfallend aufgeschlossen; nahe unter der Überschiebung dreht die Lagerung der Glimmer-

schiefer auf 160/50 und sie tauchen mit einer tektonisch intensiv beanspruchten, mylonitisierten bzw. phyllonitisierten Randpartie unter einen geschuppten Bänderkalkmarmorzug, der die Basis der darüberfolgenden Phyllitserie bildet. Auch hier könnte mittelostalpine Trias in Resten vorhanden sein, die durch Conodontenteste der Kalke zu erfassen wäre.

In der Kreuzeck-Gruppe hat Ch. Exner die als Oberkarbon betrachtete Transgressionsserie vom Gnoppitz-Törl neu beschrieben. Als kleiner Rest der überschobenen oberostalpinen Masse ist dieser Gesteinszug durch die jüngere Einklemmung im Untergrund erhalten geblieben. In typischer Weise stellt sich auch hier die von Ch. Exner ausdrücklich erwähnte diaphthoritische Umprägung des Untergrundes ein: Die Glimmerschiefer im N sind in Diaphthorite, der Gneis im S ist zu Gneisphyllonit verwandelt (1956, S. 35). Auch der von Ch. Exner aus dem Frühaugraben (= Gödnachgraben) beschriebene eingeklemmte Rest, in dem Verrucano und Hauptdolomit vermutet worden war, hat sich als ein Rest der Überschiebungsmasse aus Paläozoikum erwiesen: Es liegen über den permischen quarzporphyrreichen Grödener Schichten (Sandstein, Konglomerate) schwarze, gipsreiche, dünn-schichtige, typische Bellerophon-dolomite des Oberperm. H. Beck hatte diesen von ihm bereits als Jungpaläozoikum bezeichneten Streifen vom Gödnachgraben zum Zwischenberger Graben mit Unterbrechungen verfolgen können (Verh. GBA. 1935, S. 24). Die Neukartierung der Kreuzeck-Gruppe wird die genauere Abgrenzung der altpaläozoischen oder älteren Quarzphyllite am Westende des Bergstockes ergeben, die wiederholt als Einfaltungen und Verschuppungen über diaphthoritiserten Glimmerschiefern auftreten, z. B. am Westhang des Ederplan gegen Görttschach und Gödnach (H. Beck, Vh.GBA., 1931, S. 27). Auch N Oberdrauburg ist das Kristallin (Granatglimmerschiefer, Hornblendeschiefer) diaphthoritisiert (H. Beck, Vh. GBA., 1938, S. 40), über das z. T. ohne paläozoischer Unterlagerung das oberostalpine Mesozoikum, das hier über die Drau reicht, überschoben ist.

Faziesgroßräume und Faziesübergänge im Mesozoikum der Ostalpen.

Die im Lauf der letzten Jahre vorgenommene Untersuchung des zentralalpinen Mesozoikums hat bei gleichzeitig laufender Arbeit im nordalpinen und Vergleichsbegehungen im südalpinen Mesozoikum in faziologischer Hinsicht folgendes gezeigt. Im geolo-

gischen Schrifttum der jüngsten Vergangenheit sind in verstärktem Maß die Beobachtungen von raschen seitlichen, faziellen Übergängen unter lokal stark wechselnden Verhältnissen betont, wie aber gerade auch die eigenen Untersuchungen gezeigt haben, oft aber auch überbetont und zu Unrecht verallgemeinert worden. Man mißachtete daneben oft den Wert der in der klassischen Zeit der stratigraphischen alpinen Forschung vielfach als wesentlich erkannten weiträumigen Gemeinsamkeiten bestimmter Faziesseinheiten. Es ist auch bei der faziellen Forschung notwendig, Lokales und Regionales, Trennendes und Verbindendes der Faziesräume klar, objektiv und zunächst unabhängig von der Tektonik zu erfassen. So ist auch gerade der, wie sich nun zeigte, durchaus berechtigte Begriff der „zentralalpiner“ Fazies, die in bestimmten Gebieten der Zentralalpen auftritt, durch vielfachen Mißbrauch und ungenügende Kenntnis in Mißkredit gekommen, so daß z. B., wie erwähnt, H. P. Cornelius (1950) überhaupt an der Existenzmöglichkeit einer zentralalpiner Trias im Zwischenstück zwischen Nord- und Südalpen zweifeln konnte.

Ausgehend von dem am vollständigsten erhaltenen zentralalpiner Mesozoikum der Radstädter Tauern, das eine lückenlose Schichtreihe vom Skyth bis zum Neokom umfaßt, kann die Eigenart der zentralalpiner Fazies gegenüber der nord- und südalpinen am klarsten erfaßt werden. Umso mehr, da nun von den Radstädter Tauern eine detaillierte und gesicherte stratigraphische Gliederung vorliegt, die gegenüber früher weitere Schichtglieder wie Partnachsichten, Opponitzer Schichten, megalodontenführenden oberrhätischen Dachsteinkalk usw. erfassen konnte. Über Einzelheiten wurde in den Arbeiten 1956—1958 berichtet. Der Gegensatz dieser zentralalpiner Fazies zur nordalpiner liegt in folgendem: Das Permoskyth tritt generell in Form der Serizitquarzitschiefer (liegend) und Quarzite (hangend), nie als Werfener Schiefer auf. Die Mitteltrias ist sehr gut charakterisiert und von der nordalpiner unterschieden durch die in allen lückenlosen Profilen wiederkehrende Kombination von anisichen Basisschiefern mit gelegentlich Brekzien, darüber niveaugebundene gelbliche Rauhwanne, darüber bläulichgrauer bis rosa, spärlich Crinoiden führender Kalk mit Dolomitschlieren und Hornsteinknollen im Oberteil, darüber dunkler, gegen oben heller werdender Dolomit, basal mit Brekzien und mit überlagerndem, fast allgemein diploporenführendem, hellem Wettersteindolomit. Diese mitteltriadische Kombination, die noch durch zahlreiche andere Einzelheiten charakterisiert werden kann, ist gegenüber den recht variablen nordalpiner Faziesreihen der Mitteltrias stets gut unterscheidbar. Die Obertrias wird durch ein tonschieferreiches Karn und durch die Folge Hauptdolomit, Kössener Schichten und oberrhätischer Dachsteinkalk charakteri-

siert, also einer Kombination, die durchaus der des Kalkvoralpenbereiches gleichkommt. Hingegen ist der Jura wiederum klar von sämtlichen nord- und südalpinen Juraausbildungen unterschieden durch seinen enormen Reichtum an unreinen Kalk-Tonschiefern des Lias, der lokal auch sehr reich an Brekzien sein kann, durch die sandig-quarzitisch-schiefrige Ausbildung des Dogger und der recht ähnlichen Fazies des höheren Jura. Manchmal kommt auch noch das schiefrig-sandige und brekzienreiche Neokom hinzu. Die Metamorphose ist stellenweise nicht zu weit fortgeschritten, sondern es sind oft noch artlich bestimmbare Fossilien vorhanden, so daß ohne Schwierigkeiten von der tektonischen Fazies abstrahiert werden kann, was ja R. Schwiner noch als undurchführbar wählte. Strenge Unterscheidung von tektonischer Fazies und primärer Litho- und Biofazies ist selbstverständlich die unerläßliche Voraussetzung für diese faziellen Vergleiche und gerade darauf wurde seit Beginn der Untersuchung besonders Gewicht gelegt.

Von der Aufzählung des in etliche Faziesreihen von N gegen S und von W gegen E differenzierten nordalpinen Mesozoikums sei hier abgesehen. Denn in keiner der verschiedenen nordalpinen Faziesprovinzen findet man die vorhin geschilderte zentralalpine Entwicklung mit den Anisbasisschiefern, den sedimentären Anisbrekzien usw. Ja sogar schon die basalsten, nachvariszischen Sedimente, die die alpidische Serie einleiten, die durch Quarzporphyrführung charakterisierten Grödener Konglomerate und Sandsteine (z. T. als Verrucano, Präbichelschichten oder Griffener Schichten bezeichnet) und der von den Südalpen herüberreichende oberpermische gipsführende Bellerophonolomit im Raum der Nordalpen können einen wichtigen Hinweis für die Zuordnung zur nordalpinen Fazies liefern (Beispiel: Gödnachgraben bei Dölsach), da diese Serien im Liegenden des zentralalpinen Mesozoikums nicht abgelagert worden waren, sondern weil dort in dem randlicher gelegenen Geosynklinaleil die Transgression mit der Rannachserie und dem Semmeringquarzit einsetzte.

Es ist also auch bei geringen Resten von Mesozoikum im Raum der Zentralalpen möglich, ihre Zugehörigkeit zur zentral- oder nordalpinen Fazies zu entscheiden, eben dadurch, daß greifbare Unterschiede schon im Oberperm und in der tieferen Trias vorliegen. Wo die Serien noch bis in den Jura reichen, kommen dann in der Ausbildung der Sedimente ab Lias wieder sehr brauchbare Indizien für eine fazielle Trennung hinzu. Die Bezeichnung „zentralalpine Fazies“ des Mesozoikums darf also nicht generell für die im Raum der Zentralalpen gelegenen Reste von Mesozoikum angewendet werden, sondern gilt nur für die in der oben erwähnten Art charakterisierten Vorkommen. Ein weiteres, seit langem bekanntes Merkmal des zentralalpinen Mesozoikums ist die relativ

geringe Mächtigkeit und die, wohl schon primär, sehr lückenhafte Verbreitung über dem Kristallin der jetzigen Zentralalpen.

Im folgenden soll die Beziehung der deutlich unterschiedenen Faziesseinheiten des Mesozoikums in den Ostalpen in ihren wesentlichsten Merkmalen kurz analysiert werden. Wir beginnen mit der tektonisch tiefsten Einheit, dem Pennin, das in der jüngeren Schieferhülle eine eigenständige „penninische“ Fazies des Mesozoikums führt, die G. Frasl (1958) ausführlich beschrieb. Die Analogien in der Lithofazies des Pennins und der tiefsten, auf Grund der tektonischen Analyse ursprünglich im S unmittelbar angrenzenden unterostalpinen Einheit der Radstädter Tauern, der unteren Deckengruppe mit der Hochfeinddecke und dem westlichen Analogon der Tarntalerköpfe sind in den jüngeren Anteilen so groß, daß eine kartierungsmäßige Trennung von Pennin und Unterostalpin fast Schwierigkeiten bereitet. Besonders der Lias mit den unreinen Kalkschiefern, dem liasischen Anteil der „Schwarzeckbrekzien“, den vereinzelt Rauhwackelagen u. a. ähnelt weitgehend. In reduzierter Form ist auch die so charakteristische Trias des Unterostalpin in den penninischen Serien wiederzufinden.

Der Fazieswechsel vom tieferen (ursprünglich nördlichen) zum höheren Teil der Radstädter Tauern, also eine Abänderung innerhalb des Unterostalpins betrifft namentlich den Jura und äußert sich in erster Linie im Zurücktreten der Brekzien unter Wahrung der übrigen zentralalpiner Merkmale wie unreine Kalk-Tonschieferfazies im höheren Lias usw. Der Vergleich mit dem unterostalpinen Mesozoikum im Semmeringsystem (Tollmann, 1958) zeigt die in zahlreichen Einzelheiten in beiden Gebieten übereinstimmende Fazies in der Unter- und Mitteltrias und den karpatischen Einschlag in Form der nordsubalpinen Fazies in der Obertrias. Die fazielle Beziehung des Unterostalpins zu einer bestimmten Zone der Nördlichen Kalkalpen kann wieder am besten an Hand der Radstädter Tauern, die frei vom karpatischen Einfluß sind, beurteilt werden. Und zwar kommt hierfür der gemeinsame Berührungspunkt, die Obertrias, zum Vergleich am ehesten in Frage, da die Obertrias zugleich das wesentlichste Kriterium zur Charakterisierung der Faziesgroßräume der nordalpinen Entwicklung, also Nordtirol — Lunzer Fazies, Hallstätter-, Dachsteinkalk Fazies (bzw. noch größer: voralpine, hochalpine Fazies) bildet. Bei diesem Vergleich zeigt sich in aller Deutlichkeit (Tollmann, 1958), daß die engere Beziehung durch das reich entwickelte Karn und durch die Reihe Hauptdolomit, Kössener Schichten, Oberrhätalkalk zum voralpinen Faziesbereich gegeben ist. Die zentralalpine Entwicklung schließt sich in ihrer Gesamtheit, wie wir sehen werden, sehr nahe an die voralpine Entwicklung der Kalkalpen an, läßt sich aber durch die Eigenart des Jura, der sich grundsätzlich von dem

sämtlicher nordalpin entwickelter Teilfaziesgebiete unterscheidet, nur randlich, außerhalb, nicht etwa zwischen voralpiner und hochalpiner Fazies anfügen!

Nun aber müssen wir zunächst noch zwei weitere wesentliche Vorkommen im zentralalpinen Bereich in diese Überlegung miteinbeziehen. Sie weisen eine tektonisch höhere Stellung auf, u. zw. am Rücken des Mittelostalpins. Zuzufolge der von S gegen N gerichteten Überschiebung des Mittelostalpins sind sie zunächst aus tektonischen Argumenten im Süden an das Unterostalpin anzuschließen. Es handelt sich um die bis in den Oberjura reichenden Schichtreihen der Stubai Alpen (Brennermesozoikum) und des Stangalm-Flattnitz-Mesozoikums. Ferner sind die zahlreichen kleineren, nur auf die Unter- und Mitteltrias beschränkten Vorkommen im Bereich des Mittelostalpins der Zentralalpen auf Grund der gleichen Triasfazies in zentralalpiner Entwicklung hierher zu stellen. Typisch für diese Fazies ist wiederum die tiefere Trias mit der tonschieferreichen und rauhwacken-, lokal auch brekzienhaltigen Muschelkalkserie, mit dem im Osten gegenüber dem Werfener Schiefer typischen Semmeringquarzit und Rannachschiefer, besonders aber auch die Entwicklung des Lias und Dogger mit unreinen Kalkschiefern und radiolaritführendem unreinen Kalk. Diese Jurafazies ist im Flattnitzer Mesozoikum und, bisher mit Rhät verwechselt, im Brennermesozoikum, in der Serles- und Tribulaungruppe vorhanden, in Schichtreihen, die demnach entschieden ins zentralalpine Faziesbereich gehören.

Die gut entwickelte Obertrias des Stangalmmesozoikums beweist die vermittelnde Stellung dieses Mesozoikums zwischen der unterostalpinen und kalkvoralpinen Fazies, da sich nämlich in die sonst mit den Radstädter Tauern übereinstimmende Schichtreihe noch der für die voralpine Fazies typische Plattenkalk im Hangenden des Hauptdolomites, aus diesem in Wechsellagerung hervorgehend, einschaltet. Desgleichen erscheint hier erstmalig der ebenfalls dann im voralpinen Bereich verbreitete Flaserkalk des Oberjura. Geht man im Bereich der gleichen tektonischen Einheit, dem Mittelostalpin, weiter gegen Süden, so treten in der Serie des südlichsten Vorkommens im Gebiet Faakersee—Rosegg die Charakteristika der zentralalpinen Fazies bereits mehr und mehr zurück, die Anisschiefer und fast die gesamte Rauhwacke bleiben aus und Gutensteiner Kalk erscheint. Dennoch gehört auf Grund des Semmeringquarzites und Quarzitschiefers, zuzufolge der Anisbrekzie und der übrigen mitteltriadischen Folge bis zum diploporenführenden Wettersteindolomit dieses Vorkommen noch sicher zum zentralalpinen Faziesbereich, dessen lokale Entwicklung sich hier bereits in der Mitteltrias der nordalpiner Fazies annähert. Deshalb konnte sich auch F. K a h l e r so schwer über

die Zuordnung zur nord- oder zentralalpiner Fazies entscheiden.

Für die Faziesbeziehungen interessant sind auch die Charakteristika des Brennermesozoikums. Während hier bereits die tiefere Trias zahlreiche Ähnlichkeiten zur nordalpinen Entwicklung zeigt, belegt wiederum der tiefere Jura die Zugehörigkeit zum zentralalpiner Faziesbereich. Hier ist außerdem in dem als Blaserdeckscholle liegengebliebenen Stirnteil der Nördlichen Kalkalpen — da in nordalpiner Fazies und überfahren — noch ein weiteres Zwischenglied erhalten geblieben. Die Obertrias mit der Schichtfolge Hauptdolomit, Plattenkalk, Kössener Schichten, Oberrhätalkalk gibt die unmittelbare Verbindung zum Mittelostalpin der Stangalm. Nur durch den Lias ist die Zuordnung der Blaserdecke zum Oberostalpin gesichert, da dieser in Form typischer, ammonitenreicher Adneterkalke vorliegt.

Nun erst, nach eingehendem Studium der Faziesverhältnisse im zentral-, nord- und südalpiner Raum kann man mit Recht auf die Eigenart der Faziesräume in den verschiedenen tektonischen Einheiten hinweisen. Die für uns so interessanten Faziesübergänge existieren in mannigfaltiger Art jeweils in bestimmten Teilstücken der benachbarten Schichtreihen, dennoch lassen sich Faziesteilbereiche mit bestimmten eigenen Zügen gut abgliedern. Da sie mit der tektonischen Gliederung in Übereinstimmung stehen, seien für die einzelnen Faziesräume keine eigenen Namen gegeben — soweit solche nicht bereits existieren — sondern die Begriffe penninisch, unterostalpin, mittelostalpin, nord- und südalpiner verwendet.

Während von der zentralalpiner Fazies also ein schrittweiser Übergang zur kalkvoralpiner Fazies führt, so ergibt sich ein wiederum bis in die Einzelheiten gehender fazieller Anschluß des Südrandes der Nördlichen Kalkalpen mit den im Südteil der Nordalpen in nordalpiner Fazies vorhandenen Schollen, dem Winnebacher Zug, dem Drauzug, den Nordkarawanken, der Krappfeldtrias, der Griffener-St. Pauler Trias, der Triasreste bis zum Posruck. Es ist für die Zusammengehörigkeit der im Norden liegenden Kalkalpenmasse und der im Süden zurückgebliebenen Schollenreihe wesentlich, daß die gleichen faziellen Abänderungen, die sich im Nordteil von W gegen E einstellen, auch im S erscheinen. Dem nordtiroler Abschnitt entspricht der Westteil des Drauzuges: Der Winnebacher Kalkzug, die Lienzener Dolomiten und der Westteil der Gailtaler Alpen. Ihre auffälligsten, charakteristischen Gemeinsamkeiten sind: Die Ausbildung des Ladin im Hangenden des geschichteten Muschelkalkes in Form von Partnachschichten (dünn-schichtige Kalke mit Tonmergellagen) im Liegenden und mit mächtigem Wettersteinkalk und -dolomit im Hangenden. Die faziell abweichenden Arlbergsschichten treten ja im Norden erst

viel weiter westlich auf, W der Linie St. Christof-Obersdorf. Ähnlich ist im Nord- und Südgebiet auch das Raibler Niveau mit Tonschieferlagen, Kalken, Oolithen, Sandstein und Dolomit, das gegen S an Mächtigkeit abnimmt. Die höhere Obertrias führt den Hauptdolomit mit der überaus charakteristischen lokalen Seefeldfazies mit bituminösen Partien und einer im Norden und Süden gleichen Fauna mit *Colobodus cf. ornatus* AG., ferner die mächtigen rhätischen Kössener Schichten und den schwächtigen, oft nur in Spuren vorhandenen oberrhätischen Riffkalk. Der Jura ist für diese faziellen Differenzierungen innerhalb der nordalpinen Fazies nicht so geeignet.

Im Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen und der Schollenreihe im Süden ändert sich das Bild gleichzeitig beträchtlich. Hier setzt am Südrand der Nördlichen Kalkalpen mit den Loferer Steinbergen die gegen E dann weiterhin verbreitete Dachsteinkalkfazies ein. Entscheidend ist für das Verständnis gerade dieser Frage auch die Tatsache, daß die Hallstätter Fazies in ihrer mergeligen und kalkigen Ausbildung innerhalb und N der Dachsteinkalkfazies, zwischen Tirolikum und Hochjuvavikum beheimatet ist, wie die eigenen Neuuntersuchungen im östlichen Salzkammergut in den letzten Jahren im Gegensatz zur Auffassung von E. Spengler und in Übereinstimmung mit L. Kober ergaben. Das heißt aber, daß der Kalkalpensüdrand im Mittelabschnitt tatsächlich im Bereich der Fazies mit mächtigem Ramsau-Wettersteindolomit, geringmächtigen Carditaschichten und mächtigem norisch-rhätischem Korallenkalk liegt. Die gleiche Fazies aber setzt im nordalpinen Mesozoikum, das S der Zentralalpen liegen blieb, im Dobratsch ein und umfaßt auch die Nordkarawanken.

Im Ostabschnitt der Nördlichen Kalkalpen geben uns die durch E. Spengler genau untersuchte Verzahnung der Aflenzer Fazies auf der Südseite des Hochschwabes, ferner die als südlichste Zeugen der Nördlichen Kalkalpen erhaltenen Deckschollen mit Hüpfingerfazies und Grabneralfazies (Synonyma für Aflenzer Fazies) in den Gesäusebergen den Hinweis, daß hier wiederum S der Riffe der Dachsteinkalkfazies eine Entwicklung mit mächtigem und reichhaltigem Karn einsetzt, das tonschieferreich, mit Einschaltung von dunklen Plattenkalken, Cidariskalken u. a. entwickelt ist. Wiederum stellt sich im gleichen Meridian im Süden, in der Krappfeldtrias, besonders aber in den St. Pauler-Griffener Bergen, aber auch weiter gegen E bis in den Poßruck eine gleichartige Fazies mit diesen bezeichnenden karnischen Schichtgliedern ein. Auch die eigenartige, grobe, die Trias unterlagernde, Quarzporphyr führende Grödener Brekzie ist nur auf diesen Ostabschnitt beschränkt und wiederum dem Süden (Griffener Schichten) und Norden (Präbichlschichten) gemeinsam.

Damit ist nun auch zum ersten Mal die Fortsetzung der Faziesbereiche über den Südrand der Kalkalpen hinaus klar zu erfassen. Vermutungen darüber bestanden ja verschiedentlich, aber erst in der Übersicht über die in ihren Einzelheiten erfaßten Faziesbereiche des Mesozoikums der gesamten Nordalpen läßt sich mit Bestimmtheit auch die Fazies der Nördlichen Kalkalpen einbauen. Für den Ostabschnitt der nordalpinen Fazies ergibt sich also als ursprüngliche Gruppierung: Hauptdolomitfazies im Norden, Dachsteinkalkfazies im Süden und innerhalb dieser eingeschaltet: nahe oder am Nordrand die Hallstätter Fazies mit lokal noch weiterer Unterteilung in die mergelreiche nördliche und kalkreiche südliche, und mehr im S, aber immer noch innerhalb der Dachsteinkalkfazies, die Einschaltung der Aflenz-Griffener-Fazies.

Südlich davon, jenseits der mit Recht besonders von L. Kober als tektonische und fazielle Grenze erster Ordnung hervorgehobenen alpin-dinarischen Narbe, schließt das südalpine Faziesbereich an. Die Unterschiede zwischen nord- und südalpiner Fazies kommen in zahllosen Einzelheiten und in der Gesamtausbildung klar zum Ausdruck, studiert man etwa die prächtigen Profile in den Südtiroler Dolomiten, in den Karnischen Alpen, in den Steiner Alpen und vergleicht damit die namentlich in der Unter- und Mitteltrias weitgehend abweichende nordalpine Ausbildung. Gleichen Merkmalen im Streichen der südalpinen Entwicklung über Entfernungen von hunderten Kilometern steht eine ganz anders geartete Ausbildung der gleichen Stufen in der nordalpinen Fazies gegenüber, geht man wenige Kilometer über die Grenzlinie der alpin-dinarischen Narbe. Daneben aber sind besonders auch einige charakteristische Gemeinsamkeiten von Interesse, die sich nur noch ein Stück in die nordalpine Fazies hineinverfolgen lassen und gerade dadurch die benachbarten Teile dieser Großfaziesräume miteinander binden, etwa die Grödener Schichten, der Bellerophonolomit und bestimmte Tuffniveaus, die im Westen auch noch bis in die Nördlichen Kalkalpen hineinreichen, nicht mehr aber in der zentralalpinen Fazies zu verspüren sind.

Grundsätzliches zum Deckenbau der Ostalpen.

Aus all den vorher angeführten Gründen gelangten wir zu der hier gegebenen Auffassung vom Baubild der Ostalpen. Die Selbständigkeit der von S gegen N überschobenen tektonischen Haupt-einheiten Pennin, Unter-, Mittel- und Oberostalpin ist das Ergebnis.

Das Überraschendste ist die an Größe alle anderen Deckenbewegungen übertreffende Überschiebung der Oberostalpinen Masse s. str., bei der nur das Paläozoikum mit dem nordalpinen Mesozoikum ohne jegliches Kristallin über das Mittelostalpin verfrachtet wurde. Das Gesamtausmaß der Überschiebungsweite allein der Oberostalpinen Decke, das durch die Fortdauer der Bewegung durch mehrere Phasen hindurch zustande kam, beträgt im Meridian vom Klagenfurter Becken 165 km, da die jetzige Stirn des nordalpinen Mesozoikums auf alle Fälle S des noch in zentralalpiner Fazies vorliegenden Mesozoikums von Rosegg—St. Jakob zurückgenommen werden muß. Die maximale beobachtbare Mindestschubweite tritt im Meridian von Graz auf und beträgt 185 km. Diese Beträge stellen die größte bisher überhaupt mit absoluter Sicherheit feststellbare alpidische Überschiebungsweite dar.

Die nächste Frage ist natürlich jene nach dem Mechanismus, der eine so gewaltige Erscheinung ermöglicht. Wir sind derzeit nicht imstande, eine fundierte Erklärung dafür vorzubringen. Dennoch kann deshalb an der Glaubwürdigkeit des Ausmaßes der Überschiebungsweite des Oberostalpins, das bis zur Wurzelzone von zentralalpinem Mesozoikum unterlagert wird, nicht gezweifelt werden. Man darf nicht vergessen, daß es sich bei diesen Gebirgsbildungen um einen tellurischen Prozeß handelt. Auch die von M. K. Hubbert und W. W. Rubey (1959) angeführten Feststellungen, daß ein erhöhter Seitendruck auf das mit Porenwasser gefüllte, gegen oben abgedichtete Gestein, diesem Wasser einen derartigen Überdruck erteile, daß die über diesem Niveau befindliche Gesteinsserie praktisch ohne Reibung hinwegbewegt werden könne, kann das Phänomen nicht grundsätzlich erklären, obwohl sie eine für die Erklärung mancher Überschiebungen durchaus brauchbare, neue Idee darstellen. Hier aber — man denke nur an das Mittelostalpin — schneiden die Basisflächen der Decken oft diskordant und weitspannig durch das Kristallin und verwandeln auch dieses in relativ geringmächtige, seitlich total auskeilende Lamellen. Zunächst gilt es eben nur die Tatsachen zu erfassen, das Bild der Gesamtdecken und die Verformungsvorgänge im Detail zu studieren, auch wenn noch nicht der Mechanismus erklärt werden kann.

Für die Oberostalpine Einheit gilt, wie schon ausgeführt, das Prinzip, daß die Basis der Gesamteinheit eine schräge, allerdings gegen Norden nur sehr flach ansteigende, den Schichtstoß durchschneidende Fläche darstellt, so daß gegen die Stirn der Deckenmasse hin immer jüngere Schichten an die Hauptüberschiebungsfläche gelangen: So treten an die Überschiebungsfläche: in den Gurktaler Alpen das Altpaläozoikum, N der östlichen Grauwackenzone das Karbon (Scherlinge!), in den Kalkalpen die Werfener Schichten,

an ihrer Stirn die Obertrias. Das gesamte Kristallin, der ursprüngliche Sockel dieser Sedimente — allerdings nicht so breit wie die Überschiebungswerte, da die Kalkalpen noch selbständig über dem Paläozoikum gegen N bewegt sind — muß im Raum der Narbenzone in die Tiefe gepreßt, verschluckt worden sein. Dafür sprechen ja auch die Schweremessungen, die generell einen mächtigen Sialwulst unter den Orogenen anzeigen. Je nach der Tiefenlage im Orogen hat jede Einheit ihren eigenen Stil. Zum Beispiel das Unterostalpin mit den passiv unter dem Mittelostalpin verfrachteten Radstädter Decken, die gegen S total ausdünnen und abgerissen von der Wurzelzone nach N mitgenommen wurden, oder das Pennin mit der Tiefentektonik, mit den verformten „Kernen“ und den oft zu schmalen Lamellen ausgedünnten Schiefermulden.

Vor ganz neue Aufgaben sieht sich nun die das Paläozoikum der Nordalpen betreffende Fazieskunde gestellt. Galt doch im wesentlichen das Paläozoikum der Nordalpen in den Reihen der Forscher, die sich damit beschäftigten, als in alpidischer Zeit relativ autochthon, als von der alpidischen Gebirgsbildung nur am Rande mit einbezogen. Am krassesten kommt dies etwa in der Arbeit von H. Gaertner (1934) zum Ausdruck, der drei paläozoische Geosynklinaltröge im Raum der Ostalpen auf Grund der jetzigen Lagerung des Paläozoikums annahm. Bei allen faziesologischen großräumigen Fragen, die das Paläozoikum der Nordalpen betreffen, muß nunmehr dessen weit über 100 km weiter Nordtransport in alpidischer Zeit berücksichtigt werden, bei dem natürlich gewaltige Verstellungen eintraten, wie der alpidische Deckenbau der Gurktaler Decke und der Grauwackenzone zeigt. Auch der Deckenbau des Grazer Paläozoikums muß nun unter diesem neuen, einschneidend geänderten Gesichtspunkt wieder untersucht werden.

Interessant ist auch die Verbreitung des Paläozoikums im Nordalpenraum in voralpidischer Zeit: Wir sehen, daß im Helvetikum, im Pennin, im Unter- und Mittelostalpin das Paläozoikum auf weiten Strecken fehlt und namentlich im Mittelostalpin das Mesozoikum oft unmittelbar über dem kristallinen Untergrund aufsetzt. Im Pennin und Unterostalpin sind streckenweise kalkarme paläozoische Serien erhalten, im Pennin von G. Frasl (1958) gegliedert, im Unterostalpin mit einheitlichem Habitus, in Form der Quarzphyllite von Schladming und Innsbruck. In bestimmten, mäßig metamorphen Serien des Mittelostalpin vermutet K. Metz Paläozoikum. Es könnte bei Oberwölz im Liegenden der Gurktaler Decke, in den Phylliten von Gaasen, in der Serie von Anger und in der oberen Hülle von Gleinalpe—Amering vorhanden sein. Das gesamte gesicherte, weniger metamorphe Paläozoikum dieses Raumes gehört aber dem Oberostalpin an.

Der Haupttakt des alpidischen Deckenbaues ist nach den ersten, seit langem bekannten, aber nur germanontypisch wirkenden liasischen Vorläufern der Bewegung in der oberen Unterkreide vor sich gegangen. Das zeigt die Beschaffenheit der Sedimente (neokome Schwarzeckbrekzie), das erweist vor allem die Transgression der Gosau über den Deckengrenzen in den Kalkalpen und ihre Lagerung in den Zentralalpen, das zeigt das ebenfalls transgressive Cenoman im Osten der Kalkalpen. Die entscheidenden Phasen für den alpidischen Fernschub waren die vorcenomane und die vorgosauische (austrische und Ilseder-Phase). An der Ost-West-Alpengrenze transgrediert der Prätigauflysch, der bis ins Eozän reicht, über einem vorgosauischen Deckenbau der tieferen Einheiten. Erst nach dieser Flyschbildung werden dort die Ostalpinen Decken darüber hinwegbewegt. Im Ostteil der Alpen hingegen erfolgt der Haupttransport des Ostalpins ebenfalls bereits vorgosauisch. Bei Ablagerung der Gosau, der offenbar bereits eine Zeit intensiver Erosion voran ging, lag z. B. die zu Decken gepreßte Masse der Nördlichen Kalkalpen bereits über der jetzigen Grauwackenzone. Das zeigt die bis fast an die Basis der oberostalpinen Deckenmasse durchgreifende Gosauüberlagerung im Kainacher Becken und erweisen Gosaureste weiter im Süden bis zum Fuß der Ostkarawanken. Die weitere Druckübertragung in den nachgosauischen Phasen nach Norden ist dann nur mehr durch das Mittelostalpin möglich, da die Verbindung des Oberostalpins mit der Wurzelzone unterbrochen war. Die nächste Hauptphase muß in der Zeit zwischen tieferem und oberstem Eozän gelegen haben. Das Kalkalpen-Deckenpaket wird in dieser Zeit einerseits vom Raum Grauwackenzone-Semmering nach Norden verfrachtet, da das Obereozän von Kirchberg am Wechsel bereits auf unterostalpinem Untergrund liegt, andererseits wird die Flyschbildung abgeschlossen, der Flysch z. T. überfahren. Obereozän ist im Flysch im Osten der Alpen nicht mehr nachweisbar. Ferner zeigt uns die Kombination vom Windischgarstener Fenster, das Oberkreideflysch enthält und Kainacher Gosau, daß der Raum dazwischen, in dem damals die Kalkalpen lagen, noch eine wesentlich größere Breite aufgewiesen haben muß und erst später in jüngeren Phasen eingeengt wurde. Die theoretischen Erwägungen werden durch die im Oberbau möglichen Beobachtungen bestätigt, die eine junge Einengung an Steilstellungen, internen Stirnbildungen und der „Hochalpenüberschiebung“ auf der Südseite der Kalkalpen erkennen lassen.

Der Ferntransport der Kalkalpen am Rücken der paläozoischen Trägerdecke über das tiefere Ostalpin und Pennin nach Norden war bisher aus verschiedenen Anzeichen ablesbar. Man erkennt die totale Unterlagerung durch Flysch an der West-Ostalpengrenze, an der allerdings auch die Ost-West-Bewegungen mitspielen. Im

Windischgarstener Fenster, das durch die Detailuntersuchungen durch G. Woletz, S. Prey und A. Ruttner nun absolut gesichert ist, sieht man bis 25 km S vom Nordrand der Kalkalpen und nur 15 km N vom Südrand Oberkreideflysch als Unterlage, sieht die Allochthonie der Kalkalpen. Das gleiche Ergebnis bringt die Betrachtung des Zusammenhanges mit den Karpaten, wo die den kalkalpinen Einheiten entsprechende höhere subtratische Decke noch weiter im Süden, ihrem Heimatgebiet zurückgeblieben ist. Die tektonischen Strukturen sowohl in den Kalkalpen selbst (gegen Nord gerichtete Stirnen) als auch in den tieferen, überfahrenen ostalpinen Einheiten (gegen S geschlossene Mulden) lassen unmittelbar den alpidischen S—N-Transport erkennen. Daneben aber zeigen die in letzter Zeit sich ständig mehrenden Bohrergebnisse im Alpenvorland, daß dort stellenweise ein eigenständiges Mesozoikum in anderer Fazies beheimatet ist und daher für die vor dem Deckenzusammenschub nötige Breite der Nördlichen Kalkalpen eine ursprüngliche Erstreckung der Sedimentdecke in dieser Richtung unmöglich war. Schließlich wies die außeralpin stark beeinflusste Litho- und Biofazies des Semmeringmesozoikums auf dessen ursprünglich randnähere Position in der Geosynklinale hin. Ebenso zeigte die Dynamometamorphose des zentralalpinen Mesozoikums eine generelle Überföhrung durch die ostalpine Decke.

Als starkes neues Argument für die Fernüberschiebung der Nördlichen Kalkalpen kommen nun die tektonischen und besonders die fazielle Verhältnisse der jetzt in großem Umfang bekannten Mesozoikumsreste in den Zentralalpen hinzu, ferner der im Heimatgebiet, im Drauzug und in den Nordkarawanken samt Vorlagen sich genau im gleichen Maß von W gegen E vollziehende Fazieswechsel wie jener am Südrand der Nordkalkalpen.

Die primäre Breite der Nördlichen Kalkalpen allein ist allerdings keineswegs so groß, wie dies nach der Abwicklung durch E. Spengler zu vermuten wäre (226 km), da Spengler nicht berücksichtigte, daß man bei tieferen, in einzelne Schubspäne aufgelösten Decken nicht den heutigen Abstand der tektonisch verschleiften Reste als ursprüngliche Breite des Sedimentraumes dieser Zone nehmen darf, da ja losgerissene Stirnpartien der tieferen tektonischen Einheit noch weit von der überschiebenden Deckenmasse mitgeschleppt wurden. Das zeigen besonders die Verhältnisse der Hallstätter Decke (Schubspäne im gleichen Meridian: Rettenstein, Plassen, Ischler Zone). Eine Reduktion dieser großen, von Spengler angenommenen Breite ergibt sich auch bei der richtigen Einföhrung der in Wirklichkeit relativ schmalen Hallstätter Zone N des Hochjuvavikums, wie sie besonders von L. Kober vertreten wird, die sich aber auch auf Grund der eigenen

Neukartierung im östlichen Salzkammergut und zufolge der für das Verständnis der faziellen und tektonischen Verhältnisse am Ostrand der Kalkhochalpen grundlegenden Arbeit von E. Kristan (1958) ergab. Wie das Windischgarstener Fenster zeigt, wo hochalpine Einheiten unmittelbar über Flysch liegen und wie die jüngsten Ergebnisse von G. Hertweck im Ostabschnitt der Kalkalpen nahelegen, ist die Überdeckung der einzelnen Kalkalpendecken nicht so enorm wie ursprünglich angenommen wurde, reichen die voralpinen Teildecken nicht sehr weit gegen S durch, da an der Basis der Decken sich nach Hertweck immer wieder Grestener Schürflinge aus dem Untergrund bis in die höheren tektonischen Einheiten der Ötscherdecke einstellen. Wiederum ein Hinweis auf die nicht allzugroße ursprüngliche Breite des kalkalpinen Streifens.

Rückblick und Ausblick

Blickt man nun abschließend nach Darlegung dieser Synthese zurück auf die zahlreichen bisher über den Bau der Ostalpen, besonders des Ostalpins geäußerten Anschauungen, so kommt dem hier gewonnenen Bild einzig die Vorstellung von L. Kober (1922 — 1923) nahe. Ursprünglich hatte L. Kober in seinen ersten Synthesen (1912 usf.) die ostalpinen Decken in eine untere Einheit mit den Kalkvoralpen, dem Karbonoperm, dem Altkristallin der Zentralalpen und den Drauzug und in eine darüber aufgeschobene obere Einheit mit den Kalkhochalpen und dem Silur-Devon, die mit den Dinariden gebunden gedacht wurde, gegliedert. In den Arbeiten 1922, 1923 kam L. Kober dann dem erst jetzt, auf Grund der gegenüber damals enorm fortgeschrittenen Detailkartierung erstellbaren gesicherten Bild sehr nahe: Damals wurde ganz zu Recht über dem Unterostalpin die riesige Masse des auflagernden Kristallins als Mittelostalpin abgegliedert und im Paläozoikum der Grauwackenzone, des Brenners, der Stangalm, der Grebenze, des Grazer Berglandes und in den aber auch noch einbezogenen Bundschuhgneisen und gegen unten nicht sicher abgrenzbaren Kristallinteilen die Trägerdecke der Nördlichen Kalkalpen erblickt, auf die auch der Name „Oberostalpin“ beschränkt wurde (1923, S. 139). Manches im Baubild von damals war einfach auf Grund der nicht so weit fortgeschrittenen Detailforschung noch nicht zu geben, z. B. die Faziesbindung der einzelnen Abschnitte des Mesozoikums der Nordalpen, so daß etwa das Hochostalpin unzutreffend vom Hochdinarischen abgeleitet

wurde, eine Bindung, die auch R. Staub für seine „Steirische Decke“ annahm, der damals (1924) ein ähnliches aber doch von den Tatsachen in diesem Abschnitt mehr abweichendes Bild in seinem „Bau der Alpen“ gab. Noch nicht erkannt wurde damals die Zusammengehörigkeit des mittelostalpinen Kristallins, so daß z. B. die Gliederung des „Oberostalpins“ im Westen des Tauernfensters, das ja neben dem Unterostalpin bereits in klarer Weise erfaßt war, noch nicht glückte.

Alle späteren Deutungen, auch die von L. Kober nach 1928 selbst gegebenen, wichen wieder mehr vom realen Bauplan ab. Daneben ist ja bis in die neueste Zeit eine Auffassung über die relative Autochthonie der Einheiten vorhanden gewesen. Die letzte Synthese in diesem Sinne über die östlichen Zentralalpen gab K. Metz (1958), in der er die Meinung vertritt, daß das Pennin an der Katschberglinie mit dem Ostende der Hohen Tauern zu Ende sei, daß das Kristallin der Muralpen in alpidischer Zeit als Großeinheit weitgehend autochthon sei, wobei auch auf der tektonischen Karte der steirisch-kärntnerischen Zentralalpen keinerlei alpidische Überschiebungslinien außer der auch nur als alpidisch neubelebt gedachten norischen Linie verzeichnet sind. Daß solche auf der relativen Autochthonie begründeten Auffassungen, die eine große Zahl von nun beantworteten Fragen nicht zu erklären vermochten, wie auch K. Metz selbst ausführte, nach all dem Gesagten hinfällig sind, ergibt sich von selbst.

Auch hinsichtlich der Stellung der Nördlichen Kalkalpen existieren gerade wieder in der Gegenwart Meinungen, daß „der klassisch gewordene Aufbau der Nördlichen Kalkalpen aus weithin verfrachteten und dann gefalteten Überschiebungsdecken“ als „zusammengebrochen“ erachtet werden müsse und zu „gebundener Tektonik“ überzugehen sei (C. W. Kockel, 1956, S. 205). Abgesehen von dem im Gesamtbereich der Kalkalpen klar erkennbaren Deckenbau ist diese Auffassung der gebundenen Tektonik, der relativen Autochthonie der Kalkalpen, die nach Kockel bis Wien reichen werde, gerade auch durch die nun bis in Einzelheiten mit Beobachtungen belegbare hier gegebene Synthese hinfällig. Ein Urteil über Autochthonie oder Ferntransport der Kalkalpen ist nur möglich, wenn man die tektonischen, stratigraphischen und faziellen Gegebenheiten der gesamten Alpen genau studiert, das Tauernfenster und seinen Rahmen, die Teileinheiten der Zentralalpen, die Verbindung mit den Karpaten, die Faziesanschlüsse an die Südalpen usf. berücksichtigt. Erst bei gleichzeitiger Stellungnahme zu diesen Fragen ist es möglich, auch eine fundierte Entscheidung in der Frage der Stellung der Nördlichen Kalkalpen im Raum der Alpen zu fällen. Gerade die tektonische und die fazielle Bindung mit den nun gegenüber dem ersten Wurf

der Deckenlehre ganz wesentlich genauer bekannten Karpaten, die ich in gemeinsamen Exkursionen mit Prof. D. A n d r u s o v beiderseits der Alpen-Karpaten-Grenze studieren konnte, ist zum Gesamtverständnis ebenso wichtig wie die Frage der West-Ost-alpen-Grenze. Denn in den Karpaten sind die Überschiebungsweiten wieder geringer, liegt die den Nördlichen Kalkalpen entsprechende Einheit tatsächlich noch weiter im S, näher der Wurzel, so daß die in den Alpen gewonnene Anschauung in den Karpaten ihre weitere Bestätigung findet.

Literatur

- A n d e r l e, N.: Zur Schichtfolge und Tektonik des Dobratsch und zur alpin-dinarischen Grenze. — Jb. Geol. B. A., 94, 195—236, Wien 1949—51.
- A n g e l, F. und E. K r a j i c e k: Gesteine und Bau der Goldeckgruppe. — Carinthia II, 49 (129), 26—57, Klagenfurt 1939.
- B e c k, H.: Aufnahmebericht über Blatt Mölltal. — Verh. Geol. B. A., 1935, 22—25, Wien 1935.
- B e c k, H.: Geol. Spez.-Karte Österreich, Blatt Hüttenberg und Eberstein, Wien 1935.
- B e c k, H. und H. V e t t e r s: Zur Geologie der Kleinen Karpaten. — Beitr. Pal. Geol. Ost. Ung. Orient, 16, H. 1—2, 1—106, Wien 1904.
- B e c k - M a n n a g e t t a, P.: Zur Kenntnis der Trias der Griffener Berge. — Kober-Festschrift, 131—147, Wien 1953.
- B e c k - M a n n a g e t t a, P.: Der Bau der östlichen St. Pauler Berge. — Jb. Geol. B. A., 98, 67—92, Wien 1955.
- B e c k - M a n n a g e t t a, P.: Übersicht über die östlichen Gurktaler Alpen. — Ebenda, 313—352, Wien 1959.
- B e m m e l e n, R. W. v.: Beitrag zur Geologie der westlichen Gailtaler Alpen (Kärnten, Österreich). 1. Teil. — Ebenda 100, 179—212, Wien 1957.
- B e n e s c h, F.: Die mesozoischen Inseln am Poßruck (Mittelsteiermark). — Mitt. Geol. Ges. Wien, 7, 173—194, Wien 1914.
- C a d i s c h, J.: Geologie der Schweizer Alpen. — 2. Aufl., 480 S., Basel 1953.

- Clar, E.: Über Schichtfolge und Bau der südlichen Radstädter Tauern (Hochfeindgebiet). — Sber. Öst. Ak. Wiss., m.-n. Kl., Abt. I, 146. Bd., 249—316, Wien 1937.
- Clar, E.: Von der Tarntaler Breccie (Lizum). — Ebenda 149, 71—84, Wien 1940.
- Clar, E.: Über die Görtschitztaler Störungslinie (Norejalinie) bei Hüttenberg. — Der Karinthin, 15, 65—71, Knappenberg 1951.
- Clar, E.: Metamorphes Paläozoikum im Raume von Hüttenberg. — Karinthin, 22, 225—230, Knappenberg 1953.
- Cornelius, H. P.: Zur Auffassung der Ostalpen im Sinne der Deckenlehre. — Z. Dt. Geol. Ges., 92, 271—310, Berlin 1940.
- Cornelius, H. P.: Gibt es eine „alpin-dinarische Grenze“. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 36—38, 325—332, Wien 1949.
- Cornelius, H. P.: Zur Paläogeographie und Tektonik des alpinen Paläozoikums. — Sber. Öst. Ak. Wiss., m.-n. Kl., Abt. I, 159, 281—290, Wien 1950.
- Cornelius, H. P.: Die Geologie des Mürztalgebietes. — Jb. Geol. B. A., Sonderb. 4, 1—94, Wien 1952. Geol. Karte hierzu: Blatt Mürzzuschlag (1936).
- Cornelius, H. P.: Gesteine und Tektonik im Ostabschnitt der nordalpinen Grauwackenzone vom Alpenostrand bis zum Aflenzner Becken. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 42—43, 1—234, Wien 1952.
- Exner, Ch.: Geologische Beobachtungen in der Katschbergzone. — Ebenda, 35, 49—106, Wien 1944.
- Exner, Ch.: Die Südost-Ecke des Tauernfensters bei Spittal an der Drau. — Jb. Geol. B. A., 97, 17—37, Wien 1954.
- Exner, Ch.: Sedimentkeile und Mylonite im altkristallinen Glimmerschiefer der Kreuzeckgruppe (Kärnten). — Angel-Festschrift, 32—39, Graz 1956.
- Exner, Ch.: Erläuterungen zur Geologischen Karte der Umgebung von Gastein. — 168 S., Wien 1957.
- Flügel, H. und V. Maurin: Triasverdächtige Gesteine am Südostrand des Grazer Paläozoikums. — Karinthin 34—35, 198—206, Klagenfurt 1957.
- Flügel, H. und V. Maurin: Geol. Karte des Weizer Berglandes 1:25.000. — Wien 1958.

- Frasl, G.:** Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern. — Jb. Geol. B. A., 101, 323—472, Wien 1958.
- Fritsch, W.:** Die Gumpeneckmarmore. — Mitt. Mus. Joanneum, 10, 1—12 und 13—19, Graz 1953.
- Furlani, M.:** Studien über die Triaszonen im Hochpustertal, Eisack- und Pensertal in Tirol. — Denksch. Ost. Ak. Wiss., m.-n. Kl., 97, 33—55, Wien 1921.
- Gärtner, H.:** Die Eingliederung des ostalpinen Paläozoikums. — Z. Dt. Geol. Ges., 86, 241—265, Berlin 1934.
- Hauser, A.:** Gibt es ein Rannachkonglomerat? — Tscherms. Min. Petr. Mitt., 3. F., Bd. 1, H. 2, 107—133, Wien 1950.
- Hauser, A. und W. Brandl:** Das Alter des Sölker Marmors. — Mitt. Nat. Ver. Stmk., 86, 68—71, Graz 1956.
- Heritsch, F.:** Geologie von Steiermark. — Mitt. Natw. Ver. Stmk., 57, Graz 1922.
- Holdhaus, K.:** Über den geologischen Bau des Königstuhlgebietes in Kärnten. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 14, 85—103, Wien 1922.
- Homann, O.:** Der geologische Bau des Gebietes Bruck/Mur—Stanz. — Mitt. Mus. Joanneum, 14, 47 S., Graz 1955.
- Hubbert, M. K. und W. W. Rubey:** Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting. — Bull. Geol. Soc. Amer., 70, 115—166, Baltimore 1959.
- Kahler, F.:** Zwischen Wörthersee und Karawanken. — Mitt. Natw. Ver. Stmk., 68, 1—64, Graz 1931.
- Kahler, F.:** Der Bau der Karawanken und des Klagenfurter Beckens. — Carinthia II, Sdb. 16, 1—78, Klagenfurt 1953.
- Kieslinger, A.:** Die Lavanttaler Störungszone. — Jb. Geol. B. A., 78, 499—527, Wien 1928.
- Kieslinger, A.:** Karawankenstudien I. Die Tektonik in den östlichen Karawanken. — Cbl. Min., Abt. B, 201—229, Stuttgart 1929.
- Kieslinger, A.:** Geologie und Petrographie des Bachern. — Verh. Geol. B. A., 1935, 101—110, Wien 1935.
- Kober, L.:** Der Deckenbau der östlichen Nordalpen. — Denksch. Ost. Ak. Wiss., m.-n. Kl., Abt. I, 88. Bd., 345—396, Wien 1912.

- K o b e r L.: Regionaltektonische Gliederung des mittleren Teiles der Ostalpinen Zentralzone. — Sber. Öst. Ak. Wiss., m.-n. Kl., Abt. I, Bd. 130, 375—381, Wien 1922.
- K o b e r, L.: Das östliche Tauernfenster. — Denksch. Öst. Ak. Wiss., m.-n. Kl., Abt. I, Bd. 98, 201—242, Wien 1922.
- K o b e r, L.: Bau und Entstehung der Alpen. — 1. Aufl., 283 S., Berlin 1923.
- K o b e r, L.: Der geologische Aufbau Österreichs. — 204 S., Wien 1938.
- K o b e r, L.: Bau und Entstehung der Alpen. — 2. Aufl., Wien 1955.
- K o c k e l, C. W.: Der Umbau der nördlichen Kalkalpen und seine Schwierigkeiten. — Verh. Geol. B. A., 1956, 205—214, Wien 1956.
- K r i s t a n, E.: Geologie der Hohen Wand und des Miesenbachtals (Niederösterreich). — Jb. Geol. B. A., 101, 249—291, Wien 1958.
- K r i s t a n, E. und A. T o l l m a n n: Zur Geologie des Semmering-Mesozoikums. — Mitt. Ges. Geol. Bergb. Stud. Wien, 8, 75—90, Wien 1957.
- K ü m e l, F.: Die Sieggrabener Deckscholle im Rosaliengebirge. — Min. Petrogr. Mitt., 47, 141—184, Leipzig 1936.
- K u n t s c h n i g, A.: Das Bergland von Weiz. — Mitt. Natw. Ver. Stmk., 63, 91—110, Graz 1927.
- M a h e l, M.: Stratigraphische Probleme in der Hüllenserie der Kleinen Karpaten. — Geolog. Prace, 15, 5—17, Bratisl. 1959.
- M e d w e n i t s c h, W.: Beitrag zur Geologie des Unterengadiner Fensters (Tirol). — Kober-Festschrift 1953, 168—192, Wien 1953.
- M e t z, K.: Ein Beitrag zur Frage der Fortsetzung des Semmering-mesozoikums nach Westen. — Verh. Geol. B. A., 1945, 91—103, Wien 1947.
- M e t z, K.: Die stratigraphische und tektonische Baugeschichte der steirischen Grauwackenzone. Mitt. Geol. Ges. Wien, 44, 1—84, Wien 1953.
- M e t z, K.: Geologische Karte der Steiermark 1:300.000, Graz 1957.

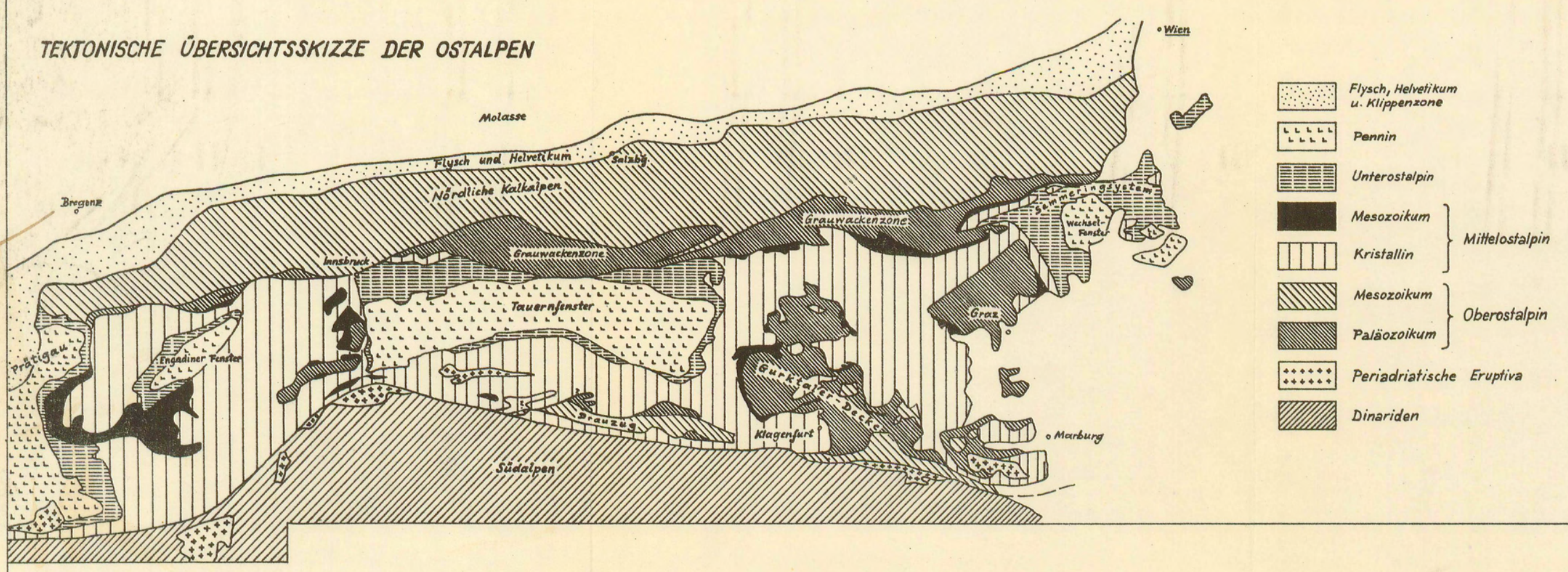
- Metz, K.: Gedanken zu baugeschichtlichen Fragen der steirisch-kärntnerischen Zentralalpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 50, 201—250, Wien 1958.
- Mohr, H.: Zur Tektonik und Stratigraphie der Grauwackenzone zwischen Schneeberg und Wechsel. — Ebenda, 3, 104—213, Wien 1910.
- Mohr, H.: Versuch einer tektonischen Auflösung des Nordostsporns der Zentralalpen. — Denksch. Öst. Ak. Wiss., m.-n. Kl., Abt. I, Bd. 88, 633—652, Wien 1912.
- Pahr, A.: Untersuchungen über den Bau und die tektonische Stellung der Rechnitzer Schieferinsel (Burgenland). — Diss. Univ. Wien, 1955.
- Petrascheck, W.: Zur Tektonik der alpinen Zentralzone in Kärnten. — Verh. Geol. B. A., 1927, 151—164, Wien 1927.
- Plessmann, W.: Die geologischen Verhältnisse am Westrand der Grazer Bucht. — N. Jb. Geol. Pal., Monh., 1954, 295 bis 310, Stuttgart 1955.
- Ploteny, P.: Zentralalpines Mesozoikum bei Neumarkt in Steiermark? — Karinthin, 34—35, 206—208, Klagenfurt 1957.
- Sander, B.: Carta geologica delle tre Venezie, F. Bressanone. — Padova 1925.
- Sander, B. und W. Hammer: Desgl., Foglio Merano. Padova 1924.
- Schmidegg, O.: Der Triaszug von Kalkstein im Schlingengebiet der Villgrater Berge (Osttirol). — Jb. Geol. B. A., 87, 111—132, Wien 1937.
- Schmidegg, O.: Der geologische Bau der Steinacher Decke mit dem Anthrazitkohlenflöz am Nöblachjoch (Brenner-Gebiet). — Veröff. Mus. Ferdin., 26, 1—19, Innsbruck 1949.
- Schmidegg, O.: Neues zur Geologie des Brennermesozoikums (Blaserdecke und Serleskamm). — Mitt. Geol. Ges. Wien, 48, 271—295, Wien 1955.
- Schmidt, W. J.: Die Matreier Zone in Österreich. — 5 Teile. Sitzb. Öst. Ak. Wiss., m.-n. Kl., Abt. I, Bd. 159—161, Wien 1950—1952.
- Schmidt, W. J.: Die Schieferinseln am Ostrand der Zentralalpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 47, 360—365, Wien 1956.
- Schwinner, R.: Geol. Aufnahmen bei Turrach (Steiermark). — Verh. Geol. B. A., 1932, 65—75, Wien 1932.

- Schwinner, R.: Zur Geologie von Birkfeld. — Mitt. Natw. Ver. Stmk., 72, 67—100, Graz 1935.
- Schwinner, R.: Die Zentralzone der Ostalpen. In: F. X. Schaffer: Geologie von Österreich. 2. Aufl., 105—232, Wien 1951.
- Spengler, E. und J. Stiny: Geol. Spezialkarte Österreich, Blatt Eisenerz, Wildalpe und Aflenz. — Wien 1926.
- Spengler, E.: Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der Nördlichen Kalkalpen. — Jb. Geol. B. A., 96, 99, 102, Wien 1953, 1956, 1959.
- Staub, R.: Der Bau der Alpen. — Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F., 52 (82), 272 S., Bern 1924.
- Stowasser, H.: Zur Schichtfolge, Verbreitung und Tektonik des Stangalm-Mesozoikums. — Jb. Geol. B. A., 99, 75—199, Wien 1956.
- Termier, P.: Les nappes des Alpes orientales et la synthèse des alpes. — Bull. Soc. Géol. France, 4. Ser., 3. Bd., 711—765, Paris 1903.
- Thurner, A.: Das Murauer Paläozoikum — eine Schubmasse. — Mitt. Natw. Ver. Stmk., Sonderb. 1956, 158—169, Graz 1956.
- Thurner, A.: Geologische Karte Stadl—Murau mit Erläuterungen. — Wien 1958.
- Tollmann, A.: Geologie der Pleisling-Gruppe (Radstädter Tauern). — Verh. Geol. B. A., 1956, 146—164, Wien 1956.
- Tollmann, A.: Semmering und Radstädter Tauern. Ein Vergleich in Schichtfolge und Bau. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 50, 325—354, Wien 1958.
- Tollmann, A.: Das Stangalm-Mesozoikum (Gurktaler Alpen). — Mitt. Ges. Geol. Bergb. Stud. Wien, 9, 57—73, Wien 1958.
- Tollmann, A.: Geologie der Mosermannl-Gruppe (Radstädter Tauern). — Jb. Geol. B. A., 101, 79—115, Wien 1958.
- Tornquist, A.: Die Deckentektonik der Murauer und Metnitzer Alpen. — N. Jb. Min. etc., Beil. Bd., 41, 93—148, Stuttgart 1917.
- Tornquist, A.: Intrakretazische und alttertiäre Tektonik der östlichen Zentralalpen. — Geol. Rdsch., 14, 110—145, Berlin 1923.
- Uhlig, V.: Der Deckenbau in den Ostalpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 2, 462—491, Wien 1909.

- V e t t e r s, H.: Geologische Karte von Österreich und seinen Nachbargebieten, 1 : 500.000, mit Erläuterungen, Wien 1937.
- W i e s e n e d e r, H.: Beiträge zur Geologie und Petrographie der Rottenmanner und Sölker Tauern. — Tscherm. Min. Petr. Mitt., Wien 1939.
- W i n k l e r, A.: Bemerkungen über das Grundgebirge an der Nordabdachung des Remschnigg-Posruck-Gebirges. — Verh. Geol. B. A., 1927, 238—242, Wien 1927.
- W i n k l e r, A.: Die Bedeutung des Alpen-Dinariden-Problems für den Alpenbau. — Jb. Geol. B. A., 78, 221—240, Wien 1928.
- W i n k l e r - H e r m a d e n, A.: Das vortertiäre Grundgebirge im österreichischen Anteil des Posruck-Gebirges in Steiermark. — Jb. Geol. B. A., 83, 19—74, Wien 1933.
- W o r s c h, E.: Geologische Kartierung östlich des Faaker Sees. — Carinthia II, 127 (42), 41—57, Klagenfurt 1937.

Eingereicht bei der Schriftleitung am 5. Oktober 1959.

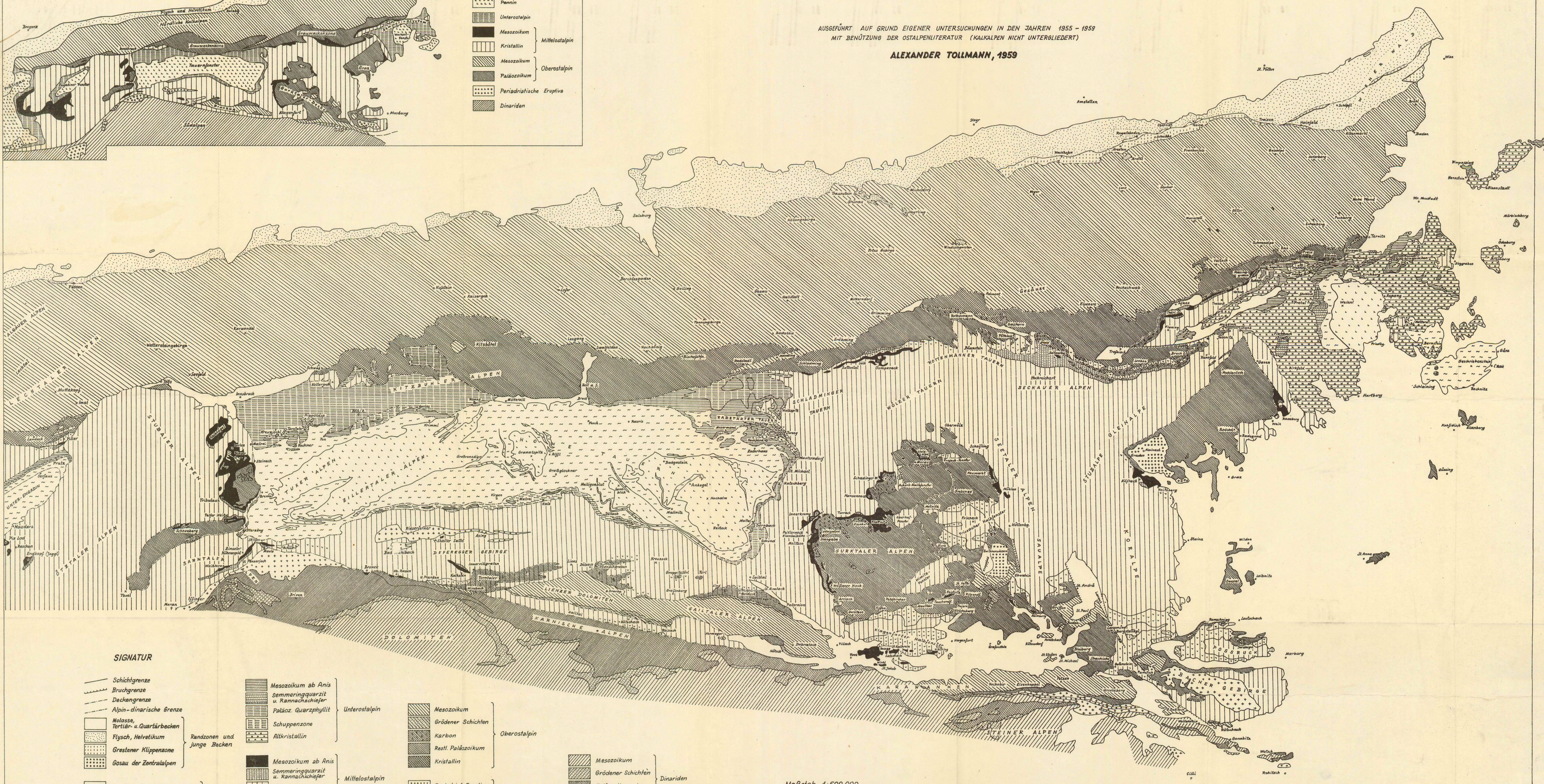
TEKTONISCHE ÜBERSICHTSSKIZZE DER OSTALPEN



TEKTONISCHE KARTE DER OSTALPEN

AUSGEFÜHRT AUF GRUND EIGENER UNTERSUCHUNGEN IN DEN JAHREN 1955 - 1959
MIT BENÜTZUNG DER OSTALPENLITERATUR (KALKALPEN NICHT UNTERGLIEDERT)

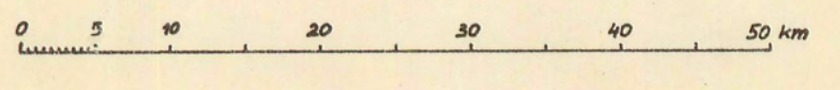
ALEXANDER TOLLMANN, 1959



SIGNATUR

- Schichtgrenze
- Bruchgrenze
- Deckengrenze
- Alpin-dinarische Grenze
- Molasse, Tertiär- u. Quartärbecken
- Flysch, Helvetikum
- Grestener Klüppenzone
- Gosau der Zentralalpen
- Schieferhülle (Paläozoik., Mesoz.)
- Zentralgneis u. Altkristallin
- Mesozoikum ab Anis
- Semmeringquarzit u. Rannachchiefer
- Paläoz. Quarzphyllit
- Schuppenzone
- Altkristallin
- Mesozoikum ab Anis
- Semmeringquarzit u. Rannachchiefer
- Diaphthorit
- Kristallin
- Mesozoikum
- Grödenere Schichten
- Karbon
- Restl. Paläozoikum
- Kristallin
- Mesozoikum
- Grödenere Schichten
- Paläozoikum i.a.
- Kristallin
- Mesozoikum
- Grödenere Schichten
- Paläozoikum i.a.
- Kristallin
- Periadriat. Eruptiva
- Altkristallin
- Wurzelzone

Maßstab 1:500 000



**GEOLOGISCHE NEUAUFNAHME
IN DER UMGEBUNG VON BAD ISCHL
(ISCHL- UND UNTERES RETTENBACHTAL)**

Von Winfried Leischner

(Mit Tafel 2—6)

Inhaltsverzeichnis

Vorwort

Erforschungsgeschichte

Morphologie und Glazialgeschichte

Arbeitsmethoden

Stratigraphie (gekürzt)

Regionalgeologie:

- a) Das Gebiet zwischen Traun und Rettenbach
- b) Das Gebiet zwischen Rettenbach und Perneck
- c) Gstättenberg — Starnkogel
- d) Das Gebiet nördlich von Jainzen
- e) Jainzen und Kalvarienberg, Ischler Stadtbereich
- f) Das Gebiet Kaltenbach — Nussensee
- g) Das Fahrnberggebiet
- h) Sparber und Brustwand südlich von Strobl
- i) Bürglstein und Lugberg nördlich von Strobl

Zusammenfassung

Literaturverzeichnis

Vorwort

Bei der vorliegenden Arbeit handelt es sich um den regional-geologisch-tektonischen Teil einer Dissertation, welche der Verfasser Herrn Prof. Dr. E. SPENGLER verdankt. Der stratigraphisch-paläontologische Teil dieser Arbeit erschien bereits in den Sitz. Ber. d. Akad. d. Wissenschaften, Wien 1959.

Das Gebiet zählt zum östlichsten Teil der Salzburger Kalkalpen. Die Arbeit befaßt sich im Einzelnen mit dem südlichsten Rand des Höllengebirges (Leonsberggruppe), der N-Flanke des Katergebirges und des Sparberberges und östlich der Traun

mit dem nordwestlichsten Teil des Totengebirges, der Hohen-Schrott-Gruppe, dem Hügelland N des Ischler Salzberges, sowie den glazial geformten Tälern von Ischl, Traun und Rettenbach. Geologisch ein Gebiet, das bisher ausschließlich dem Deckensystem der voralpinen, tirolischen Fazies zugerechnet wurde.

Gedankt sei an dieser Stelle Herrn Prof. Dr. E. CLAR für das rege Interesse sowie für viele wertvolle fachliche Anregungen, Herrn Prof. Dr. O. KÜHN und Prof. Dr. H. ZAPFE für zahlreiche Fossilbestimmungen und Prof. Dr. W. VORTISCH für viele Hinweise bei gemeinsamen Begehungen im Gelände. Zahlreiche regionalkundliche Angaben erhielt der Verfasser von Herrn Doz. Dr. W. MEDWENITSCH.

Erforschungsgeschichte

Im größeren Rahmen der Erforschung des Salzkammergutes wird das hier erörterte Gebiet erstmals im Jahre 1866 von E. v. MOJSISOVICS untersucht. Seine Ergebnisse erschienen in der einzigen heute von diesem Raum existierenden geologischen Karte mit Erläuterungen, Blatt „Ischl-Hallstatt“ 1:25.000 im Jahre 1905. C. DIENER untersucht 1899 die Altersstellung der Korallenkalke des Jainzen bei Bad Ischl und findet im Fossilgehalt damals schon Parallelen zum Hallstätter Plassen. 1880 beginnt G. GEYER seine Studien im Toten Gebirge und im Traungebiet. Etwas näher auf die Faziesverhältnisse im Ischltal geht erst wieder E. KITTL in seinem 1903 erschienenen Exkursionsführer durch das Salzkammergut ein. Er stützt sich dabei auf einige Angaben von F. v. HAUER aus dem Jahre 1878.

Stand bis dahin Stratigraphie und Paläontologie im Vordergrund der geologischen Betrachtung, so waren es — nachdem P. TERMIER 1903 die Lehre vom Deckenbau der Alpen aus der Schweiz auch auf die nördlichen Ostalpen übertragen hatte — mehr tektonische Probleme, die die Geologen lange Zeit bewegten. Als deren Kernproblem gilt bis heute die ursprüngliche Lage der einzelnen Fazieszonen zu einander.

Die ersten Versuche einer Gliederung der Salzburger Kalkalpen in tektonische Einheiten unternimmt E. HAUG 1906 und stellt den N-Rahmen des Ischltales wie auch den Hohen-Schrott-Zug zu seiner tiefsten, nördlichsten Deckeneinheit, der „Nappe de Bavière“, auf welche die nächst höhere „Nappe du Toten Gebirge“ aufgeschoben wurde. Weiter südlich liegen dieser die „Nappe du sel“, die „Nappe du Hallstatt“ und als höchste Einheit die „Nappe du Dachstein“ auf.

Diese Abfolge der kalkalpinen Decken wurde von L. KOBER

übernommen und im Laufe seiner langen Forschertätigkeit (1911—1950) weiter präzisiert. Er unterscheidet voralpine (Tirolische- und Totengebirgsdecke) von den hochalpinen Decken (Hallstätter- und Dachsteindecke), deren Bildungsräume genau so zueinander lagen, wie sie sich heute von N nach S erstrecken.

1911 bringt J. NOWAK eine andere Deutung für die Tektonik der Salzburger Kalkalpen, der sich 1913 auch F. F. HAHN und später mit nur geringen Abweichungen auch E. SPENGLER und W. DEL-NEGRO anschließen. Darnach gehören Höllengebirge — Hohe Schrott — Totes Gebirge zum „Tirolikum“ (HAHN 1913), welches von der landnahen bayrischen Fazies im N allmählich nach S zu in die hochmarine Berchtesgadener Fazies der Obertrias übergeht, die im Dachsteinmassiv ihre südlichste und mächtigste Entwicklung erreicht. Erst S davon lag der Bildungsbereich der Hallstätter Fazies, das „Juvavikum“, welches im Verlauf einer zweiphasigen Gebirgsbildung zuerst auf das Tirolikum gelangte und später teilweise selbst wieder von Tirolikum überschoben wurde (Gamsfeld-Schubmasse).

Im Einzelnen untersucht E. SPENGLER 1911 das Schafberggebiet und die S des Ischltales gelegene Zone des Katergebirges, 1912 die Gosau-Schichten des Ischltales und geht 1918 besonders auf die paläogeographischen Verhältnisse zwischen den Hauptphasen der Gebirgsbildung ein. 1936 beschreibt SPENGLER zusammen mit G. GÖTZINGER das Quartär des Trauntales. K. HÖLZL arbeitet 1930 im Rettenbachgebiet und findet im Bereich der Möselsiesen die Totengebirgsdecke der des Höllengebirges aufliegend. O. GANSS untersucht 1937 das an dieses im E anschließende Gebiet und weist die Totengebirgsüberschiebung besonders im Schwarzenbergfenster nach. Nach ihm endet die Totengebirgsdecke dort mit einigen Deckschollen auf der Höllengebirgsdecke.

J. SCHADLER (1949) und W. MEDWENTZSCH (1949 bis 1958) untersuchten den südlich anschließenden Bezirk um den Ischler Salzberghau. B. PLÖCHINGER bearbeitete 1948 den S-Rand des Ischltales im Bereich von Strobl. H. ZAPFE beschreibt 1949 einige rhätische Bivalven aus dem Ischler „Rettenbachkalk“.

Morphologie und Glazialgeschichte

Die vielgestaltige und formenreiche Morphologie des Ischler Raumes ist bedingt durch die Hauptgestaltungsfaktoren: Tektonik, Vereisung und Gesteinscharakter. Durch die Tektonik gelangten einerseits harte, widerstandsfähige Gesteine

(z. B. Plassenkalk) wie auch weiche, leicht verwitternde (z. B. Haselgebirge) in den Raum, andererseits wurden diese — wie auch die autochthonen Serien — durch die tektonischen Bewegungen zertrümmert oder zerklüftet, so daß in diesen bereits zerstückelten und zermürbten Gesteinskomplexen die glaziale Ausräumung leichter vor sich gehen konnte. Hieraus erklärt sich im Zusammenhang mit dem Gesteinscharakter der autochthonen Serien das heutige morphologische Bild des Ischler Beckens und des Ischltales: In einem weiten, größtenteils aus weichen Neokom- und Gosauergeln und ausgelaugtem Haselgebirge bestehenden Trogtal stehen mehrere isolierte Inselberge aus einem harten Riffkalk (Plassenkalk).

Die morphologische Gestaltung begann wohl sofort nach Abschluß der alpinen Gebirgsbildung während der tertiären Gesamthebung des Alpenkörpers. Auf tektonisch vorgezeichneter Linie gruben sich Traun und Ischlbach, dagegen rein erosiv der Rettenbach, präglazial ihre Täler. Dabei ließen sie die ältesten Talböden in den Gipfelpartien der heutigen Umrahmung zurück. Als ein solcher ältester Talboden ist wohl Rosenkogel—Brombergalm in etwa 1550 m Höhe zu betrachten, der vom Gipfelkamm der Hohen Schrott als ältester Landoberfläche noch um etwa 300 m überragt wurde. Ein jüngeres Talbodenniveau lag dann schon etwa 600 m tiefer, zu welchem wir die Gipfelflur von Gstättenberg (915 m), Jainzenberg (835 m), Graseck (926 m), Singereben (820 m) und Rettenbacher Forst (844 m) rechnen können. Erst die nächst tiefere Gipfelflur dürfte nach PENCK 1901 den präglazialen Talboden gebildet haben und liegt etwa 150 m über dem heutigen. Zu ihm gehören die Inselberge von Kalvarienberg (606 m), Siriuskogel (599 m), Hubkogel (618 m) und Häuslkogl (601 m).

Die glaziale Verformung des Gebietes erfolgte nach PENCK 1901 und GÖTZINGER 1939 hauptsächlich erst nach dem Hochstand der Würmeiszeit durch den Traungletscher, der — das Trauntal zwischen Hallstätter-See und Ischler Becken schaffend — sich bei Bad Ischl gabelte und seinen Hauptzweig durch das Ischltal über den Wolfgangsee bis zum Mondsee führte. Der Abfluß und Rückzug dieses Gletscherzweiges erfolgte wieder zu seinem Stammbecken zurück — also zum Trauntal hin —, was sich bis zur heutigen Zeit erhalten hat (GÖTZINGER: Zentripetale Entwässerung). Die subglaziale Überprägung des Gebietes äußert sich neben Talerweiterungen oder Verformung von V-Tälern zu Trogtälern, durch Wildbachtrichter und Karansätze (solche z. B. besonders ausgeprägt an der NW-Seite der Hohen Schrott die Kesselwände)

hier noch besonders Rundhöcker (Trauntal unterhalb von Bad Ischl) und durch Drumlins oder Oser (Ischltal) (Vergl. GÖTZINGER 1939).

Die Drumlins finden sich über die ganze Breite des Ischltales von Pfandl bis Strobl. In besonders typischer Entwicklung aber nur in der Talmitte, wo diese länglichen, gleichmäßig E bis W streichenden Höhenrücken mit steiler E-Böschung und aus gut gerundeten Gerölln bestehend darauf hindeuten, daß sie unter Einwirkung des von E nach W strömenden Traungletschers entstanden und erst nach seinem letzten Rückzug freigelegt wurden.

Drumlin-Anhäufungen finden sich W von der Gehöftgruppe Lindau und zwischen Ischl- und Kienbach NE von Strobl. Dort trifft man auch mehrere zusammengesetzte Drumlins. Sie erreichen dort Mächtigkeiten bis zu 30 m und zeigen in einigen Schottergruben (z. B. bei Wirling) geschichtete und gerollte Kiese mit nach W fallender Deltaschichtung oder bei Pfandl Deltasande mit Feinkies wechsellagernd. Die Grundmoräne fehlt meist in der Mitte des Tales, wie es sich am besten an einem Gletscherschliff S von Niederegg bei Strobl zeigt, welcher fast unmittelbar von den Gerölln eines Drumlins überlagert wird. Erst am Rande des Ischltales werden die Drumlins durch geschichtete Grundmoräne abgelöst, die von Pfandl abwärts dann im ganzen Ischler Becken dominiert. In der Sandgrube S von Pfandl finden sich wechsellagernd grobe und feine Deltasande, die auf jahreszeitlich verschiedene Wasserführung eines Talsees in ca. 530 m Höhe hindeuten. In der Sandgrube N von Wagnermoos wie auch in derjenigen N des Kalvarienbergs zeigt sich Deltaschüttung nach zwei Seiten (NW und SE) aus gut gerollten Gerölln in warwigen Schichten und deuten daher auf eine Füllung in Gletscherspalten oder Gletschertunnels nach Rückzug des Traungletschers (Oser). Derartige Toteisbildungen finden sich auch recht zahlreich S von Bad Ischl in der Umgebung des Siriuskogels und weisen darauf hin, daß dort lange Zeit das Ende des Traungletschers gelegen haben muß, nachdem er sich aus dem Ischltal zurückgezogen hatte. PENCK 1901 spricht hier von einem „Bühlhalt“ des Gletschers.

Auf dieses Ruhestadium des Gletschers in der Bühelperiode sind wiederum die Talsee-Terrassen zurückzuführen, die unterhalb von Bad Ischl an beiden Seiten der Traun fast bis Ebensee zu verfolgen sind. Besonders gut aufgeschlossen finden sie sich in der Umgebung von Mitterweißenbach — Rettenbach. Die ausgeprägteste Terrasse liegt in etwa 470 m Höhe und ihre Sande zeigen deutliche Deltaschichtung nach N mit Fein-

kieslagen. Bei der Bahnstation Mitterweißenbach werden diese scharf von 2 m mächtigen, groben Schotterlagen abgeschnitten, die eine Deltabildung eines Schuttkegels aus einem Nebental darstellen. Auch an der Mündung des Brennet-Grabens am W Traunufer zeigen sich noch einige, z. T. höher liegende Terrassen ausgelaufener Talseen. Gegenüber der Rettenbachmündung findet sich etwas tiefer liegend wieder eine 10—15 m hohe Terrasse, welche E von der Schmalnau-Gaststätte an eine ca. 30 m höhere, nicht mehr ganz ebene Nagelfluhterrasse ange lagert ist. Diese Nagelfluh wird aber ihrerseits E des Jainzenberges noch von einer Jungmoräne überlagert, was darauf hindeutet, daß die Nagelfluh nicht nur Prä-Bühl, sondern schon Prä-Würm gebildet wurde und zeigt außerdem, daß das Trauntal schon vor der letzten Vereisung fast so tief wie heute erodiert und das dort anstehende Neokom teilweise ausgeräumt worden war. Derartige Jungmoränen finden sich auch noch in über 1000 m Höhe im Hohenau-Graben. Die beim Kalkwerk Roith entwickelten Terrassen 20—25 m über dem Fluß dürften aber bereits fluviatil sein.

Die Talformung des Traungebietes unterhalb von Bad Ischl ist also größtenteils postglazial im Gegensatz zum subglazial ausgeräumten Ischl- und Wolfgangseetal.

In der Gegenwart erfolgt morphologische Verformung wohl fast nur noch durch den Verwitterungsprozeß, welcher in erster Linie abhängig ist vom Gesteinscharakter. Mächtige, flachliegende Dachsteinkalkbänke bilden wie im Toten Gebirge und im Dachsteinmassiv das verkarstete Hochplateau der Hohen-Schrott-Gruppe. Zur Traun hin brechen diese dort etwa 100 m mächtigen Dachsteinkalkbänke plötzlich senkrecht ab. Erst in den darunter liegenden dolomitischen Serien beginnt, bedingt durch ihre Wasserundurchlässigkeit, flacheres Gehänge mit Wildbachansätzen und Vegetation. Die Neigung des Dachsteinkalks zu poröser, karstiger Verwitterung hat zur Folge, daß er fast ausschließlich nach innen entwässert wird und dadurch die schräghangbildende Tätigkeit des Wassers allen Dachsteinkalkgebieten fehlt. So kommt es zu den mächtigen Dachsteinkalkklötzen, die besonders für das Tote-Gebirge und das Dachsteingebiet kennzeichnend sind.

Im Gegensatz hierzu ist das W der Traun liegende Hauptdolomitgebirge des südlichen Hölleengebirges durch pyramidenartige Gipfel charakterisiert, wo die Wildbachtobel unmittelbar unterhalb von den Gipfeln oder Gipfelgraten ansetzen (z. B. Ziemitz, Gsprangpuf).

Arbeitsmethoden

In diesem durch die natürlichen Verhältnisse im allgemeinen recht gut aufgeschlossenen Gebiet spielte die übliche Feldbeobachtung zunächst die wichtigste Rolle. Es zeigte sich aber bald, daß bei der starken faziellen Differenzierung — insbesondere der Juraserien — eine rein makroskopische Betrachtung im Handstück nicht mehr ausreicht, wenn nicht bestimmbares Fossilmaterial vorliegt. Denn es finden sich nicht nur gleichaltrige Gesteine in verschiedenartiger Entwicklung, sondern auch verschiedenalttrige Kalke in gleicher Makrofazies (z. B. Dachsteinkalk — Rettenbachkalk oder Rhätischer Riffkalk — Plassenkalk), die sich im Handstück kaum auseinanderhalten lassen. Erschwert wird die Einstufung noch, wenn die einzelnen Gesteinseinheiten — besonders die massigen Riffgesteine — durch tektonische Vorgänge aus ihrem ursprünglichen Schichtkomplex herausgerissen wurden und nun auf fremder Unterlage ruhen, wie dies im Ischler Becken vielfach der Fall ist. Diesem Umstand ist es wohl auch zuzuschreiben, daß z. B. die Bezeichnung „Rettenbachkalk“ (MOJSISOVIC 1905) lange Zeit etwas umstritten blieb, da sich diese Serien im namengebenden Rettenbachtal erst in jüngster Zeit (ZAPFE 1949) zum größten Teil als rhätischer Dachsteinkalk herausgestellt haben.

Es zeigte sich, daß die einzelnen Schichtglieder im Dünnschliffbild durch ihre Mikrofazies wesentlich genauer zu charakterisieren sind. Das Ergebnis dieser aus über 300 Dünnschliffen entnommenen mikrofaziellen Untersuchung aller auftretenden Schichtglieder von Obertrias bis Oberkreide erschien bereits unter dem Titel: „Zur Mikrofazies kalkalpiner Gesteine“ LEISCHNER 1959. Das meist massenhafte Auftreten der Mikroorganismen, ihre Vergesellschaftung im Zusammenhang mit dem Material und der Struktur der Grundmasse erlauben nicht nur ein besseres Verfolgen und Einstufen eines Schichtgliedes, sondern lassen darüberhinaus noch weitgehendere lithogenetische und paläogeographische Schlüsse zu. Die überregionale Bedeutung der Mikrofazies, die aber ohne spezielle Untersuchung von dem kartierenden Geologen übersehen wird, wurde in den letzten Jahren bereits in mehreren Arbeiten, besonders in der Schweiz oder den Karpathen herausgestellt, wobei in gleichaltrigen Serien meist eine nahezu gleichartige Mikrofauna bzw. -flora beschrieben wurde, wie sie sich hier fand.

Da im Bereich der Kalkalpen nur wenig schlämbbare Horizonte auftreten, wurde die Untersuchung fast ausschließlich

mittels Dünnschliffen durchgeführt, wobei im Gegensatz zum Schlämmen auch noch die Sedimentanalyse besser möglich ist.

Stratigraphie

Da eine ausführliche Beschreibung der hier auftretenden Schichtglieder in der Arbeit „Zur Mikrofazies kalkalpiner Gesteine“ LEISCHNER 1959 erfolgte, beschränke ich mich hier auf eine nur kurz erläuterte Aufzählung.

A. TIROLIKUM:

Norischer Hauptdolomit: Ein grauer bis schwarzbrauner, scharfkantig-körniger oder grusartig zerfallender, schlecht gebankter Dolomit. Im Schliff zeigt er die für Dolomit typische Mosaikstruktur.

Plattenkalk: Dünnebankte, plattige, graue oder braune Bänke, die auch im Schliff eine feine Paralleltexur zeigen.

Rhätischer Dachsteinkalk: Der lichtbraune bis graue Kalk bildet meist mächtige (2—4 m) Bänke, auf dessen Schichtflächen stellenweise angereichert die Megalodontenquerschnitte auffallen. Stellenweise zeigt er Feinschichtung, die sich im Dünnschliff als rhythmischer Wechsel von pelitischem zu pseudooidischem Material erweist, wobei sich auch der Bitumengehalt ändert.

Eingeschaltet in den gebankten Dachsteinkalk finden sich mehrfach 30—50 m mächtige Riffkalkzonen.

Kössener-Schichten: Dunkelgraue bis schwarze Tonmergel oder Brachiopodenkalke schalten sich teilweise schon zwischen die Dachsteinkalkbänke und deuten auf eine Übergangsfazies von der landnahen „bayrischen“ Fazies der Obertrias zur hochmarinen „Totengebirgs-Dachstein“-Fazies. Die terrigene Beeinflussung zeigt sich im Schliff durch viele kohlige Komponenten.

Lias-Fleckenmergel: Die meist dünnplattigen, grauen Mergelkalke zeigen die typischen, dunklen Flecken. Im Dünnschliff liegen in der pelitischen Grundmasse angereichert die Skelettnadeln von Spongien, welche im Hornsteinknollenkalk so stark angereichert sind, daß sie gesteinsbildend werden.

Bunter Mittellias-(Cephalopoden) Kalk: Ein roter, gebankter, teilweise auch mergeliger Kalk, der im Schliff neben Foraminiferen hauptsächlich die siebartigen Reste von Echinodermenplatten zeigt und dadurch deutlich macht, daß der Bildungsraum dieses Kalks in Verbindung stand mit einem Meeresbereich, in dem sich Crinoidenrasen bildeten, die dort

zur Bildung der Hierlatz-Crinoidenkalken führten. Hierlatzkalke dominieren besonders im Gebiet W der Traun und im Schafberggebiet.

Bunte Breccienkalke: Sie sind gelegentlich den Mittelliaskalcken eingeschaltet und zeigen überwiegend lichte Dachsteinkalk-Komponenten.

Dogger-Hornstein-Kieselschiefer: Schwarze bis grünliche, plattige Hornsteine. Im Schliff zeigen sie sich aufgebaut aus dicht gelagerten kugelförmigen, kleinen Radiolarien (Spumelarien).

Rote Radiolarite, Klauskalk: Diese beiden Entwicklungen des mittleren bis oberen Doggers können sich ablösen. Die Radiolarite unterscheiden sich im Schliff von den Hornstein-Kieselschiefern dadurch, daß die Radiolarien in weit größerem Formenreichtum und auch in größeren Einzelindividuen auftreten.

Untermalm-Oolithkalk: Ein lichtbrauner, massiger Kalk von nur etwa 10—15 m Mächtigkeit, der im Schliff deutlich konzentrischschalige Ooide erkennen läßt. Im Kern der Ooide oft die Schalen von Globigerinen. Dieser Kalk zeigt sich auch vielfach silifiziert durch die aus dem Nachbargestein ausgewanderte Kieselsäure.

Rettenbachkalk, Rettenbachschichten: Ein lichter bis brauner oder auch rötlicher, schlecht gebankter Kalk mit vereinzelt dunklen Hornsteinlinsen. Stellenweise reich an Ammoniten. Im Dünnschliff zeigt er eine charakteristische Mikroflora: Die Phallusreste und Sporangien von Grünalgen. Untergeordnet auch die planktonisch lebenden Tintiniden. Die Rettenbachschichten sind dünngebankte, graue Aptychen-Mergelkalke, zeigen im Schliff schon gröberes Material, entwickeln sich aus dem Rettenbachkalk und gehen allmählich nach oben in die Neokom-Schrambachmergel über.

Gscheigraben-Schichten: Eine grobklastische, brecciose, aber nur lokal auftretende Entwicklung an der Grenze Tithon-Neokom, die sich mit Tithon-Flaserkalken (Radiolariten) verzahnen kann.

Neokom-Schrambachmergel: Dünnplattige, graue Mergel, die im Schliff schon viel detritäres Material erkennen lassen.

Neokom-Rosfeldschichten: Diese zeigen im Vergleich zu den Schrambachmergeln noch gröberes Korn, hauptsächlich detritäres Quarzkorn, Biotit, Glaukonit und viel kohlige Komponenten. In den dunklen Kalksandsteinen trifft man vereinzelt auf Hornsteinlinsen oder -bänder. Auch konglomerata

tische Lagen treten in ihnen auf. Als Ischler Breccie werden grobklastische Lagen in den höheren Horizonten des Neokoms bezeichnet, wie sie insbesondere von MEDWENTSCHE 1957 aus dem Lauffener Erbstollen des Ischler Salzbergwerks beschrieben werden.

Gosau-Schichten: Graue Kalksandsteine mit reichlicher Kohleschmitzenführung oder auch dunkelgraue Mergeltonen. Nur geringmächtiges Basalkonglomerat. Reichliche Fossilführung und stellenweise, so z. B. NW von der Ortschaft Jainzen (N des Häuslkogls), auch eine reichliche Oberkreideflora. Hauptsächlich Blattabdrücke von Salicaceen und Coniferen.

B. JUVAVIKUM

Permo-skythisches Haselgebirge: Als schwarzer oder roter ausgelaugter Salzton tritt es meist an der Basis der eingeschobenen Hallstätter Decke oder auch an der Basis von Deckschollen geringmächtig aus. Ein charakteristisches Leitgestein des Haselgebirges ist der Melaphyr, der von ZIRKL 1957 besonders im Haselgebirge des Hallstätter Salzgebirges untersucht wurde und von ihm einem permischen Geosynklinalvulkanismus zugerechnet wurde. Der Melaphyr findet sich fast an allen Stellen im Ischltal, in denen das Haselgebirge auftritt. Zusammen mit dem Haselgebirge tritt auch vereinzelt Werfener-Schiefer auf. Es sind dünnplattige, grüne oder braune, glimmerreiche, aber nur geringmächtige Lagen. Norischer Hallstätter Kalk: Dickgebankte oder massige, graue oder rötliche Kalke, die besonders im Schlift durch ihre äußerst mikrokristalline, monotrope Grundmasse als das Sediment eines landfernen, ruhigen Meeresbeckens auffallen. Sie treten am S-Rand des Ischltales mehrfach unter der Gamsfeld-Schubmasse heraus.

Norisch-rhätischer Hallstätter Kalk. Inzwischen weiter gegangene Untersuchungen der kalkalpinen Mikrofazies ergaben, daß der besonders am S-Rand des Ischltales unter der Gamsfeldgruppe liegende lichte, weiße oder auch endogen-brecciöse, bunte, dickgebankte Kalk, der vielfach im Handstück durch seine rote Äderung dem Plassenkalk gleicht, die oberste kalkige Entwicklung der Hallstätter-Fazies darstellen dürfte. Im Gegensatz zum pelitischen, in ruhigem Wasser gebildeten, grauen Hallstätter Kalk mit *Monotis salinaria* BRONN. (Siriuskogel bei Bad Ischl) erweist sich dieser teilweise als ein pseudooidisches Sediment eines bewegteren Wassers. Die kalzitisch reine Grundmasse deutet aber noch auf eine landferne Bildung. Vom makroskopisch ähnli-

chen Plassenkalk unterscheidet er sich vor allem durch das Dominieren von Kalkalgen der Familie der Dasycladaceae (kreisförmige Quer- oder längliche Schrägschnitte) und das massenhafte Auftreten der Kleinforaminifere *Frondicularia woodwardi* HOWCH. Auch die fadenartigen, unregelmäßigen, länglichen Gebilde, die als Querschnitte einer äußerst zartschaligen Mikrolumachelle zu deuten sind, sind recht zahlreich im Schliff. Solche Gebilde finden sich büschelweise angereichert zusammen mit Globigerinen in rötlichen Kalken an der E-Seite des Nussensees.

Da Globigerinen bisher erst ab Oberlias bekannt waren und Globigerinenanhäufungen zusammen mit derartigen Mikrolumachellen im westlichen mediterranen Gebiet typisch für den Dogger sind, wurde dieser Horizont auch hier bisher als ein kleinforaminiferenreicher Mikrolumachellenkalk dem Mitteljura zugeordnet. Andererseits wurden aber derartige Mikrolumachellen von HAGN 1955 auch in den obertriadischen Hallstätter Kalken des Kälbersteins bei Berchtesgaden gefunden. Demnach muß man annehmen, daß Globigerinen, die in den großen Foraminiferenzusammenstellungen der Gegenwart erst ab Unterkreide vorkommend angegeben werden, bereits in der Obertrias existierten, da die makrofazielle Entwicklung dieses Kalkes den übrigen Vorkommen dieses obertriadischen Hallstätter Kalkes entspricht, welche außer den bereits von MOJSISOVICS 1905 an Makrofauna angegebenen Halorellen und Arcesten auch verschiedentlich Megalodontenquerschnitte auf den Schichtflächen zeigen.

Untermalm-Globigerinenkalk (Acanthicus-Schichten): Ein massiger brauner oder rötlicher Kalk, der im Schliff besonders durch das Vorherrschen von Globigerinenschalen auffällt, die bei massenweisem Auftreten ein Mikrofaziesmerkmal des Untermalm sind. Stellenweise dominieren darin auch Radiolarien; das Gestein zeigt sich dann als ein rötlicher Kieselkalk.

Tressensteinkalk: Ein lichtbrauner, massiger Kalk mit gelegentlich Hornsteinlagen. Im Schliff fällt er auf durch seine pseudooidische Struktur. Die rein kalzitische Grundmasse deutet auf eine landferne Bildung in einem seichten, bewegten Wasser. Die zahlreichen Mikroorganismen finden sich meist inkrustiert.

Plassenkalk: Er geht oft aus dem Tressensteinkalk hervor. Es ist ein meist weißer, seltener leicht rötlicher, massiger und mächtiger Riffkalk, der besonders durch seine roten Klufadern auffällt, die dadurch zu erklären sind, daß sich auf oder zwischen den oberjurassischen Riffen ein hämatitreiches,

toniges, teilweise auch klastisches Sediment, die Hinterriß-Schichten absetzen. Bei den Hinterriß-Schichten kann es sich auch um rote Sandsteine oder rote oder grüne Radiolarite handeln. Am Nussensee bildet ein rötliches, radiolarienreiches Sediment die Grundmasse einer polymikten Breccie, in welcher besonders braune, erbsengroße Hornsteinwarzen auffallen. Die zeitliche Abgrenzung ist schwierig. Sie dürften sicher in das Neokom hineinreichen.

Oberalmer-Schichten: Diese grauen, plattigen Kalke mit band- oder linsenförmigen Einlagerungen von Hornsteinsubstanz sind im allgemeinen typisch für das Tirolikum. Hier findet man sie aber vielfach verzahnt mit den Riffkalkvorkommen des Oberjura und man kann annehmen, daß sie sich zwischen den Riffen oder zwischen Riff und Küstenbereich absetzen. In der bitumenreichen Grundmasse findet man im Schliff besonders die planktonisch lebenden Tintinniden, was im Zusammenhang mit der leicht pseudoidischen Struktur darauf deutet, daß sie sich in den bewegten Küstenbereichen der offenen Meeresbereiche gebildet haben.

Grundkonglomerat: Im Bereich des Fahnbergs SE von Strobl tritt eine etwa 500 m mächtige, bunte Konglomeratserie auf, der cenomanes bis turones Alter zukommen dürfte. Sie wird SE von der Ortschaft Weißenbach von grauen, harten Gosau-Kalksandsteinen überlagert, deren Cephalopodenführung (vergl. SPENGLER 1912, PLÖCHINGER 1949) unteres Coniacien als Alter ergeben hat.

Regional-Geologie

a) Das Gebiet zwischen Traun und Rettenbachtal (Hohe-Schrott-Gruppe): Das Hochplateau dieses nordwestlichsten Teiles des Toten Gebirges, welches an der NW-Seite mit dem Gipfelkamm Hochgelegt — Hohe-Schrott — Beckwerkkggl. — Petergupf endet, wird zur Hauptsache aus flachliegenden, gebankten, rhätischen Dachsteinkalken gebildet. Stellenweise angehäuft finden sich auf den Schichtflächen die typischen Megalodonten-Querschnitte. An der NW-Seite des Gipfelkammes — zur Traun hin — gehen die Dachsteinkalke etwa 50 bis 100 m unterhalb des Gipfelgrates allmählich in die dolomitischen Serien des Plattenkalks über, welcher seinerseits wieder nach unten in den meist ungeschichteten, körnigen, braunen Hauptdolomit eingeht. Der Hauptdolomit bildet das tiefste aufgeschlossene Schichtglied der Hohen-Schrott-Gruppe. Durch ihn führt das Trauntal von der Traunschleife NW von Roith ab bis zur Mündung des Frauenweißenbachs S von Ebensee.

Bei Langwies streichen die massigen Hauptdolomitbänke etwa parallel dem Trauntal SW—NE und fallen etwa 40° nach NW ein, so daß die Traun dort einem Synklinaltal der obertriadischen Schichten folgt, in welchem SE von Langwies als Reste des ehemaligen Muldenkerns noch rhätischer Dachsteinkalk erhalten ist. Diese Dachsteinkalkvorkommen streichen wie die darunterliegenden Plattenkalke ebenfalls nach NE und fallen nach NW ein, so daß eine Erklärung dieses Dachsteinkalkauftretens durch eine weite Überfaltung, wie sie L. KOBER 1955 (S. 246) in einem N-S-Profil von Gmunden bis Bad Ischl zeichnet, nicht möglich ist.

Im Gebiet SW der Hohen Schrott — speziell auf der Linie Möselwiesen-Kotalm — sind den Dachsteinkalkbänken plattige, graue, dichte Mergelkalke oder auch Lumachellenbänke eingeschaltet, welche auf ein Eingreifen der landnäheren Kössener Fazies des Rhäts hindeuten. Auch S der Kotalm und am E-Fuß des Teuflingkogels finden sich solche Lumachellenkalke, die in der Osterhorngruppe (Kendlbachgraben) typisch für das Unterhät sind. Zwischen den Mergeln trifft man teilweise auch knollige, rötliche Lagen, die dort aber wahrscheinlich tektonischen Ursprung haben. Eine derartige Verbindung von bunten, tonigen Lumachellen-Mergelkalken mit mächtigen Megalodontenkalkbänken trägt in einigen Gebieten der östlichen Kalkalpen auch die Bezeichnung Starhemberg-Schichten (ART-HABER 1905). Nach STUR finden sie sich in dieser Fazies auch in den Ennstaler Kalkalpen, im Gesäuse, am Grimming und am Hohen Göll bei Berchtesgaden. N des Teuflingkogels liegen auf den Kössener Schichten noch geringmächtig Lias-Hornsteinknollenkalke.

Diese mergeligen Serien des Rhäts und des Lias sind wasserundurchlässig und bilden innerhalb des Dachstein-Karstgebietes mehrere Quellhorizonte, denen die Kotalm (1492 m), die Mitteralpe (1421 m) und die obere Saitner-Alm (1358 m) ihre Existenz verdanken.

Den Teuflingkogel (1510 m) bildet ein etwa 50 m mächtiger Dachstein-Riffkalk, der nach W aber allmählich wieder in gebankten Dachsteinkalk übergeht und bei der Möselwiesen — wieder als Riffkalk — den bunten Mittellias-Cephalopodenkalk und weiter W die roten Dogger-Radiolarite tektonisch überlagert. Dieser dort ammonitenreiche, rote Mittellias kalk zeigt gelegentlich auch eine Entwicklung als Hierlatz-Crinoidenkalk und geht im Liegenden an der W-Seite der Möselwiesen in SW-fallende Lias-Fleckenmergel über. Am SE-Hang der unteren Möselwiesen treten auch brecciöse, bunte Mittelliaskalke auf, die dort von roten und grünen Dogger-Radiolari-

ten überlagert werden und als höchstes Schichtglied dort eine 4—5 m mächtige Bank von Oolithkalk des Unterimalms tragen.

Durch eine etwa im Möselgraben verlaufende Schubfläche von den tieferen jurassischen Serien abgetrennt, bildet der dickgebankte, lichte, oberjurassische Rettenbachkalk den Berg Rücken zwischen den beiden Möselwiesen und dem Trauntal in einer flach WSW-fallenden Lagerung. Durch seinen massigen Gesteinscharakter wurde er im Verlauf der überwiegend NW-gerichteten Gebirgsbewegung von den wegen des Kieselsäure-reichtums beweglicheren und plastischeren Dogger-Serien ab-geschert und teilweise auf die Neokom-Schichten des Traun-tales aufgeschoben. So umschließen Schollenreste von Retten-bachkalk fensterartig die Ortschaft Draxleck E von Bad Ischl. Rettenbachkalk bildet aber auch die Erhebung mit der Kote 541 S von Draxleck, wo sich sein sicheres Malm-Alter noch durch den Fund eines *Haploceras* sp. bestätigte und dort ebenfalls durch flachliegende Neokommergel unterlagert wird. Der Rettenbachkalk bildet auch die langgestreckten Hügel, die E und SE der Ortschaft Rettenbach aus den quar-tären Schotterterrassen des Trauntales herausragen. Das tek-tonische Auflagern des Rettenbachkalks auf dem Neokom zeigt sich auch noch in dem Bach W unterhalb von Draxleck (Taf. 3, Fig. 2) wie auch NE dieser Ortschaft, wo in einem kurzen, steilen, SE-laufenden Seitental der lichte Malmkalk die tithon-neokomen Gscheigraben-Schichten überfahren hat, die dort als eine Wechsellagerung von feinen, bunten, polymikten Sedimentärbreccien mit roten Radiolariten erscheinen. Diese Radiolarite zeigen hier auch deutlich die tektonische Beanspruchung durch ihr zerknietetes, linsenförmig ausgewal-ztes Auftreten und die damit im Zusammenhang stehende Si-lifizierung des Nebengesteins. Die Kieselsäure der Radiolarite muß hier bei der tektonischen Beanspruchung in die bunten Breccien eingedrungen sein. Die einzelnen Komponenten ver-schwimmen dadurch an ihren Berührungsstellen mit einander und mit der Grundmasse, so daß ihre Form nicht mehr zu er-kennen ist. Das Gestein ist dadurch zu einem nahezu homo-genen, aber bunt gefleckten Gestein geworden, welches scharf-kantigmuscheliger durch die Komponenten hindurch bricht.

Eine mächtige Entwicklung der mesozoischen Schichtfolge von Obertrias bis Neokom bildet das untere Rettenbachtal von der Rettenbachwildnis bis zum Trauntal. N-S-streichend und etwa 30—40° W-fallend folgen über den durchschnittlich 1/2 bis 1 m starken, rhätischen Kalkbänken, durch die die Klamm der Rettenbachwildnis führt, in mächtiger Ausbildung die dünn-bankigen, grauen Lias-Fleckenmergel, die an der Brücke bei

Kote 482 in einige Bänke bunten Mittelliaskalks übergehen, welche wiederum von Bänken eines lichtgrauen Kalkes (Oberlias?) überlagert werden. Gleich unterhalb der Brücke queren die schwarzen Radiolarien-Hornsteine des Unterdoggers den Bach, welche nach oben übergehen in geringmächtige, rote Radiolarite, welche S des Rettenbach sich stellenweise mit Klauskalken verzahnen.

Etwa 200 m unterhalb der Brücke beginnen die grauen, plattigen Rettenbach-Aptychen-Schichten des Oberjuras, durch die der Unterlauf des Rettenbachs führt bis zur Mündung in die Traun. Ohne scharfe Grenze gehen diese Rettenbachschichten stellenweise in die Neokom-Schrambachmergel über, besonders an der N Seite des Rettenbachs, die meist als weiche, blättrige, dunkle Mergel auftreten.

Tektonisch stark reduziert finden sich Lias-Fleckenmergel z. T. eingemuldet noch auf der Hohenau-Alm und auch weiter NE im Hohenau-Graben und schließlich nochmals bei der Halbweg-Alm bis in über 1200 m Höhe. Bei der Halbweg-Alm austretend gefundene Gerölle von Hornstein-Kieselschiefer deuten darauf hin, daß dort wahrscheinlich auch noch Dogger vorhanden ist.

Das gesamte Gebiet zwischen der Linie Hohenau — Halbweg — Mitteralm und dem Rettenbachtal wird aufgebaut aus mächtig gebanktem Dachsteinkalk und darin eingeschalteten Riffkalkzügen. Ein solcher etwa 30—50 m mächtiger Dachstein-Riffkalkzug zieht von der Rettenbachwildnis aus nach E aufwärts und bildet den Höhenrücken des Haidingkogels. Ein anderer, weiter E aus dem Rettenbachtal aufsteigend, bildet den Gipfel des Brunnkogels und die Steilabstürze der Spiegelwand. An der oberen Saitneralm sind dem gebankten Dachsteinkalk nochmals graue Mergelkalk eingeschaltet.

Tektonik

Fremd in dieser geschlossenen obertriadisch bis neokomen Schichtfolge des unteren Rettenbachgebietes steht eine Dachsteinkalkscholle, die sich sowohl in der Fazies als auch in ihrer Lagerung als eine selbständige tektonische Einheit erweist. Sie besteht hauptsächlich aus dem dickgebankten, megalodontenführenden Dachsteinkalk und entspricht dadurch nicht der Fazies des autochthonen Rhäts, das hier sonst — wie oben beschrieben — schon in Kössener-Fazies auftritt. Das allgemeine Streichen dieser Scholle läuft von SW nach NE und sie fällt dabei meist flach nach NW ein. Sie unterscheidet sich darin von der überwiegend N-S-streichenden Unterlage.

Diese Deckscholle beginnt im Rettenbach unterhalb der

Rettenbachmühle, wo sie — jetzt in Blöcke aufgelöst — die Dogger-Hornsteinkalke und Radiolarite unter sich einwalzte (Taf. 3, Fig. 1).

Etwa 150 m unterhalb der Brücke zeigen sich auf diesen Kalken die typischen Megalodonten-Querschnitte. Dort erkennt man auch, daß diese Scholle nicht als ein einziger starrer Kalkklotz auf die jurassischen Schichtglieder bewegt wurde, sondern daß diese Scholle auch in sich, d. h. schichtenparallel entlang mergeliger Einlagerungen, die später leichter herauswitterten, durchbewegt wurde. Es ist anzunehmen, daß hierbei insbesondere die kieselreichen Doggererien, von denen man weiß, daß sie unter Druck plastisch werden, einen günstigen Gleithorizont abgegeben haben. Für dieses plastische Verhalten der Radiolarite während der Gebirgsbewegung spricht auch die Feststellung, daß die zarten Radiolariengehäuse nie zerbrochen oder deformiert gefunden werden, was wohl der Fall wäre, wenn das Gestein zum Zeitpunkt der Bewegung bereits erhärtet gewesen wäre. An der NW-Stirn der Scholle spießten sich die Dachsteinkalke in die Rettenbachschichten und Neokommergel, die dort stark zerknestet und deformiert austreten. Die tektonische Linie dieser Stirn wird auch markiert durch einen Bachaustritt N des Rettenbachs und läßt sich als Quellhorizont von da weiter nach NE über die Möselwiesen bis zur Kotalm verfolgen. Auch der südöstliche Schollenrand tritt morphologisch deutlich heraus. Die auf den Lias-Fleckenmergeln liegende Wiesenfläche N der Rettenbachmühle wird dabei durch die Dachsteinkalke der Scholle halbfensterartig umschlossen (Taf. 5, Fig. 2).

An der Holzstraße von Rettenbachmühle zur Hohenau-Alm liegt etwa 200 m oberhalb der Kurve bei Kote 556 ein Aufschluß, der deutlich die Mechanik eines „Überschobenen Faltenbaues“ zeigt, wie sie typisch ist für das gesamte Gebiet S der Hohen Schrott (Vergl. Taf. 4, Fig. 1).

Daraus muß man schließen, daß die Gebirgsbildung mit einer gemeinsamen Verfaltung von rhätischen und jurassischen Schichten begann (gebundene Tektonik) und — nachdem keine Einengung durch Faltung mehr möglich war — sich die mächtigen, starren Dachsteinkalke aus ihrem Schichtverband ausscherten und über den Faltenbau hinwegschoben (gelöste Tektonik). Ein schönes Beispiel für einen derartigen Bewegungsablauf findet sich auch etwas unterhalb der Halbwegalm, oberhalb des Durchgangs der neuerrichteten Holzstraße (noch nicht in der Karte eingezeichnet) durch den Hohenau-Graben in etwa 1000 m Höhe (Taf. 4, Fig. 1).

An der Auflagerung der Deckscholle findet man einerseits

eine grobe Trümmerzone, die auch besonders dadurch kenntlich ist, daß hier S von Singereben durch die geringere Verankerungsmöglichkeit der Bäume, durch stärkeren Windbruch eine natürliche Schneise entstand. Andererseits zeigt sich der Dachsteinkalk an dieser Zone im Handstück fein brecciös: Eckige, nur einige Millimeter große Kalkkomponenten liegen in einer kalzitischen, lichten Grundmasse, die wohl erst sekundär zwischen den Komponenten eindrang und auskristallisierte. Im Dünnschliff zeigt sich die tektonische Beanspruchung durch ein äußerst feines Kluftnetz (Zerdrückungstextur).

Oberhalb der Hohenau-Alm trifft man eine Dachsteinkalkbank aufliegend auf tektonisch zu Glanzschiefern umgeprägten Lias-Fleckenmergeln. Auch die sonst für die Lias-Serien so typischen Spongiennadeln zeigen sich hier stark deformiert oder sind ganz unkenntlich.

Der Teuflingkogel (1510 m) bildet das NE-Ende und gleichzeitig den höchsten Punkt der Deckscholle. Die an seiner E-Seite bereits erwähnten knolligen Horizonte dürften auch tektonischer Entstehung sein, zumal sie dort Schichten mit verschiedener Streichrichtung trennen. Derartige Knollenhorizonte aus Quetsch- oder Gleitlinsen bilden sich nach CORNELIUS 1927 besonders bei schichtenparallel verlaufender Bewegung in Wechsellagerungen von tonigen, mergeligen und kalkigen Serien, oder aber auch bei Verschiebung an Scharen von Gleitflächen, wobei härtere Lagen zertrümmert und von plastischeren, tonigmergeligen Serien eingewickelt werden (CORNELIUS 1927: Tektonisches Geröll). Auch im Anschliff einer solchen, ovalen, meist mit der Längsachse parallel zur Schichtfläche liegenden Knolle bestätigt sich die tektonische Entstehung insofern, daß lineare Einschlüsse — wie z. B. Zweischalerreste — nicht in der s-Fläche, sondern radial angeordnet liegen.

N des Teuflingkogels läßt sich die tektonische Grenze zwischen der Scholle und dem Liegenden nur schwer festlegen, da dort eine ausgedehnte Trümmerzone vorliegt, die wahrscheinlich dadurch entstand, daß dort die Dachsteinkalke wieder unmittelbar auf rhätische Kalke geschoben wurden und die plastischeren Juraserien als Gleitmasse hier fehlten. So liegen die Dachsteinkalkbänke in diesem Gebiet W der Kotalm völlig wirr durcheinander, aufgestaucht oder ineinandergespießt.

Die Auswirkungen dieser Schollenüberschiebung zeigen sich auch besonders deutlich in der Jurazone der beiden Möselwiesen, wo die Lias- und Doggerschichten nicht nur durch den

Dachsteinkalk überschoben, sondern auch stark durchbewegt und teilweise verschuppt anzutreffen sind. Auch die bereits erwähnte Abscherung des Rettenbachkalks von seinem tieferjurassischen Untergrund im Raum von Draxleck dürfte im Zusammenhang mit der Aufschiebung dieser Singereben-Teufflingkogel-Deckscholle erfolgt sein.

Im gesamten Gebiet zwischen der Hohen Schrott und dem Rettenbach wie auch noch S des Tales trifft man auf kleintektonische Erscheinungen, die ebenfalls bei dieser Schollenüberschiebung entstanden sein dürften und hier als Folge der faziellen Verhältnisse zu erklären sind. Zwischen die 2—4 m mächtigen Dachsteinkalkbänke schalten sich dort wiederholt die mergeligen, tonreichen Lagen der Kössener-Schichten und geben dem Rhät hier — wie bereits oben beschrieben — den Charakter einer Übergangsfazies, in welcher landnahe mit hochmarinen Sedimentationsperioden wechselten. Die dadurch entstandene Inhomogenität der Schichtfolge führte hier zu einer Differentialtektonik, bei welcher sich die gebirgsbildenden Bewegungen hauptsächlich durch ein schichtenparalleles Gleiten der starrereren Dachsteinkalkbänke auf den plastischen Mergel-Zwischenlagen äußerten. Jede Schichtfläche wurde dabei zu einer kleinen Bewegungsfläche. Die starke mechanische Reibung der Überschiebung der Singereben-Teufflingkogel — Deckscholle übertrug sich somit auf unzählige bis in mikroskopische Größen hinabreichende Horizonte.

Beispiele für eine derartige Bewegungsmechanik in einem inhomogenen Schichtkomplex wurden besonders durch den Bau der Holzstraße von der Hohenau-Alm nach SE am N-Hang des Rettenbachtals freigelegt. Auf eine Länge von über 1,5 km vom Tunnel durch den Nd. Haidingkogel bis zum Tiefenbachgraben bei der Kote 957 zeigen sich in dem meist flach nach NW fallenden Dachsteinkalk laufend die verschiedensten, tektonischen Detailbilder. Am häufigsten trifft man auf tektonische Diskordanzen, Abschneiden oder Ausquetschen von weicheren Mergellagen durch härtere Kalkbänke (Taf. 3, Fig. 4), Knollenhorizonte (tektonisches Geröll), Übergleiten von plastischen Lagen über die Schichtköpfe von harten Kalkbänken oder Einspießen von harten Kalkbänken in weicheren Mergelserien (Taf. 3, Fig. 3).

Häufig findet sich auch das Ausstreichen von gestaffelten Schichtköpfen in die Luft (besonders an der NW-Seite des Teufflingkogels) und die Existenz von Hohlräumen zwischen den Dachsteinkalkbänken, die bis 4 m Höhe erreichen können

(Gamsöfen u. a.), die von dem leichteren Auswittern tektonisch bearbeiteter Mergel-Zwischenlagen stammen.

b) Das Gebiet zwischen Rettenbachtal und Perneck

Da das Rettenbachtal ein reines Erosionstal darstellt, trifft man S von ihm zum größten Teil auf die gleichen faziellen und tektonischen Verhältnisse des Tirolikums wie in der Hohen-Schrott-Gruppe. Den N-Hang des Bergrückens S der Gehöftgruppe Hinterstein (Hubkogel) bilden Lias-Fleckenmergel und diesen aufgelagert schwarze und grüne Hornsteine. Letztere gehen nach oben über in die dunkelroten, teilweise radiolaritischen Klauskalke, die sich dort durch den Fund eines *Stephanoceras* sp. dem Mitteldogger zuordnen ließen. Den Gipfel des flachen, langgestreckten Hubkogel-Höhenrückens bilden die massigen, lichten Rettenbachkalke, die an der SW-Seite in einigen Steinbrüchen abgebaut werden. Etwas SE des Hubkogels (647 m) treten unter den W-fallenden Rettenbachkalken einige 4—5 m mächtige, knollige Horizonte eines rötlichen Mergelkalkes aus, die sich im Schriff als die Oolithkalke des Untermalms erweisen. Auch an der Unterrad-Alm treten sie geringmächtig auf. Der Rettenbachkalk wird gegen Reiterndorf und Ferneck zu überlagert von braunen, flach SW-fallenden Mergeln und Sandsteinen des Neokoms.

Im Gebiet N der Unterrad-Alm haben die jurassischen und neokomen Schichtglieder eine ähnliche Überlagerung durch den Dachsteinkalk erfahren wie im Gebiet der Möselwiesen. Eine solche Schollenstirn eines 30—40 m mächtigen Dachsteinriffkalkes, der ursprünglich mit dem Riffkalkzug N des Rettenbachtals zusammenhing, liegt W des Rettenbacher-Forstes auf Lias-Fleckenmergeln. Den Gipfelpunkt des Rettenbacher-Forstes (844 m) bilden mächtige Megalodontenbänke, die 40° NW-fallend Lias-Fleckenmergel und Dogger-Hornstein-Kieselschiefer überlagern, welche unmittelbar S davon, stark durchbewegt in dem nach SW-fließenden Bach austreten. Die gleichen Anzeichen und Beispiele für Differentialbewegung innerhalb der Dachsteinkalke wie im Gebiet N des Rettenbachs lassen sich hier finden, womit sich die ehemalige tektonische Zusammengehörigkeit mit der Hohen-Schrott-Gruppe erkennen läßt. Die Oolith- und Rettenbachkalke bei der Unterrad-Alm zeigen sich größtenteils tektonisch zerdrückt oder zerknestet. E der Hoisenradalm liegt auch noch ein isolierter Dachsteinkalkblock auf dem Neokom.

Eine solche Dachsteinkalkscholle dürfte auch lange Zeit den Gipfel der Kolowratshöhe (1122 m) gebildet haben. Diese kegelförmige, isoliert stehende Erhebung besteht zur Gänze aus

den weichen Neokommern. Es ist für alpine morphologische Verhältnisse aber ungewöhnlich, daß ein derartig weiches Gestein einen so hohen und spitzen Berg aufbaut. Dies ist nur dadurch zu erklären, daß bis in postglaziale Zeit hinein eine solche Dachsteinkalkscholle auch dort die Neokommern vor dem schnellen Abtrag bewahrt hat.

e) Gstättenberg — Starnkogel

Die N-S-streichenden, 40° W-fallenden Dachsteinkalke, die im Kalkwerk Roith N von Bad Ischl an der rechten Traunseite abgebaut werden, stoßen am anderen Ufer gegen saiger stehende Kluft- und Harnischflächen des Hauptdolomits, der dort bis in etwa 700 m Höhe den östlichen Sockel des Gstättenbergs bildet. Daraus läßt sich schließen, daß der W der Traun liegende Teil an einer im Trauntal verlaufenden Störung herausgehoben wurde. Ob diese Störung im Zusammenhang mit der von GEYER 1917 beschriebenen Querverschiebung am Traunsee steht, ist wegen der Talverschüttung nicht nachzuweisen. Diese NE-streichende Störung, an der sich der Hauptdolomit bis in das heutige Talniveau erhob, führte dort zur Bildung der Traunprallstelle und der Flußschleife NE von Roith. Trotz dieser Bruchlinie ist aber Gstättenberg und Starnkogel geologisch noch zur Hohen-Schrott-Gruppe zu rechnen, denn sie bestehen in ihren Gipfelpartien aus den gleichen, dickgebankten, rhätischen Dachsteinkalken mit Megalodonten und zeigen die gleichen tektonischen Bewegungsformen wie im Gebiet östlich der Traun.

Den steil W-fallenden Dachsteinkalken des Gstättenberges, die von dolomitischen Plattenkalken unterlagert werden, liegen in der Scharte zwischen Gstättenberg und Starnkogel dunkelgraue Lumachellenkalke der Kössener-Schichten auf, welche im östlichen Starnkogelgipfel von einem rhätischen Riffkalk überlagert werden, der überwiegend aus Thecosmilien aufgebaut ist. Nach W zu geht aber auch dieser Riffkalk wieder in gebankten Dachsteinkalk über, der an der W-Seite des Starnkogels plötzlich abbricht.

Tektonik

Die tektonische Entstehung dieses Doppelberges zeigt sich an allen Seiten, besonders deutlich aber an seiner S-Seite. In dem Tobel, der zwischen Gstättenberg und Starnkogel nach S geht, trifft man kurz vor dem Austritt in das Wiesengelände oberhalb von Roith unter den Dachsteinkalkbänken die stark deformierten und zerklüfteten Mergel des Neokoms. Von da

aus nach W finden sich wieder die mächtigen Dachsteinkalkbänke durch Differentialbewegungen, Schicht Hohlräume und dgl. getrennt mit in die Luft ausstreichenden Schichtköpfen auf einer jurassisch-neokomen Schichtfolge. Die tektonische Selbständigkeit der Hangendscholle wird hier dadurch deutlich, daß die dickbankigen Dachsteinkalke flach W-fallend auf einer steil stehenden, W-E-streichenden, jurassisch-neokomen Schichtfolge aufliegen. Auch an der W- und N-Seite des Starnkogels streichen die Bänke frei in die Luft aus, hoch über den S-fallenden Gosau-Schichten, die im Graseck- und Brennetgraben teilweise recht fossilreich anstehen (Taf. 4, Fig. 3). Diese Überschiebung über die Gosau-Schichten, an der z. T. auch der Hauptdolomit an der Basis des Gstättenbergs teilnimmt, gehört einer jüngeren, nachgosauischen, S-N-gerichteten Phase der hiesigen Gebirgsbildung an im Gegensatz zu der besonders im Rettenbachgebiet entwickelten, NW-gerichteten, vorgosauischen Aufschiebung der Dachsteinkalke auf die jurassischen und neokomen Serien. Die S-N-gerichtete, nachgosauische Bewegung erfolgte wohl im Zusammenhang mit dem Einschub der Hallstätter Decke in den Ischler Raum, durch welche auch die rhätischen Kalke von Gstättenberg und Starnkogel verstellt und auf die Gosau des nördlichen Ischltales aufgeschoben wurden.

Daß ein unmittelbarer Kontakt zwischen Tirolikum und Juvavikum bestanden haben muß, zeigen die vielen Blöcke und Schollen von Gesteinen der Hallstätter Fazies (Globigerinenkalk, Plassenkalk, buntes Grundkonglomerat) am S-Hang des Starnkogels, welche man z. T. eingespießt zwischen den Dachsteinkalkbänken vorfindet (Taf. 4, Fig. 3).

d) Das Gebiet N von Jainzen

SW vom Starnkogel — zwischen Graseckgraben und Jainzental — bildet der massige, gelbe bis rötliche Globigerinen- und Radiolarienkalk aus dem Untermalm der Hallstätter-Fazies (Acanthicusniveau) eine Gipfelscholle auf hornsteinknollenführenden, dunklen Neokommergeln. Die unter dem Neokom liegenden Schichtglieder der grünen und roten Dogger-Radiolarite und kalkige Lias-Fleckenmergel wurden dort beim Aufschub des Juvavikums intensiv zerwalzt, wie es im Unterlauf des Graseckgrabens deutlich zu sehen ist. Einzelne Blöcke von Globigerinenkalk und von buntem Grundkonglomerat liegen auch noch im Graseckgraben. Selbst die überfahrenen, sandigen oder feinkonglomeratischen, grauen Gosauschichten des Tirolikums lassen im Mahdergraben ihre tek-

tonische Überprägung erkennen und lieferten auch einige deformierte Fossilien.

Auch die Angaben von Gips und Haselgebirge am Eintritt des Mahdergrabens in das Jainzental durch MOJSISOVICS 1905, die heute nicht mehr vorhanden sind, deuten darauf, daß in diesem Gebiet einst die Hallstätter Decke „brandete“ und sich dabei in mehrere Schollen auflöste.

Auch W von hier trifft man mehrere schmale Schollen dieser Hallstätter Decke auf dem Tirolikum, dort überwiegend in Form von rot geädertem oder brecciösem Plassenkalk, dem stellenweise — so z. B. in dem Steinbruch W von der Ortschaft Jainzen am E-Ende des Häuslkogels — noch geringmächtig rote Sandsteine der Hinterriß-Schichten aufliegen können. Teilweise liegt der Plassenkalk — stark von Kluft- und Harnischflächen durchsetzt — fast unmittelbar dem Hauptdolomit auf, denn das Rhät findet sich W von Jainzen nur noch geringmächtig entwickelt. N vom Häuslkogl transgredierte die Gosau mit einem pelitischfeinem Kalksediment über den Hauptdolomit. Dadurch haben sich dort zahlreiche Blattabdrücke einer reichen Oberkreideflora erhalten.

An den anderen Stellen, wo zwischen Plassenkalk und Hauptdolomit noch Kreide- oder jurassische Glieder erhalten sind, zeigen diese starke Deformation. So z. B. oberhalb des Hohenzollern-Wasserfalls, wo eine ehemalige Zone eines Hierlatz-Grinoidenkalks unter der Plassenkalkschubmasse vollständig zu einem rosaroten Marmor umkristallisiert wurde, in dem man auch im Schriff nichts mehr von den sonst so typischen, siebartig struierten Echinodermenplatten erkennen kann.

c) Jainzen- und Kalvarienberg, Ischler Stadtbereich

Jainzen- und Kalvarienberg werden aus einer ehemals zusammenhängenden, nach NW-fallenden Deckscholle aus massigem, lichten Plassenkalk gebildet, der wie die nördlich davon beschriebenen Vorkommen der Hallstätter Fazies zuzurechnen ist. Die Fauna des Jainzenberg-Plassenkalks wurde bereits von DIENER 1899 untersucht. Jainzenberg- und Kalvarienbergscholle ruhen auf einer etwa gleichaltrigen, tithoneokomen Schichtfolge des Tirolikums auf, welche besonders im unteren Ischlbach wesentlich unterhalb der Kaiservilla aufgeschlossen ist. Als tiefstes Schichtglied treten dort die plattigen, lichtgrauen Aptychen- und Zweischaler-reichen Rettenbachschichten, flach NW-fallend auf, welche auch hier von dunklen Neokom-Mergeln überlagert werden. Unterhalb der Brücke bei der Kote 477 im Ischlbach liegen über dem Neokom etwa 30 m mächtige, dickgebankte bunte Konglome-

rate, deren Komponenten aber teilweise nur wenig gerundet auftreten und überwiegend aus Gesteinen der Hallstätter Fazies stammen. Es ist daher anzunehmen, daß diese grobklastischen Serien die wildflyschartige Ansammlung der von der herannahenden Hallstätter Decke stammenden Schuttmassen darstellen, welche am Schluß noch selbst unter die Decke zu liegen kamen.

An der Basis der Konglomerate finden sich noch geringmächtige rote Sandsteinlagen. Die nur geringe Winkeldiskordanz zwischen dem Neokom und dem Konglomerat deutet darauf hin, daß die vorgosauischen Bewegungen im Tirolikum des Ischler Beckens nur zu einer leichten Verfaltung geführt haben dürften. Östlich des W. H. Doppelblick liegen einige Schollen eines grauen, fossilreichen (Zweischaler und Korallen) Plassenkalks auf Gosau-Sandsteinen und Konglomeraten. Auch die Auflagerung der Plassenkalkschubmasse auf den Konglomeraten ist dort vorhanden. An der SE-Seite des Jainzen und an der S-Seite des Kalvarienberges bei Ahorn findet man auch noch die tieferen Malm-Horizonte von röthlichem Globigerinen- und Radiolarienkalk austretend.

Das Gleitmittel bei diesem Einschub der Hallstätter Decke dürfte hier das Haselgebirge gebildet haben, das sich mit seinem charakteristischen Leitgestein, dem Melaphyr, wiederholt an der SE-Seite des Jainzen und an der S-Seite des Kalvarienberges an der Basis der Deckscholle zeigt. (Taf. 4, Fig. 3). Im Ischler Stadtbereich tritt vereinzelt noch das Tirolikum in Form von schwarz-grünen Dogger-Kieselschiefern aus, so z. B. NW oberhalb des Kurhauses.

SW von Bad Ischl trifft man besonders im Raum zwischen Ahorn und Kaltenbach in weiter Verbreitung schwarzes oder rotes ausgelaugtes Haselgebirge, stellenweise in Verbindung damit auch grüne Werfener-Schiefer. Auf dem Haselgebirge bilden damit dort einige Plassenkalk- oder Konglomerat-Schollen morphologische Erhebungen, so z. B. das Katereck (595 m) und die Erhebung N vom W. H. Schwarze Katz in Ahorn (Taf. 5, Fig. 1).

Gut aufgeschlossen ist das Haselgebirge nochmals im Teichtbach S von Kaltenbach, an dessen N-Ufer dünnplattige, glimmerreiche, braune und grüne Werfener-Schiefer austreten. Der Deckencharakter der juvavischen Überschiebung zeigt sich dort auch in einem kleinen Fenster, in welchem die gebankten, braunen, kohleschmitzenreichen Gosausandsteine erscheinen, die von schwarzem Haselgebirge umgeben werden (Taf. 5, Fig. 1).

f) Das Gebiet Kaltenbach — Nussensee

Im unteren Teichtgraben bei dem W. H. Zierler sind dunkelgraue, plattige Gutensteinerkalke, und S davon unter dem lichten, rotgeäderten, norisch-rhätischen Hallstätter Kalk des Bergrückens mit der Kote 604 flachliegende Bänke des braunen Ramsau-Dolomits aufgeschlossen. Lichtgrauer, dichter norischer Hallstätter Kalk bildet schließlich die Erhebung der Ruine Wildenstein und auf der östlichen Traunseite den Siriuskogel. Der lichte, teilweise bunte und endogen-brecciöse, dickgebante obertriadische Hallstätter-Kalk, der am gesamten S-Rand des Ischtales unter den Dachsteinkalken der Gamsfeldgruppe austritt, bildet die Umrahmung des Nussensees. An seinem N-Ufer treten unter diesem fensterartig die Gosau-Schichten hervor, die besonders mächtig im Abflußbach des Nussensees aufgeschlossen sind (vgl. PLÖCHINGER 1949). An der E-Seite des Sees fanden sich äußerst mikrofossilreiche rötliche oder braune Kalke. Die S-Seite bilden rötliche, brecciöse Mergel mit radiolaritischer Grundmasse. Auffallend darin sind die braunen, etwa erbsengroßen Hornsteinwarzen, die von SPENGLER 1919 auch in jurassischen Serien der Plassengruppe bei Hallstatt beschrieben werden. Jurassische Komponenten in dieser Breccie sprechen dafür, daß hier eine klastische Entwicklung des Oberjuras (Hinterriß-Schichten) vorliegt. W des Nussensees tritt unter den Hallstätter-Kalken nochmals dunkelgraues, gipsreiches Haselgebirge auf den steil verfalteten Gosau-Mergeln aus.

g) Das Fahrnberggebiet

Das Gebiet der Hofer- und Schönfer-Alm SW von Aigen-Voglhub bilden graue Kalksandsteine der untersten Gosauschichten, deren Cephalopodenführung schon von REDTENBACHER 1873 untersucht wurde. Diese werden dort unterlagert von einer etwa 500 m mächtigen konglomeratischen, bunten Serie, welche, flach N-fallend, das gesamte Fahrnberggebiet bilden, wie es schon von SPENGLER 1912 und PLÖCHINGER 1949 beschrieben wird. Entgegen der bisherigen Erklärung der großen Mächtigkeit dieses Grundkonglomerats durch Aufstauchung, konnte ich nur feststellen, daß diese Serien von ihrem höchsten Punkt an, dem Rotwandl (1250 m) fast gleichbleibend etwa 40° nach N einfallen und kaum eine tektonisch bedingte Erhöhung der Mächtigkeit vorliegt. Da aber schon das Hangende dieser mächtigen klastischen Serie unterste Gosau darstellt, dürfte dieses Grundkonglomerat bereits in turones bis cenomanes Alter hinabreichen. Die schon

von PLÖCHINGER 1949 im Bereich der Sonntagskaralm beschriebenen roten sandigen und roten und grünen radiolaritischen, teilweise von brecciösen und großkonglomeratischen Serien überlagerten Gesteine, die unter der mächtigen Konglomeratserie des Fahrnbergs austreten, sind wohl auch hier als tithon-neokome Hinterriß-Schichten anzusehen. N der Waidinger Alm treten diese unter den Grundkonglomeraten als rötliche Mergel aus. Die Hinterriß-Schichten liegen unmittelbar den norisch-rhätischen Hallstätter Kalken auf, die an der N-Seite des Rettenkogels N-fallend die morphologisch hervorstretende Hangstufe des Bärenkogels (1520 m) bilden und von da an der E-Seite des Strobler Weißenbachtals unter den Dachsteinkalken, die den Rettenkogelgipfel bilden, nach S bis zum Unkelbach zu verfolgen sind. Die Basis der Hallstätter Kalke bilden S der Waidinger-Alm quarzitisches, grüne Werfener-Schiefer. An der N-Seite kommt unter den Konglomeraten roter Haselgebirgston mit Werfener Schiefer zusammen hervor, mit welchen die Fahrnberg-Schubmasse den Gosauschichten des Ischl- und Weißenbachtals aufliegt.

h) Sparber und Brustwand S von Strobl

Bei der Untersuchung der Mikrofazies der Sparberggipfelkalke zeigte es sich, daß sie aus den gleichen oberjurassischen Riffkalken bestehen, die als Schollenreste der Hallstätter Decke bisher im Ischltal beschrieben wurden. An der Basis des Sparberggipfels findet sich in etwa 1400 m Höhe an seiner SE-Seite eine geringmächtige tektonische Breccie, die hauptsächlich aus dichten, lichtroten Hallstätter-Kalk-Komponenten besteht. In der Grundmasse finden sich wieder massenhaft die Mikrolumachellen, die hier gestreckt in einem Fließgefüge liegen. Kalzitdrusen, sekundäre Hohlräumeausfüllungen, eckige Komponenten und das Auftreten dieser Breccie in einer Zone stärkster Durchbewegung sprechen deutlich für eine tektonische Entstehung der Breccie.

An der Basis des darüberliegenden Massenkalks zeigt sich im Schliff wieder deutlich der Globigerinenkalk, der auch hier wieder besonders durch die Kleinforminiferenart *Cornuspira convexa* KÜBLER & ZWINGLI charakterisiert wird. In diesem Horizont liegen dort die größten flach NW-fallenden Bewegungsflächen. Den oberen Gipfelkalk bildet wieder der lichte, rotgeäderte Plassenkalk, der auch den langgestreckten, nach NE streichenden Riffkalkzug der Brustwand bildet.

PLÖCHINGER 1949 beschrieb diesen Kalk noch als rhätischen Riffkalk. Durch Tintinniden ließ sich aber auch dieser Kalk als oberjurassisch bestimmen.

Tektonik

Die faziellen und tektonischen Einzelbeobachtungen deuten also darauf hin, daß es sich auch in den zusammenhängenden Gipfelkalken von Sparber und Brustwand um eine Deckscholle der Hallstätter Decke handelt, die im Sockel des Sparberberges auf einer tirolischen Basis (Schalbergfazies) — dort im wesentlichen vertreten durch Hauptdolomit und Hierlatz-Crinoidenkalk — aufruht. Dadurch läßt sich auch das am NW-Fuß des Sparbers beim Lindeck auf dem Hauptdolomit auftretende Haselgebirge mit einigen dunklen, verwitterten Blöcken von Melaphyr erklären, auf welchem dort noch einige kleine Schollen von Plassenkalk ruhen (Taf. 4, Fig. 2). Bei dieser Aufschiebung der Sparber-Deckscholle wurde die tirolische Sockelpartie etwas ausgeschuppt und an einem durch die Neßnerscharte laufenden Bruch auf die Gosau-Schichten des Wolfgangseetales aufgeschoben. Die Gosauschichten wurden dabei teilweise an dieser Bruchlinie eingequetscht. Gegenüber dem Tirolikum der Osterhorngruppe (Bleckwand) liegt dadurch die tirolische Schichtfolge des Sparbers an dieser Neßnerschartenstörung herausgehoben. Ein Faziesgegensatz zwischen Sparber und Bleckwand besteht kaum, wie die Lias-Crinoidenkalken und die lichten Mitteliaskalke zeigen, die sich in der Schichtfolge beider Berge finden lassen. Die Oberalmer-Schichten, die in großer Mächtigkeit die Bleckwand bilden, treten im Sparbergebiet nur noch vereinzelt und dann nur geringmächtig auf. Die auffallende tektonische Winkeldiskordanz zwischen den Schichten der tirolischen Basis und der Juvavischen Deckscholle (Taf. 4, Fig. 2) läßt sich gut mit Hilfe einer „Reliefüberschiebung“ im Sinne AMPFERERs (Vgl. O. AMPFERER 1928) erklären. In diesem Fall kann man sich vorstellen, daß im Sockel des Sparbers die Erosion in einem talartigen Einschnitt die Gesteine bereits lokal bis zum Hauptdolomit herab abgetragen hatte, als die Hallstätter Decke über dieses Relief geschoben wurde.

Die durch diese Tektonik begründete Zusammensetzung der Sparberschichtfolge aus tirolischen und juvavischen Gliedern muß wohl PLÖCHINGER 1949 veranlaßt haben, im Sparber eine eigene Fazies und Decke zu sehen, von deren Existenz er sich allerdings nach mündlicher Mitteilung selbst schon vor längerer Zeit wieder abgewendet hat. Die Deckschollennatur des Sparberggipfels wurde bereits 1911 einmal von SPENGLER erwogen.

i) Bürglstein und Lugberg N von Strobl

Der Plassenkalk des Bürglsteins ist schon lange durch seine oberjurassischen Fossilfunde bekannt, z. B.:

Ilيريا rugifera ZITT.

Nerinea hoheneggeri PETERS

Diceras luci DEFR.

An seiner W-Flanke zeigt er Verzahnung mit einigen dünn-gebankten, hornsteinführenden Oberalmer-Schichten und ist besonders an seiner N-Seite durch zahlreiche, meist horizontalliegende Kluft- und Harnischflächen gezeichnet, die weit besser für einen aus dem S erfolgten Transport sprechen, als durch Verstellung an vertikalen Brüchen in seine heutige Stellung gelangt, wie man den Bürglstein bisher erklärte. Auch die ihm an der S-Seite vorgelagerten Gosau-Schichten zeigen stärkste Durchbewegung und Zerknetung, was eine Folge dieses Horizontaleinschubes des Riffkalkes sein wird.

Ähnlich umgearbeitet finden sich teilweise die Gosau-Schichten, die dem ganzen Lugberg, dem ausgedehntesten Plassenkalkvorkommen im ganzen Ischl- und Wolfgangseetal, im S vorgelagert sind. N von der Ortschaft Radau greifen feinsandige Gosau-Schichten direkt auf den Hauptdolomit über. Dieser Kontakt wird dort durch die Plassenkalk-Schubmasse der Gartenwand überlagert, welche dabei auch ein völlig anderes Streichen aufweist. N der Gartenwand liegt der Plassenkalk — wie schon im Gebiet NW von Bad Ischl beschrieben — unmittelbar dem Hauptdolomit auf. Auch hier läßt die Plassenkalk-Deckscholle an sämtlichen Seiten ihre tektonische Selbständigkeit erkennen und niemals ergeben sich stratigraphische Übergänge zur autochthonen Liegendserie. Besonders deutlich zeigt sich die Aufschiebung an der SE-Seite des Kienbaches NW der Kote 830 durch riesige Kluftsysteme und Klufthohlräume, Breccien- und Knollenhorizonte. An der N-Seite des Lugbergs liegt der Plassenkalk, meist in große Blöcke aufgelöst, rhätischen Schichtgliedern des Tirolikums auf.

Im Kösselfall N von Rußbach zeigen sich nochmals die tithonen Hinterriß-Schichten mit dem Plassenkalk verknüpft. Der weiße Plassenkalk geht dort nach oben über rosafarbiges, crinoidenkalkartiges Gestein in dunkelrote, dünnplattige Tonmergel über. Trockenrisse in diesen Mergeln deuten auf eine Bildung in Meeresspiegelhöhe. Sie wurden dort beim Einschub des Juvavikums zunächst gefaltet und anschließend noch vom Plassenkalk überschoben, wodurch sie vor dem Abtrag bewahrt blieben.

Eine Untersuchung der Frage, inwieweit die morphologisch das gesamte Wolfgangseetal bestimmenden Plassenkalkvorkommen diesen hier beschriebenen aus dem Ischtal gleichzustellen sind, ist derzeit im Gange. Ein derartiger Schluß, der schon im Hinblick auf die Beobachtungen, die SPENGLER 1911 bei seiner Untersuchung des Schafberggebietes machte, sehr wahrscheinlich wird, würde dem großtektonischen Bau der Salzburger Kalkalpen ein etwas anderes Gesicht geben.

Zusammenfassung

Den N-Rahmen des Ischl- und Rettenbachtals bilden S bis SW fallende mesozoische Schichten von Obertrias bis Oberkreide. Die mächtigen rhätischen Serien der Hohen-Schrott-Gruppe zeigen dabei einen Faziesübergang von der Kössener Fazies im W zu der Dachsteinkalk-Totengebirgs-Fazies im E. Der vorgosauische Aufschub der Totengebirgsdecke äußert sich in diesem Gebiet durch eine — auf der Inhomogenität dieser Übergangsfazies beruhenden — Durchbewegung des gesamten Schichtenkomplexes (Differentialtektonik) und durch Ausschuppung einzelner, starrer Deckschollen aus dem Schichtverband.

Fast alle auftretenden Schichtglieder lassen sich — neben den allgemein bekannten makroskopischen Charakterisierungsmerkmalen — auch durch ihre Mikrofazies und Mikrofaunengesellschaft unterscheiden. Auf Grund der Mikrofazies und -fauna lassen sich im Ischler Bereich nicht nur verschiedenaltige, gleichartig entwickelte Gesteine voneinander trennen, sondern auch vielfach die mesozoischen Schichtglieder des Juvavikums viel sicherer von denen des Tirolikums unterscheiden. Es ist anzunehmen, daß ähnliche Verhältnisse auch in den anderen Verbreitungsgebieten dieser Fazieszonen vorliegen.

Mit Hilfe der Mikrofazies ließ sich die Sparbergipfelfazies als juvavisch an die der anderen Riffkalkvorkommen des Ischltals anschließen und seine Tektonik sich damit als zu zwei Fazies-Komplexen gehörend erklären.

Literaturverzeichnis

- Ampferer, O.: Die Reliefüberschiebung des Karwendelgebirges. — Jb. Geol. Bundesanst., Wien 1928. —
- Arthaber, G. A. v.: Die alpine Trias des Mediterrangebietes. — F. Frechs *Lethaea geognostica*, II. Teil, Stuttgart 1905. —

- Brinkmann, R.: Zur Schichtfolge und Lagerung der Gosau in den nördlichen Kalkalpen. — S. Ber. Preuß. Akad. Wiss. ph. m. Kl., 27, 1—8, Berlin 1934. —
- Cornelius, H. P.: Über tektonische Breccien, tekt. Rauwacken und verwandte Erscheinungen. — Zbl. f. Min., Geol. u. Pal. — Abt. B. 1927. —
- Del Negro, W.: Geologie von Salzburg. — Univ. Verl. Wagner, Innsbruck 1950. —
- Diener, C.: Zur Altersstellung der Korallenkalke des Jainzen bei Ischl. — Verh. Geol. Reichsanst., 317—318. — Wien 1899.
- Ganss, O.: Zur Geologie des westlichen Toten Gebirges. — Jb. Geol. Bundesanst., Wien 1937. —
- Geyer, G.: Jurassische Ablagerungen auf dem Hochplateau des Toten Gebirges. — Jb. Geol. Reichsanst., 34, Wien 1884. —
Die Querverschiebung am Traunsee. — Verh. Geol. Bundesanst., Wien 1917. —
- Geyer, G. & Abel.: Geologische Spezialkarte 1:75.000 mit Erläuterungen, Blatt Gmunden — Schafberg. — Wien 1922.
- Göttinger, G.: Drumlins und Oser im Traungletschergebiet. — Akad. Anzeiger, Wien 1939. —
Zur glazialen Analyse der Quartärablagerungen im Trauntalgebiet oberhalb von Gmunden. — Anz. Akad. Wiss., Math. nat. Kl. 74, Wien 1937. —
- Hahn, F. F.: Grundzüge des Baues der nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Enns. — Mitt. Geol. Ges., 6, I. S. 238, II. S. 143—162. Wien 1913.
- Haug, E.: Les nappes de charriage des Alpes calcaires septentrionales. — Bulletin de la Société géologique de France 1906, 1912. —
- Heissel, W. & Schädler, J.: Die Kalkalpen zwischen Traun und Salzach. — Verh. Geol. Bundesanst., SH A, Wien 1951.
- Hölzl, K.: Das westliche Tote Gebirge. — Diss. Wien 1932.
- John, C. v.: Über Eruptivgesteine aus dem Salzkammergut. — Jb. Geol. Reichsanst., S. 247, Wien 1899.
- Kittl, E.: Geologische Exkursionen im Salzkammergut. — Exkurs. Führer 9. Intern. Geol. Kongr., 118p, Wien 1903.

- Kober, L.: Zur Geologie des Salzkammergutes. — S. Ber. Akad. Wiss., Math. nat. Kl. Wien 1927.
 Die Hallstätter Decken. — Verh. Geol. Bundesanst. S. 82, Wien 1935. —
 Bau und Entstehung der Alpen. — II. Aufl., Deuticke Verlag, Wien 1955.
- Kühn, O.: Zur Stratigraphie und Tektonik der Gosau-Schichten. — S. Ber. Akad. Wiss., Math. nat. Kl., 156, Wien 1947.
- Lahner, G.: Morphologie des Salzkammergutes. — Mitt. f. Erdkunde, 6. Jg. Nr. 7/8. Linz 1937.
- Leischner, W.: Zur Mikrofazies kalkalpiner Gesteine. — S. Ber. Akad. Wiss., math. nat. Kl. Wien 1959.
- Leuchs, K. & Udluft, H.: Entstehung und Bedeutung roter Kalke in den Berchtesgadener Alpen. — Senckenbergiana 8, S. 174, Frankfurt 1926.
- Leuchs, K.: Sedimentationsverhältnisse im Mesozoikum der N-Kalkalpen. Geol. Rdsch., 17, 1926.
 Beiträge zur Lithogenesis kalkalpiner Sedimente. — N. Jb. Min., etc. 59, Abt. B., 357—408, Stuttgart 1928.
 Über die Bitumenführung des norischen Hauptdolomits. „Kali, verw. Salze und Erdöl“. Jg. 26, H. 8. Halle/S. 1932.
- Machatschek, F.: Morphologische Untersuchungen in den Salzburger Kalkalpen. Ostalpine Formenstudien. — Berlin 1922.
- Medwenitsch, W.: Geologische Übersichtskarte 1:50.000 der Hallstätter Zone Bad Ischl — Bad Aussee. — Mitt. d. Ges. d. Geol. u. Bergbaustudenten, Wien 1950.
 Exkursionen in das Salzkammergut. — Führer zu den Exkursionen d. Pal. Ges. Wien. Wien 1954.
 Die Geologie der Salzlagerstätten Bad Ischl und Alt-Aussee (Salzkammergut). — SD aus d. Mitt. Geol. Ges. 50, 133—200, + Tafeln 1:33.500, Wien 1957
- Mojsisovics, E. v.: Geologische Spezialkarte 1:75.000 mit Erläuterungen, Blatt Ischl-Hallstatt, Wien 1905.
- Nowak, J.: Über den Bau der Kalkalpen in Salzburg und im Salzkammergut. — Bull. acad. sci. Cracovie, Krakau 1911.
- Penck, A.: Die Alpen im Eiszeitalter. — I. Bd. 1901.

Plöchlinger, B.: Ein Beitrag zur Geologie des Salzkammergutes im Bereich von Strobl am Wolfgangsee bis zum Hang der Zwieselalm. — Jb. Geol. Bundesanst. 93, 1—35, Wien 1949.

Charakterbilder aus der Tektonik der Salzburger Kalkalpen. — Verh. Geol. Bundesanst., SH. C. Wien 1952.
Der Bau der südl. Osterhorngruppe und die Tithon-Neokom-Transgression. — Jb. Geol. Bundesanst., 96, 357—372, Wien 1953.

Redtenbacher, A.: Die Cephalopodenfauna der Gosausandsteine in den nördl. Kalkalpen. — Abh. Geol. Reichsanst., Wien 1873.

Schadler, J.: Die Ergebnisse der geologischen Neukartierung im Gebiet des Ischler und Ausseer Salzberges. — Bg. Hm. Monatshefte, 94, 56—60, Wien 1949.

Schauberger, O.: Zur Genese des alpinen Haselgebirges. — Zschr. Deutsch. Geol. Ges., 105, 4, 736—751, Hannover 1955.

Schwarzacher, W.: Sedimentpetrographische Untersuchungen kalkalpiner Gesteine. — Hallstätter Kalke von Hallstatt und Ischl. — Jb. Geol. Bundesanst., 91, 1—48, Wien 1946.

Spengler, E.: Die Schafberggruppe. — Mitt. Geol. Ges., 2, 181—275, Wien 1911.

Zur Tektonik von Sparberhorn und Katergebirge im Salzkammergut. — Zbl. f. Min., etc., 701—704, Stuttgart 1911.

Untersuchungen über die tektonische Stellung der Gosauschichten. I. Teil: Die Gosauzone Ischl-Strobl-Abtenau. — S. Ber. Akad. Wiss., Math. nat. Kl., 121, 1039—1086, Wien 1912.

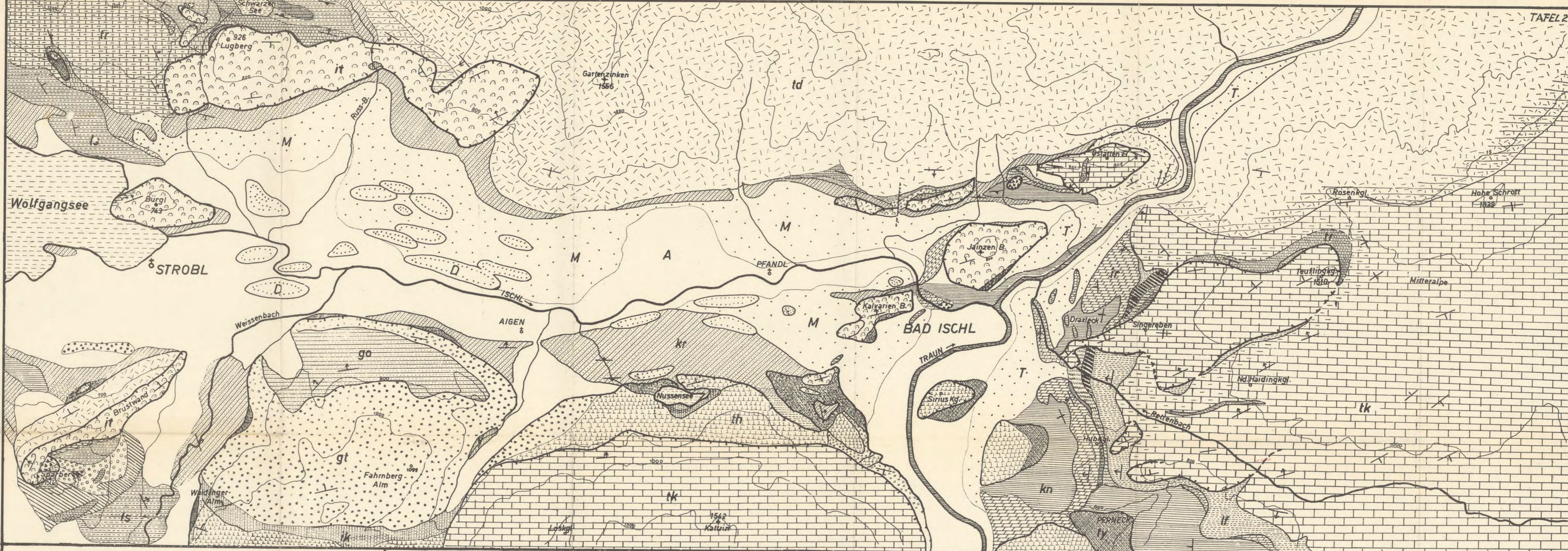
Ein geologischer Querschnitt durch die Kalkalpen des Salzkammergutes. — Mitt. Geol. Ges., 9, 1—70, Wien 1918.

Die Gebirgsgruppe des Plassen und Hallstätter Salzberges im Salzkammergut. Jb. Geol. Reichsanst., 68, 285—474, Wien 1919.

Bemerkungen zu Kobers tektonischer Deutung der Salzburger Kalkalpen. — Verh. Geol. Bundesanst., S. 144, Wien 1924.

- Spengler, E. & Götzing, G.: Das Trauntal zwischen Gmunden und Aussee. — Führer f. d. Quartärexkursion in Österreich. — S. 83—98, Wien 1936.
- Spengler, E.: Zur Einführung in die tektonischen Probleme der nördlichen Kalkalpen. — Mitt. d. Reichsanst. f. Bodenforschung, Wien 1943.
- Die nördlichen Kalkalpen, die Flyschzone und die helvetische Zone. — Wien 1951 (aus Schaffer: Geologie von Österreich) S. 302—413.
- Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der nördl. Kalkalpen. — II. Teil: Der Mittelabschnitt der Kalkalpen. — Jb. d. Geol. Bundesanst., 99, H. 1. 1—74, Wien 1956.
- Sueß, E.: Der Bau der Gebirge zwischen dem Hallstätter- und dem Wolfgangsee. — Jb. Geol. Reichsanst., 16, Wien 1866.
- Trauth, F.: Über die tektonische Gliederung der östlichen Nordalpen. — Mitt. Geol. Ges., 29, Wien 1937.
- Die fazielle Ausbildung und Gliederung des Oberjura in den nördl. Ostalpen. — Verh. Geol. Bundesanst., H. 10—12, 145—218, Wien 1948.
- Trusheim, F.: Die Mittenwalder Karwendelmulde. — Diss. Innsbruck 1930.
- Vortisch, W.: Tektonik und Breccienbildung in der Kammerker-Sonntagshorngruppe. — Jb. d. Geol. Bundesanst., Wien 1931.
- Über schichtenparallele Bewegungen (Kammerker-Sonntagshorn- und Osterhorngruppe). — Zbl. Min., etc. Stuttgart 1937.
- Waagen, L.: Zur Stratigraphie und Tektonik des Toten Gebirges. — Verh. Geol. Bundesanst., Wien 1924.
- Winkler, A.: Über die Bildung mesozoischer Hornsteine. — Tschermaks Min. u. Petr. Mitt., 25, 1925.
- Zapfe, H.: Fossilfunde im Rettenbachkalk bei Ischl. — Anz. Akad. Wiss., Math. nat. Kl. 13, 251—256, Wien 1949.
- Zirkl, E. J.: Der Melaphyr von Hallstatt. — Jb. Geol. Bundesanst., Wien 1957.

Eingelangt bei der Schriftleitung am 20. November 1959.



GEOLOGISCHE KARTE der Umgebung von BAD ISCHL

(ISCHL- und unteres RETTENBACHTAL)

von

WINFRIED LEISCHNER

aufgenommen im Sommer 1957 u. 1958

Masstab : 1 : 25 000

TIROLIKUM

kr	Gosau - Schichten Grundkonglomerat
kn	Neokom - Rossfeld- u. Schrambach - Schichten
jo	Rettenbach - Oberalmer Sch. Rettenbachkalk
ir	
iv	Oolithkalk
idh	Dogger - Klauskalk u. Radiolarit Hornstein - Kieselschf.
li	Lichter Liaskalk
th	Hierlatz - Crinoidenkalk
im	Bunter Mittelliaskalk
ls	Hornsteinkalk, Spongienlias
lf	Lias - Fleckenmergel
tr	Kössener Sch., Rhät. Plattenkalk
tk	Rhät. Dachsteinkalk
tp	Plattenkalk
td	Norischer Hauptdolomit

JUVAVIKUM

go	Gosau - Schichten
gt	Turones Grundkonglomerat
ik	Hinteriss - Sch.
jo	
it	Oberalmer - Sch. Plassenkalk
ig	Globigerinenkalk Acanthicus - Sch.
th	Norisch - rhätischer Hallstätter kalk
tm	Ramsauidolomit
ty	Haselgebirge
w	Werfener Schf.

A	ALLUVIUM
M	DILLUVIUM : Grundmoräne

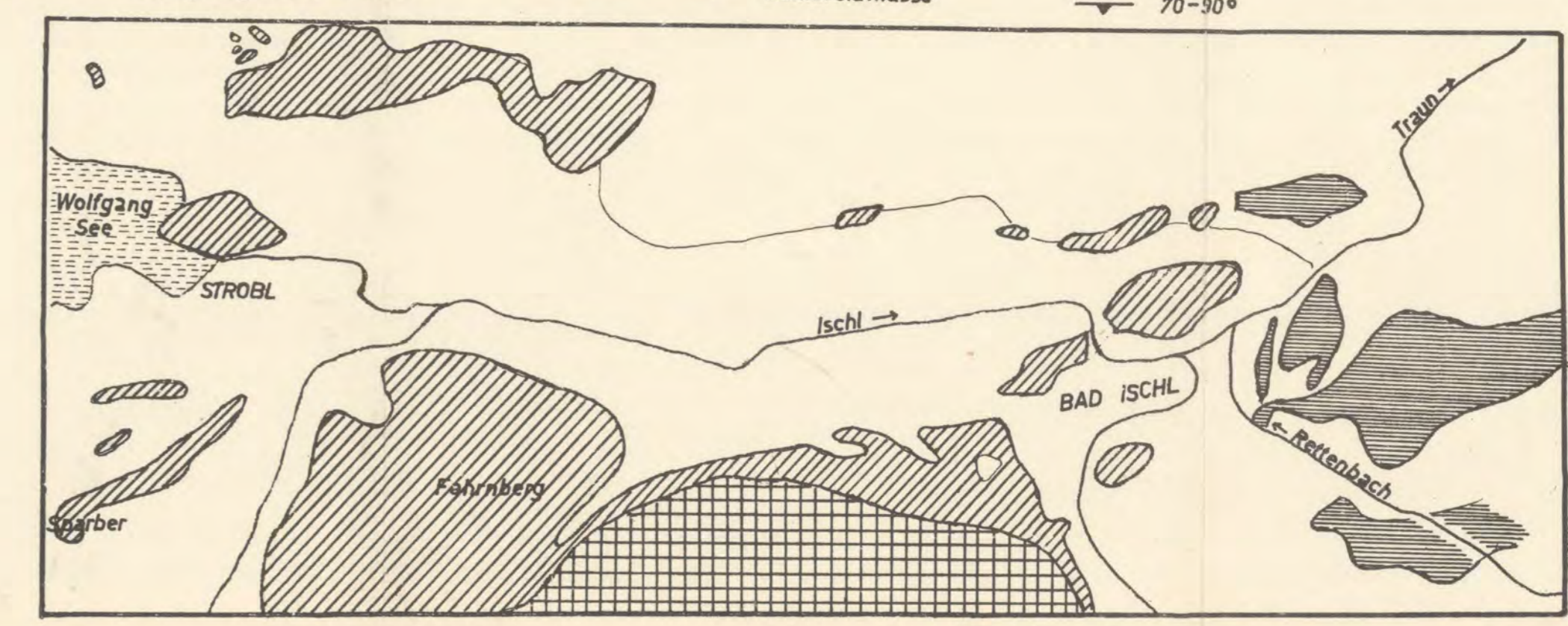
T	Terrassenschotter Deltasande
D	Drumlins u. Oser

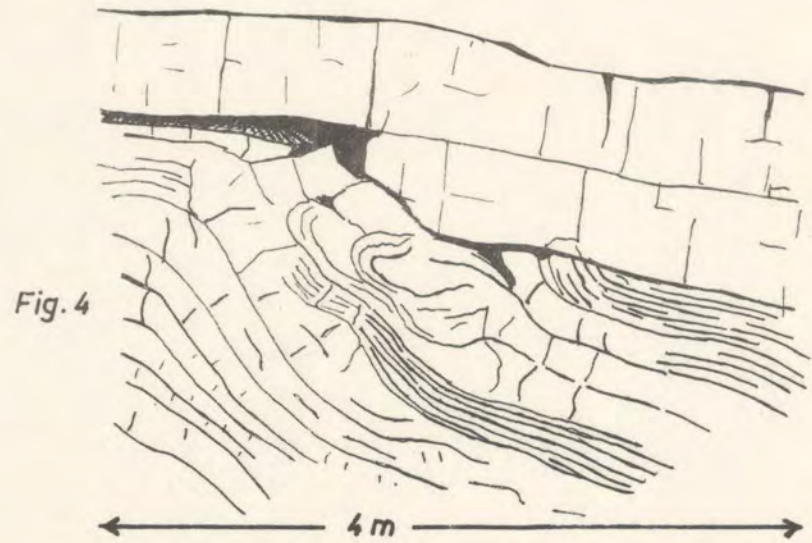
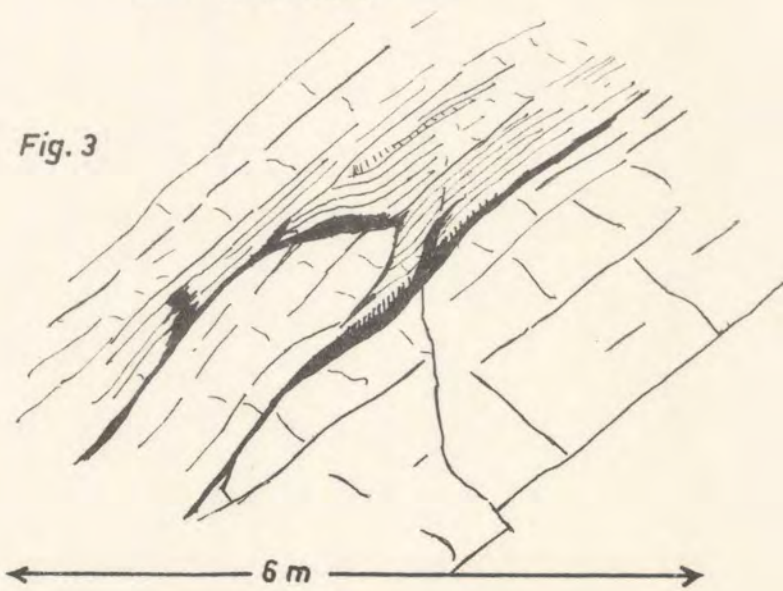
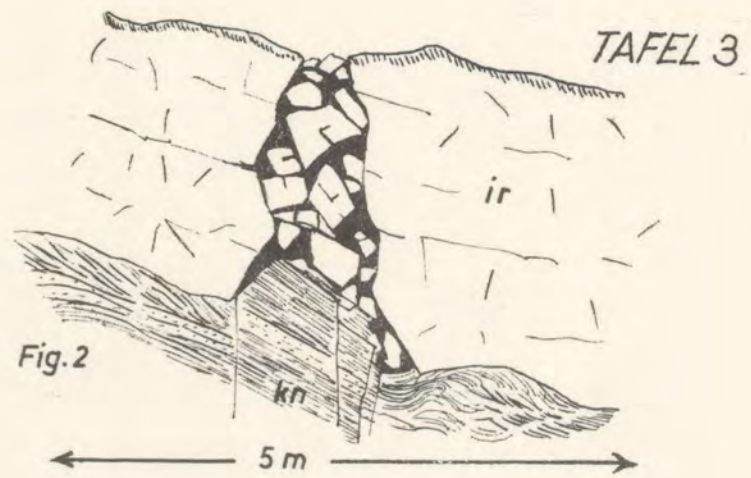
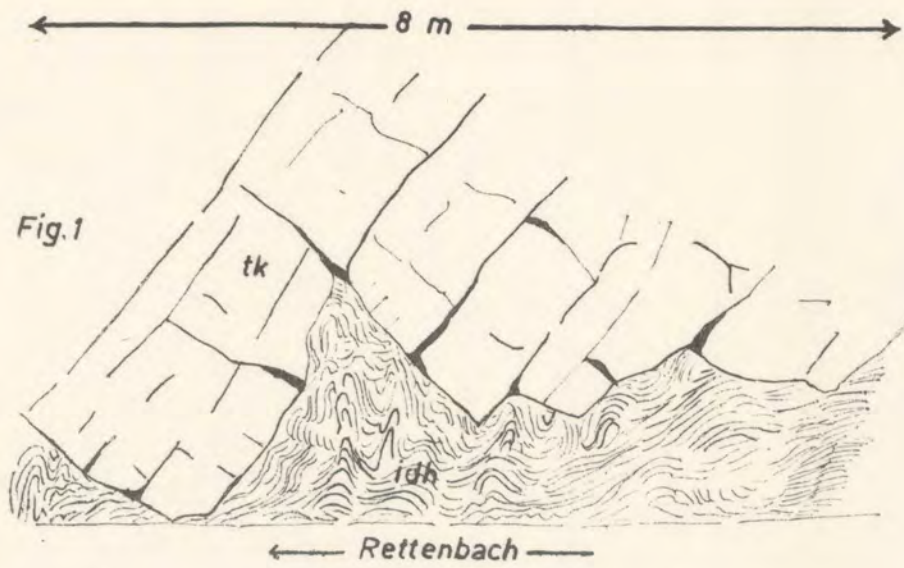
TEKTONISCHE ÜBERSICHT

	Autochthones Tirolikum		Deckschollenreste der Hallstätter Decke
	durch den Aufschub der Totengebirgs- Decke ausgeschuppte Deckschollen in totengebirgsnaher Fazies		Dachsteinkalk - Gamsfeldmasse

TEKT. ZEICHENERKLÄRUNG

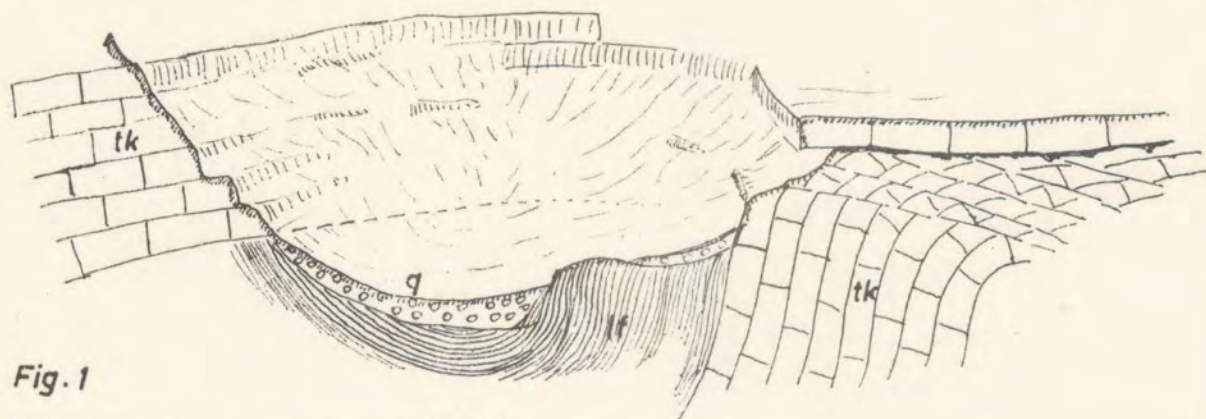
	s - Flächen horizontal		Überschiebungs- und Bruchlinien
	0-30° fallend		
	30-50°		
	50-70°		
	70-90°		





NW

SE

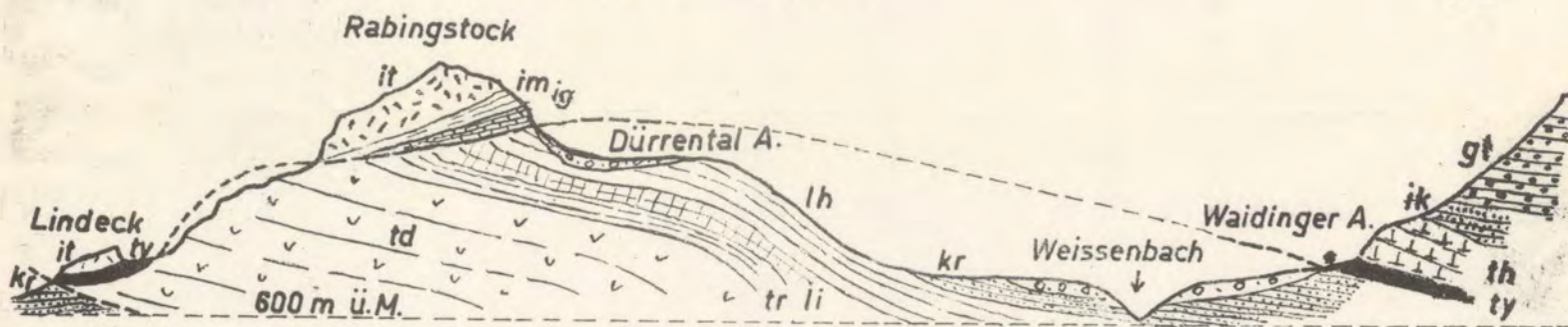


Profil durch die Sparber - NE-Seite

MASSTAB : 1 : 12500

NW

SE

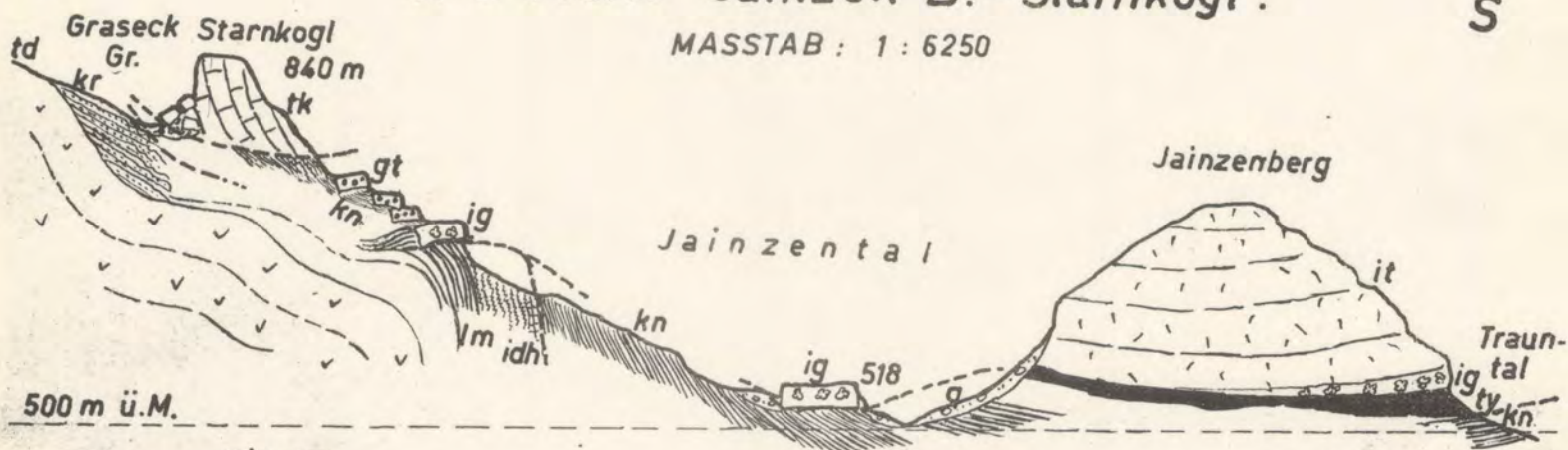


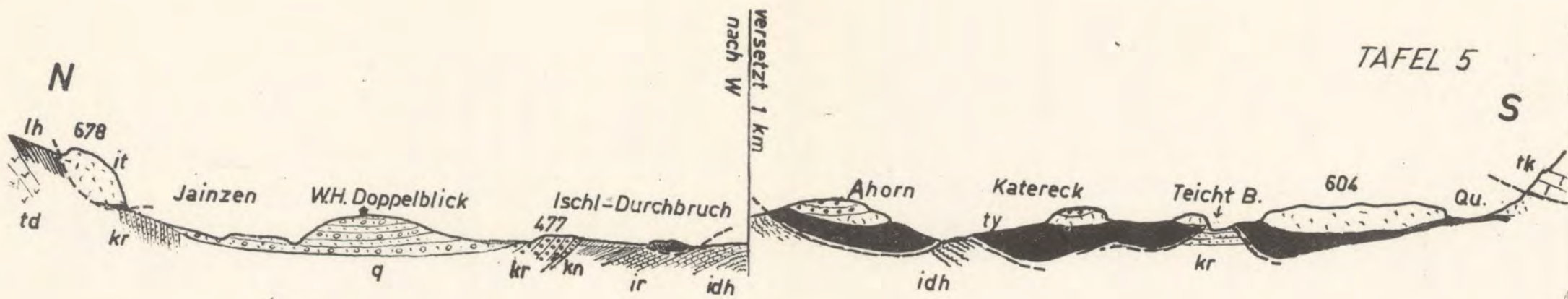
N

N-S-Profil Jainzen B. - Starnkogel .

MASSTAB : 1 : 6250

S

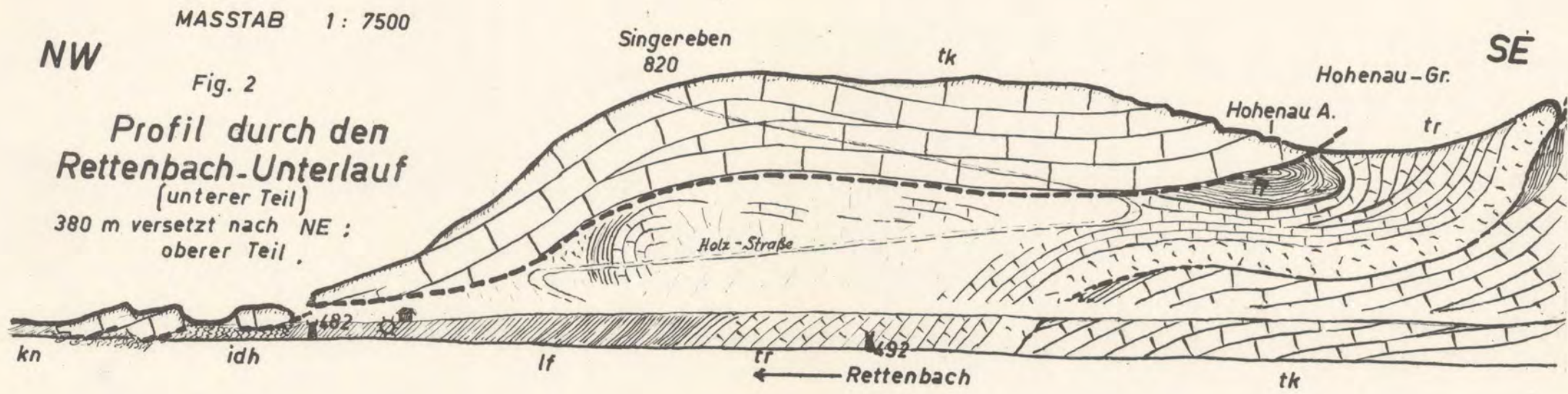




TAFEL 5

Fig. 1 N-S-Querprofil durch das Ischltal W von Bad Ischl.

MASSTAB 1:12500



MASSTAB 1:7500

Fig. 2
 Profil durch den
 Rettenbach-Unterlauf
 (unterer Teil)
 380 m versetzt nach NE ;
 oberer Teil .

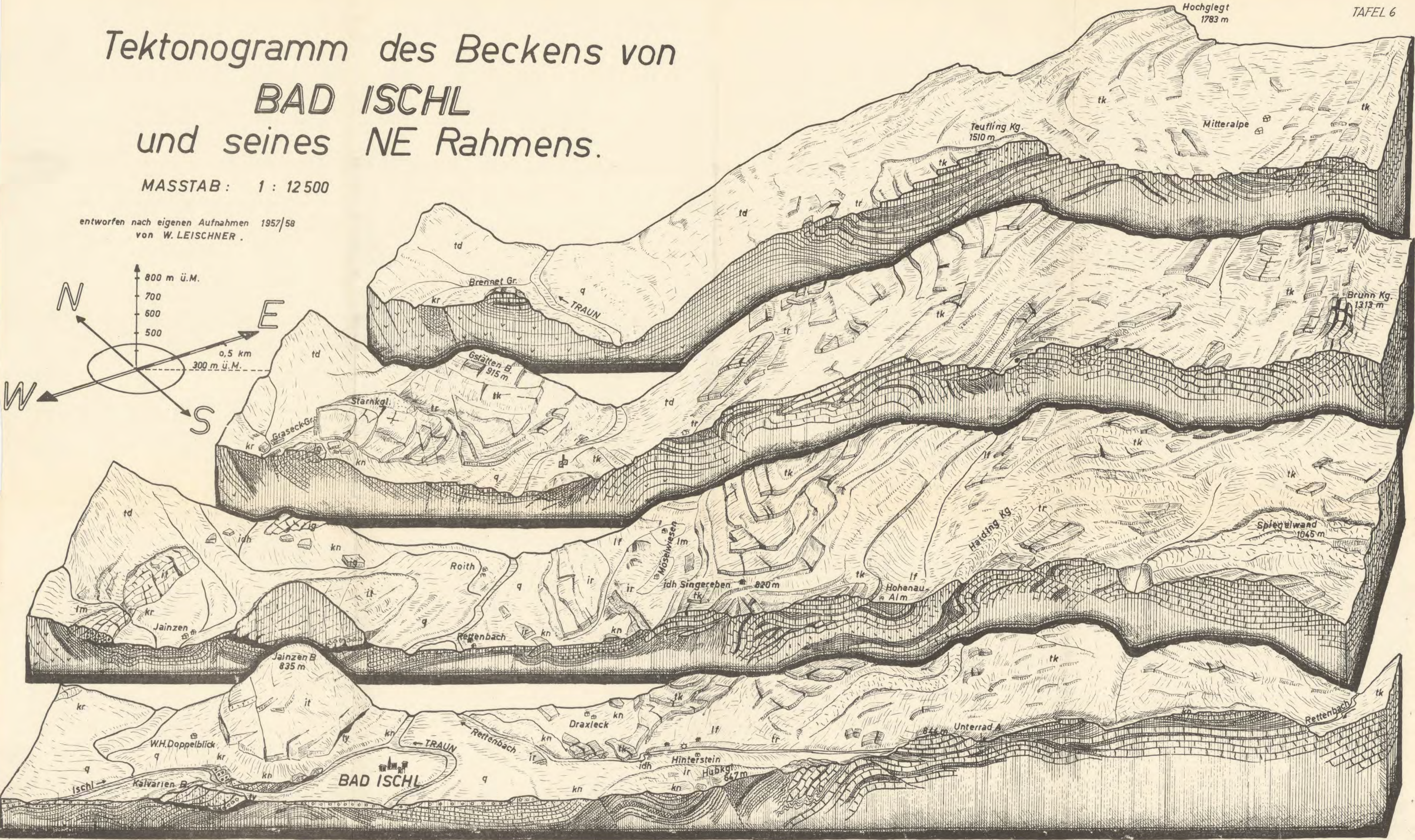
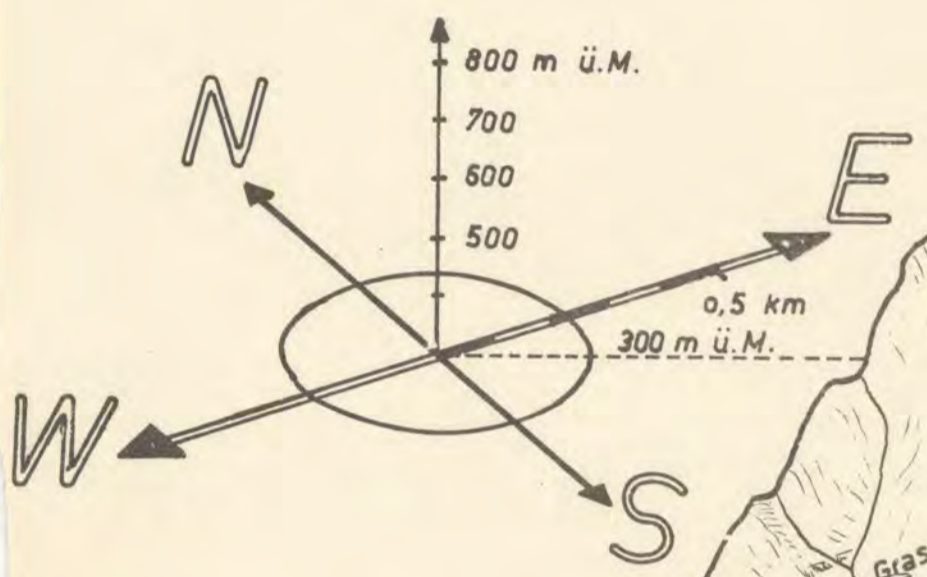
Holz-Strabe

Rettenbach

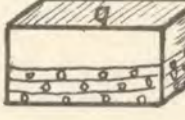
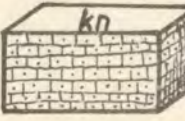
Tektonogramm des Beckens von BAD ISCHL und seines NE Rahmens.


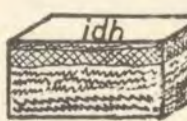
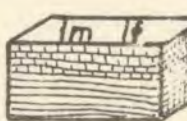
MASSTAB: 1 : 12 500

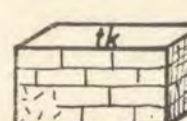
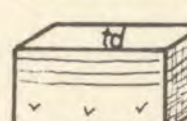
entworfen nach eigenen Aufnahmen 1957/58 von W. LEISCHNER.



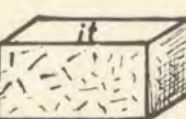
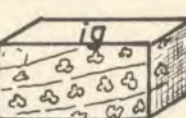

TIROLIKUM :

-  Alluvium
Dilluvium : Grundmoräne
Talseeterrassen
-  Oberkreide
GOSAU - Schichten
in Bayerr. Fazies
-  NEOKOM : Ischler Breccie
Rossfeld-Sch.
Schrambachmg. l.

-  Neokom-Tithon Breccie, Tithonflaserkalk
MALM: Rettenbachschichten, -Kalk
-  DOGGER : Klauskalk, Radiolarit,
Radiolarien-Hornstein,
Kieselschiefer
-  LIAS : Bunter Mittelliasikalk, Hierlatz-
kalk
Hornsteinknollenkalk
Fleckenmergel

-  RHÄT : (Riff)-kalk
[Bayerr. Fazies] Kössener Sch.
-  RHÄT : Dachstein-(Riff)-
[Totengebirgsfazies] kalk
-  NOR : Plattenkalk
Hauptdolomit

JUVAVIKUM :

-  TITHON : Plassenkalk
-  Unter-
MALM : Globigerinen- und
Radiolarienkalk
-  Perm -
SKYTH : Ausgelaugtes, buntes
Haselgebirge.
Melaphyr, Gips

DIE GEOLOGIE DER ÖTSCHER DECKE ZWISCHEN UNTERBERG UND FURTH (N.Ö.)

Von **Winfried Steinhausen**

(Mit drei Tafeln, 7—9)

I. Zusammenfassung

In den Jahren 1956—1958 wurde ich beauftragt, die geologischen und hydrologischen Verhältnisse im Gebiet der Ötscher Decke zwischen Unterberg und Furth zu untersuchen. In stratigraphischer Hinsicht umfaßt das Gebiet die Trias der Ötscher Decke und die im Norden und Osten mit einbezogene Gosau. Die Tektonik bewegt sich innerhalb des Gesamtkomplexes Ötscher Decke mit ihren Falten-, Schuppen- und Bruchstrukturen. Mit Hilfe neuer Fossilfunde ergaben sich Umstellungen und neue Erkenntnisse in stratigraphischer und tektonischer Hinsicht, Schwerminerale führten zu charakteristischen Spektren für die Werfener Schichten, den Lunzer Sandstein und die Gosau. Die Grundlagen für den hydrogeologischen Teil gaben die geologische Detailkartierung, die Messung über Schüttung, die Temperatur von Wasser und Luft an den Quellaustritten, die pH-Werte und eine begrenzte Anzahl von Wasseranalysen. Gefügekundliche Untersuchungen wurden mit Erfolg zur Lösung tektonischer Probleme angewandt.

Die Themenstellung verdanke ich meinem Lehrer, Prof. Dr. E. Clar, und Prof. Dr. H. Küpper, Direktor der Geologischen Bundesanstalt Wien.

II. Abgrenzung und Erforschungsgeschichte

Das Gebiet liegt ca. 40 km südwestlich von Wien, südlich der oberen Triesting, zwischen Gerichtsberg und Altenmarkt, Steinwandklamm und Unterberg.

Als erste geologische Karte wurde zu Anfang des vorigen Jahrhunderts der „Geological Society of London“ eine Kartierungsaufnahme des Erzherzogtums Österreich vorgelegt. Im

Jahre 1843 publizierte PARTSCH eine geologische Karte der niederösterreichischen Alpen. Ende des 19. Jahrhunderts begann eine neue Aufnahmetätigkeit, die mit den Namen BITTNER, GEYER, KOSSMAT und SPITZ verbunden ist, wobei die Publikationen von BITTNER (2) und SPITZ (10) für das vorliegende Gebiet von hervorragender Bedeutung sind. So erkannte BITTNER als erster, daß ein Teil der tektonischen Strukturen, die bisher als „Aufbruchszonen“ bzw. Brüche galten, als Überschiebungen. L. KOBER übertrug dann um die Jahrhundertwende die in den Nord- und Westalpen gewonnenen Erkenntnisse der Deckenlehre auf die Tektonik der östlichen Nordalpen, um damit auch dieses Gebiet in tektonischer Hinsicht nach den modernen wissenschaftlichen Erkenntnissen richtigzustellen.

III. Stratigraphie und Fazies

Den weitaus größten Anteil des Gebietes macht die Ötscher Decke mit ihren Teildecken bzw. Schuppen aus, die sich hier ausschließlich aus den Gesteinen der alpinen Trias und der Gosau aufbaut. Die Trias ist mit Ausnahme der kohleführenden oberen Teile der Lunzer Schichten überall in Form von Meeresablagerungen entwickelt. Davon sind die Werfener Schichten als landnahe Sedimente vor einer Flachküste, die übrigen Sedimente als Schelfablagerungen aufzufassen.

Die mittlere Trias, vertreten durch Anis und Ladin, soll hier, soweit es sich um die Gutensteiner und Reiflinger Kalke bzw. Dolomite handelt, gemeinsam besprochen werden, da es vielfach unmöglich erscheint, zwischen diesen beiden Schichtgliedern eine scharfe Trennung vorzunehmen. Der Wettersteinkalk dagegen läßt sich faziell gut unterscheiden und wird infolgedessen gesondert aufgeführt.

TRIAS

Skythische Stufe:

Werfener Schichten

Die Werfener Schichten als unterstes Schichtglied der Trias treten in ihrer Verbreitung stark zurück und sind nur im W der Araburg sicher aufgeschlossen. Sie umfassen vom Liegenden zum Hangenden graugrüne und rote Tonschiefer, rote feinkörnige Sandsteine und graue, gebankte, fossilführende Kalke, die durch

Naticella costata MSTR.

paläontologisch belegt und sicher in das obere Niveau der Werfener Schichten einzustufen sind.

Ein weiteres Vorkommen erwähnt IIERTLE und BITTNER im Laabachgraben. Das Vorkommen konnte von mir nicht wiedergefunden werden und auch H. KÜPPER (6) bezweifelt die Richtigkeit dieser Angabe. Es wird sich hier um eine Verwechslung mit den roten Schiefertönen der Gosau handeln.

Fragliche Spuren von Werfener Schichten befinden sich in der Further Gosau oberhalb des Pechhofes. Es finden sich hier weißliche bis gelbliche quarzitische Sandsteine.

Einen weiteren interessanten Aufschluß für das Skyth liefert die Hydrologie. Das „Meerauge“ und seine benachbarte Mineralquelle bei Sulzbach ergibt durch die Wasseranalysen (Gehalt an Ammonium, Nitraten, Nitriten und Phosphaten, einen hohen Ca-Gehalt, hohe Härte, Nachweis von CO_2 , HCO_3 , SO_4 und Cl) einen Hinweis von Werfener Schichten im Untergrund. (Weiteres unter Hydrologie.)

Aus den Werfener Schiefertönen NW der Araburg wurden Schlammproben mikropaläontologisch untersucht. Sie waren ausnahmslos fossilifer. Aus den Sandsteinen wurden Schlammproben auf Schwermineralien untersucht. Die Ergebnisse sind in dem Abschnitt „Schwermineralien“ aufgeführt.

Anis — Ladin:

Gutensteiner und Reiflinger Kalk

Die Gutensteiner und Reiflinger Kalke sind weit verbreitet und lassen sich durch ihre lithologische Ausbildung gut von den übrigen Schichtgliedern unterscheiden. Charakteristisch für den Gutensteiner Kalk ist seine Ausbildung als dunkler, fast schwarzer, bituminöser Kalk in vorwiegend dünnschichtiger Ausbildung, der durch seine gute Verformbarkeit häufig eine prächtige Kleinfältelung aufweist (z. B. Unterberggipfel und SE der Gaisruck). Bei der Araburg tritt er als sekundäre Ausbildung in Form des Gutensteiner Dolomits auf. Gleichzeitig mit der Dolomitisierung wird das Gestein dickbankig und massig. Da keine Fossilfunde gemacht wurden, ist die Ausscheidung rein faziell.

Der Reiflinger Kalk ist vorwiegend bankig, mittelgrau und weist häufig auffallende Knollen und Bänder von dunkelgrauem Hornstein auf (N vom Gaisruck, Kote 900). Er läßt sich dann eindeutig vom Gutensteiner Kalk unterscheiden, was ansonsten vielfach durch Übergänge von einem Schichtglied zum anderen

nicht möglich ist. Nur an einer Stelle — W des Sattels — konnte der Reiflinger Kalk durch einen

Balatonites egregius ARTH.

belegt und in das untere Illyr eingestuft werden.

Ladin:

Wettersteinkalk

Der Wettersteinkalk findet in der Unterberg- und Göller-Teildecke eine weite Verbreitung. Als heller, fast weißer, massiger Kalk baut er sich häufig als deutlich auszunehmende Geländestufe über dem unterlagernden Muschelkalk auf und ist oft schon von weitem morphologisch gut erkennbar. In seinen liegenden Partien ist verschiedentlich eine Übergangsfazies zu beobachten, die aus gut gebanktem, dunkelgrauem Kalk besteht. Eine Fossilführung konnte nirgends beobachtet werden. Eine genaue Festlegung des stratigraphischen Umfangs der einzelnen Schichtglieder der mittleren Trias war nicht möglich.

Karn:

Aonschiefer

Die Aonschiefer konnten nur als fragliches Vorkommen im S-Hang des Hochecks festgestellt werden. Im Hangenden des Muschelkalkes ist an der Waldstraße bei ca. 420 m ein tiefbrauner, lehmiger Boden aufgeschlossen, der durch seine Verwitterung griffelig zerfällt. Durch seine Position zwischen Muschelkalk und Opponitzer Kalk ist die Wahrscheinlichkeit gegeben, daß es sich hier um Aonschiefer handeln könnte, da auch der Verwitterungsboden keinerlei Spur eines sandigen Anteiles enthält, was ansonsten den Lunzer Sandstein sicher verrät.

Lunzer Sandstein

Der Lunzer Sandstein ist dagegen, wenn auch nur geringmächtig, weit verbreitet. Er ist vorwiegend als feinkörniger Quarzsandstein ausgebildet, der einen mehr oder weniger starken Kalkgehalt aufweist. Er ist meist stark verwittert und nur selten in frischem Zustand aufgeschlossen. Im Schliff ist er sehr gleichmäßig. Die Körner sind vorwiegend eckig oder

wenig abgerundet. Der Quarzgehalt beträgt fast 50%, der Feldspat macht rund 30% aus. Neben einer Anzahl nicht zu bestimmender Körner finden sich zu einem minimalen Prozentsatz auch im Schliff die Minerale wieder, die das Schwermineralspektrum zeigt (s. u. Schwerminerale).

Die vorherrschende Korngröße liegt zwischen 0,1—0,2 mm. Das vorwiegend eckige Korn läßt darauf schließen, daß der Transportweg bis zur Ablagerung nicht allzugroß gewesen sein kann.

Opponitzer Kalk

Das obere Karn ist durch die Opponitzer Kalke vertreten. Innerhalb des Aufnahmegebietes ist er stellenweise weit über 100 m, andererseits aber auch nur wenige Meter mächtig. Ebenso stark variiert er auch in seiner faziellen Ausbildung. Meist ist es ein bankiger, dunkelgrau bis brauner Kalk mit etwas hellerer, griffiggrauer Anwitterung. In lokal begrenzten Aufschlüssen findet man eine auffallend starke Fossilführung. Dann verliert sich die Bankung und der Opponitzer Kalk ist in durchschnittlich 5—10 cm starken Platten ausgebildet. Die Schichtflächen sind durch die Fossilauswitterung sehr unregelmäßig, wulstig bis wellig und mit Fossilien übersät, die häufig das für die Opponitzer Kalke typische „Ostreenpflaster“ bilden. An diesen Stellen ist zwischen den Schichtflächen häufig ein gering mächtiger (1—2 cm) Mergel eingeschaltet. Vielfach wird aus dem Opponitzer Kalk ein dolomitischer Übergang zum Hauptdolomit beschrieben. Innerhalb des Aufnahmegebietes konnte diese Beobachtung nicht gemacht werden. Fossilfunde wurden an folgenden Stellen gemacht:

Nordrand der Ötscher Decke, E vom Ansgar:

Ostrea montis caprilis KLIPST.

Brachiopoden und Bivalven bilden ganze Bänke, konnten jedoch nicht näher bestimmt werden.

NE-Hang des Kirchensteins bei Furth:

Ostrea montis caprilis KLIPST.

von enormer Größe in Muscheln und Brachiopoden führenden Fossilbänken (Einzelindividuen von über 5 cm Größe sind häufig).

Eine Schliffserie aus dem Opponitzer Kalk der Kalkgrabenhöhe ließ in einer kalkigen, grauen Grundmasse einen feinen, unter 0,1 mm liegenden, dunklen, organischen Grus in vielfach schlieriger Anordnung erkennen. Es ist eine detritäre Aufbereitung am sedimentären Untergrund. Vereinzelt lassen sich

Kleinforaminiferen erkennen. Häufig zeigt der Opponitzer Kalk bis zu 1 mm große Oolithe mit konzentrisch-schaligem Aufbau.

Nor:

Hauptdolomit

Der Hauptdolomit stellt innerhalb des Aufnahmegebietes das mächtigste Schichtglied der Trias dar. So beträgt die Mächtigkeit zwischen Lackenboden und Gaupmannsgraben 1200—1300 m.

Im Liegenden ist der Hauptdolomit auffallend dunkelgrau, dicht, feinkristallin und weniger stark klüftig. In seiner weitaus größten Verbreitung ist er mittelgrau und stark klüftig, dann bildet er eine weit verbreitete, alles überdeckende, dünne Schuttdecke aus polyedrischem Verwitterungsgrus. In dieser dem mittleren Teil entsprechenden Ausbildung wird er — lokal begrenzt — stellenweise sehr hell bis fast weiß und ist dann im Handstück vom Wettersteindolomit nicht zu unterscheiden. Dann ist er kleinklüftig, zerbricht in polyedrischen Schutt und ist anstehend kaum zu finden. Eine Variante dieses weißen Dolomits ist ein dolomitisches Gestein von zuckerkörnigem Aussehen, welches jedoch weit weniger zerklüftet ist und eine ausgesprochene Bankung zeigt. Auffallend ist eine porige bis kleindrusige Auswitterung (Gaisruck).

Im Hangendteil ist der Hauptdolomit schon vielfach leicht kalkig. Der Übergang in den auflagernden Dachsteinkalk kündigt sich an. Rhythmite (i. S. von SANDER) sind an verschiedenen Stellen zu beobachten. Sie wurden zur Klärung tektonischer Probleme als orientierte Handstücke entnommen (s. u. Tektonik).

Im N-Hang des Kirchensteins ist im Hauptdolomit ein bis zu 20 cm mächtiges Band von graugrünen Mergeln aufgeschlossen. Diese Mergelbänder sind von verschiedenen Stellen bekannt, doch ist ihre Stellung noch ungeklärt. Als Deutungsmöglichkeit wird primäre Sedimentation oder tektonische Entmischung (Kalkabfuhr) angegeben. Der einzige Fossilfund — ein etwa 1 cm großer Carditasteinkern — wurde im SE-Hang der Sirnitz gemacht.

Plattenkalk

Der Plattenkalk zwischen Sirnitz und Buchboden liegt dem Hauptdolomit als dunkelbrauner, dichter, plattig bis bankiger Kalk auf. Ein weiteres fragliches Vorkommen ist in den Lie-

gendkalken der Kössener Schichten des Lackenbodens abgeschlossen.

Nor — Rhät:

Dachsteinkalk

Der Dachsteinkalk geht meist durch kalkig-dolomitische Übergänge aus dem Hauptdolomit hervor. Er ist ein vorwiegend grauer, in mächtige Bänke gegliederter Kalk, der an verschiedenen Stellen die großen herzförmigen Querschnitte der Muschel *Megalodus* führt. Bestimmbare Individuen stammen von folgenden Lokalitäten:

NE des Unterberges, Kote 1020:

Im S-Hang der Kote sind ganze Bänke mit den Querschnitten der Muschel *Megalodus* erfüllt. Exemplare bis zu 10 cm Größe sind keine Seltenheit. Bestimmt wurde (von Prof. O. Kühn)

Megalodus laczkoi HOERN.

des mittleren (obernorischen) Dachsteinkalkes.

Im E-Hang des Kieneck bei 850 m:

Bestimmt wurde (von Prof. O. Kühn)

Megalodus aff. complanatus GÜMB.

des unteren (unternorischen) Dachsteinkalkes.

Im N-Hang des Hohecks wurde auf dem Jagdsteig bei 840 m ein nicht näher zu bestimmender *Megalodus*-Querschnitt gefunden. Als besondere Erscheinungsform zeigt der Dachsteinkalk am Hoheck bis zu 20 cm tiefe Taschen, die mit auffallend gelbroten oder graugrünen, tonigen Einlagerungen angefüllt sind, zweifellos eine sekundäre Einlagerung im verkarsteten Dachsteinkalk.

Rhät:

Kössener Schichten

Die Kössener Schichten sind dunkelgraue, geschichtete, meist etwas mergelige Kalke mit den verschiedentlich auftretenden charakteristischen, von Muscheln und Brachiopodenschalen erfüllten Bänken. Bestimmt werden konnte von der Reingupf eine

Modiola minuta GOLDF.,

womit das Rhät paläontologisch belegt ist.

OBERKREIDE (Gosauschichten)

Die Gosauvorkommen des Aufnahmegebietes zählen zur Further Gosau, bezw. zur Gosau der Linie Brühl—Altenmarkt, die in ihrer faziellen Ausbildung kaum wesentliche Unterschiede aufweisen. Auffallend ist die Fossilarmut.

An der Basis der Gosau findet man vorwiegend Konglomerate und Breccien, wobei die einzelnen Komponenten vielfach vom direkten Untergrund abhängig sind (Strandaufbereitung des triadischen Untergrundes).

Die feinbrecciöse Gosau ist im allgemeinen vielfältiger in ihrem petrographischen Bestand. In dieser Feinbreccie wurden von mir in unmittelbarer Auflagerung auf den Hauptdolomit Radiolitidenbruchstücke gefunden, die häufig in Gesellschaft von nicht näher zu bestimmenden kleinen Schalenresten und schlecht erhaltenen Foraminiferen auftreten. N vom Aringer wurde ein ca. 12 cm großer

Radiolites spec.

gefunden, der nach der freundlichen Auskunft von Prof. O. Kühn ein Hinweis auf Ober-Santon sein könnte.

Mehrere Schiffe aus der Feinbreccie des Mitterriegels zeigten folgendes Ergebnis:

Auffallend ist das grobmaschige Netzwerk von Bryozoen, ebenso das charakteristische Gefüge von Lithothamnien-Ästchen. Die Foraminiferen sind durch Auskristallisation stark verändert. Nur in wenigen Fällen ist eine genaue Determination möglich. Besonders auffällig sind Schnitte durch Globotruncanen, sie zeigen eine zweikielige Form mit erhobener Oberseite und stimmen mit der von BOLLI 1944, Abb. 1, fig. 25 als

Globotruncana leupoldi n. sp.

beschriebenen Form überein. *Globotruncana leupoldi* BOLLI tritt im oberen Campan besonders häufig auf und gibt somit einen Hinweis auf die Alterseinstufung. Ein weiterer Fossilfund wurde in der Feinbreccie NE vom Pechhof bei Furth gemacht und von Prof. O. Kühn als

Trochacteon goldfussi D'ORB.

bestimmt. Da die Actaeonellen nicht horizontbeständig sind, lassen sie sich stratigraphisch nicht verwerten.

Die Feinbreccien gehen oft schnell in einen plattigen Sandstein über oder wechsellagern mit ihm. Aus diesem Sandstein

bilden sich durch Abnahme des Quarz- und Zunahme des Kalkgehaltes die Kalksandsteine und Kalke der Gosau. Weitverbreitet sind außerdem die graugrünen und rostroten Mergel der Gosau. Zwecks genauer Unterscheidung der Sandsteinzonen der Werfener Schichten, des Lunzer Sandsteins und der Gosau wurden Schwermineraluntersuchungen vorgenommen (s. u. Schwerminerale).

ALLUVIUM

Größere Schuttbildungen fehlen innerhalb des Arbeitsgebietes. Sie wurden nur dort aufgenommen, wo sie Schichtgrenzen oder tektonische Linien verhüllen. Als Talalluvionen wurden die ebenen Talböden der einzelnen Gräben und Bäche aufgenommen, die meist aus dem Schutt der unmittelbar angrenzenden Gesteine bestehen. Größere Schutttransporte konnten nicht beobachtet werden. Die Talböden sind im allgemeinen sehr schmal, da sie nicht glazial ausgearbeitet sind. Das einzige bemerkenswerte Travertinvorkommen liegt im Steinwandgraben und wurde durch Grabarbeiten auf rund 2 m aufgeschlossen. Es besteht aus wechselnden Schichtlagen von Sinter-überzogenen Moosen und kleinen Rindenstücken und zeigt dichte Lagen von Blattabdrücken der rezenten Buche und Erle.

IV. Tektonik

Allgemeiner Teil

Die erste Gliederung des Deckenbaus des östlichen Kalkalpenabschnittes hat L. KOBER durchgeführt (5). Weitere Untersuchungen wurden vor allem durch E. SPENGLER, A. SPITZ und F. TRAUTH durchgeführt. L. KOBER gliederte den Bau in diesem Gebiet in drei Oberostalpine Großeinheiten. Diese sind von N gegen S die Frankenfelder Decke, die Lunzer Decke und die Ötscher Decke. Die beiden erstgenannten Decken sind nach KOBER die Randdecken, während die Ötscher Decke die Hauptkette bildet. Für das vorliegende Gebiet ist ausschließlich die Ötscher Decke von Bedeutung. Die Lunzer Decke wurde nur in Bezug auf die transgressiv und diskordant ihrem vorgosauischen Faltenbau auflagernde Gosau als randliche Begrenzung einbezogen. KOBER erkannte weiterhin die Dreiteilung der Ötscher Decke im Raum Alten-

markt-Furth und teilte sie in Hocheck-, Schön- und Peilstein-
schuppe (4).

E. SPENGLER hingegen vertritt auf Grund seiner Erfahrung bei der Blattaufnahme „Schneeberg—St. Ägyd“ eine andere Ansicht. Während Hocheck- und Schönschuppe innerhalb ihres eigentlichen Gebietes eine Erstreckung von rund 3 km senkrecht zum Streichen aufweisen, haben die ihnen entsprechenden Einheiten bereits am E-Rand des Kartenblattes „Schneeberg—St. Ägyd“ eine Erstreckung von rund 15 km senkrecht zum Streichen und weisen einen vorwiegend flach nach S bis SE einfallenden Deckenbau vor. Infolgedessen bezeichnet SPENGLER diese Einheiten als Decken bzw. Teildecken der Ötscher Decke und zwar entsprechend der Hocheck-Schuppe die Reisalpen Decke, entsprechend der Schön-Schuppe die Unterberg-Teildecke und entsprechend der Peilstein-Schuppe die Gölle-Teildecke. Da sich der tektonische Baustil dieser Einheiten weit gegen E in das Aufnahmegebiet hinein verfolgen läßt, schließe ich mich der Nomenklatur SPENGLER's an und behalte die Benennung Hocheck- und Schön-Schuppe nur im unmittelbaren Bereich des Hochecks und der Schön bei, wo die Decken auch effektiv in einen Schuppenbau übergehen.

Wenn sich auch hier die Lehre vom Deckenbau bestätigt, so zeigt das Detail darüber hinaus eine viel kompliziertere Bauformel. Aus vielphasigem Geschehen mit einer Entwicklung von Überfaltungsdecken, die aus liegenden Falten hervorgegangen sind, zur Schuppung und Zerschierung zeigt sich ein Erscheinungsbild von extremer Raumverengung. Ältere NS-gereichte Bauelemente haben sich in der starren Hauptdolomitplatte der Reisalpen Decke erhalten, wurden zum Teil durch den postgosauischen Bewegungsakt überprägt und treten ihm gegenüber stark in den Hintergrund. Die vorgosauische Anlage des Deckenbaues wird markiert durch die Transgression der Gosau auf ein erosiv ausgearbeitetes Relief im Gebiet der Further Gosau. Postgosauische Bewegungen werden festgehalten durch die Überschiebung der Reisalpen Decke auf die Gosau der Lunzer Decke, durch die Miteinbeziehung der Gosauablagerungen in den Schuppenbau des Hochecks und der Schön und in die Aufschiebung der Gölle-Teildecke auf die Unterberg-Teildecke. Jüngere Vertikalbrüche (Lackenboden) und Blattverschiebungen (N-Rand der Reisalpen Decke, Gaisstein, im inneren Furth) zergliedern den bereits fertig angelegten Decken- und Schuppenbau.

Stellungnahme zu den älteren geologischen Aufnahmen

Die Ergebnisse der von KOBER 1911 herausgegebenen Publikation sind das Resultat einer Übersichtsbegehung und der in dieser Zeit vorwiegenden Ansicht, die Tektonik weitgehend durch Überfaltungen zu erklären. Soweit diese Publikation das nordöstlichste Gebiet betrifft, nahm A. SPITZ bereits 1919 (10) dazu Stellung und korrigierte sie weitgehend.

Das KOBER'sche Profil (1) von Dornau über Furth zum Hohen Mandling wurde dem eigenen Profil (2) gegenübergestellt. Es ergaben sich hier wesentliche Abweichungen sowohl in tektonischer als auch in stratigraphischer Hinsicht. KOBER beschreibt in seiner Arbeit eine Aufnahme des Gebietes von Taßhof zum Mittagkogel und über die Kote 729 nach Furth hinunter. Er nimmt im S- bzw. SE-Hang des Hohecks eine verkehrte Schichtfolge an, d. h. südlich des Lunzer Sandsteines der Kote 729 Wettersteinkalke, die gegen N überkippt sind. Diese Überkipfung nimmt er ebenfalls für die Further Gosau an. Die Dolomite S der Kiengrabenhöhe bezeichnet er als lichte Dolomite des Muschelkalkes, die unter die überkippte Gosau einfallen. Als Gesamtergebnis faßt er zusammen, daß es sich hier um eine gegen N überkippte Synklinale handelt und daß die Gosau gegen N unter dieser Synklinale durchzieht und sich also die Further Gosau mit der Gosau der Lunzer Decke unter dem Hoheck hindurch verbindet. Damit wird die Further Gosau zum Fenster und der Gesamtkomplex des Hohecks und der Schön eine auf der Gosau auflagernde Deckscholle, die mit dem Wettersteinkalk im Osten der Further Gosau im ursprünglichen Verband gestanden ist.

Die Neuaufnahme des Gebietes ergab jedoch eine Bestätigung der Stratigraphie, wie sie auf dem Blatt „Wiener Neustadt“ angegeben ist. Damit fällt die Annahme des Further Fensters und der Hoheck-Deckscholle. A. SPITZ stellte bereits fest, daß die Gosau von Furth der Trias auflagert, jedoch nicht der Trias des Hoheckzuges, sondern der Trias der Schön-Schuppe. Er stellte ebenfalls heraus, daß hier die Schön-Schuppe der Hoheck-Schuppe auflagert und die triadischen Kalke im E der Further Gosau einer selbständigen tektonischen Einheit — der Peilstein-Schuppe — zugehören. Damit wird im wesentlichen die Tektonik im Sinne des Profils (2) gedeutet. Die Neuaufnahme zeigt darüber hinaus die weitere Verschuppung innerhalb der Hoheck- und Schön-Schuppe.

Ergebnisse der Neuaufnahme

Die Neuaufnahme bestätigt im wesentlichen den Deckenbau, wie er seit 1911 von L. KOBER erkannt wurde, führte aber darüber hinaus zu weiteren neuen Ergebnissen.

Die Unterteilung der Ötscher Decke nach SPENGLER in Reisalpen Decke, Unterberg-Teildecke und Gölle-Teildecke auf dem Blatt „Schneeberg—St. Ägyd“ konnte weiter gegen E auf dem Blatt „Wiener-Neustadt“ verfolgt werden, wo sich dann aber der Charakter der Teildecken auf Grund einer starken Raumverengung verliert und in einen Schuppenbau entsprechend der Hocheck-, Schön- und Peilstein-Schuppe (nach L. KOBER) übergeht.

Im Hauptdolomit der Reisalpen Decke konnte ein älteres, vorgosaisches N-S Streichen nachgewiesen werden mit einer gleichgerichteten Verschuppung im S des Feigelkogels und im W der Sirnitz. (Prof. 3)

Die Hocheck-Schuppe konnte durch genaue Detailkartierung in drei weitere Schuppen gegliedert werden (1. N des Hocheckberges, 2. zwischen Hocheckberg und Hocheck, 3. zwischen Hocheck und Mittagkogel).

Durch die Aufschiebung der Ötscher bzw. Reisalpen Decke auf die Gosau der Lunzer Decke ist der Bewegungsakt eindeutig als postgosaisch festgelegt. (Prof. 2 und 4)

In der Unterberg-Teildecke konnte zwischen Mitterriegel und Kieneck auf ca. 5 km Länge eine vorgelagerte Schuppe nachgewiesen werden. (Prof. 5)

An Hand der vier von der Erosion verschont gebliebenen Deckschollen zwischen Unterberg und Kieneck läßt sich beweisen, daß der ursprüngliche Verlauf der Deckenstirn hier anzunehmen ist und nicht ca. 1—2 km weiter südlich, wie es der älteren geologischen Aufnahme zu entnehmen war. Der Verlauf der Deckenstirn wird damit begradigt und der scharfe Knick im bisher angenommenen Verlauf erklärt sich erosiv und nicht als tektonisch angelegt. (Prof. 5)

Weitere Verschuppungen wurden NE vom „Sattel“ bis zur Kote 801 nachgewiesen, weiterhin in der Schön-Schuppe eine sicher postgosaisch angelegte Verschuppung zwischen Schön und Vorderer Schön (Prof. 4 und 5).

Die Further Gosau zeigt, daß die Deckenüberschiebung in zwei Phasen vor sich gegangen ist. Vorgosaisch ist die Ausbildung der Tiefenlinie bei Furth (= Überschiebungslinie der Gölle-Teildecke auf die Unterberg-Teildecke), die von Gosauablagerungen aufgefüllt wird. Die Gosauablagerungen werden dann durch einen postgosaischen Bewegungsakt durchbewegt

und von den Schichtgliedern der Gölser-Teildecke überschoben. (Prof. 2)

Blattverschiebungen und Brüche lassen sich als noch jünger erkennen, ohne jedoch einen Anhaltspunkt für ihre zeitliche Einordnung zu geben.

V. Rhythmite

Die Fig. 6, Taf. 8 wurde nach einem Handstück gezeichnet und soll zur Erläuterung des Geopetalgefüges dienen, was zur Klärung tektonischer Probleme (Schuppung oder Faltung im S des Feigelkogels) notwendig war.

Das Sedimentgestein (Hauptdolomit) ist ein cm-Rhythmit, in dem sich wieder ein mm-Rhythmus unterscheiden läßt. Die mm-Schichtung ist synsedimentär angelegt, teils ebenflächig, teils turbulent. Es erfolgt ein Abstau nach oben in die Richtung leichteren Ausweichens. Dadurch entstehen innere Hohlräume des Gesteins (I.) („Runzelung“ nach SANDER).

Davon unterscheiden sich genetisch die Kleinhöhlen (II), die ebenfalls synsedimentär angelegt sind. Dafür spricht die Anlagerung der Feinschichtung entsprechend dem vorgegebenen Relief. Der Ursprung dieser Kleinhöhlen ist nicht sicher, doch wäre sie durch Fossilisation erklärlich (entsprechend SHROCK: Korallen- und Stromatoporenköpfe durch feinen Schlamm begraben, Lit. 8).

Dann wäre die flache und verbreiterte Seite ein Hinweis für das Geopetalgefüge. Die Kleinhöhlen sind zum Teil durch Kalzitkristalle in intern chemischer Anlagerung ausgefüllt (Anfärbemethode nach RODGERS. 7). Im zweiten mm-Rhythmit von oben (III) deutliches Einsetzen eines synsedimentären, submarinen Abtrages. Auflagernd ein weiterer mm-Rhythmit. Hier dürfte das Geopetalgefüge eindeutig sein.

Zwischen den einzelnen mm-Rhythmen — an den während der Sedimentation jeweils freien Oberflächen — eine extern mechanische Anlagerung eines ungeschichteten, feinen, dunklen Dolomitschlammes. Spätdiagenetische Deformation in Form eines Schwerkraftbruchsystems. Es bildet Scherflächenpaare, welche im Anschliff einen (scheinbaren) Winkel von ca. 30° bilden. Die Winkelhalbierende steht senkrecht zu den sedimentären s-Flächen und in Richtung der wirkenden Kraft. (1).

VI. Schwerminerale

Für die Auswertung kamen die Werfener Schichten, der Lunzer Sandstein und die Gosau in Frage, da sie zum Teil bezw. vorwiegend in Form sandiger Absätze vertreten sind. Da ebenfalls Proben auf Mikrofauna untersucht wurden, wurden auch mergelige Ablagerungen geschlämmt und gleichzeitig schwermineralanalytisch untersucht, um sie den sandigen Absätzen gegenüber zu stellen. Das Ergebnis war — wie zu erwarten — spärlich, jedoch zeigt es, daß der Anteil der einzelnen Minerale dem der sandigen Ablagerungen entspricht, wenn auch in weit geringerer Anzahl.

Werfener Schichten:

Die Proben wurden den Tonschiefern und den ihnen auflagernden Sandsteinen entnommen. Vorherrschend ist, wie auch in den anderen Schichten, der Zirkon, dann folgen mit Abstand Rutil und Turmalin; Apatit tritt stark zurück; Granat, der in den Spektren des Lunzer Sandsteins und der Gosau immer und z. T. recht häufig auftritt, sowie Chromit und Brookit fehlen überhaupt. Der Anteil an durchsichtigen Mineralien ist relativ hoch, ebenfalls im Vergleich zu den übrigen Analysen der Anteil an Erzen (Limonit und Magnetit). Dagegen fehlt Baryt wie auch in allen anderen Analysen.

Lunzer Sandstein:

Die Proben wurden dem dem Hauptsandstein entsprechenden Schichtkomplex entnommen. Auch hier ein Vorherrschen von Zirkon, der meist über 50% ausmacht. Daneben behaupten sich Rutil, Turmalin und Apatit in annähernd gleichem Verhältnis, Granat ist immer und zum Teil relativ häufig vertreten, außerdem wenig Chromit; Brookit und Spinell vereinzelt, jedoch fehlen sie in den Werfener Schichten und in der Gosau völlig. Dabei scheint der Lunzer Sandstein der Unterberg-Teildecke mehr Granat zu führen als der Lunzer Sandstein der Göller-Teildecke (Vergl. Tafel 9). Eine gültige Aussage könnte aber erst durch eine Arbeit gemacht werden, die über das Aufnahmegebiet hinausgeht. Der Anteil an durchsichtigen Mineralien ist gering, Baryt fehlt überhaupt.

Gosau:

In den Gosau-Sandsteinen tritt der Zirkon gegenüber dem Lunzer Sandstein etwas zurück und erreicht nur wie in den Werfener Schichten maximal 50%. Rutil und Turmalin zu-

sammen entsprechen prozentuell dem Zirkon; Apatit ist wenig, Granat und Chromit nur vereinzelt vorhanden. Brookit und Spinell fehlen in den vorliegenden Analysen. Der Anteil der durchsichtigen Minerale ist relativ hoch, Baryt fehlt völlig, der Erzgehalt ist gegenüber den Werfener Schichten gering (Vergl. Tafel 9). (Lit. 12.)

Nachstehende Aufstellung zeigt eine Zusammenfassung der Schwermineralanalysen.

Op = Opake Körner, BC = Biotit und Chlorit, Ba = Baryt, dM = übrige durchsichtige Minerale; Gr = Granat, Cr = Chromit, Ru = Rutil, Zi = Zirkon, Tu = Turmalin, Ap = Apatit, Br = Brookit.

(L. D.) = Lunzer Decke, (R. A. D.) = Reisalpen Decke, (U. D.) = Unterberg-Teildecke, (G. D.) = Göller-Teildecke, (F. G.) = Further Gosau.

Die Zahlen der Analysen sind Prozentzahlen. Die Zahlen in Klammer sind absolute Zahlen, d. h. die Summe der Einzelkörner liegt unter 100.

Werfener Schichten	Erz	Op	BC	Ba	dM	Gr	Cr	Ru	Zi	Tu	Ap	Br
(1) W der Araburg Roter Sandstein	12	67	1	—	20	—	—	16	62	17	5	—
(2) W der Araburg Roter Sandstein	11	56	3	—	30	—	—	17	55	24	4	—
(3) W der Araburg Grüne Tonschiefer	—	95	—	—	5	—	—	—	(5)	—	—	—
(4) W der Araburg Grüne Tonschiefer	—	90	3	—	7	(1)	—	—	(2)	(1)	(1)	—
(5) W der Araburg Rote Tonschiefer	2	84	8	—	6	—	—	(1)	(5)	(5)	(1)	—
(6) W der Araburg Rote Tonschiefer	10	83	4	—	3	(1)	(1)	(1)	(3)	(4)	(1)	—

Lunzer Sandstein	Erz	Op	BC	Ba	dM	Gr	Cr	Ru	Zi	Tu	Ap	Br
(22) E vom Anzger (R. A. D.)	2	83	3	—	12	5	1	4	68	12	10	—
(23) W vom Anzger (R. A. D.)	1	92	2	—	5	4	2	5	66	10	12	1
(24) Anzger (R. A. D.)	2	89	3	—	6	(2)	—	(1)	(12)	(1)	(4)	— Spinell (2)
(25) Rohrwiese (U. D.)	1	79	6	—	14	4	—	9	62	17	8	—
(26) Prinzenwiese (U. D.)	1	83	8	—	8	3	2	11	72	7	7	—
(27) Lichtensperger (G. D.)	(3)	79	5	—	16	2	2	6	82	6	2	(2)
(28) Bügelhof (G. D.)	1	77	9	—	13	3	—	12	67	15	3	—
(29) Gaissteiner (U. D.)	2	69	7	—	22	27	(1)	8	46	12	7	— Spinell (1)
(30) Sattel (U. D.)	2	58	15	—	25	31	—	10	42	8	9	—
(31) Kreuzung Hofer (R. A. D.)	—	63	28	—	9	8	—	12	44	8	28	—
(32) Mitterer (U. D.)	2	60	10	—	28	8	—	10	49	14	19	—

Gosau	Erz	Op	BC	Ba	dM	Gr	Cr	Ru	Zi	Tu	Ap	Br
(13) Stadelfeld Sandstein (L. D.)	3	70	2	—	35	1	1	32	31	35	2	—
(14) Höfnergraben Sandstein (L. D.)	2	62	5	—	31	6	2	13	51	19	9	—
(15) Mayerhof Sandstein (F. G.)	1	60	8	—	31	12	8	12	40	18	10	—
(16) Mittagkogel Grüne Mergel (L. D.)	1	93	2	4	—	(4)	—	(2)	(4)	—	—	—
(17) Mittagkogel Grüne Mergel (L. D.)	4	87	4	—	5	—	(4)	—	(1)	—	(2)	—
(18) NW Rehgras Sandstein (F. G.)	1	70	3	—	26	1	—	37	50	10	2	—
(19) Gasthaus Hofer Sandstein (F. G.)	2	79	4	—	15	2	—	35	45	10	8	—

VII. Hydrogeologische Beobachtungen

Die Quellen am N-Rand der Ötscher Decke sind einheitlich als Schichtquellen anzusprechen. Die Quellaustritte am Fuße des Hocheckberges liegen alle an der Basis der Ötscher Decke, an der Aufschiebungslinie Hauptdolomit — Gosau, die in vorwiegend sandig-mergeliger Ausbildung gegenüber dem stark zerklüfteten Hauptdolomit ein relativ schlechter Wasserleiter ist. Das Einzugsgebiet ist der südlich gelegene Hauptdolomit.

Bei der Quelle (2) ist die Schuttbedeckung geringmächtig und deshalb kaum ein wesentlicher Wasserzubringer. Dafür sprechen auch die in Intervallen von über 2 Jahren dauernden Beobachtungen der Schüttung und der Quelltemperaturen. Die Schüttung blieb äußerst konstant und reagierte auch kaum auf die Niederschlagsmaxima im Juli 1957 und Juni 1958, sowohl als auch auf den praktisch niederschlagsfreien Monat Oktober 1957 (20 l/sec.). Im Einklang damit steht die kleine Temperaturdifferenz zwischen der mittleren Winter- und Sommertemperatur (0,5° C). Die Quelle dürfte somit von einem tiefgelegenen Grund- bzw. Karstwasser gespeist werden.

Die Quellen (3), (4) und (5) dagegen sind weniger konstant in der Schüttung und weisen auch größere Temperaturdifferenzen auf (Quelle 3: 10—15 l/sec., T. D. = 1,8° C; Quelle 4: 5—10 l/sec., T. D. = 2,5° C; Quelle 5: 10—15 l/sec., T. D. = 1,4° C). Hier macht sich der Einfluß von Oberflächenwässern deutlich bemerkbar.

Die Wasseranalysen 2 und 4 zeigen außerdem einen auffallend hohen MgO-Gehalt, wodurch der Hauptdolomit als Einzugsgebiet charakterisiert wird.

Die gefaßte Quelle am Markierungsweg von Altenmarkt zum Hocheck — Dr. Wildenauer-Brunnen — ist ebenfalls als Schichtquelle anzusprechen. Sie liegt an der Grenze auflagernde Gosau zum Dachsteinkalk. Ihr Einzugsgebiet entspricht dem W-Teil der Mittagskogelgosau. Es ist wenig umfangreich und verhältnismäßig seicht. Die mittlere Schüttung schwankt häufig und ist von den jeweiligen Niederschlägen abhängig (0,5—2 l/sec.). Die neben der Quelle auftretenden Sickerwässer und Naßgallen zeigen recht empfindlich die Schwankungen der Niederschläge an. Das seichte Einzugsgebiet spiegelt sich vor allem in den Quelltemperaturen wider. Der Winterwert (Mittelwert von November—April) liegt bei 5,8° C, die Sommertemperaturen schwanken zwischen 5,3 und 9,6° C. Der lithologische Unterschied im Einzugsgebiet zu den vorgenannten Quellen zeigt sich vor allem im Chemiesmus der Wasseranalyse.

Der CaO-Gehalt beträgt 118 mg/l, der MgO-Gehalt dagegen nur 27 mg/l.

Eine eigene geschlossene Quellgruppe sind die Wasseraustritte im oberen Furthertal. In einem einheitlichen Hauptdolomitgebiet wird der Grundwasserspiegel durch die Talsohle angeschnitten und führt zu zahlreichen Wasseraustritten und Quellen. Das fast siedlungsfreie Gebiet bildet eine gute Voraussetzung für ein hygienisch einwandfreies Wasser. Eine Reihe von Einzelquellen wurde gefaßt, des weiteren zusätzlich Wässer durch Wasserschlitzte und im Tal selbst durch Drainage erschlossen. Im Auftrage des Wasserleitungsverbandes der Triestingtal- und Südbahngemeinden wurden umfangreiche Wasseruntersuchungen durch das bakteriologisch-serologische Institut, Wien, durchgeführt, die mir in freundlicher Weise Dir. Dr. PETROFSKY zur Verfügung stellte. Eine Auswahl soll als Querschnitt gelten. Die untersuchten Wasserproben zeigen in ihrem chemischen Charakter weitgehende Übereinstimmung, wodurch auch die geologische Einförmigkeit des Gebietes bestätigt wird. Der pH-Wert zeigt nur eine geringe Schwankung um 7,6. Bei den Oberflächengerinnen (Analyse 11 und 12) steigt er auf 8,0. Weiterhin unterscheiden sich die Oberflächengerinne durch die Wassertemperatur von 14,5 bzw. 14,8° C von den übrigen Wässern mit einem Mittelwert von 8,4° C. Ammonium und Nitrit fehlt, der Nitrat- und Chloridgehalt ist gering, ebenfalls ist der Sulfatgehalt niedrig und gleichmäßig. Die Wässer sind also frei von bedenklichen Verunreinigungen. Die Karbonathärte ist durchschnittlich 13,0 DH und stellt im Verhältnis zu den übrigen Analysen einen Maximalwert dar, der jedoch noch weit unter dem als bedenklich geltenden Wert liegt.

Die Analysen 16—24 sind eine Jahresbeobachtung vom Quellort Harras. An Hand dieser Analysen läßt sich gut der Zusammenhang zwischen Witterungsverhältnissen und Wasserchemismus demonstrieren.

Die Analyse 16 (Februar) zeigt einen erhöhten Gehalt von NO_3 , NH_4 und Cl. Dagegen bleibt die Gesamthärte und die Mineralhärte unter dem Jahresdurchschnitt. Bedingt wird dieser veränderte Chemismus durch ein kurzfristiges, aber intensives Tauwetter und die dadurch bedingte erhöhte Wasserzufuhr. Der Boden ist noch gefroren und dadurch nur in geringem Maße für Sickerwässer aufnahmefähig. Die Wasserzufuhr geht in Form von Tagesschmelzwässern vor sich. Dadurch wird die geringe Härte verursacht. Oberflächenverunreinigungen (Fäkalien etc.) werden jedoch durch Frost und Schneefall auf Monate hin „konserviert“, um dann bei Tauwetter in

erhöhtem Maße dem Wasserhaushalt zugeführt zu werden.

Die Analyse 19 (Juni) weist einen wesentlich höheren Gehalt an NH_4 und SO_4 auf, gleichzeitig steigt die bleibende Härte. Hohe Niederschläge (Sommermaximum) und hohe Ausschwemmung sind hier die Ursache. Der Boden ist aufnahmefähig für Sickerwässer. Damit ist die Möglichkeit für Lösungsvorgänge gegeben. Die gleichen Bedingungen sind bei den Analysen 23 und 24.

Die Quelle (16) am S-Hang der Sirnitz, W vom Mitterer, ist als Schuttquelle im Hauptdolomit anzusprechen. Dafür sprechen sowohl die großen Schwankungen der Schüttung als auch der Wassertemperatur, die unmittelbar von den jeweiligen Niederschlägen und Lufttemperaturen abhängig sind.

Die Quellen im Staffgraben entsprechen Grundwasserquellen im Hauptdolomitgebiet.

Das Einzugsgebiet der Gipfelquelle (28) am Kieneck entspricht den dem Hauptdolomit auflagernden Rhätkalken. Die Analyse 28 charakterisiert durch den äußerst minimalen MgO - und den hohen CaO -Gehalt die Kalkgesteine des Einzugsgebietes. Die Beobachtung der Schüttung über einer Zeitspanne von 2 Jahren zeigt eine direkte Abhängigkeit von den jeweiligen Niederschlägen, was auch den langjährigen Beobachtungen des Hüttenwirtes des Kieneck-Schutzhauses entspricht. Die Schüttung ist sehr minimal mit einem Maximalwert von zwei l/min. Im Juni und Oktober versiegte die Quelle vollkommen. Die Quelltemperaturen schwanken dementsprechend ebenfalls stark. Die Daten sind also gleichbedeutend mit einem kleinen, seichten Einzugsgebiet.

Der Wasseraustritt im oberen Heuriß (29) ist wiederum eine Grundwasserquelle mit einem ausgedehnten Einzugsbereich im S des Unterberges. Nach den neuen Kartierungsergebnissen dürfte hier eine Kombination Grundwasser-Schichtquelle vorliegen (Hauptdolomit zu unterlagerndem Muschelkalk). Die Analyse 29 weist einen auffallend niedrigen MgO -Gehalt auf. Obwohl der Wasseraustritt im Hauptdolomit gelegen ist, wird damit angezeigt, daß das Einzugsgebiet dem Wettersteinkalk und Muschelkalk entspricht. Auffallend niedrig ist der Mittelwert der Quelltemperaturen. Er stellt für das Gebiet ein Minimum dar, welches gleich dem der in ähnlicher Situation gelegenen Quelle (30) am Blockboden SW vom Unterberg ist. ($= 6,4^{\circ}\text{C}$, T. D. = $0,4$ bzw. $0,3^{\circ}\text{C}$).

Die geringe Härte dürfte im unmittelbaren Zusammenhang mit der Quelltemperatur stehen, da kalte Wässer eine geringe Lösungskraft besitzen. Die konstant niedrige Temperatur und die gleichmäßige Schüttung im gesamten Jahresablauf weist

hier auf ein tief gelegenes Grundwasser, welches nahezu unabhängig von den jeweiligen Witterungserscheinungen ist.

Nur wenige Zehnermeter oberhalb dieser Quelle liegt die Mira-Luke, eine typische Karstquelle. Die Kluftfugen der Höhle schneiden einen Grundwasserhorizont an, der von Sickerwasser gespeist wird, das durch das zerklüftete Karstgestein des Unterberges auf diese Tiefe absinkt. Bei Normalwasserstand fließen die Wässer entlang eines flächenhaft ausgebildeten Quellhorizontes zum oberen Bachbett der Mira (Heuriß) ab. Bei hohen Niederschlägen und beim Frühjahrstauwetter genügen diese Abflußmöglichkeiten nicht mehr und die Eingangsöffnung wird zum Speiloch einer periodischen Karstquelle. Nach eigenen Beobachtungen beträgt die Schüttung in den Sommermonaten nur wenige l/sec., während bei der Schneeschmelze Anfang Mai 1958 die Schüttung bei 30 bis 40 l/sec. gelegen sein dürfte.

Die Quelle im Griestal (30) — SW vom Unterberg — ist eine Schichtquelle (Muschelkalk—Hauptdolomit) an der Basis der Unterberg-Teildecke. Der unterlagernde, ansonsten durch seine Klüftigkeit gut wasserführende Hauptdolomit ist durch die Deckenaufschiebung weitgehend mylonitisiert und durch ein hellgraues Dolomitmehl feinst verkittet. Er wirkt infolgedessen wasserstauend gegenüber dem klüftigen und verkarsteten auflagernden Wettersteinkalk. Die auffallend niedrige Wassertemperatur ist über den ganzen Jahresablauf zu verfolgen und weist ebenfalls auf ein tiefgelegenes Grundwasser hin (6,4° C). Eine weitere Ursache für die niedrigen Quelltemperaturen der beiden letztgenannten Quellen dürften die zu beobachtenden Schneereste sein, die in den zahlreichen Schächten und höhlenartigen Vertiefungen der Grünkarstlandschaft im S des Unterberges bis in den Juni erhalten bleiben.

Das Meerauge bei Sulzbach und seine benachbarte Mineralquelle nehmen in der Hydrologie des vorliegenden Gebietes eine Sonderstellung ein. Ing. R. HOCK untersuchte beide Wässer auf ihren Chemismus (Lit. 3) und bezeichnete das Wasser des Meerauges als Mineralwasser und die Quelle als echte Mineralquelle im Sinne einer Gips-Kochsalzquelle (hypertonische Quelle). Die auszugsweise angeführten Analysen zeigen auf den ersten Blick den Unterschied zu den übrigen Normalwässern. Der reiche Gehalt an den verschiedenartigsten Elementen setzt ein spezielles Einzugsgebiet voraus, welches in seiner lithologischen Beschaffenheit die Voraussetzung für den Chemismus schafft. Dafür kamen in diesem Gebiet nur die Werfener Schichten in Frage, die tatsächlich — wenn auch nur in geringerem Umfang — in unmittelbarer Umgebung als

Basalglied der Göller-Teildecke aufgeschlossen sind. Hydrologie und Geologie stehen also, wie hiermit eindeutig gezeigt wird, in enger und unmittelbarer Wechselbeziehung zueinander.

Wasseranalysen

	ph	Leitf.	G. H.	K. H.	Nkh.	CaO	MgO	Cl
(1) Wildenauer-Brunnen	8,2	0,23	15,6	12,6	3,0	118	27	4
(2) Lechnergraben	8,0	0,27	14,5	11,6	2,9	88	51	5
(4) Steinbachgraben	7,6	0,24	16,4	14,3	2,1	108	40,3	8
(6) Furtherbach	8,2	0,27	13,7	12,1	1,7	74	45	7
(28) Kieneck	7,8	0,23	11,8	10,1	1,7	106	9	7
(29) Heuriß	7,6	0,21	10,4	8,3	2,1	70	24	5

	ph	tw	K. H.	NH ₃	NO ₂	NO ₃	SO ₄	Cl
(7) Hauptsammelschacht	7,8	9,5	12,9	—	—	4	9,0	2,5
(8) Hirschengraben	7,7	8,5	13,2	—	—	4	6,4	3,9
(9) Müllergraben	7,7	7,8	13,2	—	—	4	5,8	2,5
(10) Maurergraben	7,5	7,9	13,0	—	—	3	4,2	3,2
(11) Hausleitengraben	7,9	14,5	12,7	—	—	1	4,2	3,2
(12) Pechriegelgraben	8,1	14,8	12,9	—	0,01	3	8,3	2,5
(13) Tiefental	7,4	8,6	13,0	—	—	3	8,0	2,8
(14) Hofgraben	7,6	7,3	12,3	—	—	2	6,7	2,1
(15) Lodengraben	7,5	8,8	13,4	—	—	12	6,1	2,1

Harras (Furthtal)		G. H.	K.H.	NKH.	NH ₄	NO ₂	NO ₃	SO ₄	Cl
(16)	5. 2. 1936	13,4	12,9	0,5	Sp.	—	Sp.	Sp.	Sp.
(17)	8. 4. 1936	13,9	12,9	1,0	—	—	"	"	"
(18)	6. 5. 1936	13,8	12,9	0,9	—	—	"	"	"
(19)	3. 6. 1936	14,2	12,9	1,3	Sp.	—	"	15	"
(20)	7. 7. 1936	13,8	12,9	0,9	—	—	"	Sp.	"
(21)	5. 8. 1936	13,8	12,9	0,9	—	—	"	"	2
(22)	2. 9. 1936	13,9	12,9	1,0	—	—	"	"	Sp.
(23)	7. 10. 1936	14,0	12,9	1,1	Sp.	—	"	10	"
(24)	4. 11. 1936	14,2	12,9	1,3	"	—	"	10	"

(31) Meerauge (Sulzbach)	tw	tl	ph	Leitf.	KH.	NKH.	G. H.		
	14,4	20,8	7,5	1,0	13,95	16,6	30,6		
CaO	MgO	Cl	SO ₄	CO ₂	HCO ₃	NH ₄	NO ₂	NO ₃	PO ₄
258	34,1	7,1	430,1	109	303	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.

(32) Mineralquelle (Sulzbach)											
tw tl ph Leitf. KH. NKH GH.											
11,0 19,0 7,7 14,5 13,0 92,9 106											
CaO	MgO	Cl	SO ₄	CO ₂	CO ₃	H ₂ CO ₃	NH ₄	NO ₃	Na	Al	Fe
963	88,2	816	1624	102	139	283	1,0	Sp.	541	1,5	1,4

Literatur

- (1) BILLINGS, M. P.: Structural Geology. N. Y. Prentice Hall, Sec. Edit., 1955, S. 166
- (2) BITTNER, A.: Die geologischen Verhältnisse von Herstein in Niederösterreich. Wien, 1886
- (3) HOCK, R.: Das Meerauge und seine benachbarte Mineralquelle bei Sulzbach im Triestingtal. „Unsere Heimat“, Wien, Bd. 25, 1954
- (4) KOBER, L.: Der Aufbau der nördlichen Ostalpen. Sitzb. d. k. k. A. d. W., math. nat. Kl., Bd. 120, 1911
- (5) KOBER, L.: Geologie der Landschaft um Wien. Wien 1926
- (6) KÜPPER, H.: Der Kalkalpennordrand bei Kaumberg, N. Ö. Jb. d. G. B. A., 1947, Bd. XCII
- (7) RODGERS, D.: in Th. Hügi: Gesteinsbildend wichtige Karbonate und deren Nachweis mittels Färbemethoden. Schw. Min. Petr. Mitt., 1945, Bd. 25
- (8) SHROCK, R. R.: Sequence in layered rocks. 1948, Fig. 259. Mc Graw Hills Book Company, INC., N. Y., Toronto
- (9) SPENGLER, E.: Aufnahmsberichte zu Blatt „Schneeberg-St. Ägyd“. Verh. d. G. B. A. 1925—1928, Bd. CXXXV—CXXXVIII
- (10) SPITZ, A.: Die nördlichen Randketten zwischen Mödling und Triesting. Mitt. d. G. G. Wien, 1919, Bd. XII
- (11) TOULA, Fr.: Geologische Notizen aus dem Triestingtal. Jb. d. G. R. A., 1886, Bd. XXXVI
- (12) WOLETZ, G.: Schwermineralanalysen von klastischen Gesteinen aus dem Bereich des Wiener Waldes. Jb. d. G. B. A., 1949—51, Bd. XCIV

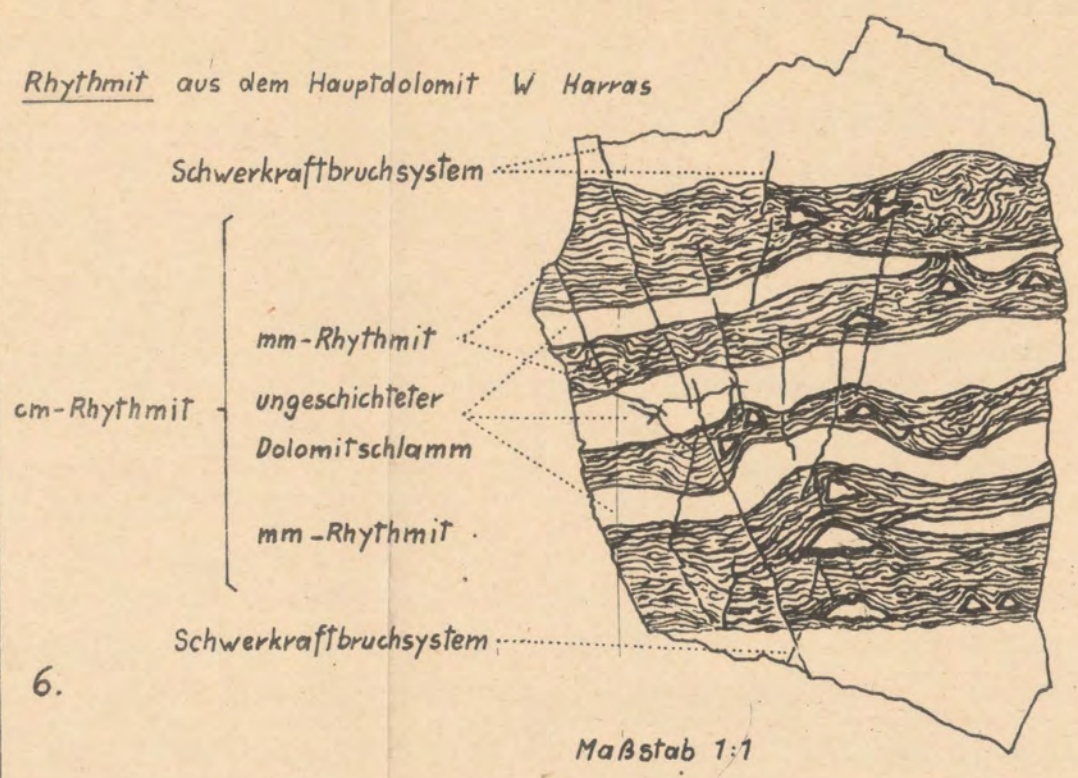
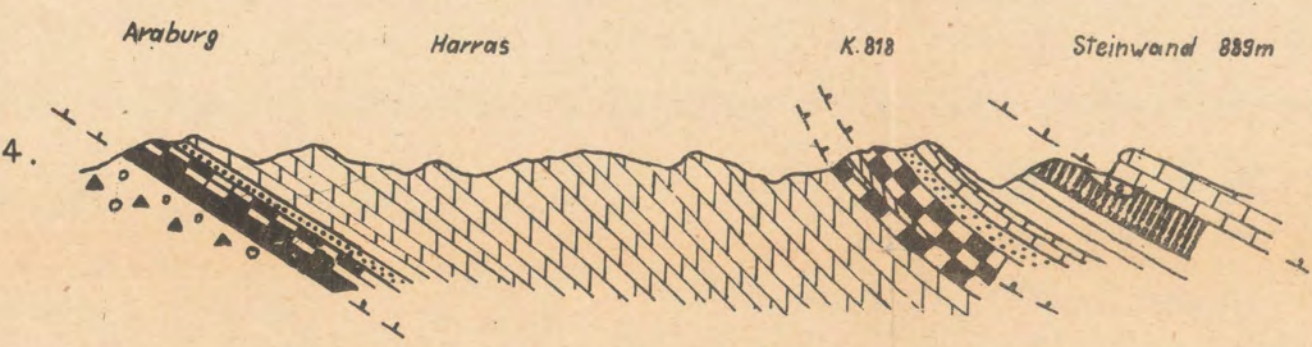
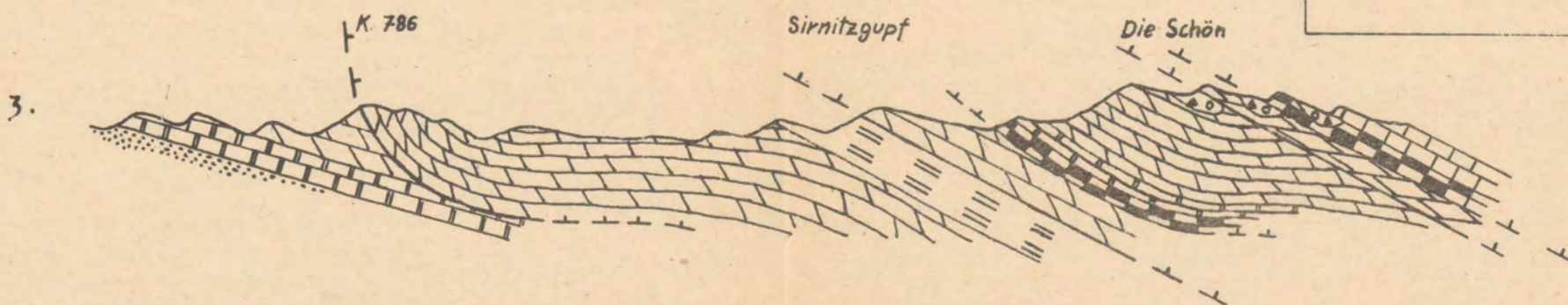
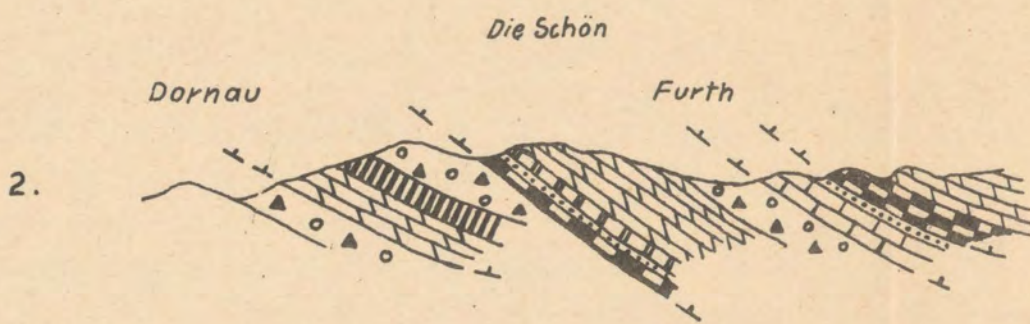
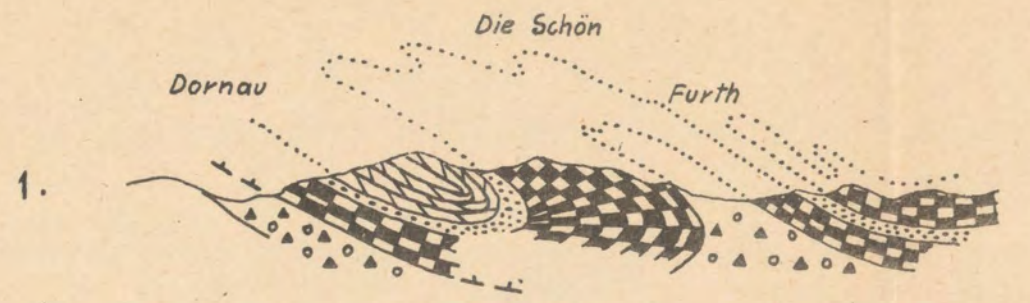
Eingelangt bei der Schriftleitung am 12. Dezember 1959.



W. Steinhausen 1959
**DIE GEOLOGIE DER ÖTSCHERDECKE
 ZWISCHEN UNTERBERG UND FURTH (NÖ.)**

- | | | | | | |
|--|----------------------------------|--|-----------------------|--|------------------------|
| | Werfener Schichten | | Dachsteinkalk | | gesicherte Überschieb. |
| | Gutensteiner und Reiflinger Kalk | | Kössener Schichten | | vermut. Übersch. |
| | Wettersteinkalk | | Liasfleckmergel | | Quellaustritt |
| | Lunzer Sandstein | | Grob- u. Feinbreccien | | der Gosau |
| | Opponitzer Kalk | | Konglom. u. Sandst. | | saigere Stellung |
| | Hauptdolomit | | Gosaukalk u. Merg. | | Fallen von 61-85° |
| | Plattenkalk | | Gehängeschutt | | " " 31-60° |
| | Fossilfundpunkt | | Travertin | | " " 10-30° |
| | | | | | " bis 10° |
| | | | | | horiz. Lagerung |

Maßstab
 1: 25.000



Maßstab 1:75.000

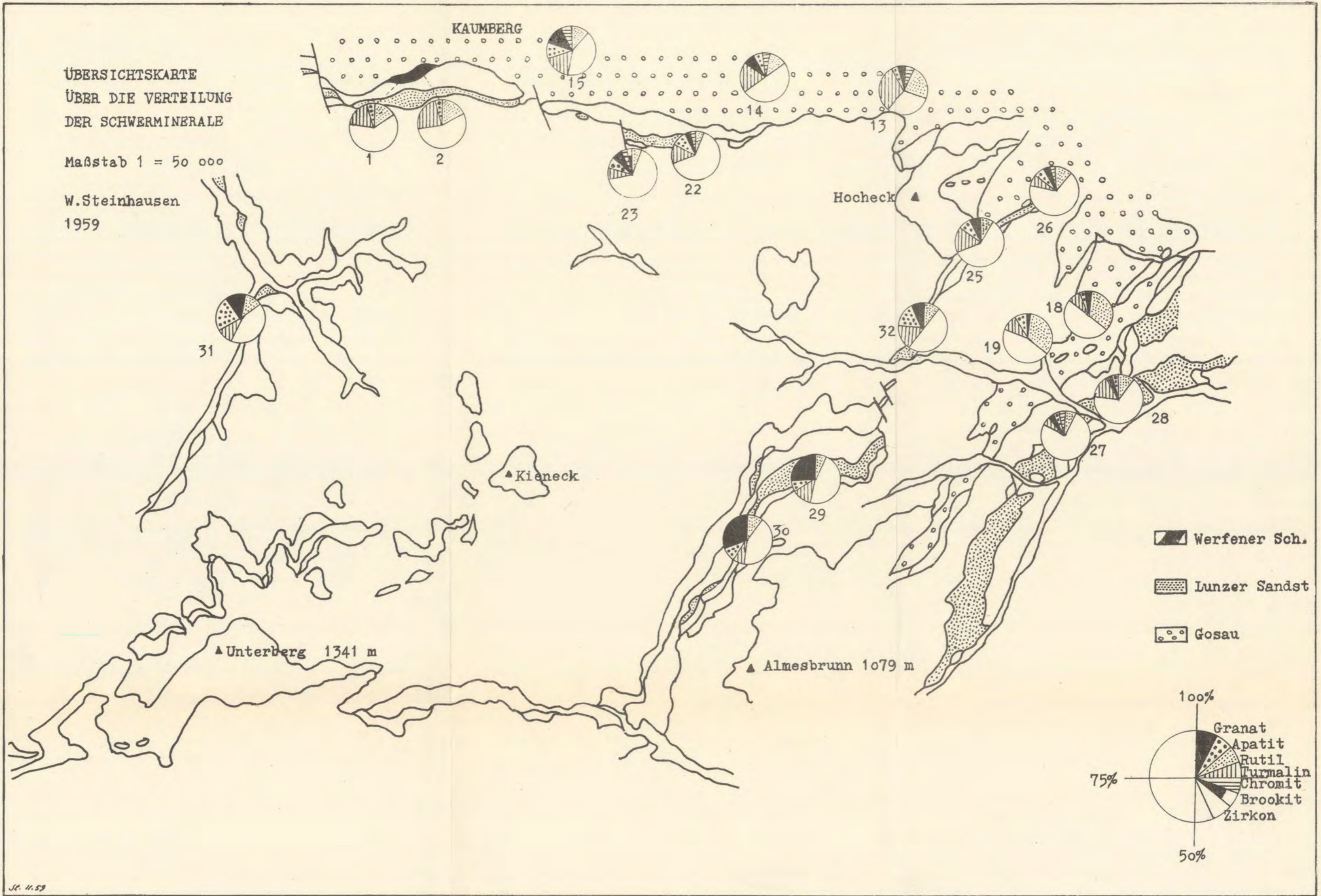
Legende entsprechend der geolog. Karte.

Gez. W. Steinhausen, 1959

ÜBERSICHTSKARTE
ÜBER DIE VERTEILUNG
DER SCHWERMINERALE

Maßstab 1 = 50 000

W.Steinhausen
1959



BEITRAG ZUR GEOLOGIE DES MITTLEREN KAMPTALES (N.Ö. WALDVIERTEL)

Von Walter Eppensteiner, Gerhard Listabarth und Friedrich Sohs
(Mit Tafel 10—11)

Vorwort

Im Rahmen der vom Geologischen Institut der Universität Wien veranstalteten Kartierungsübungen des Sommersemesters 1959 hatten wir Gelegenheit, im Bereich des Kampknies bei Rosenberg zu kartieren.

Dabei ergaben sich einige Beobachtungen, die auf der wesentlich kleinmaßstäblicheren und älteren geologischen Übersichtskarte von F. BECKE, A. HIMMELBAUER und F. REINHOLD noch nicht enthalten sind. Es mögen daher die Kartenskizze im Maßstab 1:25.000 und die mitgeteilten Gefüge- und Aufschlußbeobachtungen — besonders die Beziehung des Serpentin von Wanzenau zum Granulit — ein kleiner Beitrag zur Kenntnis dieses Gebietes sein. Bewußt wurde eine Stellungnahme zu Problemen vermieden, die nur durch großräumigere, detailliertere Aufnahmen geklärt werden könnten.

Das Gebiet liegt SW Horn im n.-ö. Waldviertel und wird durch die Ortschaften Fuglau — Altenburg — Rosenberg im N, Stallegg — Wolfshof — Steinegg im S begrenzt.

Eine geologische Übersicht über dieses Gebiet gibt L. WALDMANN: Über das außeralpine Grundgebirge Österreichs, in F. X. SCHAFFER's Geologie von Österreich, Wien 1951, Verlag Deuticke.

Es handelt sich hier um den Süden jenes kuppelförmigen Teiles des Moldanubikums, welcher die S-förmige Krümmung der moldanubischen Überschiebung bedingt. Der St. Leonharder Granulit reicht mit seinem E-Teil herein.

Unseren verehrten Lehrern Professor Dr. E. CLAR, Professor Dr. Chr. EXNER und Dr. A. TOLLMANN danken wir für die Anregung und die uns zuteil gewordene Unterstützung.

Gesteine

Folgende Gesteinstypen konnten ausgediehet werden:

Gneisgranit bezw. Orthogneis:

Ein helles, meist rötliches bis bräunliches, kaum geschiefer-tes Gestein, das in seinen Oberflächen- und Verwitterungsfor-men dem Granit sehr nahe kommt. Heraustretende Härtinge zeigen stellenweise schöne Wollsack-Verwitterung. Typisch für ihn ist das Auftreten in großen geschlossenen Gesteins-körpern, im Gegensatz zu dem bunten Wechsel der Parage-steine.

U. d. M. zeigt er ein granoblastisches Gefüge, dessen Kom-ponenten im mm-Bereich liegen. Mineralbestand: Plagioklas III (Oligoklas) gefüllt, Knaf ist scharf gegitterter Mikroklin. Der Quarz zeigt leicht undulöse Auslöschung. Glimmer vor-wiegend Biotit (n_x hellgelbbraun, n_z dunkelbraun), reichlich pleochroitische Höfe um Zirkon. Nebengemengteile: Zirkon, Apatit, Rutil.

Serpentin:

Pyropserpentin, graugrünes bis schwarzes Gestein, braun verwitternd. Er ist vollkommen zerklüftet und verdrückt, was auch in der elliptischen Verformung der Granate zum Aus-druck kommt. Im gesamten macht er einen sehr stark zersetz-ten Eindruck. Fast überall findet sich Pyrop mit Kelyphit-Rinden, stellenweise auch Chromdiopsid und Bronzit.

Serpentinbegleiter: Im Gefolge des Serpentin finden sich als typische Begleiter sowohl blumenkohllartiger Gelmagnesit, als auch Chalcedone verschiedenster Färbung.

Granulit:

Heller, typischer Waldviertel-Granulit, welcher ein Gemenge von Kalifeldspat, Mikroklin und reichlich Quarz in seiner charakteristischen länglichen Ausbildung (Trener'sche Gam-maregel) darstellt. Der Gehalt an Biotit ist ziemlichen Schwan-kungen unterworfen. Stellenweise fehlt er ganz, wo er stär-ker auftritt, ist er lagig angeordnet und bewirkt eine plattige Spaltbarkeit (Steinbrüche bei Steinegg). Als Nebengemengteile Disthen, Zirkon, Rutil.

Amphibolit:

Ein sehr uneinheitliches, meist dunkelgrünes bis schwarzes, braun bis schwarz verwitterndes Gestein. Immer deutlich ge-

schiefert, ohne aber unbedingt nach den S-Flächen spalten zu müssen. Stellenweise bis walnußgroße Granaten, oft reichlich Granat in mm-Größe. Es treten immer wieder viele Lagen von Feldspat und Quarz auf, welche sich aber im Streichen nicht verfolgen lassen, sondern gerne auslinsen. An einigen Stellen ist der Amphibolit durch Epidot-Amphibolit ersetzt. Alle diese verschiedenen Ausbildungen lassen sich aber nicht stratifizieren.

U. d. M. bilden die stark pleochroitischen Hornblenden (n_x gelb, n_z braungrün) und der graugrüne Diopsid ein hypidionomorph-körniges Gewebe, dessen Zwischenräume sowohl von undulös auslöschendem Quarz, wie auch von Plagioklas III, der teils vollkommen klar, teils gefüllt ist, eingenommen werden. Der opakes Erz als Einschlüsse enthaltende Granat findet sich vollkommen unregelmäßig verbaut.

Nebengemengteile: Rutil, Zirkon, Apatit, Titanit, opakes Erz.

Paragneis:

Dieses Gestein ist überaus mannigfaltig in der Zusammensetzung und Struktur. Oft im kleinen stark wechselnd, ist der Paragneis in anderen Fällen wieder von großer Gleichförmigkeit auf weite Strecken hin. Er ist immer hell bis dunkelbraun, stark verfaltet und dunkel verwitternd. Als Glimmer tritt sowohl Biotit wie Muskovit auf, der Biotit herrscht vor und gibt, gemeinsam mit dem Quarz, dem Gestein stellenweise den Habitus eines Glimmerschiefers. An manchen Stellen sind die S-Flächen von weißem, nadeligem Sillimanit übersät.

Vielfach ist das Gestein auch von Ortho-Material durchadert und durchtränkt. Diese stark polymetamorph und hybriden Gesteine gestatten wegen ihrer Mannigfaltigkeit und ihrem raschen Wechsel keine feinere Gliederung.

Augit-Gneis:

Hellgrün, fleckig-hellgrün bis weiß, wechselnd im Gefüge, aber immer mit S-Flächen, oft ganz feinlagig. Er wird bei der Verwitterung braun bis schwarz, wobei die Inosilikate weniger stark verwittern, so daß die Oberfläche rauh erscheint.

U. d. M. erkennt man ein gut geregeltes Gefüge von wechselnd Quarz, bezw. Feldspat und Diopsid. Diopsid kaum pleochroitisch (n_x hellgrün, n_z hell-graugrün), große, ziemlich idiomorphe Individuen mit kleinen Granaten als Einschlüssen. Als Zwickelfüllung oft kleine, grüne Hornblenden (n_x gelbgrün, n_z blaugrün). Der Feldspat ist Plagioklas III, große, klare, nach dem Albit- oder Periklin-Gesetz, manchmal auch

nach beiden lamellar verzwilligte Individuen, mit Einschlüssen von Augit, Quarz und Granat. Quarz: große, leicht undulös auslöschende Lamellen nach der Trener'schen Gamma-regel geregelt; oft Granat als Einschluß. Die kleinen, idiomorph ausgebildeten Zirkonkristalle finden sich vorwiegend im Quarz. Weitere Nebengemengteile: Apatit, Rutil, Titanit und rhomboedrisches Karbonat.

Geologie

Im wesentlichen handelt es sich um ein einfaches Baueschema mit ziemlich einheitlichem WNW Streichen und Einfallen von durchschnittlich 30° SSW. (Taf. 11, Fig. 4.) Die einmeßbaren b-Achsen liegen im Streichen und tauchen kaum merkbar nach WNW ein. Im E zeigt das Streichen eine deutliche Tendenz, nach S einzuschwenken.

Die Gneis-Amphibolit-Serie besteht, wie bereits in der Gesteinsbeschreibung angedeutet, aus mächtigen Zügen von Gneisgranit, welche von bis zu 30 m mächtigen Amphibolit-Bändern getrennt werden. Im Liegenden dieser Orthogneise treten nahezu regelmäßige Paragneise auf.

Im NE des kartierten Gebietes tritt der Gneisgranit stark zurück und der Amphibolit wechsellagert hier mit dem Paragneis. Sowohl der Paragneis wie auch der Amphibolit sind gerade hier stellenweise sehr stark, manchmal kaum merkbar, migmatisch durchtränkt.

Durch die im W kartenmäßig erfaßte Überlagerung des Granulits auf den Orthogneis und das Wegtauchen der b-Achsen im SE im Amphibolit andererseits erscheint der Granulit diskordant und schüsselförmig gelagert.

Der im generellen Streichen ziehende, vollkommen zerrüttete und zersetzte Serpentinzug durchstößt den Granulit gerade dort, wo er am mächtigsten erscheint, und wird sowohl im Liegenden wie im Hangenden in seinem E-Abschnitt von Gabbro-Amphibolit begleitet. Kontaktwirkungen zum Amphibolit konnten mangels guter Aufschlüsse nicht beobachtet werden, während an den Stellen, wo er unmittelbar an den Granulit angrenzt, schwache kontaktmetamorphe Beeinflussung zu bemerken ist. Gegen E läßt sich der Serpentinzug nur mehr durch das Auftreten von reichlich Chalcedon verfolgen, wobei die östlichsten Ausläufer nicht im Granulit, sondern im Orthogneis liegen. Der bei der Serpentinisierung frei werdende Kieselsäure-Überschuß äußert sich nicht nur durch das reichliche Auftreten von Chalcedon und der starken Verkieselung

des Gelmagnesites, sondern auch in der SiO_2 -Füllung kleiner, senkrecht zum Serpentin im Granulit stehender Klüftchen.

Der in der von F. BECKE veröffentlichten Karte eingezeichnete Serpentin von Altenburg konnte an dieser Stelle nicht aufgefunden werden.

Im E entlang der Bahntrasse ist ein relativ sehr gut abgeschlossenes Profil zu beobachten. Es handelt sich um eine Kofferfalte (Fig. 1), deren mittlerer Teil durch Blockverstellung dislociert ist. Auf Grund der bei den Klüften angedeuteten Verschleppungen geht eindeutig hervor, daß durch die Schollenverstellungen der Faltenkern relativ gehoben wurde. Sämtliche S-Flächen der Falte fallen auf der Lagenkugel auf einen relativ schmalen Gürtel (Fig. 5), der einer Flächenprojektion entspricht, die ihrerseits die b-Achsen zum Pol hat, so daß angenommen werden muß, daß die Schollenbewegung hauptsächlich nur Bewegung ohne Kippung im Streichen war. Weiters konnten entlang der Bahntrasse und im Bereich der Rosenburg zahlreiche Beispiele für Migmatisierung und boudinage-ähnliche Bilder beobachtet werden (Fig. 2).

Der vermutlich auf dem Plateau gebildete Löß dürfte, wie Geröll- und Schuttfunde im Lößlehm beweisen, auf die Talflanken verschwemmt worden sein. Durch die Erosion wurde er zum größten Teil wieder abgetragen, so daß sich nur mehr kleine, bescheidene Reste finden.

Literaturhinweise

- BACON, Ch.: Moldanubische Orthogneise des n.-ö. Waldviertels E vom Gföhlergneis. Tscherms. Min.-petr. Mitt. 37/1926
- BECKE F., HIMMELBAUER A. und REINHOLD F.: Geolog. — petrograph. Karte des n.-ö. Waldviertels. 1 : 100.000, 1913
- BECKE, F.: Zur Karte des n.-ö. Waldviertels. Tscherms. Min.-petr. Mitt. 33/1915
- CZJZEK, J.: Geognostische Karte der Umgebung von Krems und vom Manhardsberg samt Erläuterungen. Sitzungsber. d. Wr. Akad., Beilage zu Band 7/1853
- EXNER, Chr.: Über geol. Aufnahmen beim Bau der Kampkraftwerke. Jahrb. d. G. B. A. in Wien, 96/1953
- KÖHLER, A.: Die moldanubischen Gesteine des Waldviertels und seiner Randgebiete. Fortschr. d. Min.-Krist.-Petr., 25/1941

- KÖHLER A. und MARCHET A.: Neue Analysen von Waldviertelgesteinen. Fortschr. d. Min.-Krist.-Petr., 25/1941
- SCHUMANN, H.: Moldanubische Paraschiefer aus dem n.-ö. Waldviertel zwischen Gföhler- und Bittescher Gneis. Tscherm. Min.-petr. Mitt. 40/1929
- WALDMANN, L.: Das außeralpine Grundgebirge Österreichs, in: F. X. SCHAFFER: Geologie von Österreich, Wien 1951, Verlag Deuticke

DAS MITTLERE KAMPTAL.
W.Eppensteiner, G.Listabarth und F.Sohs.

Maßstab 1:25 000



LEGENDE:

-  diluviale Sande und Schotter
-  Blockschutt
-  Moor
-  Lößlehm
-  Paragneis
-  Paragneis mit Sillimanit
-  Amphibolit
-  Amphibolit mit reichlicher Granatführung
-  Augitgneis
-  Marmor
-  Granulit
-  Gneisgranit bzw. Orthogneis.
-  Serpentin bzw. Serpentinbegleiter

Profil entlang der Bahnlinie Rosenberg bis Stallegg.

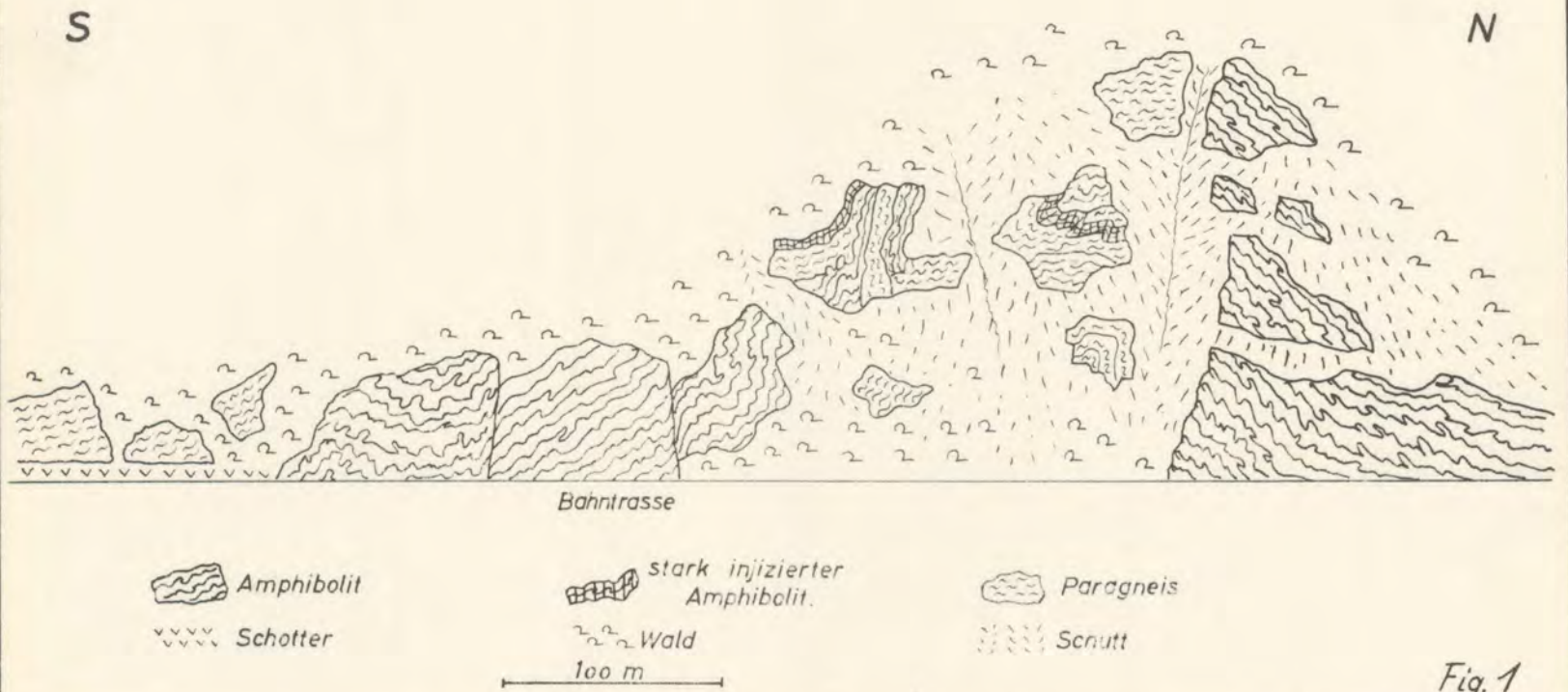
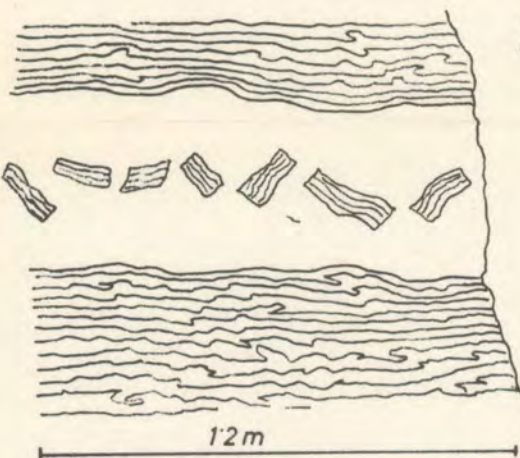


Fig. 1



Im Injektionsgneis schwimmende Amphibolit-trümmer. S der Rosenburger Bahnbrücke

Fig. 2

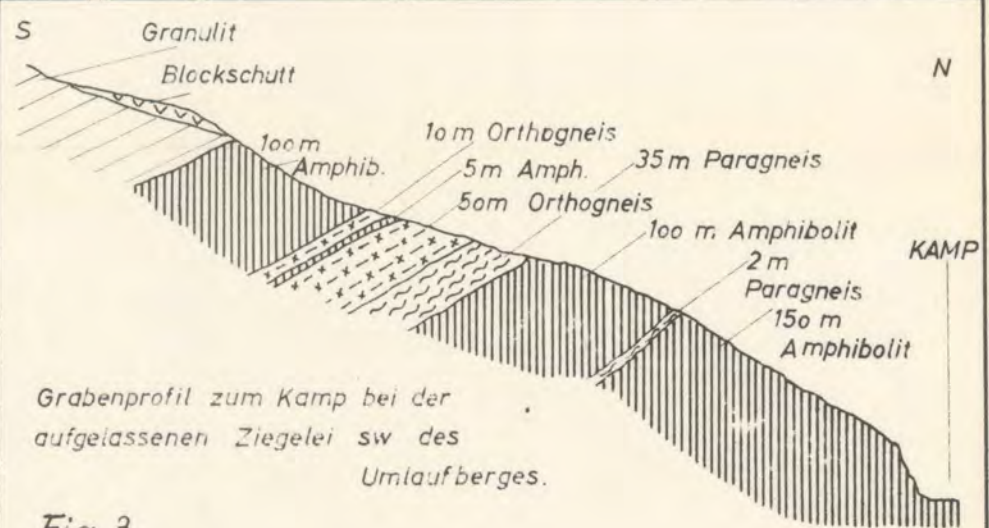
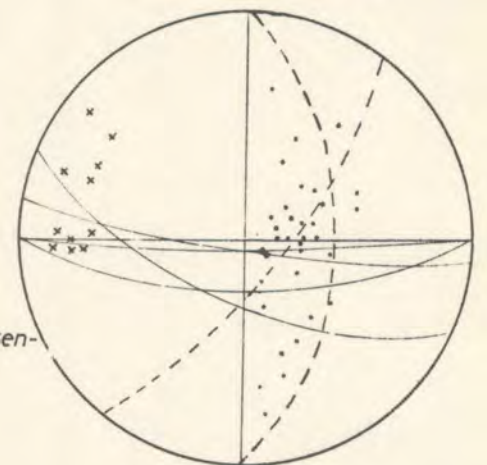
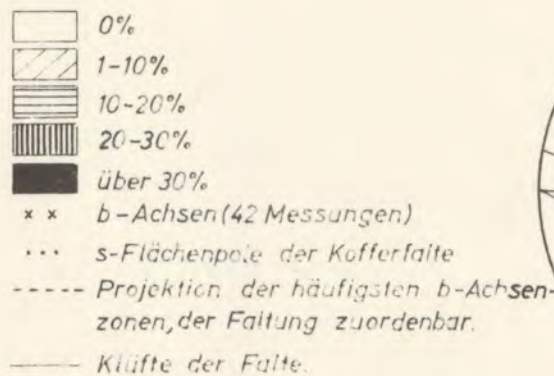


Fig. 3



s-Flächenmaximum des kartierten Gebietes (143 Messungen)

Fig. 4



Beziehungen zwischen den s-Flächen der Kofferfalte und den Linearen des gesamten Raumes.

Fig. 5

BUCHBESPRECHUNGEN

Atlas von Niederösterreich

Nach Eintreffen der siebenten Doppellieferung des Atlases von Niederösterreich liegt nun dieses repräsentative grundlegende Werk niederösterreichischer Landeskunde in kartographischer Form in seiner Gänze vor. Der Weg zur Vollendung dieses Werkes, das eine wahrhaft gigantische Leistung beinhaltet, war lang und schwierig.

Die universelle Verwendbarkeit des Werkes wurde ebenso wie sein Aufbau und die Methodik der Darstellung nach Erscheinen der ersten fünf Doppellieferungen in dieser Zeitschrift ausführlich besprochen. Hier soll daher nur noch über den neu erschienenen Teil des Werkes referiert werden. In erster Linie fällt wieder neben der erstrangigen inhaltlichen Qualität die vorzügliche Ausführung der Karten und Bildtafeln auf. Diesmal sind streng und geschickt ausgewählte, im Farbdruck ausgezeichnet wiedergegebene Bilder zu allen Hauptgruppen der niederösterreichischen Landschaftstypen beigelegt. Wiederum bewundert man auf sämtlichen Karten die freundliche, übersichtliche und moderne Farbgebung, die räumlich Zusammengehöriges übersichtlich vereint oder Intensitätsgrade (Bevölkerungsentwicklung) oder Altersabfolgen (historische Entwicklung von Wien) und Ähnliches auszudrücken vermag. Geglückt ist auch die Kombination von Detail und Übersicht, die Verbindung von scheinbar Gegensätzlichem. Beispiele hierfür sind: die Darstellung der Bevölkerungsentwicklung in den einzelnen Ortschaften und Landesteilen von Niederösterreich oder die Wiedergabe der Einzelagerstätten auf der Lagerstättenkarte, deren zonare Anordnung aber sofort ins Auge springt, wobei durch die Beigabe des geologischen Untergrundes und dessen Strukturen zugleich die natürliche Grundlage gezeigt werden kann.

Der Niederösterreichatlas sollte nicht den Charakter eines historischen Atlases bekommen. Die hierfür vorhandenen Grundlagen sind in eigenen Kartenwerken bereits ausgewertet worden. Dennoch konnten durch die Beigabe von Karten über die Besiedlung Niederösterreichs von der Steinzeit bis zur Gegenwart die wichtigsten Etappen der Entwicklung des Landes dargestellt werden. Ferner sind auch in den letzten zwei Lieferungen etliche Karten zum volkskundlichen und bäuerlichen Themenkreis vorhanden und zeigen den Wert der

räumlichen Darstellung auch bei einem Stoff, der für kartenmäßige Wiedergabe zunächst wenig geeignet erscheint (Verbreitung von Volkslied, Tanz, Sage usw.). Gerade bei dem Kapitel Volkskunde mußte leider auch im Kartenwerk unsere noch immer viel zu geringe Kenntnis dieses Wissensgebietes zum Ausdruck kommen.

Überblickt man das Gesamtwerk, so erkennt man, daß der Atlas neben den unumgänglichen Themenkreisen der topographischen, politischen und physisch-geographischen Gegebenheiten wie Bau und Oberfläche, Klima, Boden, Vegetation und Tierwelt sich besonders liebevoll und ausführlich mit den anthropogeographischen Erscheinungen unserer engeren Heimat befaßt und hier weit über die statische, ebenfalls außerordentlich gründliche Darstellung von Besiedlung, Bevölkerung, wirtschaftlicher Nutzung, von Industrie und Verkehrswesen hinaus das dynamische, historische Moment berücksichtigt und die Entwicklung in jedem dieser Bereiche kartographisch festhält. Die moderne Denkweise kommt auch in der großen Zahl der Karten zum Ausdruck, auf denen die soziale Struktur des Landes wiedergegeben wird, wobei auch für Wien großmaßstabige Kartendarstellungen beiliegen. Als einziger, aber doch empfindlicher Mangel des Gesamtwerkes wird das Fehlen einer genauen topographischen Karte empfunden. Man hätte unbedingt etwa die Karte 1:250.000 oder die Generalkarte 1:200.000 auf mehreren Blättern, womöglich mit Ortsverzeichnis, begeben müssen. Auf der einzigen, außerdem nur sehr locker mit Namen versehenen topographischen Karte 1:500.000 sucht man bereits Orte wie Maria Schutz, Kierling, Höflein usw. vergeblich.

Mit dem Abschluß dieses beispielgebenden Gesamtwerkes liegt nun für das Land Niederösterreich ein für breite Kreise unentbehrliches Werk vor, das schier unerschöpflich viel zu bieten vermag und durch die Zusammenarbeit einer langen Reihe von erstrangigen wissenschaftlichen Mitarbeitern den neuesten Stand unserer Kenntnisse in übersichtlicher Anordnung vermittelt. Zugleich ist damit auch ein Kartenwerk für Wien entstanden, das in mancher Hinsicht bewußt über das Maß an Beachtung hinausführt, das Wien als natürliches Zentrum des Landes Niederösterreich gebührt. In seiner Gesamtheit stellt das Werk eine wahre kulturelle Großtat auf dem Gebiet der Landeskunde dar.

A. Tollmann