

Geologische und lagerstättenkundliche Untersuchungen im Raume Oberdorf a. d. Laming, Steiermark

Von Imre Lesko

(Mit Tafel 1—8)

Inhaltsverzeichnis

Einleitung	5
Historische Einführung	5
Die Gesteine	6
A. Die kristalline Masse des Kletschachkogels	8
B. Zentralalpine Trias	12
C. Die Karbonserie	14
D. Serie der Grauwackenschiefer	17
„A“. Gruppe der Phyllite und Grünschiefer	17
Karbonschuppen	19
Diaphthoritisches Altkristallin	21
„B“. Gruppe der feinschichtigen „Grauwackenschiefer“ und Porphyroide	25
E. Gesteine fraglicher Stellung	26
F. Die jüngsten geologischen Bildungen	27
Tektonik des Gebietes	28
Zusammenfassung der geologischen Ergebnisse	38
Die Lagerstättenverhältnisse des Gebietes	39
A. Der Magnesit-Talkbergbau von Oberdorf	39
B. Die Magnesit-Talklagerstätte am Hohenburg (1382 m)	44
C. Sonstige Magnesitausbisse	47
D. Zur Genesis der Magnesit-Talklagerstätten	47
1. Über die Talkbildung	47
2. Die Frage der Magnesitentstehung	51
Literaturverzeichnis	
A. Zum geologischen Teil	59
B. Zum Lagerstättenkapitel	61

Einleitung

In der hier verfaßten Arbeit liegen die wichtigsten Ergebnisse einer Dissertation, welche ich Herrn Professor Dr. E. Clar verdanke, vor. Die Untersuchungen umfassen ein Teilstück der Grauwackenzone N Leoben zwischen Drittesdorf (E Trofaiachbecken) und St. Kathrein a. d. Laming in Obersteiermark. Die günstige geologische Lage des Gebietes ermöglicht das Studium von bunten Gesteinsserien und wichtigen tektonischen Erscheinungen, die nicht nur lokale, sondern auch regionale Bedeutung haben. Es wurde versucht, die geologisch-tektonischen Verhältnisse und die Magnesit-Talklagerstätten des Gebietes in ihren Zusammenhängen zu betrachten.

Gedankt sei an dieser Stelle Herrn Professor Dr. E. Clar für die Themenstellung sowie für viele wertvolle fachliche Anregungen. Vielen Dank schulde ich der Steirischen Magnesitindustrie A. G. für das großzügige Entgegenkommen im Zusammenhang mit den Lagerstättenuntersuchungen.

Historische Einführung

Die ältesten geologischen Arbeiten über die Grauwackenzone liegen schon zu Anfang des vorigen Jahrhunderts vor. Geologische Karten, die auch das betreffende Gebiet umfassen, wurden von M. Vacek (1911), F. Heritsch (1922), J. Stiny (1933) und von K. Metz (1957) veröffentlicht. H. Vettters (1911) beschrieb die geologische Position der morphologisch hervortretenden, von Kapfenberg über Kotzgraben—Kletschachgraben bis in das Trofaiachbecken führenden Störungszone und nennt sie „Trofaiachlinie“. Er sieht in ihr eine Blattverschiebung mit E—W Bewegungen. F. Heritsch (1911) trat Vettters Auffassungen bezüglich der Trofaiachlinie entgegen und sieht diese markante Störungszone als Überschiebungsbahn. Geologisch-petrographische Untersuchungen wurden von L. Hauser (1934, 1938 und 1939) am W Ende des Kletschachkristallins und im Bereich der „Kaintaleckschollen“ durchgeführt. L. Hauser sowie F. Angel (1924) und K. Metz (1958) stellten fest, daß das Kletschachkristallin — auf Grund der Gesteinsgesellschaft und Metamorphose — den Kerngebieten des Gleinalmkristallins angehört.

Die Lagerstätten dieses Gebietes wurden bergbaulich und mineralogisch von A. Sigmund (1913), E. Kittl (1919 und 1920) und von G. Matz (1938) bearbeitet. H. Welsch (1938) beschrieb erstmals Talkpseudomorphosen nach Pinolitmagnesit aus dem Magnesitbergbau Oberdorf. Von H. Meixner (1939 und 1952) wurden mineralogische Beobachtungen, die Redolomitisierung des Magnesites u. a. von Oberdorf beschrieben.

Nach kurzer Aufzählung der oben erwähnten Forschungsarbeiten, die mein Arbeitsgebiet unmittelbar berühren, möchte ich über einige zusammenfassende Werke über die Grauwackenzone einen Überblick geben.

In geologischer und stratigraphischer Hinsicht sind im östlichen Abschnitt der Grauwackenzone von H. Mohr (1910) Gliederungsversuche in den altsilurischen Schichtfolgen gemacht worden.

W. Hammer (1924), aus dem Bereich von Mautern im Liesingtal ausgehend, machte eine Gruppeneinteilung für die Gesteine der Grauwackenzone. Er trennte aus der Hangendschichtfolge des Karbons die „Quarzphyllite“ und die „Gruppe der feinschichtigen quarzitäen Grauwackenschiefer“ ab.

Ähnlich wurde eine Einteilung von E. Spengler (1926) gemacht. Spengler trennt die mit Kieselschiefern verbundenen Schiefer als silurisch von den übrigen „Grauwackenschiefern“ unbekanntem Alters ab.

R. Schwinner (1936) gab eine Gliederung für die als vorsilurisch angesehenen Schieferserien. Bezüglich der Tektonik in dem Alpenbau und über die Erzführung der Grauwackenzone sind von Schwinner kritische Anschauungen geäußert worden.

Von F. Heritsch (1943), G. Hiessleitner (1931—1935) und von E. Haberfellner (1935) sind grundlegende stratigraphische Arbeiten durchgeführt worden.

Über die Vererzung und Lagerstättenprobleme der Grauwackenzone wurden von K. A. Redlich (1903, 1934 u. a.), O. M. Friedrich (1937, 1942, 1954 usw.), W. Petraschek (1928, 1947, 1953), K. Metz (1938) und von E. Clar (1945, 1954 usw.) wertvolle Arbeiten geleistet.

Über den E-Abschnitt der Grauwackenzone hat H. P. Cornelius (1952), über den W-Teil K. Metz (1953) die Ergebnisse umfangreicher petrographischer und geologisch-stratigraphischer Studien zusammengefaßt.

In der letzten Zeit sind, von den Zentralalpen ausgehend, von A. Tollmann (1959) über den Alpenbau neue Gedanken gebracht worden.

Die Werke der zuletzt aufgezählten Forscher sind heute noch weniger in die Geschichte der Erforschung eingegangen, sie sind vielmehr mit der Gegenwart und mit deren Problemen verbunden. (Entsprechende Hinweise auf diese Arbeiten sind im Text enthalten.)

Die Gesteine

Es ist eine sehr wechselvolle Ausbildung von Gesteinen und Gesteinkomplexen vorhanden, die altersmäßig unsicher (Fossilarmut) und petrographisch sehr unterschiedlich erscheinen. Da es sich hier um eine tektonische Aufeinanderfolge handelt, werden die Gesteine in Serien geteilt und profilmäßig vom Liegenden gegen das Hangende besprochen. Die einzelnen Serien bilden geologische oder petrographische Einheiten und sind voneinander meistens durch tektonische Linien getrennt.

Technische Anmerkung: Die bei den Dünnschliffen und Anschliffen angeführten Nummern beziehen sich auf das Untersuchungsmaterial, das z. T. beim Verfasser, z. T. bei der Steirischen Magnesit-AG., Wien XIII, Hietzinger Kai 97, aufbewahrt ist.

Stratigraphische Übersicht der Gesteinsgruppen:

Kristalline Gesteine

I. Das Kletschachkristallin:
Schiefergneise — Orthogneise —
Amphibolite — Hornblendegneise
— Mischgesteine — Graphitgneis
— Glimmerschiefer — Mylonite
Pegmatit —

II. Diaphthoritische Altkristallin-
schollen: in die Grauwackenzone
eingeschuppt
Höhere metamorphe Schiefer —
Amphibolite — Aplite — Mar-
more — Serpentin — Glimmer-
schiefer

Altpaläozoikum

Serie der Grauwackenschiefer:

- „A“ Gruppe der Phyllite und Grünschiefer:
Phyllite — Quarzitschiefer — Grünschiefer — Porphyroide —
„B“ Gruppe der „Grauwackenschiefer“ und Porphyroide (Blaseneck-
porphyroid)

Jungpaläozoikum

I. Die Karbonserie:

Graphitische Schiefer — Kalke —
Dolomite — tuffitische-Abkömmlinge: **U n t e r k a r b o n**
Konglomeratschiefer — Arkose —
Grauwackenschiefer: **O b e r-
k a r b o n (?)**

II. Karbonschuppen:

Graphitische Schiefer — Geröll-
führende Phyllite —
Kalke: **U n t e r k a r b o n (?)**

Mesozoikum

Trias (mittelostalpin)

Quarzite — Quarzitschiefer — Serizitquarzitschiefer — (Chloritoid-
schiefer?): **P e r m o s k y t h**
Dunkle Kalke — (Schwarze Tonschiefer) — Helle Kalke — Rauhwacke
— (Heller Dolomit): **S k y t h — A n i s**

Quartär — Rezent

Verfestigte Flußablagerungen — Schuttmassen — Schwemmkörper —
Kalktuffbildungen

A. Die kristalline Masse des Kletschachkogels

Das morphologisch herausragende Kristallin ist die westlichste Fortsetzung des Troiseck-Floning-Zuges und bildet die tektonisch tiefste Einheit des kartierten Gebietes. Seine Hauptmasse besteht aus Gneisen und Amphiboliten, die sich oft aus verschiedenen Typen zusammensetzen (Hinsichtlich der Struktur und des Mineralbestandes). In kleineren Mengen kommen Migmatite, Aplite, Pegmatite und, an Störungszonen gebunden, Mylonite vor.

1. Die Schiefergneise

In diese Gruppe gehört eine Reihe von Paragneisen, unter ihnen Biotitgneise, Zweiglimmergneise, fein- und grobkörnige Schiefergneise mit Amphiboliten verknüpft, extrem quarzreiche Gneise, die kartierungsmäßig und in der Beschreibung als Schiefergneise zusammengefaßt werden.

Ein Durchschnittstyp von dieser Gruppe wurde in mehreren Schliften untersucht.

Das Gestein ist hell bis dunkelgrau, feinkörnig gut geschiefert. Stellenweise sind grob- und feinkörnige Lagen miteinander in Wechsellagerung zu sehen.

Makroskopisch sind Quarz, Feldspat und Glimmer zu unterscheiden. Muskowit und Biotit wurden auch nebeneinander beobachtet.

Mikroskopische Bestandteile: Feldspat (Oligoklas bis Oligoalbit), Quarz, Biotit, Zoisit, Epidot, Zirkon, Granat, Titanit und Erz.

Das Gefüge ist lepidoblastisch bis granoblastisch. Die Korngröße wechselt stark quer zur Schieferung. Der Quarz ist parallel zur Schieferung gestreckt und ist stellenweise zwischen die Feldspatkörner eingepreßt. Die verbogenen Feldspatzwillingslamellen und die gefalteten Biotite sind Zeugen einer kräftigen postkristallinen Deformation.

2. Orthogneise (Hausers Granitgneise)

Das Auftreten dieser Typen ist auf das NE und SE des Kohlsattels liegende Gebiet beschränkt.

Es sind helle bis fleckig graue, mittelkörnig leicht geschieferte Gneise, die stellenweise wegen ihrer Glimmerlosigkeit aplitisch erscheinen. Das Gestein ist sehr fest, massig. Im Handstück kann man Quarz, Feldspat, Glimmer und Erz unterscheiden. Magnetit wurde mit Hilfe der Magnetnadel bestimmt.

Bemerkung zum Schliff: Das Gefüge (mikroskopisch) ist granoblastisch mit kataklastischen Bildungen. Die sekundäre Mineralisation (Epidot, Chlorit, Erz) ist die Folge der Diaphthorese. Um das Erz ist Titanit, Chlorit, Chlinozoisit angereichert. Die Feldspatkörner zeigen in der Nähe des Erzkornes leichte faserige Perthitisierung (Alkalizufuhr).

Nach Hausers Untersuchungen entspricht dieser Typ einem Gestein von sekundär zentralgranitischem Habitus, das in der 1. Tiefenstufe metamorphisiert wurde.

3. Amphibolite

besitzen innerhalb des Kletschachkristallins große Verbreitung, bilden im Gneis 0—25 m mächtige Lagen und sind mit dem Gneis durchwegs verbunden. Das Gestein ist fein- bis grobkörnig, schiefrig-massig.

Im allgemeinen wurde der Amphibolit von der Diaphthorese betroffen und ist durch eine spätere Aplitisierung injiziert worden.

Mikroskopische Bestandteile: Hornblende, Feldspat (Plagioklas), Quarz, Muskowit, Rutil, Chlorit, Epidot, Titanit, Ilmenit mit Leukoxen und rhomboedrisches Karbonat.

Auf Grund der Bestimmung sehr basischer Feldspate (40—70 Prozent An) nimmt L. Haus er (1934) an, daß die Amphibolite des Kletschachkogels metamorphe Abkömmlinge von Tiefengesteinen (Gabbros) sind. Angel (1924) verglich die Amphibolite des Kletschachkogels mit der Gleinalmserie (Lammkogel).

4. Hornblendegneis

Das Gestein ist äußerst feinkörnig gut geschiefert. Die Hornblendeführung wurde nur durch mikroskopische Untersuchung erkannt. Bestandteile Quarz, Feldspat, Hornblende (porphyroblastisch), Biotit, Epidot, Zoisit, Granat und Opake. Das Gefüge ist lepto- bis porphyroblastisch.

5. Mischgesteine (Migmatite)

Gesteinsausbildung von migmatischem Charakter kommt am Kletschachkogel bei Kote 1452 m vor.

In einer hellen körnigen Masse aus Feldspat und Quarz liegen stellenweise schwarze Hornblendekristalle (0—8 mm). Die einzelnen Hornblendekristalle sind mit wechselnder Dichte im Gestein verstreut. Diese Erscheinungsform und die Menge an Hornblende ändern sich Meter für Meter.

Biotite sind mit Hornblende verwachsen beobachtet worden und sind wahrscheinlich aus dieser hervorgegangen (Alkalizufuhr). Das Gestein stellt wahrscheinlich eine Randausbildung zwischen Amphibolit und Gneis dar. Haus er (1934) stellte fest, daß in diesem Migmatit ein Granit von zentralgranitischem Habitus in den Amphiboliten in postkristallinem Zustand mit deutlicher Kristalloblastese injiziert wurde.

6. Graphitgneis

a) bleigrau bis dunkelgrau, gut geschiefert, enthält feine helle und dunkle Lagen. Besteht hauptsächlich aus Quarz und Feldspat. Der Graphit liegt in Form von feinen Schuppen und Lagen zwischen den Quarzkörnern. Der Glimmer (Bi) kann auch fehlen.

Pyrit tritt mit bläulichen Anlauffarben als dünne Schnüre auf oder ist im Gestein fein verteilt. Der Typ ist im oberen Guggnitzergraben anzutreffen.

b) Ein anderer Typ kommt unterhalb Hölli in dem im Karbon auftauchenden Kristallin im Laintal vor. Das Gestein ist grau, körnig, leicht geschiefert.

Die auf der „s“-Fläche metallisch glänzende oder in dem Korngefüge fein verteilte Graphitführung gab den Anlaß, das Gestein als Graphitgneis zu bezeichnen. Als Mineralbestandteile sind fettglänzender Quarz, wenig Feldspat und Graphit aufzuzählen. Die Graphitschuppen legen sich um Quarzkörner. Mit freiem Auge ist kein Glimmer zu sehen.

Der Graphitgehalt kann so hoch sein, daß ein Handstück schwarz abfärbt.

Das Vorhandensein von Graphitgneisen deutet auf eine metamorphe Sedimentserie im Hangenden des Kletschachkristallins.

7. Glimmerschiefer

Es wurden im Kletschachgraben Granatglimmerschiefer in Rollstücken gefunden, die aber anstehend nicht entdeckt werden konnten.

8. Mylonite

Diese Bildungen sind an großen Zerreibungshorizonten zu finden, die entweder innerhalb des Kristallins oder an dessen tektonischem Kontakt mit anderen Gesteinselementen entstanden sind (an der Basis der Grauwackenzone). Mylonite und Pseudotachilite am Kletschachkogel sind auch von L. Hauser (1934) beschrieben worden.

a) Flaserig knotiger Gneismylonit. In den Knoten sind Quarz und Feldspatkörner zu erkennen, die von Biotit umhüllt werden. Die schichtige Struktur des Gesteins wurde während der Durchbewegung vollkommen zerstört.

In dieser stark durchbewegten Zone (W der Ochsalnhütte am Kletschachkogel) kommen grünschieferähnliche Amphibolit-Mylonite, quarzitisches Gneismylonite vor. In der selben Serie treten massigere Serizit-Quarzitschiefer auf, die als tektonische Aufarbeitungsprodukte quarzreicher Gneise angesehen werden können oder stellen eingeschuppte Grauwacken-Elemente dar.

Die Mächtigkeit dieser Zerreibungszone beträgt etwa 25—50 m.

b) Tektonische Breccie an der Basis der Triasschuppen am Kirchkogel (982 m).

Das massige Gestein ist schmutzig dunkelgrün, oft rötlich verwittert. In einer schlecht bestimmbaren Grundmasse sind zerriebener Gneis, Amphibolit und Quarzbruchstücke richtungslos eingeschlossen. An der verwitterten Oberfläche ist besonders deutlich zu sehen, wie die härteren Gesteinsstücke aus der Grundmasse herausragen, wobei der brecciöse Gesteinscharakter hervortritt. Nach den Bestandteilen liegt hier eine feinkörnige polymikte tektonische Breccie vor. Dünnschliff-Beschreibung: (Schliff Nr. 33)

Feldspat: (saurer Plagioklas) stark gefüllt mit „A“ Mikrolith; kataklastisch; das Granulationsgewebe besteht aus feinem Quarz- und Feldspatmörtel. Einzelne Körner haben undulöse Auslöschung (starke tektonische Beanspruchung). Der Feldspat bildet stellenweise hypidiomorphe Porphyroblasten oder ist in der Grundmasse in Form von feinen Splittern verstreut.

Einschlüsse: Serizit, Zoisit, Chlorit, Hornblende, Titanit.

Hornblende: pleochroitisch (hellgrün bis blaugrün); an den Rändern und in den Spaltrissen schwach chloritisiert; bildet kataklastische Prophyroblasten oder ist in der Grundmasse aufgearbeitet worden.

Quarz: undulös; xenomorph, stark kataklastisch, ist stellenweise mit Feldspat und Hornblende verwachsen (Rekristallisationsausheilungen); verhältnismäßig wenig.

Chlorit: (Pennin, Klinochlor?) bildet feine Lepidoblasten, ist größtenteils aus Hornblende entstanden.

Biotit: pleochroitisch (n^{α} : farblos bis hellbraun, n^{γ} : rostbraun; bildet feine Lepidoblasten; selten.

Titanit: meist spitzförmige, gutbegrenzte Idioblasten; ziemlich häufig.

Zirkon: in Form von feinen Idioblasten; selten.

Zoisit: stark zerrissen; hypidiomorph; selten.

Die Grundmasse ist nicht genau bestimmbar, besteht wahrscheinlich aus den feingeriebenen, rekristallisierten Hauptgemengteilen (Hornblende, Feldspat, Quarz).

Bemerkung zum Schliff: Das Gefüge ist porphyroklastisch.

Die alten Strukturen des Gesteins sind postkristallin völlig umgestaltet, wobei das chemische Gleichgewicht der Mineralien gestört wurde. Im petrographischen Sinne ist das Gestein ein rekristallisierter (ausgeheilter) Amphibolit-Gneismylonit (Sander: Blastomylonit) mit Diaphthoresis; geologisch definiert eine feinkörnige tektonische Breccie.

9. Pegmatit

Entlang eines Weges am Kletschachkogel W der Ochsalmhütte kann man aus Lesestücken einen Pegmatitgang auf kurze Strecke verfolgen. Im massigen Pegmatitquarz sind große Muskowitblätter und stellenweise aufgewachsene, bis 2 cm große idiomorphe Feldspatkristalle zu finden.

Daneben konnten keine anderen Mineralien beobachtet werden. Die Pegmatitbildung gehört wahrscheinlich der letzten Phase der sauren Injektion (Aplitisierung) an. L. Hauser (1934) stellt fest, daß die Pegmatite des Kletschachkogels arm sind an Mineralien; es fehlen die Minerale von leicht flüchtigen Stoffen. Neben Pegmatiten sind, wie auch Hauser betont, mehr die Feldspat-Quarzgänge verbreitet.

Somit habe ich versucht, über den mächtigen kristallinen Komplex des Kletschachkogels, ohne in Detailfragen einzugehen, einen petrographischen Überblick zu geben. Neben petrographischen Problemen wurde besonders die tektonische Lage im Zusammenhang mit der Grauwackenzone geprüft.

Aus den Detailbearbeitungen von L. Hauser (1934) mit Bezugnahme auf F. Angel (1924) geht hervor, daß das Kletschachkristallin nach Gesteinsverband und Metamorphose dem Kerngebiet des Gleinalmkristallins angehört. Diese Auffassung wird im weiteren allgemein anerkannt und in der letzten Zeit von K. Metz (1958) als gesichert angenommen.

B. Zentralalpine Trias

Die Grenze Kletschachkristallin-Karbon ist im Streichen durch Quarzite, Rauhacke, kleine und mächtigere Kalk- und Dolomit-Schollen markiert (siehe Karte 1:25.000).

Nachdem in diesem Gesteinsverband keine bestimmbareren Fossilien gefunden wurden, kann man nur auf Grund lithologischer Vergleichs und tektonischer Position annehmen, daß diese Schichtfolge der Semmering-Trias äquivalent erscheint.

Schon J. Stiny (1932) schied auf dem Kartenblatt Leoben-Bruck Kalke und Dolomite unsicheren Alters am Kulm (1483 m) und bei St. Kathrein a. d. Laming aus. Wegen einer tektonischen Verstellung konnte er diese Schichten nach W nicht direkt verfolgen, und wo er es versuchte, zählte er die Kalke wie H. P. Cornelius (1936) auf dem Blatt Mürzzuschlag dem Unterkarbon zu („Thörl-Kalke“).

L. Hauser sieht die Rauhacke zwischen Kletschachgneis und Karbon als tektonische Gebilde an, doch an einer anderen Stelle, im Laintal neben einer Gneisschuppe im Karbon, beschrieb er Gesteine (Serizitphyllite, Arkosen) unter fraglicher „Rannachserie“. Da er nach NE keine ausgedehnte Detailkartierung durchgeführt hatte, blieb bisher der direkte Beweis der Existenz einer fraglichen Trias bzw. „Rannachserie“ zwischen Kohlsattel und St. Kathrein a. d. Laming aus.

An dieser Stelle muß darauf hingewiesen werden, daß die klastischen Einlagerungen dieser Serie dem „Rannachkonglomerat“ (M. Vacek, 1854) entsprechen. Der Begriff „Rannachserie“ (R. Schwinner, 1926) wurde in der neueren Literatur für die ganze Schichtfolge (Quarzite, unter ihnen Konglomerate, Rauhacke, Kalk und Dolomite) erweitert. Die Quarzite und Konglomerate entsprechen nach K. Metz (1953) und A. Tollmann (1957) dem Permo-Skyth und bilden entgegen L. Hausers „Tektonit“ (1950) eine sedimentäre Folge.

In meinem Arbeitsgebiet konnte ich aus der tektonisch stark reduzierten Gesteinsfolge bei schlechten Aufschlußverhältnissen die unten beschriebenen Schichtglieder auffinden.

1. Quarzite und Quarzitschiefer

In dieser Gesteinsgruppe sind verschiedene Typen vorhanden, die am ehesten an die Quarzite des Semmering erinnern. Unter ihnen sind auf Grund der Lagerungsverhältnisse und makroskopischen Charakteristika verschiedene Arten zu unterscheiden (konglomeratische Ausbildungen liegen nur direkt im Hangenden des Kristallins oder in demselben eingezwickelt).

a) Weißgrau massig ungeschieferter Quarzit; bricht mit ebenen Flächen; auf den Bruchflächen sind feine rostige Tupfen zu sehen. Makroskopisch sind außer Quarz keine anderen Gemengteile zu beobachten.

Das Gestein kommt als massige Lage in Quarzitschiefern an der Triasbasis vor (Guggnitzer Graben).

Ein ähnlicher Typ konnte am Kirchkogel (982 m) zwischen Gneismylonit und bankigem Dolomit beobachtet werden (Tafel 5, Fig. 3).

b) Konglomeratquarzit. Hellgrau grünlich mit deutlichem Schiefergefüge; darin 0—30 mm große weiße und rosa Quarzkörner, die eine vollständige Rundung, aber schlechte Klassierung aufweisen. Die häufig ausgewalzten Gerölle sind in einer quarzreichen phyllitischen Grundmasse eingebettet. Das Gestein geht vielfach in einen feinschiefrigen Serizit-Quarzitschiefer über. Für die sedimentäre Natur dieses Gesteines spricht gegenüber L. Hausers Auffassung vom „Tektonit“: Die Wechselfolge von klastischen und schiefrigen Lagen, eine gute Rundung des Geröllbestandes und das gelegentliche Auftreten von Lyditen unter weißen und rosa Quarzgeröllen.

2. Rauhwaacke. Gelb-braun bis ockergelb, meist stark porös, zellig löchrig. Im allgemeinen kalkhältig (Kalkrauhwaacke).

Das Gestein tritt im Gelände in Form von herausragenden Rippen und Felsinseln in Erscheinung, wobei selten in der Umgebung ein anderes Gestein gut aufgeschlossen ist.

3. Kalke und Dolomite

Der Versuch einer stratigraphischen Zuordnung dieser Gesteine konnte ausschließlich durch Vergleichsmethoden erfolgen. Deshalb unternahm ich Vergleichsbegehungen, wobei ich mich hauptsächlich auf die Arbeit von A. Tollmann (1957) stützte.

a) Dunkelgrauer feinkristalliner, bituminöser Kalk mit schmalen Kalzitadern in unregelmäßiger Netzform. Das Gestein ist oft zerklüftet, enthält dolomitische und brecciöse Partien.

b) Grauer, örtlich fleckiger, massig-feinkristalliner Kalk mit kalzitischer Durchädung (aufgeschlossen im Tullergraben; (Tafel 5, Fig. 7, 8, 9).

c) Hellrosa bis weißgrauer feinkristalliner, leicht gebänderter Kalk; schwach marmorisiert. Am häufigsten als schmale Zwischenpartie in hellgrauen bänderigen Kalken zu finden.

Die aufgezählten Typen (a, b, c) gehören auf Grund lithologischer Vergleiche aller Wahrscheinlichkeit nach dem Anis an.

d) Am Kirchkogel (982 m) und an der Straße bei St. Kathrein sind graue kristalline, gebänderte Kalke mit einer schwarzen Schieferzwischenlage; unmittelbar in der Nähe sind helle Dolomite aufgeschlossen. Über die Lagerung läßt sich nicht viel aussagen (starke Tektonisierung), doch nach dem Gesteinsverband und dem Aussehen kann man sie als Äquivalente der „Muschelkalk-Dolomite“ betrachten.

e) Auf dem SE auskeilenden Bergrücken des Kirchkogels ist die Grenze Kristallin-Trias deutlich sichtbar.

Hier trifft man neben gebanktem Dolomit dunkelgraue bis blaugraue feinkristalline Kalke, die dünnplattig bänderig erscheinen. Auf den oft gewellten oder gefalteten „s“-Flächen sind örtlich limonitisierte Pyrite und umkristallisierte Crinoidenreste zu finden. Dieser „fragliche Trias“-Kalk erinnert in erster Linie an die Karbonkalke der Grauwackenzone.

Dieser Vermutung gaben schon Stiny (1930) und Cornelius (1952) Ausdruck. Wo eine direkte Unterscheidung dieser fraglichen Kalktypen nicht möglich ist, kann man sich nur nach dem Gesteinsverband richten. An der Kirchkogelspitze ist ein fazieller Übergang von dem vorhin erwähnten Kalk in sicher triadischen, hellen, örtlich bankigen Dolomit festzustellen. Diese Tatsache berechtigt uns zu der Äußerung, daß Kalke von karbonischem Habitus in der Trias vorhanden sind.

Mangels guter Aufschlüsse kann nicht mit Sicherheit behauptet werden, ob diese hier auftretende Trias faziell dem Semmering- oder dem Radstädter Mesozoikum — nach Tollmanns Aufstellung (1957) — nähersteht. Doch sind hier Gesteinselemente vorhanden, die in beiden klassischen Gebieten auftreten und für die zentralalpine Trias charakteristisch sind (Quarzite, Rauhacken, verschiedene Kalke und Dolomite mit schwarzen Tonschiefern).

C. Die Karbonserie

Sie bildet die tektonisch nächst höhere (paläozoische) Einheit über den Triasschuppen auf dem Kletschachkristallin. Großgeologisch gehört sie der unteren Einheit der Grauwackenzone zu („Veitscher Decke“). Ihr Gesteinsbestand besteht überwiegend aus graphitisch pigmentierten Schiefern, Konglomeratschiefern und aus Kalken und Dolomiten. In kleineren Mengen kommen Arkosen, Grauwackenschiefer und tuffitische Gesteine (Grünschiefer) in graphitischen Schiefern eingeschaltet vor.

1. Graphitische Schiefer

a) Feinschichtig, graphitreich. Schwarz, feingeschiefert bis plattig, leicht gewellt oder gefaltet mit isoklinalen Spitzfalten, örtlich mit Scherfalten. Das Gestein besteht fast ausschließlich aus Quarz; Graphit ist lediglich zwischen den feinen Quarzlagen vorhanden. In diesem leicht metamorphen Gestein kann man den starken Sedimentationswechsel von feinsandigem und tonigem Material erkennen.

Der Graphit reichert sich meistens in der Nähe von Bewegungsflächen (Harnischen), Störungslinien an, wobei der Quarz massig und „gereinigt“ wird (tektonische Substanzregelung).

b) Sandig graphitarm.

Das Gestein ist grau bis schwarzgrau, feinkörnig, deutlich geschiefert; örtlich rostig verwittert. Der Graphitgehalt ist gering, das Stück färbt nicht ab.

Mikroskopische Beschreibung: (Schliff Nr. 147)

Quarz: Undulös; bildet vereinzelt gröbere Körner und serizitische Lagen in der Schieferung. Der Quarz macht ungefähr 95 Prozent der Bestandteile aus.

Talk: Sekundär gebildet; feinschuppig mit Pyrit; von Serizit schwer zu unterscheiden (Talkbildung: siehe Lagerstättenteil).

Turmalin: Stark pleochroitisch; örtlich zonar gebaut; bildet gut begrenzte Einzelkörner.

Feldspat: Kommt als Seltenheit vor (keine Neubildung!).

Graphitische Pigmentierung: Ist im ganzen Gestein fein verteilt vorhanden.

Bemerkung zum Schlift: Ausgezeichnete Schieferung mit Feinkorngefüge; Mikrofalten bzw. Scherfalten geben den Anschein einer sekundären Schieferung (starke Deformation).

2. Konglomeratschiefer, Arkose

Diese Typen gehen ohne scharfe Grenze ineinander und in Schieferlagen über. Ihr Auftreten innerhalb der graphitischen Schiefer folgt keiner bestimmten Regel: rascher Sedimentationswechsel, unregelmäßige Transportverhältnisse. Charakteristisch ist sehr hoher Quarzgehalt und graphitische Beimengung, wobei ersterer auf die gute Auslese des Geröllinhaltes zurückzuführen ist.

a) Konglomeratschiefer

Auf Grund der Karbonpflanzenfunde von Toulou (1877), Mohr (1933) und Glaessner (1935) zählt Cornelius (1952) die klastischen Einlagerungen samt den graphitischen Schiefen dem Oberkarbon zu. Dabei ist aber zu bedenken, daß in diesen zum Teil terrestrischen Ablagerungen marine Kalke, die fossilmäßig als unterkarbonisch erwiesen wurden, als Schichtglieder eingeschaltet sind.

Das Gestein ist massig fest. Es sind gut gerundete, aber schlecht klassierte Quarz-, gelegentlich Lyditgerölle (0—7 cm) in einer quarzreichen phyllitischen Grundmasse eingebettet. Das Bindemittel besteht aus feinkörnigem Quarz und aus tonig-graphitischer Masse, die feine Serizitschuppen enthält. Die Korngröße wechselt stark quer zur Schieferung. Die einzelnen Quarzgerölle sind länglich gestaltet oder ganz ausgewalzt. Stellenweise sind Konglomeratlagen fast vollständig quarzitisiert, in denen nur Relikte eines Konglomeratgefüges erhalten geblieben sind.

Morphologisch bildet das Gestein durch seine Widerstandsfähigkeit oft aus der Oberfläche herausragende Härtlinge oder kleine Felsinseln, die ich im Streichen nur auf kurze Strecke verfolgen konnte. In der starken Mächtigkeitsschwankung (Auskeilung) kommt hauptsächlich die Konglomeratnatur des Gesteins zur Geltung, aber dabei könnten tektonische Reduzierungen auch eine Bedeutung haben.

b) Arkose kommt am Südgehänge des Laintales mit quarzreichen graphitischen Schiefen vor. Diese sind auf der Kartenskizze von Hauser (1938) gleichfalls ausgeschieden worden.

Das Gestein ist hell, rostbraun, massig, körnig, leicht geschiefert. Auf der „s“-Fläche sind feine Serizite zu sehen. Die fein- und mittelkörnigen Quarz- und Feldspatkörner liegen in einem quarzreichen, in diesem Falle karbonathältigen Bindemittel. Die lokale Ausdehnung ist aus Lesestücken nicht direkt feststellbar, doch kann es sich nur um schmale Einlagerungen handeln.

3. Kalke und Dolomite

Zwischen den schiefrig-klastischen Sedimenten des Karbons ist es vielfach zu marinen Kalkablagerungen gekommen. Diese Stellen bzw. Horizonte bedeuten die größten Tiefen der karbonischen Ablagerungsräume. Die Vertiefung geht mit einer allmählichen Kornverfeinerung und mit langsamem Einsetzen der Kalksedimentation vor sich, wobei zunächst eine rhythmische Folge von dünnen feinsandig-tonigen und kalkigen Lagen entsteht. Nach dieser Wechselfolge kommt es örtlich zu einer bis ca. 60 m mächtigen einheitlichen Kalkbildung (H o h e n b u r g 1382 m).

Die mit Kalken verbundenen grobkristallinen D o l o m i t e sind stets in der Nähe der Magnesitvorkommen zu finden; ihre Entstehung steht offensichtlich mit der Magnesitführung des Kalkes in Zusammenhang. Diese Frage wird in einem folgenden Kapitel bei der Besprechung der Magnesitlagerstätten erörtert werden.

a) K a r b o n k a l k. Dunkelgrau bis blaugrau, feinkristallin; im Liegenden schiefrig plattig bänderig. Zwischen den Platten ist ein feiner graphitischer Überzug, gelegentlich mit Serizitschüppchen, vorhanden. Die Dunkelfärbung des Kalkes stammt auch von feinverteilten bituminösen Substanzen.

Vom Liegenden gegen das Hangende wird der Kalk heller, (reiner) massiger, die Bänderung scheint in eine Bankung überzugehen.

Außer spärlichen Crinoiden-, Korallen- und Spongienresten wurden in den Kalken keine bestimmaren Fossilien gefunden. Die „schönsten“ Crinoiden konnte ich aus einer Kalkscholle SE vom K i r c h k o g e l herauspräparieren. Diese Reste sind aber für die stratigraphische Auswertung unbrauchbar.

Morphologisch bildet der Kalk oft steile Wände und Züge, die örtlich stark gefaltet oder zertrümmert sind.

4. Tuffitische Abkömmlinge.

Es handelt sich hier um echten Grünschiefer, Grünschiefer mit graphitischen, kalkigen Beimengungen, und um schlecht bestimmbare helle Einlagerungen in graphitischem Schiefer. Die Mächtigkeit beträgt bei jedem Typ höchstens nur einige Meter.

Bemerkenswert ist, daß Grüngesteine im Karbon der Grauwackenzone außer einigen Stellen (H a m m e r, 1924) keine allgemeine Verbreitung besitzen.

Gr ü n s c h i e f e r (Rosemariestollen in O b e r t a l):

Grasgrün bis schmutziggrün, massig, nur leicht geschiefert. Makroskopisch ist Epidot, Karbonat, Quarz und Pyrit zu unterscheiden. Das Gestein kommt als schmale Einlagerung an der Kalk-Magnesit-Grenze vor und bildet eine scharfe Trennungslinie zwischen den beiden Formationen. Diese plastische Grenzschicht ist örtlich stark durchbewegt, der Grünschiefer ist oft ganz ausgequetscht, an Bewegungsflächen pyritisiert. Der Kalk wird am Grünschieferkontakt zellig, dolomitisiert; über dem Grünschiefer schließt glasig feinkristalliner Magnesit an.

Über die Bedeutung des Vorhandenseins und der genaueren Position der Grünschiefer im Lagerstättenbereich wird im Extra-Kapitel berichtet.

Die Grünschiefer sind typische Vertreter der ersten (epi-)metamorphen Tiefenstufe E s k o l a s (Chlorit-Epidot-Neubildungen). Es würde bedeuten, daß mindestens in diesem Bereich auch die graphitischen Schiefer epimetamorph sind. Der Unterschied gegenüber dem Grünschiefer liegt nur in der Qualität des Ausgangsmaterials. Auf die im Karbon herrschende Epi-Metamorphose wies auch C o r n e l i u s (1952) hin.

D. Serie der Grauwackenschiefer

Diese über dem Karbon liegende Gesteinsfolge (Phyllite, Grünschiefer, Grauwackenschiefer, höhere metamorphe Gesteine einschließlich der Porphyroide) bildet großtektonisch die obere Einheit der nördlichen Grauwackenzone („Norische Decke“).

Innerhalb dieser Serie sind an tektonischen Linien Gesteine des Karbons und Schichten von diaphthoritischem Altkristallin eingeschuppt.

Um eine brauchbare Arbeitsgrundlage zu besitzen, war es notwendig, innerhalb dieser Serie für das kartierte Gebiet eine zutreffende Gliederung aufzustellen. Es wurde versucht, Gesteine unter einem ihrem Charakter entsprechenden Namen zusammenzufassen und den Begriff „Grauwackenschiefer“ möglichst nur an der petrographisch richtigen Stelle zu verwenden.

„A“ Gruppe der Phyllite und Grünschiefer

1. Phyllite und Quarzitschiefer. Diese Gesteinsgemeinschaft ist am besten durch ihren Quarzreichtum und große Verbreitung charakterisiert. Unter ihnen sind auch dem Grauwackenschiefer ähnliche Glieder zu finden.

a) Grünlich-silbrig glänzender feingefalteter Phyllit mit schuppig-fleckigem Serizit auf den „s“-Flächen. Die Hauptmasse besteht aus feinem, quarzreichem Material. Quarzadern und Quarzlinzen sind häufig. Das Gestein bildet mit Grünschiefern und mit Quarzitschiefern deutliche Übergänge.

b) Quarzitschiefer. Grau bis leicht grünlichgrau, feinkörnig plattig gut geschiefert; feinschuppiger Serizit auf den „s“-Flächen verleiht dem Gestein einen feinen silbrigen Glanz. Eine leichte sekundäre Schrägschichtung ist im Querschliff ausgeprägt (Druckschieferung).

Mikroskopische Bestandteile: Quarz, Feldspat (ziemlich viel), Karbonat, Serizit, Turmalin, Rutil und Opake.

Das Gefüge ist lepidoblastisch.

Dieser Quarzitschiefer ist petrographisch mit den in der Gruppe „B“ folgenden „Grauwackenschiefern“ vergleichbar.

Mit diesem Quarzitschiefer zusammen findet man auch klastische und stark serizitische Einlagerungen, die immer wieder im selben Horizont auftreten.

Es handelt sich um grünlich-graue knotige Phyllite, die hauptsächlich gerundete, aber auch eckige, oft ausgewalzte Quarzgerölle führen.

Die Korngröße zeigt große Schwankungen (0—40 mm). Das Gestein wurde in einer maximalen Mächtigkeit von ca. 7 m im Graben zum Tiefenbacher angetroffen, konnte aber im Streichen nicht verfolgt werden.

Lagerungsmäßig könnte man diese klastischen Einlagerungen mit Cornelius' „Silbersberg-Konglomerat“ vergleichen.

Serizitreiche Schieferlage in den Quarzitschiefern: Es sind auffallend serizitische, hellglänzende, plattig-blättrig zerfallende Schieferpartien, die stellenweise mürb zerbröselnde Quarzblöcke enthalten. Diese Erscheinung läßt darauf schließen, daß es sich hier um eine tektonisch aufgearbeitete feldspatreiche Schichte, eventuell um eine Porphyroideinschaltung handelt, wobei die alte Struktur und der Mineralbestand gänzlich umgestaltet wurden.

2. Grünschiefer

Sie sind durch charakteristische Farbe und Gesteins-Habitus von den phyllitischen und quarzitischen Gliedern leicht unterscheidbar. Sie bilden Züge von wechselnder Mächtigkeit und, abgesehen von einigen Ausnahmen, sind sie niveaubeständig.

a) Epidot-Grünschiefer. Sie sind durch ihren hohen Epidotgehalt ausgezeichnet. Ein charakteristischer Typ ist im Obertal hinter der Talkumrutsche aufgeschlossen.

Das Gestein ist hellgrün bis schmutziggrün, plattig-schiefrig. An massigen Stellen ist eine Art von Injizierfaltung zu sehen, die von der Schieferung umgeprägt wurde. Diese feingefalteten Lagen zeigen einen besonders hohen Quarzgehalt und eine starke Anreicherung an Epidot. Fein verteiltes Karbonat ist im ganzen Gestein vorhanden.

Mikroskopische Bestandteile: Quarz, Chlorit (Klinochlor), Epidot, Karbonat, Feldspat und Opake (Pyrit).

Das Gefüge ist lepidoblastisch bis granoblastisch.

Genetisch kann man die Grüngesteine als sedimentäre epimetamorphe Tuffe ansehen, die mit einem submarinen Vulkanismus im Zusammenhang stehen könnten.

b) Interessante Mineralbildungen im Grünschiefer. In einer schiefrig-massigen, dunkelgrünen, feinkörnigen Quarz-Chlorit-Masse sind bis cm-große blaßgrüne, tafelige oder leistenförmige Epidote, selten idiomorphe Albite und rhomboederförmige Dolomite porphyroblastisch eingebettet. Chlorit wurde auch als Spaltenfüllung in Epidot gefunden (jünger als der Epidot).

Diese vielfach durch Autometasomatose entstandene Mineralisation entspricht einem SiO_2 -gesättigten Gestein in der Grünschiefer-Fazies Eskolas, wobei das Wachstum der Neubildungen beachtenswert ist. Solche linsige bis lagige Ausbildungen sind im quarzreichen chloritischen Schiefer beobachtet worden (SW Niederdorf).

Eine ähnliche Gesteinsausbildung, die mit „Epidositen“ (Cornelius, 1952) vergleichbar ist, wurde im Obertal (NE-Hang) gefunden. In diesem Falle enthält das Gestein eine spärliche Eisenvererzung. Das Erz ist Magnetit, der an den Rändern in Hämatit (Eisenglimmer) übergeht.

Die Erzkörner sind von feinschuppigem blauem Chlorit, Quarz und körnigem Epidot umgeben. Die Natur der Vererzung läßt darauf schließen, daß das Eisen nicht durch zugeführte Lösungen, sondern durch Zersetzung oder Umsetzung eisenreicher Mineralien (Chlorite, Epidote eventuell Hornblendend) freigeworden ist und in oxydischer Form ausgeschieden wurde.

c) Grünschiefer mit idioblastischen Dolomiteinsprenglingen.

Dieser Typ kommt im Hangenden des Karbons vor, direkt mit den graphitischen Schiefem verfaltet, und ist an der Tallinie des östlichen Laintales unterhalb Ganser aufgeschlossen.

Das Gestein ist dunkelgrün bis schmutziggrün, plattig, gut geschiefert. In der Schieferung liegen kleine 0—5 mm große, gut begrenzte helle Dolomitekriställchen im Abstand von 0,5—2 cm. Außerdem konnte Quarz, Chlorit und Kalzit festgestellt werden.

3. Zwischenlagerungen von Porphyroid.

Das Auftreten dieses Ergußgesteins ist ausschließlich lokalbeschränkt (SW von Niederdorf). Diese Gesteine zeigen petrographische Ähnlichkeit mit der großen Porphyroid-Masse (Blasseneck-Porphyroid), doch sind sie frischer, in diesem Fall weniger metamorph.

a) Der Normaltyp. Dieser ist dem von Cornelius (1952) beschriebenen „Albitporphyroid“ ähnlich.

Das Gestein ist gut geschiefert, fein bis grobkörnig. In einem grünen Chlorit-Feinkornquarzgefüge sind hellrosa Feldspate (Albit) und glasig fettglänzende Quarzkörner eingebettet. Die Korngröße der einzelnen Feldspate und Quarzporphyroblasten kann cm-Größe erreichen. Neben den rundlichen bis ausgewalzten Quarzen bilden die Feldspate gut begrenzte kantige Körner. Das Gestein zeigt zum Grünschiefer deutliche Übergänge.

Die allmähliche Kornverfeinerung und der Übergang vom Porphyroid in den Grünschiefer (chloritreich) ist im Dünnschliff deutlich zu beobachten. Die Gefügemerkmale, der Mineralbestand und die sonstigen Erscheinungsformen lassen den Schluß zu, daß es sich hier um ein echtes saures Ergußgestein handelt, das mit seinem Tuff epizonal metamorphisiert wurde.

Trotz der geringen Mächtigkeit ist dieser Fund für die genetische Erklärung der Grünsteine von großer Bedeutung. Solche erststufige Grünsteine sind von jenen Grünschiefern, die in Verbindung mit Marmoren und mit diaphthoritischem Altkristallin vorkommen, zu trennen, da die letzteren vielfach als Diaphthorite erkannt wurden (Metz 1937).

Karbonschuppen

Es wurde schon erwähnt, daß in der Serie der Grauwackenschiefer an tektonischen Linien Gesteine auftreten, die am ehesten dem Karbon entsprechen.

Diese Schuppenzone wählte ich als obere Grenze der Phyllite und Grünschiefer (Gruppe: „A“).

Das Auftreten von Karbonschichten in dieser Einheit konnte ich nur tektonisch erklären. Die Einschaltung von polymikten geröllführenden Phylliten zeigt wohl eine gewisse fazielle Abweichung gegenüber der vorhin charakterisierten „Karbonserie“, aber nach der Beschreibung von O. H o m a n n (1955) und K. M e t z (1953) sind polymikte Konglomerate gleicher Art auch in gesicherten Karbonvorkommen vorhanden.

Die starke Mächtigkeitsschwankung dieser Schuppen kann auch primär sein, aber zum größten Teil ist sie tektonisch zu erklären.

Neben besonders schlechten Aufschlußverhältnissen habe ich die folgende Schichtreihe als karbonisch notiert:

(Im Liegenden: feinkörnige Quarzitschiefer des Altpaläozoikums)

- a) graphitische Schiefer
- b) Kalke

c) geröllführender Phyllit (von eigenartigem Gesteinshabitus)

(Im Hangenden: Phyllite, die nach oben in hochmetamorphe Schiefer übergehen)

Der ganze Komplex (a, b, c) fällt mittelsteil nach NW ein. Die Gesamtmächtigkeit der Schichtfolge beträgt höchstens 30 m (S o b e r d o r f).

a) Die graphitischen Schiefer sind petrographisch mit den in der Karbon-Serie beschriebenen graphitreichen Typen identisch.

b) Der Kalk ist ebenfalls vergleichbar mit den übrigen bändrigen und massigen Karbonkalcken.

c) Die geröllführenden Phyllite.

Die Kalke (b) werden gegen das Hangende plattig, schiefrig, phyllitisch. Diese so entstandenen Kalkphyllite beginnen an der Basis zunächst mit feinen, dann mit immer größeren bis kopfgroßen Geröllen. Ein sedimentärer Übergang ist zwischen massigem Kalk, Kalkphyllit und Konglomerat deutlich zu beobachten.

Dem Bindemittel nach sind zwei Haupttypen, von verschiedenen Lokalitäten, zu unterscheiden:

- (1) Geröllführender Kalkphyllit
- (2) Geröllführender kalkig-graphitischer Phyllit.

(1) Die zum Teil länglich gestalteten und örtlich in der Schieferung flach gepreßten Gerölle (0—25 cm Durchm.) liegen in lockerer Packung in einer kalkhaltigen, phyllitischen Matrix (Kalkphyllit).

Das Gestein ist ziemlich kalkreich, auch die einzelnen Gerölle sind in Klüften und Rissen mit Kalzit imprägniert worden.

(2) Besteht aus kleineren Geröllen (0—6 cm Durchm.) und das Bindemittel ist gegenüber Typ (1) tonig, graphitreicher.

Der Geröllbestand von (1 und 2) setzt sich aus Quarz-, Quarzit-, Aplit- (Granit? Granitgneis?) Komponenten zusammen (Polymiktes Konglomerat).

Die Rundung ist neben der unterschiedlichen Korngröße überraschend gut. Aus dieser Erscheinung kann man auf besondere Transport- und Sedimentationsverhältnisse schließen (Transgression?).

Die Mächtigkeit dieser Konglomeratschicht beträgt höchstens 6—8 m (S von Oberdorf), örtlich nur 1—3 m (Kaintalgraben).

Ähnliche Gesteine fand K. Metz bei Sunkbrücke und im Kalkbachgraben bei Bruck. K. Metz behauptet, daß die normalen Konglomerate des Karbons reine Quarzkonglomerate monomikter Restschotter darstellen, während diese extrem grob polymikten Typen als unmittelbare Transgressions-Konglomerate aufzufassen sind.

Das gleichartige Konglomerat ist aus dem Kaltbachgraben von O. Homann wiedergefunden und beschrieben worden. Auch er zählte dieses Gestein dem Karbon zu, aber die ungewöhnliche Geröllführung bezeichnete er für das Karbon als untypisch. Das Konglomerat im Kaltbachgraben liegt nach Homann unmittelbar unterhalb der norischen Einheit und bildet das höchste Schichtglied der Karbonserie.

Es würde bedeuten, wie auch Metz vermutet, daß das Unterkarbon eine transgressive Lagerung über Phylliten älterer Schieferserien bildet.

Nachdem im Oberdorfer Bereich diese als Karbon bezeichneten Konglomerate lagerungsmäßig auf den später abgelagerten Kalken und unter dem Älteren (altpaläozoische Phyllite) liegen, steht man zumindest an dieser Stelle einer verkehrten Serie gegenüber.

Es sei hier noch erwähnt, daß an einer Stelle im Bereich der „Karbon-schuppen“ (im Graben SE von Tiefenbacher) neben Kalken und graphitischen Schiefen bräunlich verwitterte magnesitische Blöcke gefunden wurden. Der Fund ist deswegen sehr interessant, weil diese Stelle in der Fallrichtung der Oberdorfer Magnesitlagerstätte liegt. (Diese Frage wird im Lagerstätten-Kapitel näher erläutert.)

Die obere Grenze der Karbonschuppen ist durch phyllitische Gesteine gegeben, die gegen das Hangende in höhere metamorphe Schiefer übergehen zu scheinen.

Diaphthoritisches Altkristallin

Über den oben beschriebenen geröllführenden (Konglomerat-) Phylliten des Karbons folgen massigere Phyllite und plattige gefeldspatete Schiefer, die nach einer annehmbaren Störung von „Altkristallin“ überlagert werden.

Über das Vorkommen und den Gesteinsbestand solcher altkristalliner Gesteine an den Ost- und Westhängen des Kaintales und am Kaintaleck (1391 m) berichtete L. Hauser (1938) und nahm für diese Gesteine nur eine lokale Verbreitung am Westende des Kletschachzuges an.

J. Stiny (1930) bemerkte, daß die „kristallinen Inseln“ des Kaintalecks, mit Gneisen und Amphiboliten, nicht lokal beschränkt sind, da er sie am J. H. im Obertalgraben wiederfand.

Während der Neubearbeitung stellte es sich heraus, daß solche altkristalline Gesteine, mit vielen Lücken, (im kartierten Gebiet) vom Kaintal bis Oberdorf a. d. Laming durchziehen. Auch im weiteren Verlauf der Grauwackenzone in östlicher Richtung besitzen sie beachtliche Verbreitung. Über diese Altkristallinschollen erfolgte eine Detailbearbeitung von H. P. Cornelius (1941).

In meinem Arbeitsgebiet konnte ich innerhalb der altkristallinen Gesteine folgende Schichtglieder beobachten:

- Unten: a) höhere metamorphe Gesteine (gefeldspatete Schiefer, Granat — Muskowit — Feldspat — und Turmalin-führende Schiefer).
b) Glimmerschiefer (Granatglimmerschiefer, Granatquarzit).
c) Amphibolite (z. T. granatführend) mit Apliten und Marmoren. Serpentine sind N D r i t t e s d o r f bekannt, H a u s e r, 1938.)

Hangendschichten: Phyllite, phyllitische Grünschiefer, hornblende-führende Grünschiefer, Grünschiefer mit Marmoren.

a) H ö h e r e m e t a m o r p h e G e s t e i n e. In diese Gruppe gehören plattigschiefrige Gesteine, deren Mineralbestand durch die Metamorphose den phyllitischen überschreitet, aber deren Gesteinshabitus noch vielfach an Phyllite erinnert.

1. Gefeldspatete Schiefer. Dunkelgrau feinkörnig, schiefrig, plattig mit hellen rundlichen Quarz- und Feldspat-Augen. Die Mächtigkeit dieser Schichten beträgt höchstens 10 m. Nachdem dieses Gestein wegen einer Störungszone keine unmittelbare Verbindung zu dem Altkristallin darstellt, ist anzunehmen, daß es sich hier an der Überschiebungsbasis („Norische Linie“) um ein metamorphes „Grauwackenelement“ handelt.

2. Muskowitschiefer. Das Gestein ist grau bis blaßrosa, plattig schiefrig. In einem feinkörnigen Quarz-Glimmer (Mu)-Gewebe sind Granate (Almandin), Feldspat-Augen, gelegentlich kataklastische, säulige Turmaline eingebettet.

b) G l i m m e r s c h i e f e r (z. T. granatführend). Ihre weiteste Verbreitung liegt am Südwestende des kartierten Gebietes, wo sie mit Amphiboliten zusammen angetroffen werden.

Das Gestein ist hellgrau-grünlich, örtlich mit rostiger Verwitterungsfarbe. Die wohl ausgebildeten 0 — 6 mm großen Granate (Almandin) liegen in einem Quarz-Glimmer-Schiefergewebe eingeschlossen.

Ursprünglich handelt es sich hier wahrscheinlich um eine tonig-sandige Ablagerung, welche epi- bis mesozonal metamorphisiert wurde. Die Mineralneubildungen (chloritisierte Granate) deuten auf eine erst-stufige Diaphthorese hin.

c) A m p h i b o l i t e. Sie bilden die meist charakteristischen Bestandteile dieser Gesteinsgruppe. Über ihre Petrographie und genetische Beziehungen hat L. H a u s e r (1939) berichtet.

1. N o r m a l t y p. Das Gestein ist meist dunkel schmutzgrün, fein- bis grobkörnig, massig; ist örtlich mit aplitischen und Marmorlagen verbunden. Als allgemeine Charakteristik gegenüber den Amphiboliten des Kletschachkristallins ist Feldspatarmut zu erwähnen.

2. G r a n a t a m p h i b o l i t. Dieser Typ wurde von L. H a u s e r genau studiert und beschrieben.

Das Gestein ist grobkörnig, massig-schwer. In einer hell- bis schmutziggrünen Masse aus Hornblende sind rötlich fettglänzende Granate (0—5 mm) eingebettet. Das Gefüge des Gesteins erinnert vielfach an Eklogit.

Die Granatkörner sind von einem weißgrauen kreisförmigen Hof umgeben. Durch die Schieferung wurden diese Höfe zunächst oval und durch stärkere Schieferung zu feinen grauweißen Lagen gepreßt, wobei die Granaten verschwinden. Die so entstandenen feinen Streifen sehen wie schmale Aplitlegen aus.

Die Granatamphibolite sind aus dem SW-Bereich des Gebietes bekannt, aber auch als Lesestücke E des J. H. im Obertalgraben beobachtet worden.

Mikroskopische Beschreibung. (Schliff Nr. 2)

Hornblende: Farblos blaßgelb bis hellgrün pleochroitisch, stark kataklastisch; hat nur gelegentlich typische Umrisse.

Granat: Bildet große zerklüftete porphyroblastische Einzelkörner; an den Rändern stark chloritisiert; Einschlüsse: Quarz, Chlorit, Epidot und Erz. Die Höfe um den Granat bestehen aus feinkörnigem Feldspat, Quarz und Klinozoisit.

Feldspat: (Plagioklas) porphyroklastisch; stark gefüllt bis ganz zersetzt, wobei Zwillingsstreifung nur schwach erkennbar ist.

Quarz: Undulös, xenomorph; feinkörnig; nur wenig vorhanden.

Chlorit: (Pennin). Als sekundäre Bildung um den Granat und auch in Form von Lepidoblasten in der Grundmasse vorhanden.

Titanit: Ziemlich häufig.

Ilmenit: Oft mit Leukoxenrinden.

Bemerkung zum Schliff: Das Gefüge ist porphyroblastisch; in der Grundmasse sind feine filzartige Hornblende-Plagioklasverwachsungen (Symplektite) vorhanden. Die Hornblende-, Feldspat-, Klinozoisit- und Chloritverwachsungen sind sekundäre Rekristallisationserscheinungen (Diaphthorese).

Petrographisch faßt Hauser (1939) die Amphibolite als metamorphes Abbild einer basischen Differentiationsreihe auf, wobei sich die Serpentine als Endglieder anschließen. Als Ausgangsgestein für die Amphibolite käme nach Hauser ein Gabbro oder ein Peridotit in Frage.

Für diese Auffassung sprechen die Serpentine (bei Drittesdorf), aber die durchwegs beobachtbare Verknüpfung von Amphibolit, Marmor und gelegentlich Granatquarzit deutet auf eine hoch metamorphe Sedimentserie, welche später diaphthoritisiert wurde.

Die in den Hangendschichten der Altkristallinschollen auftretenden Grünschiefer werden möglicherweise, wie auch K. Metz (1937) betont, nicht als epi-metamorphe Gesteine, sondern vielfach als Diaphthorite betrachtet.

Die petrogenetische Beziehung und tektonische Stellung der Altkristallinschollen:

Eine nächst gelegene Parallelisierung wäre mit dem Kristallin des Troiseck-Kletschachzuges möglich. Gegen diese Gesteinsverwandschaft nahm K. Metz (1937) Stellung und wies gleichzeitig gegenüber dem Troiseck-Kletschachkristallin auf den Marmorreichtum der Altkristallinschollen hin. Er sieht die Altkristallinschollen als Reste einer alten Schieferhülle an, die von ihrem Kern abgerissen wurde; nach Metz wäre eine Parallelisierung mit der Brettsteinserie möglich.

L. Hauser (1939) nimmt an, daß die Altkristallinschollen im Bereich Kaintaleck (1391 m) direkt von dem W-Ende des Kletschachkogels abgerissen und in die Phyllite eingeklemmt wurden. Andererseits zieht er petrographische Vergleiche bezüglich der Granatamphibolite am Kaintaleck mit den bei Donawitz vorkommenden Amphibolit-typen. H. P. Cornelius (1941) versuchte auch einen Vergleich zu dem Troiseck-Floning-Kristallin zu finden, stellte aber fest, daß die Verwandschaft nicht sehr groß ist. Doch behauptete er, daß diese kristallinen Gesteine „auf alle Fälle einem typischen ostalpinen Altkristallin, mittlerer Tiefenstufen entspreche“ (Albit — Epidot — Amphibolit — Fazies).

O. Homann (1955) betrachtete die Altkristallinschollen ähnlich wie Hauser als abgerissene Schollen von dem Kletschach-Troiseckzug.

Aus dem engeren Kartierungsbereich kann man behaupten, daß die Amphibolite (die charakteristischen Glieder des Altkristallins) mit den Kletschach-Amphiboliten nicht ganz identisch sind.

Amphibolit

I. „Altkristallinschollen“:	II. „Kletschachkristallin“:
feldspatarm	feldspatreich
z. T. granatführend	granatlos
Marmoreinlagerungen	keine Marmore
	(am Kletschachkogel)
z. T. mit Karinthin-Amphibolit	gemeine Hornblende

Die Unterschiede der Amphibolite liegen nicht nur in den Mineralbestandteilen, sondern auch in der makroskopischen Beschaffenheit beider Typen.

Die übrigen Schichtglieder des Altkristallins zeigen hauptsächlich in ihrer Erscheinungsform (Gesteinshabitus) zu dem Kletschachkristallin ansehnliche Unterschiede.

L. Hauser (1939) wies in seiner Parallelisierung neben den mineralogischen Unterschieden auf das Fehlen von Graniten und Granodioriten in den „Altkristallinschollen“ und umgekehrt auf den Mangel von Glimmerschiefern, Marmoren, Sepentin im Kletschachkristallin hin.

Es ist noch sehr wichtig zu bemerken, daß das Kletschachkristallin in seinem Hangenden fast durchwegs von der „Rannachserie“ bzw. von Trias-Resten begleitet wird. Diese Erscheinung konnte im Zusammenhang der Altkristallinschollen nirgends beobachtet werden.

Auf Grund dieser Beobachtungen möchte ich es für wahrscheinlich halten, wie auch K. Metz (1937) betont, daß die betreffenden Gesteine entlang einer Großüberschiebung („Norische Linie“) von dem kri-

stallinen Untergrund abgerissen und in die Grauwackenzone eingeschuppt wurden. Eine unmittelbare Verwandtschaft zum Kletschachkristallin konnte in diesem Bereich nicht nachgewiesen werden.

„B“ Gruppe der feinschichtigen „Grauwackenschiefer“ und Porphyroide.

In diesem Teil der Besprechungen werden die Gesteine der tektonisch höchsten Einheit meines Arbeitsgebietes zusammengefaßt.

Es soll an dieser Stelle darauf hingewiesen werden, daß Gesteine, die hier unter „Grauwackenschiefer“ beschrieben werden, sedimentpetrographisch keine „echten“ Grauwacken darstellen. Doch ist es richtig, aus Traditionsgründen bei der alten Bezeichnung weiterhin zu bleiben, da diese von Hammer (1924) als stratigraphischer Begriff verwendet wurde.

Die Gruppe „B“ beginnt über den Hangendschichten des Altkristallins (Phyllite, Grünschiefer) mit dem Auftreten des charakteristischen feinschichtigen „Grauwackenschiefers“ (sekundäre Schrägschichtung, scheinbare Bänderung).

1. „Die feinschichtigen Grauwackenschiefer“ (Hammer 1924)

Diese Gesteine sind farbmäßig sehr unterschiedlich, (dunkelgrau bis schwarzgrau, hellbraun-rostig) feinkörnig, gut geschiefert oder plattig, z. T. phyllitische Gesteine. Auf den „s“-Flächen ist eine deutliche Lineation in einer, aber oft in zwei Richtungen ausgebildet. Die massigeren Typen zeigen häufig eine tektonische Schrägschichtung, welche oft die Primärschieferung überprägt und eine Bänderung vortäuscht (mechanische Beanspruchung). Auf diese Erscheinung im Bereich der Grauwackenschiefer wies L. Hauser (1939) bereits hin.

Unter den makroskopischen Mineralbestandteilen sind Quarz, Serizit und leicht verwitterte Feldspate zu unterscheiden. Der Quarz tritt auch in Gängen und Lagen auf. Eine effektive Zunahme an Quarzgängen ist in der Nähe der Grenze des Grauwackenschiefer-Porphyroides festzustellen. In diesem Bereich sind stellenweise im Quarz Feldspatstreuungen und Chloritnester mit Feldspat- und Quarz-Einsprenglingen vorhanden. Auch ankeritische Quarzgänge sind verbreitet.

Als mikroskopische Bestandteile dieses Gesteins sind Quarz, Feldspat (keine Neubildung!), Serizit, Chlorit, Turmalin, Titanit und ziemlich viele Opake zu erwähnen.

Das Gefüge ist lepidoblastisch; serizitreiche (feinkörnige) und serizitarme (grobkörnige) Lagen stehen miteinander in Wechsellagerung.

Genetisch entspricht das Gestein einem tektonisierten, leicht metamorphen feinsandigen Sediment.

2. Die Porphyroide

Über vereinzelte Porphyroid-Einschaltungen wurde innerhalb der Gruppe „A“ (Phyllite und Grünschiefer) berichtet (S. 19, die aber mit den hier zur Erörterung kommenden Porphyroiden nicht zu verwechseln sind.

In weiterem handelt es sich um die große, vom Alpen-Ost-
rande bis Tirol selten aussetzende Porphyroidmasse („Blasseneck-
Porphyroide“). Diese Gesteine besitzen in meinem Kartierungsbereich
nur örtliche Verbreitung und bilden profilmäßig über den Grauwacken-
schiefern das höchste Schichtglied.

Eine allgemeine Charakteristik ist für diese Gesteinsgruppe neben
einer mehr oder minder ausgeprägten Schieferung das Vorhandensein
von Feldspat und Quarzporphyroblasten.

Die in der schiefrigen Grundmasse auftretenden Einsprenglinge
durchdringen die „s“-Flächen. Der Gesamtfarbeneindruck ist graugrün,
schmutzigrün, fleckig, rostig. Spuren einer mechanischen Beanspruchung
(Durchbewegung, Kataklyse, Scherklüfte) sind praktisch überall vorhan-
den. Die makroskopischen Hauptbestandteile sind Quarz, Feld-
spat, Serizit und Chlorit.

Die Art der Genese und die Altersfrage des Porphyroids ist noch
nicht ganz geklärt.

Gegen eine Intrusion (Haberfellner, 1935) spricht nach H. P.
Cornelius (1953) die porphyrische Struktur und das Vorhandensein
von tuffverdächtigem Porphyroid, die alle als Kennzeichen effusiver
Natur vorliegen.

Cornelius hält es am allerwahrscheinlichsten, daß in dem Blassen-
eck-Porphyroid große Deckenergüsse saurer Magmas vorliegen (Quarz-
porphyre), die nachträglich ohne bedeutende Stoffveränderung eine epi-
zonale „Orometamorphose“ erlitten haben.

Das Problem des geologischen Alters des Porphyroids wurde von ver-
schiedenen Forschern verschieden gedeutet.

Wegen häufiger Überlagerung von Werfener- bzw. Präbichl-Schichten
ergäbe sich nach Redlich (1908) ein permisches Alter. Für tieferes
Untersilur oder Kambrium spricht die Auflagerung des Caradoc
auf dem Porphyroid bei Eisenerz. Nach Cornelius (1953) scheint
die letzte Möglichkeit die wahrscheinlichste zu sein; oder aber sind die
Porphyroide nicht einheitlichen Alters, was wegen der vollständigen
„petrographischen Gleichheit“ fast ausgeschlossen sei (Cornelius).

E. Gesteine fraglicher Stellung

1. Chloritoid-Schiefer. Das hell- bis bleigraue glänzende,
plattig schiefrige Gestein tritt SE Engel am Waldrand zwischen
graphitischen Schiefern (Karbon) und mesozoischen Gesteinen auf.

Im Handstück sieht man auf den „s“-Flächen eine feine Lination
und 0—3 mm große verstreute Knötchen aus Chloritoid. Die
Chloritoidführung tritt lagenweise auf; in den knotenfreien Schichten
sind feine rostige Punkte, die wahrscheinlich einem ausgewitterten
Chloritoid entsprechen. Mikroskopisch sind Quarz, Serizit, Chloritoid
und Opake zu unterscheiden.

Das Gefüge ist porphyroblastisch. Die Grundmasse besteht aus fein-
körnigem Quarz und Glimmer (Se + Mu?), in der die neugebildeten
idioblastischen Chloritoide eingeschlossen sind. In genetischer Hinsicht
stellt das Gestein einen epimetamorphen Schiefer dar (Eskola).

Wegen ungünstiger Aufschlußverhältnisse konnte eine richtige stratigraphische Zuordnung nicht erfolgen; umso mehr, als an der Basis des Karbons im Streichen keine chloritoidführenden Schiefer, die eindeutig dem Karbon oder der Rannachserie angehörten, beobachtet werden konnten.

Von L. Hauser (1939) sind Chloritoidschiefer aus dem Karbon beschrieben worden, aber die Lagerungsverhältnisse sind aus der Beschreibung nicht zu entnehmen. Aus der Gegend von Veitsch-Neuberg werden von H. P. Cornelius (1953) Chloritoidschiefer erwähnt, ohne jedoch auf die Zugehörigkeit des Gesteins hinzuweisen.

2. Serizitquarzitschiefer

Das Gestein kommt in ähnlicher Position wie die Chloritoidschiefer (zwischen Trias und Karbon) vor, ist im Streichen entlang der Triasschuppen anzutreffen. Die mächtigste Ausbildung (50—70 m) wurde im Guggnitzer Graben angetroffen. Während die Quarzitschiefer der Triasschuppen normalerweise zwischen Kristallin und Kalk bzw. Dolomitresten auftreten, liegen diese Gesteine profilmäßig über dieser Serie, unterhalb des Karbons (Taf. 5, Fig. 5, 6).

Das Gestein ist grünlich, bräunlich, örtlich rostig verwittert, fein geschiefert. Makroskopisch ist Quarz und Serizit festzustellen. Im Handstück sind stellenweise kleine dunkle Pünktchen auf den „s“-Flächen vorhanden.

Dieser feinschichtige Serizit-Quarzitschiefer ist auf Grund der Lagerungsverhältnisse und der Gesteinsbeschaffenheit mit den von Cornelius (1953) beschriebenen „Tattermannschiefern“ vergleichbar. (Cornelius rechnete diese Schiefer dem Oberostalpin zu.)

Nach den Lagerungsverhältnissen wäre es durchaus möglich, daß diese Schiefer ein tieferes Glied der zentralalpinen Triasschichtfolge bilden, in dem die erwähnten Chloritoidschiefer als Seltenheit auftreten (Die ungewöhnliche Lagerung ist tektonisch bedingt).

A. Tollmann (1957) erwähnt die „Tattermannschiefer“ in der Oberskyth-Semmeringschichtfolge, ohne bestimmte Stellungnahme bezüglich der effektiven Alterseinstufung.

F. Die jüngsten geologischen Bildungen

1. Verfestigte Flußablagerung (Terrassenschotter)

Diese Gesteine sind während günstiger Transportverhältnisse (im Quartär) im Lamingtal abgelagert und später erodiert, oder von Gehängeschutt zugedeckt worden.

Das Gestein ist klastisch-konglomeratartig waagrecht geschichtet. Als Komponenten sind Porphyroidschiefer, Quarzitschiefer, Quarz, Quarzit, wahrscheinlich Werfener Schiefer und Kalkgerölle zu verzeichnen, die mit einem kalkigen Bindemittel verkittet sind. Auf Grund des Geröllinhaltes stammt das Material z. T. von den Kalkalpen des Hochschwabzuges und von den Seitengehängen des Lamingtales.

2. Schuttmassen und Schwemmkörper

Die mächtigsten Schuttmassen konnten innerhalb der Karbonserie beobachtet werden. Da diese großen Schuttanhäufungen nahezu im gleichen Horizont liegen (im Streichen), wird vermutet, daß die Schuttbildung an einer Zertrümmerungszone erfolgte. Die Formung der Schuttmassen ist eine spätere Folge der Erosion.

Die größte Schuttmächtigkeit, mit typischer Schuttform, wurde an der Tulleralm beobachtet, wo die tiefste Schuttgrenze z. T. durch Schuttquellen gekennzeichnet ist.

An den Mündungen der in die Haupttäler hinunterlaufenden Gräben treten kleinere und größere Schwemmkörper auf.

3. Rezente Kalktuffbildung (Süßwasserkalk)

Am Südgehänge des Laintales sind in einem ausgedehnten Zerrüttungsbereich zahlreiche Quellenaustritte mit Oberflächenkalkausscheidungen zu finden. Das Quellenwasser scheidet einen Teil des $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ -Gehaltes durch die Verdunstung in Form von Ca CO_3 auf Nadel- und Laubblättern aus (große Oberfläche).

Nach der Verwesung der organischen Teile bleibt ein leichtes löchrig-poröses Kalkskelett (Kalktuff) zurück. Diese Erscheinung wurde auch von L. Hauser (1939) beobachtet.

Tektonik

Charakteristisch für die gesamte Grauwackenzone, aber besonders für diesen Abschnitt, ist eine enorme Umgestaltung und Auflösung des Gesteinsverbandes in Schuppen und Linsen. Die häufigsten tektonischen Erscheinungen sind in Form von zerscherten isoklinaren Falten, selten Biegefalten aller Intensitätsgrade in mikroskopischem und makroskopischem Bereich zu beobachten.

Abgesehen von einigen Querstrukturen (Metz: Treglwang-Gaishorn) wurde der variscische Innenbau des Paläozoikums alpidisch in die Einengungstektonik einbezogen und weitgehend umgestaltet. Diese junge Tektonik schuf den heutigen charakteristischen Schuppenbau der Grauwackenzone.

Warum gerade dieses Gebiet tektonisch so intensiv ergriffen wurde, ist folgendermaßen zu erklären: Die Einengungstektonik mit bedeutender Tiefenwirkung hatte, wie auch Metz 1953 betont, eine allgemeine N-Vergenz. Diese Richtung dreht sich im Mürtalgebiet nach NW, im Liesing-Paltental nach NE. In diesem Zwischenraum, der das behandelte Gebiet umfaßt, löste die Raumnot (Metz) das Hochpressen von Schollen aus (W-Ende des Kletschachkogels).

Wie sich diese Erscheinung in der Gestaltung des tektonischen Bildes in den Nachbargebieten bemerkbar macht, wird im folgenden Teil erörtert werden. Um einen großtektonischen Überblick zu gewinnen, wird die Besprechung der tektonischen Einzelheiten mit Berücksichtigung des Bauschemas der Ostalpen erfolgen.

Die tektonischen Großeinheiten sind in diesem Bereich wie folgt vertreten:

Mittelostalpin (A. Tollmann):

1. Kletschachkristallin mit den Triasschuppen.
— Diskordanz —

Oberostalpin:

2. Die untere Grauwackendecke („Veitscherdecke“) mit der Karbonserie. — „Norische Überschiebung“ —
3. Die obere Grauwackendecke („Norische Decke“) mit dem Altpaläozoikum und Porphyroiden.

Es ist noch zu erwähnen, daß der Versuch der Auflösung dieser hier vorliegenden komplizierten Tektonik ohne einer durch Fossilien gesicherten Stratigraphie ausschließlich auf Grund lithologischer Vergleiche erfolgen konnte.

1. Das Kletschachkristallin

Dieses morphologisch scharf begrenzte mesozonale Kristallin bildet die W-Fortsetzung des Troiseck-Floninzuges. Tektonisch betrachtet, gehört es mit seinen mesozoischen Gesteinsresten (im Hangenden), wie schon geschrieben, dem Unter- bzw. nach A. Tollmann (1959) dem Mittelostalpin an. Lagerungsmäßig liegt der ganze Zug vom Kletschachkogel (1458 m) über Floning (1584 m) — Troiseck (1468 m) bis zum Roßkogel (1479 m) an der Basis der steirischen Grauwackenzone.

Vom Eher, entlang des Lamingtonales (zwischen St. Kathrein und Stegg), erlitt das Kristallin in seiner Breite eine starke Reduzierung. Weiter im WSW taucht es gegen das Trofaiachbecken hin am Kreuzsattel (1194 m) plötzlich unter paläozoischen Gesteinschichten unter. Nach einem tektonischen Aufbruch durch die Karbon-schichten am S-Hang des Laintales ist das Kristallin weiter westlich nicht mehr zu finden.

Der tektonische Innenbau dieser kristallinen Masse ist sehr kompliziert und wegen der mangelhaften Aufschlüsse schwer zu studieren. Das Schichtfallen ist sehr unterschiedlich. Besonders der westlichste Flügel zeigt gegenüber der N-Seite und dem am Kamm dominierenden steil N—NW gerichteten Fallen eine SW-Fallrichtung. Die südlichen Randzonen haben ein seigeres oder steiles S-Fallen (Taf. 8, Fig. 2). Die „B“-Achsen verlaufen flach in NE—SW-Richtungen. Sie entsprechen der allgemeinen Streichrichtung der Gesteinszüge im kartierten Bereich.

Stellenweise auftretende Mylonitzonen und Zertrümmerungser-scheinungen weisen auf eine kräftige postkristalline Deformation hin. Eine am Kamm zwischen Kote (1458 m) und (1307 m) in NE—SW-Richtung durchziehende, in den kristallinen Körper tiefgreifende Störungszone bildete eine prächtige Mylonitzzone. Dies wurde auch von L. Hauser (1934) genauer studiert. Neben Amphibolit- und Gneis-myloniten sind hier helle serizitische Quarzschiefer vorhanden, die inner-

halb des Kletschachkristallins fremd und nur an dieser Stelle beobachtet worden sind. Es ist fast mit Sicherheit anzunehmen, daß die oben erwähnte Störungslinie einer im Streichen verlaufenden Schuppengrenze innerhalb des Kristallins entspricht.

Eine weit verfolgbare, sehr gut markierte Störung, die auf der geologischen Karte von Stiny (1933) und auf Hausers Kartenskizze (1939) vermerkt wurde, zieht bei Kote (1397 m) in NNW—SSE-Richtung durch. Hier dreht sich plötzlich das Streichen um 90° von NE—SW- in NW—SE-Richtung, wobei die Schichten steil nach SW einfallen. Zwischen die auf diese Weise in verschiedene Richtungen eingeregelteten Teile wurden von NW zertrümmerte mesozoische Gesteinsreste (Konglomeratschiefer, Rauchwacke und Kalke) eingezwickelt und bis auf den Kamm aufgeschleppt (siehe Taf. 1—2!).

Es schaut so aus, als ob das W-Ende des Kletschachkogels durch diese zwei großen Störungslinien in drei riesige Schuppen geteilt wäre, wobei sich die westlichste Schuppe um 90° gedreht hätte. In dem allerwestlichsten Winkel des Kletschachzuges scheint sich die Gesteinslagerung allmählich nach der generellen NNW-Fallrichtung einzuordnen.

Großtektonisch wird von K. Metz (1953) der Troiseck-Floningzug und damit auch das Kletschachkristallin als eine von dem Untergrund abgeseuerte und auf das zentralalpine Mesozoikum aufgeschobene Scholle betrachtet.

Aus diesem Bereich kann man dasselbe nicht behaupten. Die deutliche Auflagerung der Trias und des Karbons auf dem Kristallin (am Kirchkogel 982 m — Taf. 4, Fig. 2) und das Auftauchen von sicherem Kletschachkristallin in der Karbonserie im Laintal (Taf. 3, Fig. 1) sind sichere Beweise dafür, daß das Kletschachkristallin den tieferen kristallinen Untergrund, nicht aber über der Trias eine Deck-scholle darstellt.

A. Die Grenze Kletschachkristallin — Grauwackenzone

Die Nordgrenze des Kristallins fällt nach NNW und ist durch die Morphologie und die im Hangenden auftretenden Triasschollen gut gekennzeichnet. Im Süden wird das Ganze durch die „Trofaiachlinie“ scharf abgeschnitten.

a) Die Triasschuppen

Diese tektonisch stark reduzierte Gesteinsfolge an der Nordseite des Kristallins (Quarzite, Rauchwacke, Kalke und Dolomite) ist trotz einzelner Lücken vom Semmering über Veitsch — Thörl — St. Kathrein bis zum Westende des Kletschachkogels im Laintal zu verfolgen. Die Zugehörigkeit dieses Zuges zum zentralalpinen Mesozoikum ist nicht durch Fossilien belegt, ergibt sich jedoch aus der tektonischen Position und aus der auftretenden Schichtfolge.

Im Bereich des Kletschachkogels ist diese Schichtfolge wegen der starken Tektonisierung sehr schlecht aufgeschlossen und z. T. nur durch Lesesteine kartierbar.

Im östlichen Laintal S Judmaier zeigen die fast O—W verlaufenden Rauhwickenzüge mit dem Kristallin eine mehrfache Verschuppung. Weiter nach NNE, bis SE Engel sind sehr spärliche, hauptsächlich nur Rauhwickenaufschlüsse zu verfolgen. Hier sind Konglomeratschiefer, Rauhwicken und Kalkreste entlang einer Querstörung zwischen Gneise und Amphibolite des Kletschachkogels eingezwickelt, und wie schon erwähnt wurde, bis Kote (1397 m) aufgeschleppt worden. Dies bedeutet gegenüber der Hangendgrenze eine nach S steigende Höhenverstellung von etwa 400 m. Diese Erscheinung zeigt am deutlichsten, daß das Kletschachkristallin hochgepreßt wurde, und zwar die Südseite relativ viel höher als die nördliche.

Im östlichen Verlauf sind die Triasschichten im Tullergraben und im Guggnitzergraben relativ gut aufgeschlossen (Taf. 5, Fig. 5—9). Hier liegen serizitische Quarzitschiefer („Tattermannschiefer“) nicht nur an der Basis der Schichtfolge, sondern auch darüber, wo sie durch die Verschuppung ungewöhnlich mächtig sind. Weiter im E kann man sie an der kristallinen Basis bis zum Lamingtal verfolgen. Hier erlitt die Nordseite des Kristallins quer auf das Streichen entlang des Lamingtales eine horizontale Verschiebung. Durch diese Verstellung ist die unmittelbare Fortsetzung der Triasschuppen von St. Kathrein nach WSW unterbrochen.

Am Kirchkogel (982 m) bei St. Kathrein ist die Trias am mächtigsten und am besten aufgeschlossen; auch die Grenze zum Kristallin ist deutlich sichtbar. Aus den Lagerungsverhältnissen ist zu erkennen, daß hier die Trias aus mehreren steilgestellten, einander überlappenden Schuppen besteht. An der Basis der einzelnen Dolomit- bzw. Kalkschuppen ist der kristalline Untergrund in Form von Mylonit mitgeschleppt. Die Schuppengrenzen sind außer durch Morphologie und Einspießen von Myloniten auch durch die in schmalen Streifen auftretende Rauhwickenbildung gekennzeichnet.

Die Amphibolit- und Gneismylonite am Kirchkogel (982 m) zeigen, nicht allein an der Grenze zur Trias, sondern auch innerhalb des Kristallins, eine enorme postkristalline Zertrümmerung.

Das Schichtfallen geht von SE über saiger nach NW. Die Lineation und die B-Achsen bleiben in NE—SW-Richtung verhältnismäßig konstant.

Die Frage eines primären oder tektonischen Kontaktes „Rannachserie“ — Kristallin kann nicht mit Sicherheit beantwortet werden. In diesem Bereich konnten an der Grenze überall die Spuren einer intensiven Durchbewegung festgestellt werden (Mylonitisierungen im Tullergraben, Guggnitzergraben und am Kirchkogel). Auch H. P. Cornelius (1952) wies auf die starke Tektonisierung zwischen Rannachserie und Troiseckkristallin hin. K. Metz (1953) behauptet, daß die Grenze Rannachserie-Seckauer-Kristallin zum Teil primär (Feldspatzonen in der Rannachserie), zum Teil tektonisch ist.

Eine Durchbewegung, die an der Grenze verschiedenartiger Gesteine zu erwarten ist, schließt aber nicht aus, daß sich die Rannachserie primär auf kristallinem Untergrund abgelagert hatte.

b) Die „Trofaiachlinie“ (H. Vettters, 1911)

Diese morphologisch hervortretende, vom Mürz tal über Kapfenberg — Stegg — Kotzgraben — Laintal in das Trofaiachbecken E—W verlaufende Störungslinie wurde von Vettters (1911) erkannt und beschrieben. Er deutete diese Störung als eine Blattverschiebung mit W—E-Bewegungen.

Diese Linie, die eine markante Tallinie nach sich zog, bildet die scharfe Südgrenze des Kletschachkristallins. In dem unmittelbaren Störungsbereich sind fast keine Aufschlüsse zu sehen. Nur im Kotzgraben SW Stegg ist die Grenze Kristallin—Karbon zu beobachten, wo die Gesteine bis zur Unkenntlichkeit zerquetscht und mylonitisiert wurden.

Im SW, im E-Laintal, hört die Trias auf. Hier sind die der Trofaiachlinie nahezu parallel verlaufenden Rauhwackenzüge mit dem Kristallin mehrfach verschuppt.

Das Karbon, welches ebenfalls im östlichen Laintal an der Grabenlinie an der Südflanke des Grabens aufgeschlossen ist, zeigt mit Chlorit-schiefern eine intensive Verfaltung und taucht nach Süden unter.

An der südlichen Grenzlinie des Kletschachkogels keilt das Karbon vollkommen aus bzw. bleibt in der Tiefe und ist von S her durch Altpaläozoikum überlagert. (Es wäre der Gesteinslagerung nach möglich, daß die „Norische Überschiebung“ zwischen Karbon und Altpaläozoikum, auch S Kletschachkogel (1458 m) entlang der „Trofaiachlinie“ in die Tiefe versetzt, vorhanden ist.)

Mesozoische Gesteinsreste sind in diesem Bereich an der Trofaiachlinie nicht angetroffen worden.

Allgemeine Erscheinungen sind, daß das Schichtfallen S der Trofaiachlinie bzw. des Kletschachkristallins generell südlich ist. Dem gegenüber sind die Schichten nördlich und nordwestlich des Kristallins NNW fallend. Diese Erscheinung zeigt, daß das lokale Schichtfallen durch das entlang der Trofaiachlinie emporgehobene Kletschachkristallin bestimmt wurde. Die Vertikalbewegungen des Kristallins sind auch unmittelbar zu beobachten: die durch das Karbon auftauchende kristalline Schuppe im Laintal; das Aufschleppen von mesozoischen Gesteinsresten bis zum Kamm des Kletschachkogels.

Die in diesem Bereich beobachtbaren Tatsachen sprechen gegenüber der allgemein angenommenen Deutung (Blattverschiebung) für Vertikalbewegungen entlang der Trofaiachlinie. A. Tollmann (1959) nimmt mit Sicherheit an, daß die Trofaiachlinie keine Blattverschiebung, sondern eine jungalpidische Bruchstörung ist, an der der Nordflügel gehoben wurde.

2. Die untere Grauwackendecke („Veitscherdecke“)

Diese untere tektonische Einheit der Grauwackenzone bezieht sich auf das Karbon. Cornelius (1952) zählte auch das Mesozoikum dieser Decke zu, nachdem er die „Thörlerkalke“ unterkarbonisch und die „Rannachserie“ für vorkarbonisch hielt.

Das Karbon bildet die westliche Fortsetzung der im Bereich von Semmering und Veitsch gut gegliederten Karbonserie.

Zwischen L a i n t a l und L a m i n g t a l verläuft das Karbon in breitem Zug in NE—SW-Richtung. Zum L a i n t a l hin wird seine Südseite durch die Trofaiachlinie abgeschnitten. Das Liegende ist durch das Kletschachkristallin bzw. durch die Triasschuppen, das Hangende durch die „Norische Linie“ (Altpaläozoikum) gegeben.

Dieser Gesteinskomplex konnte durch seine Kalkzüge tektonisch am besten studiert werden. Charakteristisch ist für diese Serie ein allgemein flach- bis mittelsteiles NW-Schichtfallen (Tafel 8, Fig. 3). Das B-Achsen-Maximum zeigt dementsprechend eine NE—SW-Richtung an (Taf. 8, Fig. 4). Ein schwächeres Maximum der Achsen verläuft im NNW—SSE-Richtung. Mangels einer beobachtbaren direkten Überprägung der zwei Hauptrichtungen konnte eine zeitliche Zuordnung der Achsen nicht erfolgen. Doch wäre es denkbar, daß die nahe N—S-Achsen einem älteren Bau, die NE—SW-Achsen einer jüngeren, hier dominierenden tektonischen Orientierung entsprechen.

Für das tektonische Bild des Karbons ist ein Schuppenbau charakteristisch, der z. T. aus einem Faltenbau hervorgegangen ist.

Im Gelände und im Bergbaubereich (unter Tag) sind im Liegenden des Kalkzuges wilde Faltungen, Bewegungserscheinungen zu sehen. Den Deformationsformen könnte man entnehmen, daß der Kalk von NW her auf die darunterliegenden Schiefer aufgeschoben ist. Diese Erscheinung ist um so interessanter, als die erwähnten großen Schuttmassen (S. 28) genau in diesem Horizont Platz nehmen.

Die Untertagsaufnahmen haben gezeigt, daß in der Hangendschieferserie der Magnesitlagerstätte, über dem Kalkzug, mehrere wiederholende Kalk- und kalkige Einlagerungen vorhanden sind (Charakteristisch für marines bis halbmarines Unterkarbon).

Demgegenüber sind in der Liegenschieferserie des Kalkzuges vielmehr die grobklastischen und sandigen Einlagerungen vertreten, die für die Flachwasserablagerungen des Oberkarbons sprechen.

Ohne fossilbelegte Stratigraphie kann nur auf Grund der aufgezählten Parallelisierung behauptet werden, daß eine Zweiteilung des Karbons in dem Liegenden des Kalkzuges erfolgen konnte. Wenn der untere Teil dem Oberkarbon und der darüberliegende dem Unterkarbon entspricht, liegt hier nicht bloß eine stratigraphische Zweiteilung vor. Dies würde im Karbon eine verkehrte Serie bedeuten.

Im SW der Karte, wo das Karbon flach auf dem Untergrund aufliegt, ist eine intensive Faltung an flach nach NE gerichteten Achsen zu bemerken. Die NE—SW streichenden, im graphitischen Schiefer wiederholt auftretenden Kalkzüge sind wahrscheinlich aus Falten entstandene Aufbrüche, die in diesem Bereich besonders verbreitet sind.

Eine besonders starke Zerrüttung und Zerschollung des Karbons ist in der Umgebung der schon öfters erwähnten kristallinen Schuppe im L a i n t a l zu beobachten. Die Zugehörigkeit dieser Schuppe zum Kletschachkristallin ergibt sich auf Grund des Gesteinsbestandes. Auch an dieser Stelle trägt das Kristallin im Hangenden der Trias entsprechende Gesteinsreste (Quarzite, Rauhwacke und Kalke), die für das Kletschachkristallin charakteristisch sind.

Diese kristalline Scholle besteht aus zwei Schuppen, von denen jede im Hangenden die Trias mehr oder minder gut aufgeschlossen enthält (Tafel 3, Fig. 1). In die Verschuppung wurde auch das Karbon einbezogen.

Daß es sich hier eindeutig um Vertikalbewegungen handelt, ist durch die das Kristallin halbkreisförmig umgebenden Karbongesteine (Kalkschollen) erwiesen.

Weiter nach NE zieht der Kalk, am Hohenburg (1382 m) ganz flach gelagert, über Fuchsgraben—Obertal—Rabensteinerwand mit einzelnen Lücken durch. In seiner ganzen Länge verbirgt der Kalkzug in sich einen äußerst komplizierten Faltenbau, der kaum kontrollierbar ist.

Östlich Fuggnitzergraben erfolgt eine Verzweigung des Kalkzuges. Der nördliche Zug, die Nordoststreichrichtung beibehaltend, zieht bis St. Kathrein und von hier nach N drehend weiter. Der südliche Ast ist WNW—ESE streichend bis in das Lamingtal zu verfolgen. Der nördliche Zug hat ein allgemeines NW-Fallen, der südliche ein Südfallen. Diese „V“-förmige Faltenwiederholung wurde wahrscheinlich durch die keilartige Einspießung des Kletschachkristallins unterhalb des Kirchkogels (982 m) verursacht.

Im Lamingtal SE Kirchkogel (982 m) macht das Kristallin eine Art Einbuchtung, in der deutlich ersichtlich ist, daß das Karbon und die Trias auf dem Kristallin aufliegen (Tafel 4, Fig. 3).

Während die Kalke gut sichtbare Deformations-Formen bildeten (Faltung, Bänderung, Hochdrücken von Schollen) reagierten die Schiefersteine des Karbons auf dieselbe Tektonik viel plastischer. Nur die massigeren Schieferpartien bewahrten ihre Deformationsformen.

Die Liegendgrenze der Karbonserie ist zu den Triasschuppen diskordant, stark tektonisiert. Das Karbon ist z. T. mit der Trias verschuppt (Taf. 5, Fig. 7, 8).

In seinem Hangenden schließt die tektonisch höhere Einheit der Grauwackenzone an, welche vom Karbon durch die „Norische Überschiebung“ getrennt ist.

3. Die obere Grauwackendecke („Norische Decke“)

Enthält das Altpaläozoikum (Phyllite, Grünschiefer und Grauwackenschiefer) der „Silbersbergserie“ (Mohr) im Osten und der Grauwackenschieferserie (Hammer) im Westen, einschließlich der Porphyroide.

Diese tektonische Einheit ist gegenüber dem Karbon durch die konstante mittelsteile Lagerung ausgezeichnet. Die Fallrichtung ist abgesehen von lokalen Störungen einheitlich nach NNW gerichtet (Taf. 8, Fig. 4).

Im großen gesehen, besteht die „Norische Decke“ aus gut abgrenzbaren Schuppen, wo an den Schuppengrenzen „serienfremde“ Gesteine (Altkristallinschollen und Karbonschuppen) auftreten. Diese aufeinandergestauten, örtlich morphologisch hervortretenden Schuppen sind so stark überprägt, daß sich das Fallen zwischen den einzelnen Schuppen nicht wesentlich oder gar nicht ändert.

A. Die „Norische Überschiebung“

Auf die tektonische Teilung der Grauwackenzone wies schon Uhlig (1909) hin, aber genauere Angaben über den Verlauf der Überschiebung, an der die Deckenbildung innerhalb der Grauwackenzone erfolgte, wurden von L. Kober (1909) gebracht. Kober vermutete die von ihm als „Norische Linie“ bezeichnete Überschiebung an der Basis der erzführenden Kalke. Im östlichen Abschnitt der Grauwackenzone hatte Mohr (1910) die Überschiebung auf die Basis der „Silbersbergserie“ verlegt. Auf Grund stratigraphischer Ergebnisse stellten Hammer (1924) und etwas später Spengler (1927) die Überschiebung unmittelbar am Hangenden des Karbons fest.

Im Abschnitt meines Kartierungsbereiches ist die genaue Lage der „Norischen Linie“ durch die von Oberdorf bis Drittesdorf immer wieder auftretenden Altkristallinschollen ziemlich gut erfaßbar. Es ist aber zu betonen, wie auch H. P. Cornelius (1952) bemerkt, daß man sich die „Norische Überschiebung“ nicht als eine glatte „Schubfläche“ vorstellen darf, sondern als „Bewegungshorizont“ (Sander) mit zahlreichen kleinen und größeren (sekundären) Teilverschuppungen. In diesem Sinne konnte ich unterhalb der eigentlichen Hauptüberschiebung, die durch Altkristallinschollen gekennzeichnet ist, noch zwei deutliche Bewegungshorizonte (Schuppengrenzen) beobachten (Taf. 4, Fig. 4). Die eine ist das unmittelbar Hangende des Karbons (Grenze Karbon-Grauwackenserie); die andere Bewegungsfläche ist im Zusammenhang mit „Karbonschuppen“ festzustellen.

Diese Teilverschuppungen können teilweise oder vollständig durch das weitere Aufschieben an der eigentlichen Überschiebung von der höheren Serie überschoben werden (Taf. 4, Fig. 4b). In diesem Falle grenzt das Karbon in seinem Hangenden an höher metamorphe Gesteine bzw. an Altkristallin. An diesen Stellen, im SW der Karte, und wo die Einengung sehr fortgeschritten ist, wie NW St. Kathrein (wo kein Altkristallin vorliegt), verläuft die Hauptüberschiebung der „Norischen Linie“ unmittelbar am Hangenden des Karbons, ansonsten aber etwas nördlich oder nordwestlich davon (siehe Tafel 2).

Die Grenze Karbon-Grauwackenschiefer-Serie verläuft im Streichen der Gesteinszüge in NO—SW-Richtung und ist, wie oben erwähnt, tektonisch bedingt.

Nachdem hier phyllitische Gesteine aneinander bewegt wurden (Plastizität), ist die Grenze wie stets im Gelände wenig auffallend, sehr schlecht aufgeschlossen. Doch an Stellen, wo massige Schiefer im Karbon einen Widerstand leisteten, sind starke Zertrümmerungen zu beobachten (Taf. 6, Fig. 5).

a) Die Karbonschuppen

Das Auftreten von Karbonschichten (graphitische Schiefer, Bänderkalke, Konglomerate) in der „Norischen Decke“ ist durch eine Teilverschuppung tektonisch zu erklären.

Die Aufschlüsse sind regelmäßig im gleichen Horizont unterhalb der durch Altkristallin markierten Hauptüberschiebung der „Norischen

Linie“ zu finden (E Niederdorf, S und SW Oberdorf). Im SW-Teil des Arbeitsgebietes, im Kaintal und S Kaintaleck (1391 m), sind die Karbonschuppen größtenteils an Querstörungen aufgeschlossen. Hier konnte die Lagerung im Graben S Stift im Profil beobachtet werden (Taf. 6, Fig. 3).

An einer Stelle sind graphitische Schiefer mit grünlichen Phylliten total verfaultet; in dem darüberfolgenden Aufschluß wurden die Graphit-schiefer von Phylliten schuppenförmig von WNW her überschoben.

Im SW des Kartierungsbereiches wurde in den Karbonschichten ein flaches WNW-, im mittleren Abschnitt des Gebietes ein mittelsteiles NW-Fallen gemessen.

Es ist festzustellen, daß in dieser als Karbon erkannten Schichtfolge die konglomeratischen Schichten konsequent im Hangenden liegen (Taf. 6, Fig. 4). Diese Erscheinung ist für die Deutung der Lagerung von großer Wichtigkeit (siehe S. 21).

Die Gründe, warum ich diese Schuppen für karbonisch hielt, wurden bereits besprochen (siehe S. 20).

Die im Bereich der Karbonschuppen gefundenen magnesitischen und reinen Dolomit-Blöcke sprechen auch für das Karbon: Umsomehr, als sie in der Fallrichtung der Oberdorfer Magnesitlagerstätten liegen. Postkristallin in die „Silbersbergserie“ eingeschuppte Magnesite wurden von K. A. Redlich (1914) und von H. Mohr (1910) am Semmering und von H. P. Cornelius (1952) im Arzbachgraben bei Gloggnitz wiederholt beschrieben.

Die Karbonschuppen stellen offensichtlich eine tektonische Wiederholung des normalen Karbons dar. Es ist dazu zu bemerken, daß die polymikten Konglomerate der Karbonschuppen eine abweichende Entwicklung gegenüber den unter „Karbonserie“ beschriebenen Karbon-gesteinen (Konglomeraten) aufweisen.

Wenn die polymikten Konglomerate der Karbonschuppen transgressiver Herkunft sind, ergibt sich aus der Lagerung eine inverse Serie, die sich tektonisch auch auf das Karbon der „Veitscherdecke“ überleiten läßt (Taf. 4, Fig. 4). Die tektonischen Zusammenhänge scheinen die im Karbon auf Grund der Gesteinsfazies vermutete verkehrte Serie zu bestätigen (siehe S. 33).

Die Möglichkeiten, daß die „Veitscherdecke“ und die Teilverschup-pungen der „Norischen Linie“ unterhalb der Hauptüberschiebung (Altkristallinniveau) eine verkehrte Serie darstellen, sind mit Bezugnahme auf die Großtektonik nicht ausgeschlossen.

b) Altkristallinschollen

Im Abschnitt Oberdorf besitzen diese Gesteine im Bereich von Kaintal und Kaintaleck die größte Verbreitung. In diesen Gebieten wurde eine flache bis waagrechte Lagerung festgestellt, die auch einen Grund der großen Oberflächenausdehnung darstellt.

Vom Kaintaleck (1391 m) nach NE konnte ich diese altkristal-linen Gesteine mit mehreren Lücken bis Niederdorf verfolgen. An dieser Strecke ist nach NE eine abnehmende Mächtigkeit und ein wach-

sender Fallwinkel mit NNW-Fallrichtung festzustellen. Die genaueren Lagerungsverhältnisse sind S O b e r d o r f durch Profil D—D erfaßt (Taf. 3, Fig. 4). Hier liegen die Teilverschuppungen der „Norischen Überschiebung“ mit Karbonschuppen und Altkristallinschollen deutlich vor.

Weiter nach SW verschoben sich die altkristallinen Gesteine immer mehr zur Basis der „Norischen Decke“. Die Lagerung wird dabei immer flacher. Im K a i n t a l liegen sie bereits unmittelbar über dem Karbon. In diesem Bereich kommen die Karbonschuppen nur an Querstörungen vor, ansonsten sind sie durch das vorgeschobene Altkristallin überschoben. Mit dieser Erscheinung könnte man erklären, warum die Altkristallinschollen in der Grauwackenzone örtlich auf der Basis der „Norischen Decke“, d. h. auf dem Karbon der „Veitscherdecke“, und örtlich inmitten der norischen Einheit liegen (Taf. 4, Fig. 4 a—b).

Nach der herrschenden Auffassung der Forscher sind die Altkristallinschollen als von dem kristallinen Untergrund losgerissene Schubfetzen zu betrachten. Sie treten nur dort auf, wo die norische Überschiebung nachweisbar ist; sie müßten also die Basis der Überschiebung markieren. In diesem Sinne konnte ich die Lage der Überschiebung auf der Karte ziemlich genau festlegen.

Diese Linie bedeutet die eigentlich tiefgreifende Hauptüberschiebung. Die Teilverschuppungen sind dabei Nebenerscheinungen.

Die Altersfrage und die Bewegungsrichtung der „Norischen Überschiebung“ sind für den gesamten Alpenbau von großer Bedeutung. Dieses Problem wurde von verschiedenen Forschern vielfach diskutiert. Obwohl sich die „Norische Überschiebung“ in das System der alpidischen Bewegungen einzuordnen scheint, nahmen H. R. Gärtner (1934), E. Haberfellner (1935) und H. P. Cornelius (1952) für ein variscisches Alter Stellung. K. Metz (1953) nimmt an, daß die Überschiebung variscisch angelegt und alpidisch durchbewegt wurde.

Auf Grund der in den Zentralalpen an verschiedenen Stellen durchgeführten Untersuchungen wird von A. Tollmann (1959) betont, daß die Deckenbildung in der Grauwackenzone alpidisch, und zwar vorgosauisch ist. Weiter stellt Tollmann fest, daß die Bewegungsrichtung an der norischen Linie, entgegen R. Schwingers Auffassung (1951), S—N orientiert ist.

Zu der Altersfrage der Überschiebung kann aus dem Oberdorfer Bereich auf Grund von Detailbeobachtungen (Karbonschuppen u. a.) folgendes festgestellt werden: Die Teilverschuppungen, das Einschuppen von Karbon in die Norische Decke sind parallele Erscheinungen der Norischen Überschiebung. Infolgedessen kann die Verschuppung nur jünger als unterkarbonisch, also jungvariscisch oder alpidisch sein. Nachdem der gesamte tektonische Bau des Gebietes durch die alpidische Eingenungstektonik charakterisiert ist (Triasschuppen), kommt nur die letzte Möglichkeit in Frage.

H. P. Cornelius (1952) betont die Teilverschuppungen an der „Norischen Linie“, aber während er die Überschiebung der variscischen Deckenbewegungen hinzuzählt, nimmt er an, daß die „Magnesiteinwick-

lungen“ (vergleiche Karbonschuppen) in die Silbersbergserie (Norische Decke) alpidisch sein müssen.

Die Fragestellung löst eine Reihe von weiteren Fragen, die sich auf die zeitlichen Verhältnisse zwischen Vererzung und Tektonik beziehen, aus. Auf diese wird im Lagerstättenkapitel näher eingegangen.

Zusammenfassung der geologischen Ergebnisse

Durch diesen allgemeinen Rückblick möchte ich die wichtigsten geologisch-tektonischen Ergebnisse des ersten Teiles meiner Arbeit schlagwortartig zusammenfassen.

Im Kristallengebiet des Kletschachkogels wurden die von L. Haus er (1934) beschriebenen Hauptgesteinstypen wiedergefunden; außerdem konnten Hornblendegneise und Graphitgneise gefunden werden. Die mit dem Gleinalmkristallin vergleichbare Kernserie ist im Kletschachkogel durch Orthogneise, Granitgneise, Granodioritgneise (Haus er) und Amphibolite vertreten. — Graphitgneise und Zweiglimmergneise deuten auf eine hochmetamorphe Sedimentserie um die Kerngebiete des Kletschachkogels. — Migmatite, Aplite bzw. Aplitisierungen sind reichlich vorhanden. — Eine postkristalline Deformation und Diaphthoresis ist praktisch überall nachweisbar (Mylonite, Blastomylonite, Diaphthorite).

Tektonisch gesehen, ist das Kletschachkristallin ein in sich mehrfach verschuppter Komplex. — In die Verschuppung wurden auch die Grenzgebiete einbezogen. — Die Schuppenbildung ist nachtriadisch. — Die tektonische Position des Kristallins entspricht nicht einer über dem Mesozoikum liegenden Deckscholle.

Beweise für Vertikalbewegungen an der „Trofaichlinie“ wurden am Kletschachkogel und im Laintal erbracht. — Die Lagerungsverhältnisse in den Grenzgebieten des Kristallins wurden durch die Aushebung des Kletschachkogels weitgehend beeinflusst.

Die Existenz der „Rannachserie“ bzw. der Trias im Hangenden des Kletschachkristallins vom Laintal bis Lamingtal wurde gesichert. — Die auffindbare Trias (Quarzite, Rauhwanke, Kalke und Dolomite) ist mit der Skyth-Anis-Schichtfolge der zentralalpiner Fazies vergleichbar.

Die Schichtreihe ist tektonisch stark reduziert, liegt z. T. schuppenartig auf dem Kristallin. — Die Grenze Rannachserie — Kristallin zeigt durchwegs starke Bewegungserscheinungen.

Das Karbon ist teils marin (Kalke mit Meeresfauna), teils kontinental entwickelt (Restschotter-Konglomerate). — Dominierend die graphitischen, quarzreichen, sandig-schieferigen Ablagerungen. — Grünschiefer tritt als Seltenheit mit Kalk verbunden auf. — Das Vorhandensein einer tektonischen und stratigraphischen Zweiteilung der Karbonserie ist aus faziellen Gründen möglich. — Die Liegend- und Hangendgrenze des Karbons ist tektonisch bedingt. — Für den gesamten Innenbau der Karbonserie ist ein Falten- und Schuppenbau, welcher sich zu NE—SW-Achsen orientiert, charakteristisch.

Die obere Grauwackeneinheit „Norische Decke“ besteht überwiegend aus quarzreichen sandig-phyllitischen Gesteinen, die gelegentlich mit

Grünschiefer und mit klastischen Einlagerungen verbunden sind. — Von dem phyllitischen Komplex sind die Grauwackenschiefer (H a m m e r) schwer zu trennen. — Mit Grünschiefern verknüpft wurden leichte Vererzungsspuren, interessante Mineralisationen und schmale Porphyroid-einschaltungen beobachtet. — Auch zwischen Grauwackenschiefern und dem „Blasseneckporphyroid“ sind Lagerungsübergänge vorhanden.

Tektonisch ist für die gesamte „Norische Decke“ ein Schuppenbau mit NNW-Fallrichtung ohne Biegungsformen charakteristisch.

Die Lage der „Norischen Linie“ konnte mit Hilfe von neugefundenen Altkristallinschollen ziemlich genau festgelegt werden.

Die Teilverschuppungen an der „Norischen Linie“ wurden durch die Entdeckung der Karbonschuppen nachgewiesen.

Auf der Basis der eigentlichen Überschiebung „Norische Linie“ sind neben diaphthoritischen Altkristallinschollen höhere metamorphe „Grauwackenelemente“ vorhanden.

Die entlang der Überschiebung liegenden altkristallinen Schubfetzen (Diaphthorite) sind nicht mit dem Kletschachkristallin unmittelbar vergleichbar.

Das ganze Gebiet wurde durch die alpidische Einengungstektonik erfaßt und neu gestaltet. Das generelle Streichen der Gesteinszüge verläuft NE—SW; das allgemeine Schichtfallen ist nach NNW—WNW gerichtet.

Die verschiedenen Komplexe wurden gemeinsam tektonisiert, gemeinsam metamorphisiert (Dynamometamorphose). — Die Epimetamorphose ist in entsprechender Form in dem Gesamtgebiet bemerkbar.

Auf die Sedimentserien wirkt die Metamorphose progressiv; auf das schon vor der Metamorphose existierende Hochkristallin wirkt sie regressiv (Diaphthorose).

Nach E. C l a r und O. M. F r i e d r i c h (1933) stimmen die Fe-Mg-metasomatische Spatlagerstätten der Ostalpen mit der zur alpidischen Zeit abklingenden Metamorphose paragenetisch überein.

Lagerstättenverhältnisse des Gebietes

Die Magnesite und die mit diesen verbundenen Talklagerstätten schließen sich an den bekannten, vom S e m m e r i n g über V e i t s c h — O b e r d o r f und nach W bis in das Zillertal mit mehreren Lücken verfolgbar Karbon-Kalkzug an. Diese Lagerstätten gelten als metasomatische Bildungen, werden aber auch syngenetisch-sedimentär gedeutet.

A. Der Magnesit-Talkbergbau von Oberdorf

Dieser liegt etwa 1,5 km Luftlinie S O b e r d o r f an der vom Kletschachkogel (1458 m) im NW herabziehenden Grabenlinie. Die Lagerstätte ist durch diesen Graben in einen NE- und einen SW-Flügel getrennt. Der eine ist die sogenannte „Wieserseite“ und der andere die sogenannte „Angererseite“. Die Untersuchungen beziehen sich hauptsächlich auf den größeren NE-Flügel der Lagerstätte.

Diese durch ihren Spatmagnetit und reiche Mineralvorkommen bekannte Magnetitlagerstätte, in älteren Arbeiten als „Wiesergut“ genannt, wurde bergbaulich und mineralogisch von namhaften Forschern bearbeitet. Außer den angeführten Arbeiten (Erforschungsgeschichte) sind unveröffentlichte Gutachten von G. A. Koch (1907), K. A. Redlich (1918), W. Schmidt (1920) und E. Clar (1951) von beachtlicher Bedeutung.

Um ein Gesamtbild über die Lagerstätte zu bekommen, wurde eine Stollenkartierung über die Hauptabbauhorizonte und die Auswertung sämtlicher derzeit in der Lagerstätte gemachten Bohrungen durchgeführt. Die Zwischenhorizonte und die Stollen der Talkumindustrie wurden durch mehrmalige Begehungen, Notizen, Handstücksammlungen und Fotos in die Bearbeitung einbezogen. Um Detailfragen zu klären, wurden Dünnschliff-, Anschliff- und röntgenographische Untersuchungen herangezogen.

1. Die Lagerungsverhältnisse

Das unmittelbar Liegende des Magnetitkörpers besteht aus bänderig-plattigem, dunkelgrauem bis blaugrauem Karbonkalk. Der Kalk liegt als normales Schichtglied in der sandig-tonigen Schieferserie, fällt steil bis mittelsteil nach NNW ein.

Die Grenze Kalk-Liegendschiefer ist stark tektonisiert, wobei der Kalk und Schiefer gefaltet, z. T. mylonitisiert wurde.

An der Liegendgrenze ist der Kalk dunkel bitumenreich und plattig-feinbänderig. Zum Magnetit hin wird er allmählich heller, massiger und die kristalline Struktur wird ausgeprägter.

An der unmittelbaren Grenze Kalk-Magnetit ist der Kalk hellgrau, etwas mehlig, enthält reichlich Crinoiden-Stielglieder (Anschliff: 3, 32 und 34). Auslösungserscheinungen, feine Hohlräume, Drusenbildungen aus Dolomit sind an dem Kalk-Magnetitkontakt zu beobachten. Über dieser Zone schließt ohne breite Dolomitzone der weiße grob-kristalline Magnetit an.

Im Tagbaubereich konnte ein allmählicher Übergang von Kalk über mittelkörnigen, bräunlich verwitterten Dolomit zum Magnetit beobachtet werden. Die Dolomitzone im Liegenden des Magnetits wurde auch durch Tiefbohrungen angetroffen, aber es sind Stellen, wo sie fast vollständig fehlt.

In tieferen Aufschlußbereichen ist eine schmale Grünschiefer einschaltung (siehe S. 16) von höchstens 2 m Mächtigkeit zwischen Kalk und Magnetit angetroffen worden.

An diesen Stellen bildet der Grünschiefer eine natürliche Grenze des Magnetits gegen den Kalk, der nicht oder nur oberflächlich dolomitisiert wurde. In tieferen Aufschlüssen bekommt man im Stollenprofil einen Überblick über die gesamten Lagerungsverhältnisse der Lagerstätte (Taf. 7, Fig. 1—2). Unterhalb des Grünschiefers sind örtlich (Talkumstollen) im Kalk schmale (0—15 cm) Zellendolomit- und Rauhvacckenbildungserscheinungen beobachtet worden.

Im Hangenden des Magnesitkörpers schließen sich graphitische, tonig sandig bis konglomeratische Schiefer an. Sie bilden außerhalb der Lagerstätte das normale Hangende des Kalkes. In den Hangendschiefern sind wiederholt schmale (0—2 m) Kalke und kalkige Einlagerungen vorhanden, die auch kartiert wurden (Taf. 7, Fig. 1—2).

Die Grenzbereiche Schiefer-Magnesit, abhängig von den lokalen Verhältnissen, wurden vertalkt. In die Talkbildung wurden die quarzreichen Schiefer und die Randpartie des Magnesits einbezogen.

Durch die genaue Festlegung der unteren (liegend) und oberen (hängend) Grenzen des Magnesits ergibt sich für den Magnesit eine gestreckte Linsenform, deren Querschnitt von SW gegen NE zunimmt. Aus den Grundrissen der gesamten Förderhorizonte wurden Querschnitte und ein Längsschnitt über den Magnesitkörper konstruiert. Die Hauptachse dieses Körpers liegt flach nach SW gerichtet. In die Tiefe hin dreht sich die Achse nach E—W, dann geht sie mit dem Schichtfallen nach NW, bis der Magnesit in seiner Breite und Mächtigkeit allmählich auskeilt.

Es ist bemerkenswert, daß diese länglich gestaltete Magnesitlinse entlang der Hauptachse mehrere Verdickungen aufweist. Diese Verdickungen, sogenannte „Stöcke“, sind durch die Haupthorizonte im Bergbau gut feststellbar. Sie liegen steil in der Fallrichtung des Kalkes etwa quer zur Hauptachse der Lagerstätte. Wo der Grundriß des Magnesitkörpers durch Bohrungen gut begrenzt ist, kommen die einzelnen „Stöcke“, die jeweils durch einen Abbau gekennzeichnet sind, besonders gut zur Geltung. Außerdem kann man beobachten, daß die erwähnten „Stöcke“ durch Störungen (Kluftzonen) getrennt werden. Diese Erscheinung ist nicht nur auf diesem, sondern auch auf den übrigen AbbauhORIZONTEN festzustellen (Taf. 7, Fig. 3).

Wo der Kalk eine flache Lagerung einnimmt, scheint der Magnesit allmählich auszukeilen. Mit dieser Erscheinung parallel vermindert sich die Kalkmächtigkeit überraschend. Innerhalb eines Höhenunterschiedes von zirka 120 m (der Abstand zwischen dem höchsten und dem tiefsten Stollenaufschluß) reduziert sich der Kalk von etwa 40 m auf 5—10 m Mächtigkeit. Es ist allgemein festzustellen, daß die Kalkmächtigkeit auch in der Streichrichtung sehr große Unterschiede aufweist. Im Liegenden des Magnesitkörpers ist der Kalk durchschnittlich ein Drittel bis ein Viertel der Magnesitmächtigkeit, aber örtlich auch viel geringer (Taf. 7, Fig. 4—5).

2. Der Magnesit von Oberdorf

Neben grob kristallinem Spatmagnesit (Haupt-Typ) sind in der Lagerstätte Pinolitmagnesite-Bändermagnesite extrem grob und als Randbildungen auch mittel- bis fein-kristalline Magnesite vorhanden.

a) Weißer grobkristalliner Spatmagnesit

Dieser charakteristische Magnesit-Typ bildet die Hauptmasse der Lagerstätte und wird als wertvoller Rohstoff abgebaut. (Im folgenden bezieht sich der Name Magnesit auf den massigen „Rohstein“ und nicht auf die aufgewachsenen Magnesit-Kristalle, die als Hohlräum-Bildung nur selten auftreten).

Der Oberdorfer Spatmagnetit ist durch wechselnden Kalziumgehalt und durch den geringen Eisengehalt ausgezeichnet. Während der Kalkgehalt, in CaO gemessen, an verschiedenen Stellen des Magnetitkörpers große Unterschiede zeigt (0—20 Prozent), bleibt der Eisengehalt (Fe_2O_3) verhältnismäßig konstant unter 1 Prozent.

Da der CaO-Gehalt den wichtigsten Faktor der Verwendbarkeit des Magnetits darstellt, wird die Qualität bzw. die Reinheit des Magnetits im Kalkgehalt gemessen.

Eine Reihe von chemischen Analysen zeigt, daß der Kalkgehalt im Magnetit in der Richtung zum Liegendkalk am Anfang gleichmäßig, dann sprunghaft steigt. Ein allmählicher „Übergang“ (Richtung Liegendkalk) ist vom Magnetit zum Dolomit festzustellen (siehe S. 56), dem gegenüber ist die Grenze Dolomit-Kalk stets scharf.

Ein höherer CaO-Gehalt des Magnetits ist nicht nur zum Liegendkalk hin vorhanden; auch quer zu dieser Richtung, entlang der Längsachse der Lagerstätte, zeigt der Kalziumprozentatz große Schwankungen. Eine Konzentrierung des hochwertigen (CaO-armen) Magnetits macht sich in den erwähnten sogenannten „Stöcken“ bemerkbar. Die Zwischenpartien sind CaO-reich.

Da diese „Stöcke“ eine deutliche Verdickung in der Breite des Magnetit-Körpers aufweisen, ist es wahrscheinlich, daß die schmalen Zwischenteile postkristallin stärker beansprucht (zerklüftet) werden konnten als die „Stöcke“ und daß der Magnetit durch Dolomit leichter verdrängt werden konnte. Diese Erscheinung entspricht der von H. Meixner (1952) aus der Magnetitlagerstätte Oberdorf beschriebenen „Redolomitisierung“.

H. Meixner beobachtete, daß Magnetitkristalle entlang der Spaltung durch Dolomit verdrängt werden. Dieser Prozeß kann unter Pseudomorphosenbildung nach Magnetit zu einer vollständigen Dolomitierung führen. In dem sekundären Dolomit sind gelegentlich Relikte von Magnetit zu finden.

An zahlreichen Dünnschliffen wurde beobachtet, daß im grobkristallinen Magnetit der CaO-Gehalt in Form von feinkristallinem Kalzit bzw. Dolomit zwischen den Magnetit-Kristallkörnern, an Spaltflächen und in Rissen vorhanden ist. Stark deformierte und zerklüftete Magnetite zeigen besonders hohen Kalkgehalt (Dünnschliff: 171, 174, 172).

Im Auflicht wurden einige Harnischmylonite und ausgeheilte Klüfte im Magnetit untersucht (Anschliff 9, 13, 33, 36). Es konnte dabei festgestellt werden, daß die Rekristallisationsausheilung des Magnetits in erster Linie durch Kalzit- oder durch Dolomit-Zufuhr erfolgt ist. (Löslichkeit!)

Durch zahlreiche Röntgenproben, die im Rahmen des Mineralogischen Institutes von E. Biedl gemacht worden sind, wurde auch bestätigt, daß das Kalzium nicht in dem Kristallgitter des Magnetits eingebaut ist (keine isomorphen Mischkristalle, sondern eigene Minerale: Kalzit oder Dolomit).

Neben Kalzium (CaO) und Eisen (Fe_2O_3) enthält der Magnetit-Rohstein bis 2 % Kieselsäure (SiO_2) meist im Talk gebunden und unlösliche Substanz (Graphitpigmente).

An Hand von H. Haas (1953) aus verschiedenen Mg-, Fe-, Spat- und Talklagerstätten der Ostalpen spektroskopisch untersuchten Materials hatte H. Meixner (1953) festgestellt, daß „der Bestand an Neben- und Spurelementen in fast allen Karbonaten ähnlich ist“. Strontium, Silber und Kupfer sind allgemein verbreitet. Da typische Leit-Elemente (z. B. Bor) fehlen, können auf Grund der Spurenelementuntersuchungen keine genetischen Schlüsse gezogen werden.

Der Oberdorfer Spatmagnetit ist mit seinem Chemismus in den ostalpinen Vorkommen fast alleinstehend, und deshalb wird er oft als „Typ Oberdorf“ angegeben.

b) Pinolitmagnetit kommt hauptsächlich in dem SW-Flügel der Lagerstätte („Angerer-Seite“) beschränkt vor. Hier konnten feiner (0—6 mm), grob (0—25 mm) und extrem-grobkristalline (0—50 mm) Pinolite beobachtet werden.

Charakteristisch ist für den Pinolitmagnetit: länglich gewachsene Kristalle (Pinolien) die von feinem, dunklem, graphitischem Überzug umgeben werden. Es konnten Pinolitmagnetite gefunden werden, die zwischen den Pinolien leicht vertalkte, tonige Schieferreste (2×4 cm) enthalten.

c) Bändermagnetite sind selten. Spärliche Ausbildungen davon wurden im Hoffnung- und Mettler-Horizont beobachtet.

3. Die Begleitminerale des Magnesits

Da die einzelnen Mineralien von verschiedenen Forschern ausführlich behandelt wurden, möchte ich an dieser Stelle von einer genaueren Beschreibung absehen und über die Mineralien nur einen kurzen Überblick geben.

a) Dolomit ($\text{CaMg}[\text{CO}_3]_2$) ist als „Stein“ innerhalb des Magnesitkörpers, am meisten an dessen Randgebieten verbreitet. Die sogenannten „Roßzähne“ sind nach K. B. Matz (1939) sicher jünger als der Magnetit. Aufgewachsene Dolomitekristalle sind im Magnetit als drusige Hohlräumfüllungen anzutreffen.

b) Kalzit (CaCO_3) ist im Liegenden des Magnesits als kleine rhomboedrische Kriställchen in Hohlräumen auf porös ausgelaugter Kalk-Rauhacke aufgewachsen zu finden. K. B. Matz (1939) hatte in seiner Zusammenfassung auch Aragonit angeben.

c) Talk ($\text{Mg}_3[\text{OH}]_2\text{Si}_4\text{O}_{10}$) ist das wichtigste (nutzbare) Begleitmineral des Magnesits.

d) Pyrit (FeS_2) ist als hexaedrische oder Pyritoeder-Kristalle am meisten im Talk, aber oft in den Randgebieten und an Störungen im Magnetit verbreitet. Die Pyritkristalle sind stets gut ausgebildet, können manchmal im Talk Faustgröße erreichen.

e) Strontianit (SrCO_3), weiß bis rötlich gefärbt, bildet säulig-nadelige Kristalle oder ist strahlig-massig. Kommt im Magnetit mit Dolomit XX als Hohlräumfüllung vor. Strontianit wurde aus Oberdorf von K. B. Matz (1939) beschrieben.

f) Cölestin (SrSO_4) ist selten; mit Dolomit XX als Hohlräumfüllung. Über sein Vorkommen berichtete K. B. Matz (1947).

Als Seltenheiten sind von A. Sigmund (1913) Baryt, von K. B. Matz (1939) Apatit, von H. Meixner (1939) B-Palygorskit, Parasepiolith und von F. Kahler und H. Meixner (1955) Rauchquarz mit Baryt aus Oberdorf beschrieben worden.

4. Tektonik der Lagerstätte

In dem ganzen Lagerstättenbereich (im Magnesit und in dessen Randgebieten) ist eine starke postkristalline Deformation makroskopisch und mikroskopisch festzustellen.

Der Magnesit selbst steht der Tektonik gegenüber als ein einheitlich kompakter Körper, in dem die Wirkung der Deformation hauptsächlich in einer Zerklüftung sichtbar wird. Wegen des kompakten Charakters des Magnesites sind die Zentralgebiete der Lagerstätte („Stöcke“) weniger tektonisiert als die Ränder. Eine besondere Häufung der Klüfte ist zwischen den Stöcken und in der Tiefe hin festzustellen, wo sich die Mächtigkeit des Magnesites stark reduziert. Die Klüftpole zeigen im Sammeldiagramm im W ein deutliches Maximum (Taf. 8, Fig. 5).

Unter den Klüften wurden einfache Fugen ohne bedeutende Bewegung und stark bewegte Gleitflächen mit Harnischmylonit oder mit Talkbildung auseinander gehalten. Die erwähnten Stöcke (siehe S. 41) sind im Magnesit primäre Verdickungen, die als einzelne Zentren durch ihre Masse von der Tektonik mehr verschont blieben als die übrigen Teile der Lagerstätte.

Der mächtigste dieser Stöcke befindet sich etwa im Schwerpunkt der Lagerstätte. Wie aus der unmittelbaren Umgebung der Lagerstätte durch Messungen festgestellt wurde, besitzt der Liegendkalk einen Faltenbau mit flach gegen NE gerichteten „B“-Achsen. Die Verfaltung ist durch Schuppungen kompliziert.

Die Grenze Magnesit - Hangendschiefer ist praktisch überall gestört; wegen der „Inhomogenität“ war an solchen Stellen die Tektonik besonders wirkungsvoll. Örtlich (Talkumstollen), wo Magnesitblöcke direkt von plastischen Schiefen umflossen werden, kommt das verschiedene Materialverhalten der Gesteine bei gemeinsamer Beanspruchung besonders gut zur Geltung. In einem anderen Falle wurde beobachtet (Talkumstollen), daß sich quarzreiche Schieferhärtinge in den Magnesit hineinpreßten.

Die kräftigste Störung in der Lagerstätte verläuft in NW—SE-Richtung, nahe parallel mit der Talstörung, welche die Lagerstätte in den SW- und NE-Flügel trennt.

Die Störungsfläche, an der ein Teil des Magnesites versetzt wurde, fällt mittelsteil nach NE; als nordöstliche Grenze der Hauptlagerstätte wurde diese Störung „NE-Sprung“ genannt.

B. Die Magnesit-Talklagerstätte am Hohenburg (1382 m)

Dieses Vorkommen liegt etwa 6 km SW von Oberdorf am N-Hang des Hohenburgs. Die Lagerstätte, welche auf Talk abgebaut wurde, ist aus den Zeiten, als der Bergbau noch produktiv war, von E. Kittl

(1919, 1920) geologisch beschrieben worden. Der Bergbau wurde vor etwa 20 Jahren verlassen, so daß man heute nur mehr die Halden und die zum Teil eingestürzten und verwachsenen Stolleneingänge findet.

Da in der jüngsten Zeit ein Versuch der Neuaufschließung der Lagerstätte im Gange ist, konnten die feldgeologischen Beobachtungen durch Bohrungen, chemische Analysen und Dünnschliffe ergänzt werden.

Die Lagerungsverhältnisse und die Nebengesteine am Hohenburg sind analog der Oberdorfer Lagerstätte: Liegendkalke (Dolomitzone)-Magnesit (Talkzone)-Hangendschiefer. In ähnlicher Weise wie in der Lagerstätte Oberdorf konnten Schieferzwischenlagerungen (kein Grünschiefer) zwischen Kalk und Magnesit beobachtet werden. Schmale z. T. vertalkte Schiefereinlagerungen sind auch im Magnesit zu finden.

In der Kalkwand des Hohenburgs (E-Teil der Lagerstätte) liegt im Liegenden des Magnesites ein rötlich gelbes Rauhvacckenband von etwa 0—1,5 m. Ähnliche Gebilde an der Magnesit-Kalkgrenze wurden durch Tiefbohrungen auch im W erbohrt. Feine brecciöse, dolomitreiche rauhvacckenähnliche Bildungen sind aus dem Lagerstättenbereich als Lesestücke gesammelt und untersucht worden (Anschliff: 7, 8).

An einer Stelle in dunkelgrauem Liegendkalk wurde eine sekundäre dolomitische Kluftausfüllung gefunden (Anschliff: 5, 6); ähnliche Erscheinungen sind auch von E. K i t t l erwähnt worden.

Das Magnesitlager liegt flach hangwärts fallend, so daß praktisch die Gesamtfläche der Lagerstätte zu Tage tritt. Die Hangendschiefer sind größtenteils erodiert worden, und auch die obere Kruste des Magnesites wurde örtlich tief (an einigen Stellen bis zum Liegendkalk) abgetragen.

Die primäre Mächtigkeit des Magnesites ist nur erhalten geblieben, wo die z. T. klastischen Hangendschiefer gegen die Erosion einen Widerstand leisteten. An diesen Stellen beträgt die Magnesitmächtigkeit etwa 40 m. Ansonsten ist sie innerhalb dieser Dicke sehr schwankend.

Der Magnesit am Hohenburg (1382 m) zeigt sowohl strukturell als auch in seinem Chemismus sehr große Unterschiede.

Es sind überwiegend Pinolite vorhanden, aber daneben treten auch pigmentreiche Spatmagnesite und Bändermagnesite auf.

Die Pinolite sind grauweiß, fein- bis grobkristallin, stellenweise besonders pigmentreich. Bemerkenswert ist, daß die zwischen den Kristallen feinverteilten Schieferreste fast immer vertalkt sind. Die Talkbildung greift auch auf den Magnesit über. Durch diese Erscheinung besitzt der Magnesit einen hohen Kieselsäuregehalt bis 6 %. Auch der Kalkgehalt (CaO) steigt im Magnesit bis 10 % an.

Die Dünnschliffuntersuchungen (Schliff: 171—176) haben ergeben, daß der Magnesit auf ähnliche Weise wie in der Lagerstätte „Wiesergut“ nach einer Deformation (Kataklyse) durch Kalzit bzw. durch Dolomit rekristallisiert wird. Die tektonische Beanspruchung (Druck) begünstigt auch die Vertalkung des Magnesites (Dünnschliff: 175).

Ob diese Lagerstätte einen ungestörten „Kern“ aus hochwertigem Magnesit in sich verborgen hält (wie Stöcke siehe S. 41) kann man auf Grund der bisherigen Aufschlüsse nicht sagen. Aus den Lagerungsverhältnissen ist aber zu entnehmen, daß der Magnesit ohne besondere Ver-

dickungen auf dem Kalk eine ziemlich gleichmäßige Schichte bildet, so daß die Wahrscheinlichkeit dieser Vermutung sehr gering ist.

Eine wesentliche Qualitätsbesserung auf größere Bereiche ist in der Lagerstätte wegen der gleichmäßigen Schichtenmächtigkeit des Magnesites nicht zu erwarten, da der Magnesit (nicht wie bei Stock- oder Linsenform) gemeinsam mit dem Nebengestein durchbewegt, vertalkt und redolomitisert wurde.

Grobspätige Magnesite treten nur selten in den Liegendteilen der Lagerstätte auf.

Bändermagnesite wurden in einem zugänglichen Stollen beobachtet. Unter ihnen kommen ganz feinkristalline feinbänderige, (sehr reich an Schieferresten) und grobkristalline, bänderig-bankige Magnesite (weniger pigmentiert) vor. An den Bändermagnesiten ist ein „antipolares Wachstum“ der Kristalle (E. Clar 1931) deutlich zu beobachten.

Da die Richtung der Bänderung mit der Fallrichtung der flachliegenden Hangendschiefer übereinstimmt und die dunklen Bänder, die örtlich eine Art Schichtfläche bilden, reichlich Schieferreste enthalten, kann hier im Sinne von E. Raguin (1958) ein erhalten gebliebenes Sedimentärgefüge vorliegen. An anderen Stellen, wo sich die Bänderung im massigen Magnesit verliert, ist dieselbe als ehemaliges Anlagerungsgefüge schwer zu erklären.

Es ist bemerkenswert, daß die Lagerstätte am Hohenburg sehr arm an Begleitmineralien ist. Es wurden lediglich folgende Mineralien vorgefunden:

Dolomit: weiß, grobspätig und massig; bildet keine aufgewachsenen Kristalle.

Talk: tritt am häufigsten als metasomatisch vertalkte Hangendschiefer auf, ist aber auch feinschuppig oder massig im Magnesit reichlich zu finden.

Pyrit: tritt im Magnesit nur selten auf.

Als feine Klufteinkrustung wurden winzige Quarzkristalle beobachtet.

Auf die Tektonisierung der Lagerstätte und auf die Zerklüftung des Magnesits wurde schon hingewiesen. Die Obertagsaufschlüsse sind im Lagerstättenbereich sehr mangelhaft, und ohne Grubenkartierung kann über die Tektonik nichts Ausreichendes gesagt werden. Es wurde lediglich festgestellt, daß der Liegendkalk einen Faltenbau besitzt, dessen B-Achsen flach ungefähr nach „N“ zeigen.

Östlich der Lagerstätte, unter der Fuchswand und E davon (siehe geologische Karte) sind große Magnesitblöcke verstreut. Neben diesen Blöcken konnte auch anstehender Magnesit vorgefunden werden. Es ist anzunehmen, daß durch eine Schuppung (Taf. 3, Fig. 2) ein Teil von der Hauptmasse der Lagerstätte abgerissen und durch Blockmassen verschüttet wurde.

Magnesitausbisse (Pinolite) in gleicher Höhe der Lagerstätte, aber an der S-Seite des Hohenburgs zeigen, daß die Magnesitisierung unterhalb des Gipfels (1382 m) in geringem Ausmaß durchgeht.

Die Oberflächenausdehnung, die Durchschnittmächtigkeit des Magnesits und die weitem Magnesitausbisse in der Umgebung sind Gründe;

daß man — nicht eingerechnet die tiefere Fortsetzung; die noch gar nicht bekannt ist — die Magnesitlagerstätte am Hohenburg zu den größten Vorkommen der weiteren Umgebung zählen kann.

C. Sonstige Magnesitausbisse

Im Zuge der geologischen Kartierung wurden entlang des Karbonkalkzuges einige schon bekannte, aber auch bisher noch nicht entdeckte kleinere Magnesitvorkommen angetroffen (Taf. 6, Fig. 1, 2).

Die wichtigsten von diesen Ausbissen sind auch auf der geologischen Karte (1 : 12.500) etwas übertrieben ausgeschieden oder mit einem „M“ (Magnesit) eingetragen worden.

Vom Laintal (bei Drittesdorf) ausgehend, ist der Kalkzug mit Unterbrechungen (Querstörungen) praktisch in seiner Gesamtlänge bis zum Lamingtal (SE Kirchkogel 982 m) magnesitisiert oder dolomitisiert worden.

Dazu ist zu bemerken, daß SW der Lagerstätte Oberdorf „Wieserseite“ hauptsächlich Pinolite und NE dieser Lagerstätte in der Mehrheit pigmentfreie Spatmagnesite verbreitet sind.

D. Zur Genesis der Magnesit-Talklagerstätten

Nachdem in den vorhin beschriebenen Lagerstätten Oberdorf und Hohenburg (1382 m) Magnesit und Talk nebeneinander Lagerstätten-bildend vorkommen und die Bildung von beiden Mineralien eng zusammenhängt, werden auch die genetischen Verhältnisse gemeinsam erörtert. Um die genetischen Zusammenhänge besser zu verstehen und entsprechende Hinweise bezüglich der „Magnesitfrage“ machen zu können, wird zunächst die Frage der Talkbildung behandelt.

1. Über die Talkbildung

Innerhalb der alpinen Talklagerstätten kann man, von genetischen Gesichtspunkten ausgehend (geologisch-petrographische Erscheinungsform), verschiedene Lagerstättentypen auseinanderhalten (Übergänge sind möglich).

a) Metamorphe Talklagerstätten, die in Begleitung von epizonalen Gesteinen (Chloritoidschiefer) am häufigsten an tektonischen Störungen gebunden vorkommen (Mautern und Umgebung).

b) Lagerstätten, die an Serpentin- bzw. Hornblendegesteinen liegen und aus diesen durch Thermallösungen hervorgegangen sind (Anger bei Weiz).

c) Talkvorkommen, die an größere, in der Regel an eisenarme Magnesitlagerstätten gebunden sind (W. Petraschek). Zu diesen Typen gehören die in meinem Arbeitsgebiet untersuchten Lagerstätten (Oberdorf, Hohenburg). Im weiteren bezieht sich die Beschreibung auf diese Talkvorkommen.

Der Talk kommt linsen- oder nesterförmig am meisten an Kontaktflächen von Magnesit zum quarzreichen Schiefer vor, wo in erster Linie die Schiefer, aber auch der Magnesit vertalkt wurde. Außerdem tritt der

Talk an Gleitflächen, entlang Quarzgängen und feinverteilt, von den lokalen Verhältnissen abhängig, innerhalb des Magnesitkörpers auf.

Wie im weiteren Verlauf der Beschreibung zu ersehen ist, kann man mit Sicherheit behaupten, daß der Talk metasomatisch durch Verdrängung des Quarzes von Magnesialösungen oder des Magnesits durch Kieselsäure entsteht. Daher ist die Reinheit und Struktur des Talkes (massig, schiefrig oder körnig) in ungestörtem Zustand von den Eigenschaften des Muttergesteins abhängig.

Vorerst möchte ich den Fall erörtern, wo das quarzreiche Nebengestein (Hangendschiefer) des Magnesits in Talk umgewandelt wurde. Als Ausgangs- bzw. Muttergestein des Talkes kommen Sandsteine (Sandsteinschiefer), Konglomerate (Konglomeratschiefer) und feinkörnige, quarzreiche, tonig-graphitische Schiefer in Betracht (siehe petrographische Beschreibung).

An zahlreichen Anschliffen (Schliff: 1, 25, 26 und 28) und Dünnschliffen (Schliff: 7, 174) wurden Proben, die verschiedene Grade der Vertalkung aufwiesen, untersucht. Es wurde dabei festgestellt, daß beispielsweise bei einem Sandstein von unterschiedlicher Korngröße zunächst das feinste Bindemittel aufgezehrt wird, wobei die relativ größeren Quarzkörner noch erhalten bleiben. Wenn der Prozeß der Verdrängung weiter anhält, wird das Ganze außer der unlöslichen Substanz (Graphit) in Talk übergehen. Da nach der Talkbildung noch lokale Bewegungen stattfanden, bewahrt der Sandstein, besonders bei einheitlicher Korngröße, äußerst selten sein ursprüngliches Korngefüge.

Erstmalig aus der Oberdorfer Lagerstätte (Talkumstollen) konnte ich ein vollständig vertalktes Konglomerat mit ausgezeichnetem Korngefüge vorfinden. Die in feiner, sandig und graphitpigmentierter Grundmasse isoliert liegenden Quarzgerölle (0—20 mm) wurden ohne Strukturveränderung in reinen grünlichweißen Talk umgesetzt. Die Grundmasse wurde, dem Muttergestein entsprechend, in pigmentreichen Talk umgewandelt. Dieser Fund ist nicht nur ein einwandfreier Beweis für die metasomatische Talkbildung, sondern liefert ein Musterbeispiel der „gefügeerhaltenden Metasomatose“ im Sinne von E. Raguin (1958). Diese Art der Talkbildung, wo die Kieselsäure durch Magnesialösungen direkt verdrängt wird, ist an den Lagerstätten Oberdorf und Hohenburg (1382 m) am häufigsten anzutreffen.

In Oberdorf (Talkumstollen) wurde beobachtet, daß dort, wo die quarzreichen Hangendschiefer als Härtlinge sich gegen und in den Magnesitkörper hineinpressen, die Talkbildung am intensivsten ist (der Druck begünstigt die Reaktion). Plastische Hangendschiefer, die dem Druck ausgewichen sind, zeigen keine Vertalkung. Daß das vorhin beschriebene vertalkte Konglomerat sein Gefüge erhalten konnte, ist dadurch zu erklären, daß es wohl von der Nähe, aber außerhalb der Quetschzone stammt.

Seltener ist der Fall, wo die Vertalkung eines Quarzsandsteines in zwei Etappen erfolgt. Da werden die Sandsteinkörner zunächst durch Dolomit verdrängt (totale Verdrängung), und dann wird der Dolomit von den Kristallrändern ausgehend in Talk übergehen. (Anschliff: 2, 12, 23, 24, 27, 30, 35 und 37). Diese Erscheinung ist durch wechselnden Kiesel-

säure- und Kohlensäure-Überschuß zu erklären. Auch von K. A. Redlich (1934) wurden Fälle erwähnt, wo der Magnesit die Schiefer verdrängt.

Die Dolomitisierung erzeugt aus feinen Quarzkörnern kleine und aus größeren Körnern größere Kristalle, wobei die Rundungen der größeren Gerölle teilweise erhalten bleiben. Während der nachträglichen Vertalkung fallen zunächst die feinen Dolomitkristalle (die Grundmasse) der Vertalkung zum Opfer. So ist es möglich, daß in reinem Talk einzelne größere (0—20 mm), dunkelgraue Dolomitkristalle (Porphyroblaste) verstreut vorhanden sind, die nach ihrer rundlichen Form ursprünglich einem größeren isolierten Quarzgeröll entsprechen (der Dolomit wurde röntgenographisch bestimmt).

Magnesitporphyroblasten im Talk — die sich durch ihre kantig-rhomboedrische Kristallform von den vorhin beschriebenen (rundlichen) unterscheiden — bilden sich während der Talkbildung durch das örtliche Aufsteigen des CO_2 -Partialdruckes (bei der Talkbildung wird CO_2 frei). Solche Erscheinungen wurden von Oberdorf schon von H. Meixner (1952) beschrieben.

Talkbildung mit Kieselsäureeinwirkung aus Magnesit bzw. aus Dolomit. Am häufigsten trifft man diese Form der Vertalkung an Kontaktflächen des Magnesites zum Hangendschiefer.

Auch von K. O. Welsch (1938) wurden die Pseudomorphosen von Talk nach Pinolitmagnesit in ähnlichen Verhältnissen vorgefunden. Durch diesen Fund wurde erstmals der Beweis erbracht, daß der Talk jünger ist als der Spatmagnesit.

Der aus weißem Magnesit gebildete Talk ist grünlichweiß, massig, enthält keinerlei Verunreinigung. An Anschliffen (Schliff: 10, 11) ist deutlich zu beobachten, daß der Talk besonders an Spaltrissen und in Klüften direkt in den Magnesit hineinwächst. Die von SiO_2 -Lösungen angegriffenen Kristallflächen verlieren ihren Glanz, wobei an Spaltrissen feine mikroskopische Talkschuppen erscheinen. Bemerkenswert ist, daß der Magnesit stellenweise in unmittelbarer Nähe der Vertalkung gebogene (gewölbte) Spaltflächen aufweist (tektonische Beanspruchung) und leicht dolomitisiert wurde. Eine intensive Pyritisierung ist an den vertalkten Stellen sowohl im Schiefer als auch im Magnesit zu beobachten.

Auf der Lagerstätte Hohenburg findet man nicht nur an den Randgebieten, sondern auch innerhalb des Magnesitkörpers verbreitete Vertalkungen. Wie auch E. Kittl (1919) bemerkte, ist hier der Talk zur Gänze an Magnesit gebunden.

Die Dünnschliffuntersuchungen (Schliff: 171—176) haben erbracht, daß der Talk in den starken Druckwirkungsbereichen den Magnesit aus Spaltrissen und Klüften ausgehend verzehrt, wobei an den vertalkten Stellen feine Dolomitisierung zu bemerken ist. H. Meixner (1952) behauptete, daß bei der Talkbildung freigewordene CO_2 in Anwesenheit von CaCO_3 unter Dolomitisierung mit dem Magnesit reagiere. In diesem Sinne könnte man bis zu einem gewissen Grad die Vertalkung und die Dolomitisierung des Magnesites in Zusammenhang bringen. Zweifellos ist der hohe (sekundäre) CaO-Gehalt des Magnesites am Hohenburg auf die intensive Vertalkung zurückzuführen. Nach

oder während starker Zerklüftung wurde die gesamte Lagerstätte, ausgenommen die kompakten Teile, von SiO_2 -Lösungen betroffen, wobei auch der Quarzgehalt der im Magnesit vorhandenen Schieferreste teilweise zur Talkbildung verbraucht wurde.

Beachtenswert bei den vorhin erörterten Talkbildungsarten, wo Kieselsäure auf magnesiereiches Gestein (Magnesit oder Dolomit) wirkt, ist, daß an vertalkten Stellen nur selten freier Quarz beobachtet werden konnte. Das bedeutet, daß die reagierende Menge der Kieselsäure mit der Verdrängung (Vertalkung) im Gleichgewicht steht, während die P/T-Verhältnisse ziemlich konstant bleiben (E. Raguin: „Gleichgewichtsmetasomatose“).

Anders sind die Verhältnisse SW Kirchkogel, wo eine Magnesit-scholle in den Rissen und Klüften mit weißem Quarz durchzogen ist. In diesem Fall erfolgte während der Durchädung (SiO_2 -Zufuhr) eine kurz andauernde Erwärmung und Druckanstieg, welche für eine intensive Vertalkung nicht ausreichte. Es blieb nur an den Rändern des Quarz-ganges zum Magnesit eine feine weiße Talkhaut als Reaktionsprodukt zurück.

Aus den aufgezählten Beispielen über die Talkbildung geht deutlich hervor, daß der Talk unter 530°C (Winkler, 1960) ein stabiles Verdrängungsprodukt darstellt, in dem Magnesialösungen auf kieselsäure-hältigem Gestein wirken und umgekehrt. Es ist dabei festzustellen, daß bei gewöhnlicher Temperatur die Kohlensäure stärker ist als die Kiesel-säure, also der Quarz teilweise oder vollständig verdrängt wird: Es bil-det sich Talk oder Dolomit. Nachdem die Kieselsäure erst bei 400°C oder geringer bei hohem Druck wirksamer ist als die Kohlensäure (H. Leitmeier, 1916), wird die Kieselsäure nur unter entsprechenden P/T-Bedingungen den Magnesit zum Teil verdrängen können: Es bildet sich Talk aus Magnesit nach der folgenden Gleichung von H. G. F. Winkler (1960):



(der Druck kann verhältnismäßig gering sein).

Die Verdrängung von Sandstein durch Dolomit (wie erwähnt wurde) zeigt, daß nicht, wie K. A. Redlich bei Talkbildung aus Schiefer angibt, Magnesiumsulfat und Magnesiumchlorid, sondern Mg-hältige Kohlen-säure-Lösungen einwirkten.

K. A. Redlich (1914) behauptet, daß der Talk teils gleichzeitig mit dem Magnesit, teils sekundär gebildet ist.

Wenn wir, wie angenommen, während der Metasomatose mit aszen-denten Lösungen zu tun haben, die an der Schiefer-Kalkgrenze ein-gedrungen sind und aus Kalk den Magnesit und aus quarzreichen Schie-fern den Talk erzeugten, dürften mengenmäßig zwischen Talk und Magnesit nicht so riesige Unterschiede sein. Die Schiefer waren auch zur Genüge zerklüftet, um die Lösungen unter großem Druck eindringen zu lassen. Die Schiefer sind aber, wie allgemein angenommen wird, gegen Lösungen widerstandsfähiger als das Karbonatgestein, daher bildet sich

nur wenig Talk. Es sind aber Ausnahmefälle, wie E. Weinschenk (1900) aus der Talklagerstätte Mautern beschrieb: Die an Kalksteinen angrenzenden Graphitschiefer wurden vollkommen vertalkt, wobei der Kalk keine Magnesitisierungen aufweist.

Da die Bestimmungen von Welser und eigene Beobachtungen erwiesen, daß der Talk sicher jünger ist als der Magnesit, braucht man die Frage der gleichzeitigen Entstehung nicht weiter behandeln. Wichtiger ist zu wissen, wo die Lösungen, nachdem die Magnesitbildung schon abgeschlossen war, für die Talkbildung herkommen. Wenn die Talkbildung, wie O. M. Friedrich (1951) behauptet, „eine gesteigerte zweite Phase der Magnesitmetasomatose“ darstellen würde — wo die zwei Phasen oft durch einen tektonischen Akt getrennt werden können (Friedrich) — müßte man vor allem auch eine zweite Generation von Magnesit vorfinden. Dies ist in Oberdorf nicht der Fall, wohl aber z. B. in der Veitsch, wo kein nennenswerter Talk vorkommt.

Nachdem die Schiefer nur dort vertalkt sind, wo sie unmittelbar mit dem Magnesit in Berührung stehen, ist es offensichtlich, daß das Magnesium nicht azendent zugeführt wurde, sondern aus dem Magnesit stammt. Dies gilt auch umgekehrt und wird auch von W. Petraschek (1937) bestätigt: Daß „Talk (im Magnesit) nicht azendente SiO_2 -Lösungen, sondern vadose, aber profunde Wasserzirkulation die SiO_2 dem Nebengestein entnommen hat“.

Ob und in welchem Maße das während der „Redolomitisierung“ freigewordene Mg bei der Talkbildung verbraucht wird, konnte noch nicht festgestellt werden, aber die Möglichkeit eines solchen Vorganges ist nicht ausgeschlossen. Warum der Talk in der Regel mit Fe-armen Magnesiten verbunden ist (W. Petraschek, 1937), ist wahrscheinlich dadurch zu erklären, daß die Fe-reichen Magnesite chemisch stabiler sind; sie zeigen keine intensive, sekundäre „Redolomitisierung“, sie sind relativ Ca-arm.

Wie geschätzt wurde, ist das Mengenverhältnis zwischen dem aus dem Magnesit und aus dem Schiefer entstandenen Talk etwa 2:3. Das ist ein annehmbares Verhältnis, wenn man auf Grund der Beobachtungen behauptet, daß der Talk unter Einwirkung von Thermallösungen während mechanischer Beanspruchung („Stress“) einen Lösungsaustausch (Reaktionsprodukt) zwischen Magnesit und quarzreichem Schiefer darstellt.

Wenn man die Talkbildung in diesem Sinne betrachtet, ist es verständlich — wie Redlich (1934) bemerkte — warum dem Talk in der Paragenese und Sukzession der Magnesitlagerstätten eine Sonderstellung zukommt.

2. Die Frage der Magnesitentstehung

wurde kurz nach der Entdeckung von Spatmagnesitlagerstätten aufgeworfen. Schon damals hatte J. Rumpf (1873) den dichten, im Serpentin auftretenden Magnesit genetisch von den Spatmagnesiten getrennt. Er betont, daß die verschiedenen Lagerstätten des Spatmagnesits „durch ein und dieselben Ursachen bedingte Entstehung“ haben müssen.

Nachdem die ostalpinen Spatmagnesite, wie es auch heute hervorgehoben wird, als Produkte eines geologischen Großvorganges anzusehen sind, bezieht sich auch die Frage der Genesis nicht auf die Einzellagerstätten, sondern auf die Spatmagnesite als solche.

Das Problem der Magnesitforschung, wie H. Leitmeier (1951) es bezeichnete, „gehört zum Schwierigsten, was uns die Natur an Rätseln zur Auflösung bietet“, weshalb auch die Meinungen von verschiedenen Forschern bezüglich dieser Frage weit auseinander gehen.

Am Beginn der Magnesitforschung hatte K. A. Redlich (1914) auf Grund von heute sichtbaren Verwachsungsformen (Verdrängung von Crinoiden) von Magnesit und Nebengestein eine epigenetische (metasomatische) Entstehung den Spatmagnesiten zugeschrieben und weist auf die genetische Verwandtschaft der Eisenspat-, Ankerit- und Spatmagnesitlagerstätten hin. Diese Auffassung von K. A. Redlich (1934) sowie die Gliederung der Magnesitlagerstätten in verschiedene Typen hat sich bis heute gut durchgesetzt. Allerdings schon vor Redlich hatte J. Rumpf (1873) für magnesitführende Thermen, die in „schlammigen Tümpeln“ zur Kristallisation des Magnesites führten, eine mehr oder weniger sedimentäre Entstehung bevorzugt.

Später (1916), auf Grund chemischer Überlegungen, hält H. Leitmeier entgegen Redlich (Metasomatose) eine sedimentäre Magnesitbildung für möglich und versucht es auf experimentellem Wege zu beweisen. Auch J. Kern (1912) bezweifelt die Metasomatose und denkt — ähnlich wie später Z. Rohn (1950) — an sedimentäre Magnesitbildung unter dem Einfluß von submarinen, basischen Eruptiva.

An die Sedimenttheorie schließen sich noch M. Rozsa (1925), E. Siegl (1958) und Llarena (1953) an, wobei besonders die beiden Letzterwähnten in Leitmeiers zusammenfassender Arbeit (1951) hervorgehoben sind.

H. Mohr (1929) betrachtet die Spatmagnesite Typ „Veitsch“ in gewisser Hinsicht als epimetamorphe Gesteine (kristalline Schiefer). Er begründet seine Behauptung mit der epizonalen Mineralfazies (Eskola: Grünschieferfazies), deren typomorphe Mineralien in den Lagerstätten und im Nebengestein des Magnesits vertreten sind (Epidot — Albit — Zoisit — Talk — Klinochlor).

Den Prozeß der Lagerstättenbildung durch chemische Auswahl bezeichnete Mohr mit dem Wort „Eklektogenese“ und nimmt an, daß die Magnesite aus Dolomit mit Volumenabnahme durch solche chemische Anreicherung (Auslösung) entstanden sind.

Auf der Seite der metasomatischen Theorie (Redlich) wurden sehr wichtige Belege von E. Clar (1954) durch gefügekundliche Untersuchungen gebracht.

In einer gemeinsamen Arbeit hatten E. Clar und O. M. Friedrich auf Kristallisationshöfe, die als mögliche Zentren der Vererzung in Betracht kommen, hingewiesen. Nach gründlichen Überlegungen betont E. Clar (1945) die Zusammenhänge zwischen Vererzung und Metamorphose in den E-Alpen, und damit hebt er die Einzellagerstätten aus ihren lokalen in eine regionale Größenordnung.

In ähnlichem Sinne wie E. Clar, aber nicht von der „Tauernkristallisation“ (Sander) abgeleitet, sondern im Zusammenhang mit andesitischen Gesteinen des alpidischen subsequenten Vulkanismus (Stille), betrachtete W. Petraschek (1932) die Spatlagerstätten, Siderite und Magnesite als Glieder der alpinen Metallogene und weist auf die zonare Anordnung alpiner Erze hin (1953).

In einer zusammenfassenden Arbeit von O. M. Friedrich (1951) werden von verschiedenen Forschern die Gründe, die gegen oder für eine Metasomatose bzw. syngenetisch sedimentäre Entstehung der Magnesite sprechen, erläutert.

Einzelheiten über den Ablauf der Spatmagnetitmetasomatose mit chemischen und mikroskopischen Belegen werden von F. Angel und F. Trojer (1953) gegeben. In diesem Sinne erfolgten weitere Arbeiten von O. M. Friedrich (1958) und E. Clar sowie von H. Meixner und E. Raguin (1958), die besonders wichtige Stützen der metasomatischen Theorie darstellen.

Im weiteren werden die verschiedenen Argumente der syngenetisch-sedimentär- bzw. epigenetisch-metasomatischen Theorie mit Bezugnahme auf die untersuchten Lagerstätten (Oberdorf und Hohenburg) gegenübergestellt.

Die Erörterung erfolgt nach verschiedenen in einer Magnesitlagerstätte zu beobachtenden Daten, die als Resultate von einem oder von mehreren nacheinander folgenden Vorgängen aufzufassen sind:

1. Lagerstättenform.
2. Gefüge.
3. Verhältnis zum Nebengestein.
4. Chemische Beschaffenheit.
5. Sekundäre chemische Erscheinungen.
6. Geologische Position.
7. Tektonische Lage.

1. Die Oberdorfer Lagerstätte ist linsen- bzw. stockförmig (Taf. 7, Fig. 3), erstreckt sich nahe in der „B“-Achsenrichtung des Kalkes. Diese Form ist charakteristisch für metasomatische Körper, kann aber auch, nachdem die Magnesitvorkommen im Streichen auf dem Kalkzug nebeneinander liegen, als eine Mulde oder ein Sedimenttrog (Rozsa: Laguna) mit verschiedenen Querschnitten gedeutet werden. Im Gegensatz dazu können auch auf größeren Flächen, auf Kalk flachschiechtig liegende Magnesite (Hohenburg) oder die von Llarena (1953) beschriebenen Typen, die weniger typisch für einen Verdrängungskörper sind, als epigenetisch-metasomatisch umgewandelte Sedimentgesteine (Kalke oder Dolomite) erklärt werden (E. Clar, 1956). Nach dieser Überlegung kann die Form der Lagerstätte für die genetische Deutung (metasomatisch oder sedimentär) nicht als Beweis betrachtet werden.

2. Erstmals von K. A. Redlich (1934) und später auch von O. M. Friedrich (1958) wurden im Dolomit eingeschlossene Organismen (Crinoiden u. a.), die durch Spatmagnetit verdrängt werden, beschrieben.

Diese Erscheinung spricht eindeutig für eine metasomatische Umwandlung gegenüber Leitmeiers Behauptungen (1917): „Das Eindringen fertiger oder in Bildung begriffener Magnesitkristalle in die Zwischenräume der anderen Karbonate ist keine echte Metasomatose, sondern letzte, oder gleichzeitige Ausfällung von Magnesit — Kalzit — und Dolomit“.

An zahlreichen Belegstücken von Redlich (1934) und von Friedrich (1958) wurde gezeigt, wie Dolomite entlang der sedimentär angelegten Schichtung und entlang der Klüftung durch Magnesit verdrängt werden. Als schönste Beispiele dieser Verdrängungsformen werden von Friedrich die Magnesite von Stangensattel (Tur-rach), von der Veitsch und Kaswassergraben abgebildet. Es handelt sich — wie ich mich an Ort und Stelle (Stangensattel und Veitsch) überzeugen konnte — um einwandfreie epigenetische Verdrängungen, wo im Magnesit auch Relikte („unverdaute“ Reste) des Nebengesteins vorliegen.

Eines ist aber zu bemerken — was auch aus den Beschreibungen von Redlich und von Friedrich hervorgeht — daß solche Verdrängungsformen nur eisenreiche Magnesite (Breunerite) zeigen. An eisenarmen Magnesiten (Typ „Oberdorf“), wo der Eisengehalt (Fe_2O_3) 1% nicht übersteigt, konnten metasomatische Verwachsungen von Magnesit weder im Nebengestein noch im Magnesit selbst beobachtet werden.

Friedrich (1958) beschrieb vom Kaswassergraben, daß eisenarme, meist feinkörnige Magnesite an Klüften von eisenreicheren und grobkörnigeren durchsetzt werden. Es liegen also zwei Generationen von Magnesit vor, es ist aber kaum mit Sicherheit zu entscheiden, ob sie einer gemeinsamen, oder jede einer eigenen Phase angehören.

Das Schicht- und Bändergefüge des Magnesites deutet H. Leitmeier (1951), W. Siegl (1955) wie auch L. Larena (1953) durch diagenetische Kristallisation eines Primärsedimentes.

Mit dem Problem der Bänderung hatte sich E. Clar (1954) eingehend befaßt und konnte als Ergebnis zahlreicher gefügekundlicher Untersuchungen behaupten, daß „die Bänderung nicht unveränderte sedimentäre Anlagerungsrhythmik, sondern im antipolaren Wachstum gestaltet ist“. Er betont weiter, daß die Metasomatose extrem selektiv wirken kann und in der Lage ist, auch sedimentäres Gefüge abzubilden.

In der Lagerstätte Oberdorf treten Bändermagnesite als Seltenheit auf und nur an den Hangendrändern, wo der Magnesit etwas pigmentiert ist. Drusenabsätze wurden beobachtet, die unter Umständen eine Art Bänderung hervorrufen können.

Auf dem Magnesitlager Hohenburg zeigen die Bändermagnesite deutlich das antipolare Wachstum und die stengelige Kornentwicklung der Pinolite (E. Clar), sind aber gegenüber der allgemeinen Auffassung ziemlich stark tektonisiert.

Das Pinolitgefüge des Magnesites entsteht während des Wachstums des Kristalles, wobei die Kohlenstoffsubstanz auf die Seite geschoben wird (W. Petraschek, 1953). Diese Erscheinung entspricht einem Kristallsprossen auf die Art, wie sie K. A. Redlich (1934) und O. M. Friedrich (1958) beschrieb: „Magnesitkristalle — die als Porphyroblasten in

Tongrundmasse schwimmen — sind offenbar porphyroblastisch aufgesproßt“. Es ist also eine Magnesitausscheidung + Kristalloblastese, die man sich unter entsprechenden Bedingungen (Thermen) in „schlammigen Tümpeln“ besser vorstellen könnte als epigenetisch in einem festen Tonschiefer (J. R u m p f). Auch die „Eisblumentextur“ des Magnesits kann nach der Sedimenttheorie ähnlich erklärt werden. Z. R o h n (1950) spricht — bezüglich der Pinolite — von Magnesitablagerung mit Beimengung von bituminösem Schlamm. Er hält also die Pinolite für synsedimentär oder diagenetisch. In der Oberdorfer Lagerstätte wurden Pinolite gefunden, in denen leicht vertalkte Schieferreste schwimmen (siehe S. 43). Die länglich gestalteten, ziemlich langen Magnesitindividuen (0—4 cm) sind nahe der in den Schieferstücken erhaltenen „s“-Fläche eingefügt. Die Kristallisation war entweder durch die vorbestehende Schieferung richtungsbestimmend beeinflusst oder es wurde sowohl die Schieferung als auch die Kristallisation postdiagenetisch durch den Gebirgsdruck bestimmt. Magnesitisierungen durch Kristallsprossen sind auch am Rande der Lagerstätte H o h e n b u r g im Hangendschiefer beobachtet worden.

Die Kristallisation des Magnesits ist sicher postsedimentär, höchstwahrscheinlich postdiagenetisch. Eine diagenetische Kristallisation wird abgelehnt, da die Kristallisationstemperatur des Magnesits mit etwa 400°C *) bereits im Bereich der ersten metamorphen Tiefenstufe liegt.

In solchen Fällen aber, wo Kristalloblastese (Kristallsprossen) in kalkfreien Schiefen vorliegt, kann von Metasomatose kaum die Rede sein. Diese ist mehr eine hydrothermale Minerausscheidung ohne Stoffaustausch.

Es ist noch zu bemerken, daß so viel und so grobe Kohlen- und Tonsubstanz, wie die Pinolite in ihrem Korngefüge enthalten, im Liegendkalk nirgends zu beobachten ist.

3. Für die Klarstellung genetischer Fragen ist es sehr wichtig, die strukturelle und materielle Beschaffenheit des Nebengesteins selbst und dessen Verhältnis zum Magnesitkörper genau zu studieren.

Die hier beschriebenen Beobachtungen beziehen sich auf die Lagerstätte O b e r d o r f und ihre Umgebung.

a) Magnesit wurde nur in Verbindung mit mächtigen Kalklagen beobachtet; wo der Kalk schmaler wird, weilt auch der Magnesit aus.

b) Der Kalk wurde im Streichen auf beträchtliche Länge magnesitisiert (siehe S. 47), es greift aber der Magnesit, auch nur auf kurze Strecke, nirgends durch den Liegendkalk.

c) Magnesitgänge (wie Erzgänge in epigenetischen Sideritlagerstätten Erzberg, Hüttenberg) im Liegendkalk wurden nicht beobachtet — „Zufuhrwege“ für die Vererzung konnten nicht festgestellt werden. Die Magnesitlagerstätten sind, wie Z. R o h n (1950) bemerkte, „wurzellos“.

d) Die Grenze Kalk — Magnesit (bzw. Dolomit) ist verhältnismäßig scharf, flächenmäßig.

e) Der Kalk wird zum Magnesit hin allmählich heller (reiner), massig und grobkristalliner. Während im Liegendkalk nur selten einzelne Crinoidenreste vorkommen, ist an der unmittelbaren Kalk-, Magnesit- bzw. Dolomit-Grenze, wie es in der Magnesitlagerstätte V e i t s c h der

Fall ist, eine Anhäufung von Crinoidenstielgliedern zu bemerken. (Könnten Organismen bei der Magnesiumanreicherung eine Rolle gespielt haben? — Ist es ein bestimmtes stratigraphisches Niveau?)

t) Intensive Kalzitierungen im Nebengestein sind nicht zu beobachten; (wo ist die metasomatisch verdrängte Ca-Menge hin verschwunden? — könnte man fragen). Diese Merkmale (a—f) sprechen für einen sedimentären Schichtverband.

Die Dolomitrandzone des Magnesites (siehe S. 40) wird — wie aus den Bohranalysen hervorgeht — zum Magnesit hin MgO-reicher und zum Kalk hin CaO-reicher. Die Dolomit-Kalkgrenze ist stets scharf, wobei der spätere Dolomit allmählich in Magnesit „übergeht“. Dieser Übergang ist kein kristallographischer, denn in diesem Fall wird der Dolomit als extrem CaO-reicher „Magnesit“ angesehen, in dem selbständige Dolomit- und Magnesit-, nicht aber Mischkristalle vorliegen. Auf Grund der von H. Meixner (1952) beschriebenen „Redolomitierung“ besteht die Möglichkeit, daß „die Dolomitrandzone“ aus Magnesit durch sekundäre Ca-Zufuhr aus den Liegendkalken entsteht und nicht als eine Zwischenstufe der Metasomatose anzusehen ist. Diese Behauptung scheint ihre Gründe zu haben, denn wo ein unmittelbarer Kontakt zwischen Kalk und Magnesit durch primäre Schiefereinlagerung (siehe S. 88) unmöglich war, fehlt die Dolomitrandzone des Magnesits.

Die Grünschieferzwischenlagerung (siehe S. 16, Taf. 7, Fig. 2) an der Grenze Kalk — Magnesit ist ein sicherer Beweis für die schon erwähnte, im Lagerstättenbereich herrschende Epimetamorphose. Außerdem ist es ein Hinweis auf den submarinen Vulkanismus, welcher unter Umständen mit der Magnesitbildung in Zusammenhang stehen könnte (Z. Rohm, 1950).

4. H. Leitmeier (1917) bezeichnete die Magnesite als mehr oder weniger „ungebildete, monomikte Sedimente“, welche verhältnismäßig arm an Nebengemengteilen sind. Der monomikte Charakter ist, wenn man die sekundären Umwandlungen außer Betracht läßt, für die Oberdorfer Magnesite (siehe S. 41) zutreffend. An dieser Stelle muß der niedrige Fe_2O_3 -Gehalt des Oberdorfer Magnesites (unter 1%) besonders beachtet, und soll gleichzeitig auf die metasomatischen Verdrängungsformen von eisenreichen Magnesiten — die hier fehlen — hingewiesen werden.

Die reiche, begleitende Mineralisation der Oberdorfer Magnesitlagerstätte ist auf die rege Thermalwirkung, die nach der Magnesit-Kristallisation noch wirkungsvoll war, zurückzuführen. Verschiedene Mineral-sukzessionen aus Oberdorf wurden von H. Meixner (1952) beschrieben.

Dolomit-Quarzgänge mit Erz, wie im Großteil der Magnesitlagerstätten, sind in Oberdorf nicht vorhanden.

5. Als sekundäre chemische Veränderungen des Spatmagnesites kann vor allem die Vertalkung und die Redolomitierung erwähnt werden, die bereits besprochen wurden (siehe S. 42).

Umlagerungen anderer Art wurden nicht festgestellt.

6. Da die ostalpinen Spatmagnesite nicht niveaubeständig sind, kommt die geologische Position, besonders was das Alter der Genesis betrifft,

für die genetische Deutung der Magnesite nicht in Betracht. Doch ist es auffallend, daß zwischen der oberostalpinen- und unterostalpinen Trias, die reichlich genug Kalk und Dolomit als Ausgangsgestein für die Metasomatose bot, außer einigen Ausnahmen gerade der Karbonkalkzug der Grauwackenzone von Eichberg bis in das Zillertal magnesitführend ist.

Die geographische Anordnung der Magnesitlagerstätten spricht nach Z. R o h n (1950) für sedimentären Ursprung. Von W. P e t r a s c h e k (1953) wird dasselbe Moment für den zonalen Charakter alpiner Erze gedeutet.

7. Über die zeitlichen Beziehungen zwischen „Vererzung“ und Tektonik kann man nur auf Grund der tektonischen Lage der Magnesitlagerstätten Schlüsse ziehen und dadurch eine relative Altersbestimmung der Magnesite geben; (prae-, syn- oder posttektonisch, bezüglich der alpidischen Gebirgsbildung).

W. P e t r a s c h e k (1947) behauptet, daß die alpine Tektonik fertig war, als sich die Vererzung (Magnesitbildung) abspielte, und nur Brüche folgten ihr nach; (als Ausnahme führt P e t r a s c h e k die verschuppte Magnesitlagerstätte V e i t s c h a n.)

Der Magnesit ist (P e t r a s c h e k) älter als Braunkohlenmiozän, aber jünger als die vorgosauische Tektonik (Oligozän oder älteres Miozän).

Mehr oder weniger wird diese Ansicht von K. A. R e d l i c h (1934), E. C l a r (1956), O. M. F r i e d r i c h (1951) und von K. M e t z (1938) vertreten. Nach O. M. F r i e d r i c h hält die Magnesitmetasomatose solange an, als die Gebirgsbildung dauert.

Die Bänderung der Kalke sowie der Magnesite ist nach K. M e t z (1938) — während die „N o r i s c h e Ü b e r s c h i e b u n g“ andauert — im Zeitraum von vorgosauisch bis Eozän entstanden.

Gänzlich anderer Meinung sind A. T h u r n e r (1947) und R. S c h w i n n e r (1937), die Magnesite von den Sideriten trennen und behaupten, daß die Spatmagnesite vortriadische (variscische) Gebilde sind. Auch F. A n g e l und F. T r o j e r (1953) zweifeln nicht daran, daß es „auch alte Spatmagnesite eines metamorphen Zyklus gibt“, die im Laufe der alpiden Orogenese sideritisch beeinflußt wurden.

Da die Magnesite an geologisch bestimmbare Sedimente gebunden sind, bleibt den Vertretern der „Sedimenttheorie“ das Altersproblem erspart.

Nachdem die lokalen tektonischen Verhältnisse der Oberdorfer Lagerstätte schon erörtert wurden (siehe S. 44), möchte ich die Magnesite im Zusammenhang mit der Großtektonik betrachten. Im Kapitel für Tektonik (siehe S. 28) wurde bezüglich der „Karbonshuppen“ (siehe S. 35) auf die von K. A. R e d l i c h (1924) und von H. P. C o r n e l i u s (1952) beschriebene, in die „N o r i s c h e E i n h e i t“ postkristallin eingeschuppte Magnesitlinse bei A r z b a c h g r a b e n schon hingewiesen (siehe S. 36).

Wenn die „N o r i s c h e Ü b e r s c h i e b u n g“, wie A. T o l l m a n n (1959) behauptet, alpidisch (vorgosauisch) ist und die „Teilverschuppungen“ (siehe S. 35), wie ich annehme, noch jünger sind, so wäre es denkbar,

daß zumindest eine Gruppe der Magnesite der „Veitscher Decke“ präalpidisch ist oder in die Zeitspanne zwischen „Norischer Überschiebung“ und der nachfolgenden Verschuppung hingehört.

Als Schlußfolgerung der genetischen Fragen, die hier zusammenfassend von verschiedenen Gesichtspunkten erörtert wurden, möchte ich folgendes bemerken:

Die Bildung der ostalpinen Spatmagnesite schließt sich an einen geologischen Großvorgang an. — Die Kristallisation erfolgt postdiagenetisch unter hoher Temperatur (400°C^*), welche nicht nur in engerem Lagerstättenbereich, sondern regional nachzuweisen ist (Epimetamorphose). — Auf Grund der bisherigen Ergebnisse ist nicht mit Gewißheit zu sagen, ob die Magnesianreicherung primär ist oder ob sie epigenetisch, gleichzeitig mit der Kristallisation erfolgte. Die Spatmagnesite sind nachweisbar von jüngerer Tektonik (Verschuppung) betroffen worden. Diesem Akt sind wahrscheinlich die Redolomitisierung, die Vertalkung und die tiefstempertierten ($300\text{—}350^{\circ}\text{C}^*$) Dolomit-Quarzgänge mit Erz zuzuzählen.

Um die Frage der Magnesitenstehung richtig beantworten zu können, muß man weitere Untersuchungen, in denen besonders die Beschaffenheit (Metamorphose) und das Gefüge des Nebengesteins des Magnesites überprüft werden, unternehmen. Neben Detailbeobachtungen sind für die zeitlichen Beziehungen auch großtektonische Erscheinungen von großer Bedeutung.

Das Magnesitproblem darf nicht einseitig behandelt werden, da es offensichtlich ältere und jüngere Spatmagnesite (Typ „Veitsch“) gibt, die in eigenen, aber auch in gemeinsamen Lagerstätten vorkommen und genetisch verschieden sein können.

*) B e m e r k u n g : Im Rahmen des Mineralogischen Institutes sind Untersuchungen von Univ.-Doz. Dr. A. Preisinger und von cand. phil. A. Biedl über Karbonatminerale im Gange. Unter anderem wurden Dolomite, Magnesite und umkristallisierte Crinoidenstielglieder aus der Magnesitlagerstätte Veitsch röntgenographisch untersucht.

Es wurde festgestellt, wie aus den freundlichen Mitteilungen der oben genannten Forscher hervorgeht, daß die Bildungstemperatur (Kristallisation) des Magnesits etwa 400°C betrug. — Die Verdrängungen von eisenreichem Spatmagnetit sind nach Preisinger sicher jüngere Bildungen. — Die Bildungstemperatur der jüngeren Dolomit-Quarzgänge mit Erz ist mit etwa 300°C anzugeben. — Aus umkristallisierten Crinoiden in tonigen Schiefern wurde das CaCO_3 weggeführt und durch Quarz und Tonerde ausgetauscht. — Der Zwischenschiefer („Quarzschiefer“) und die „graphitischen“ Schiefer im Lagerstättenbereich enthalten 30—80% Chlorit. — Rezente, als Kalzit kristallisierende Crinoidenskelette enthalten, von der Wassertemperatur abhängig, im Kalzit eingebaut 10—12% Magnesiumkarbonat. — Umkristallisierte Crinoiden ergaben sich röntgenographisch z. T. als Dolomite.

Literaturverzeichnis

A. Zum geologischen Teil

- Angel F., Gesteine der Steiermark. — Mitt. Naturw. Ver. f. Stmk., 60, 1—302, Graz 1924.
- Cornelius H. P., Zur Seriengliederung der vorsilurischen Schichten der Ostalpen. — Verh. Geol. B. A. 1935, 70—80, Wien 1935.
- Zur Einführung in die Probleme der Nordalpinen Grauwackenzone. — Mitt. Reichsanst. f. Bodenforschung, Bd. 2, 1—7, Wien 1941.
- Die Vorkommen altkristalliner Gesteine im Ostabschnitt der nordalpinen Grauwackenzone zwischen Ternitz und Turnau. — Mitt. d. Reichsanst. f. Bodenforschung, 19—52, Wien 1941.
- Die Geologie des Mürztalgebietes. — J. B. Geol. B. A., Sonderbd. 4, 1—94, Wien 1952.
- Gesteine und Tektonik im Ostabschnitt der nordalpinen Grauwackenzone, vom Alpen-Ostrand bis z. Aflenzer Becken. — Mitt. Geol. Ges. 42—43, 1949—1950, 1—234, Wien 1952.
- Frasl E., Zur Erforschungsgeschichte der nördlichen Grauwackenzone der Ostalpen. — Unveröff. Diss., Univ. Wien, 1953.
- Gärtner H. R. v., Die Eingliederung des ostalpinen Paläozoikums. — Z. D. Geol. Ges. 86, 241—265, Berlin 1934.
- Haberfellner E., Graptolithen aus dem unteren Ordovocium vom Gaishorn im Palental. — Verh. Geol. B. A. 1931, 235—238, Wien 1931.
- Graptolithen aus dem Untersilur bei Liezen im Ennstal. — Verh. Geol. B. A. 1931, 242—246, Wien 1931.
- Die Geologie des Eisenerzer Reichenstein und des Polster. — Mitt. d. Mus. Joanneum 2, 3—32, Graz 1935.
- Hammer W., Beiträge zur Kenntnis der steirischen Grauwackenzone. — J. B. Geol. B. A. 74, 1—34, Wien 1924.
- Hauser L., Petrographische und geologische Studien am Westende des Klettschach-Gneiszuges (Stmk.) — Zentr. Bl. f. Min. Petr. usw. 1934, 266—285, Wien 1934.
- Die geologischen und petrographischen Verhältnisse im Gebiet der Kaintaleckschollen — mit einem Beitrag von K. O. Felsner. — J. B. Geol. B. A. 88, 1938, 217—259, Wien 1939.
- Diaphthoritische Karinthin-Granatamphibolite (Ritinger-Typus) aus der Grauwackenzone der Umgebung von Leoben. — Tschermaks Min. Petr. Mitt. 50, 181—193, Leipzig 1939.
- Das Altkristallin der Grauwackenzone der Umgebung von Leoben. — Mitt. Nat. Wiss. V. Stmk. 75, 31—34, Graz 1939.

- Gibt es ein Rannachkonglomerat? — Tsch. Min. Petr. Mitt. 1950, 107—133. Leipzig 1950.
- Heritsch F.**, Geologische Studien in der Grauwackenzone der nordöstlichen Alpen, II. Versuch einer stratigraphischen Gliederung der Grauwackenzone im Paltental nebst Bemerkungen über einige Gesteine (Blasseneckgneis, Serpentine) und über die Lagerungsverhältnisse. — Sitz.-Ber. A. W. Wien, 118, 115—135, Wien 1909.
- Zur Kenntnis der obersteirischen Grauwackenzone. — Zentr. Bl. Min. 1910, 692—699, Stuttgart 1910.
- Geologische Untersuchungen in der Grauwackenzone der nordöstlichen Alpen, III. Die Tektonik der Grauwackenzone des Paltenales. — Sitz.-Ber. A. W., Abt. I, m.-n. Kl., 1911, 95—115, Wien 1911.
- Zur Kenntnis der Tektonik der Grauwackenzone im Mürztal. — Zentr. Bl. Min. Geol. usw. 1911, 90—95, 110—117, Stuttgart 1911.
- Die Trofaiachlinie. — Verh. Geol. B. A. 1911, 274—278, Wien 1911.
- Beiträge zur geologischen Kenntnis der Steiermark, VIII. Die stratigraphische Stellung der fossilführenden Karbonschichten der Veitsch (Obersteier) — Mitt. Natw. V. Stmk., 55, 99—106, Graz 1919.
- Geologie der Steiermark. — Mitt. Nat. Wiss. V. Stmk., Graz 1922, Karte 1 : 300.000.
- Korallen aus dem Karbon der Veitsch in Obersteiermark. — Sitz.-Ber. A. W. Wien, Abt. I, m.-n. Kl., 767—771, Wien 1928.
- Unterkarbonische Korallen aus dem Sunk bei Trieben. — Mitt. Nat. W. V. f. Stmk., 1933, 76—82, Graz 1933.
- Hiesleitner G.**, Zur Geologie der erzführenden Grauwackenzone von Radmer bei Hieflau. — J. B. Geol. B. A. 81, 49—80, Wien 1931.
- Zur Geologie der erzführenden Grauwackenzone des Johnsbachtales. — J. B. Geol. B. A., 1935, 81—100, Wien 1935.
- Homann O.** Der geologische Bau des Gebietes Bruck/Mur—Stanz. — Mitt. Mus. Joaneum, 14, Graz 1955.
- Lesko I.**, Geologische und lagerstättenkundliche Untersuchungen im Raume Oberdorf a. d. Laming. — Diss. Phil. Fak. Univ. Wien 1960.
- Metz K.**, Die tektonische Stellung diaphthoritischen Altkristallins in der steirischen Grauwackenzone. — Zentr. Bl. Min. usw. B. 1937, 315—328, Stuttgart 1937.
- Die stratigraphische Stellung der Veitsch auf Grund neuer Fossilfunde. — Berg- und Hüttenmänn. J. B., 85, 1—5, Wien 1937.
- Die Geologie der Grauwackenzone von Leoben bis Mautern. — J. B. Geol. B. A., 88, 165—194, Wien 1938.
- Ein Beitrag zur Frage der Fortsetzung des Semmeringmesozoikums nach Westen. — Verh. Geol. B. A., 1945, 91—103, Wien 1947.
- Die regionaltektonische Bedeutung der Querstruktur von Treglwang bis Gaißhorn in der steirischen Grauwackenzone. — Berg. u. Hüttenmänn. M. H., 96, Heft 4, 86—94, Leoben 1951.
- Die stratigraphische und tektonische Baugeschichte der steirischen Grauwackenzone. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 44, 1951, 1—84, Wien 1953.

- Geologische Karte der Steiermark 1 : 300.000, Graz 1957.
- Gedanken zu baugeschichtlichen Fragen der steirisch-kärntnerischen Zentralalpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 50, 1957, 201—250, Wien 1958.
- Mohr H., Zur Tektonik und Stratigraphie der Grauwackenzone zwischen Schneeberg und Wechsel. — Mitt. Geol. Ges., Wien, 3, 104—213, Wien 1910.
- Schwinner R., Neue Anschauungen über den Alpenbau, gewonnen an den Ostalpen, besonders der östlichen Grauwackenzone. — Z. D. Geol. Ges. 75 b, 164—176, Berlin 1923.
- Geröllführende Schiefer und andere Trümmergesteine aus der Zentralzone der Ostalpen. — Geol. Rundschau, 20, 211—244, 343—370, Wien 1929.
- Varistisches und alpines Gebirgssystem. — Geol. Rundschau, 24, 1933, 144—159, Berlin 1933.
- Zur Gliederung der phyllitischen Serien der Ostalpen. — Verh. Geol. B. A., 1936, 117—124, Wien 1936.
- Spengler E., Zur Tektonik des obersteirischen Karbonzuges bei Thörl und Turnau. — J. B. d. Geol. B. A., 70, 1920, 235—254, Wien 1920.
- Über die Tektonik der Grauwackenzone südlich der Hochschwabgruppe (mit einem Beitrag von H. P. Cornelius). — Verh. Geol. B. A., 1926, 127—143, Wien 1926.
- Stiny J., Aufnahmebericht über Blatt Bruck/Mur—Leoben. — Verh. Geol. B. A., 1930, 41—43, Wien 1930.
- Geologische Spezialkarte von Österreich (1 : 75.000), Blatt Bruck—Leoben. — Wien 1933.
- Tollmann A., Semmering und Radstädter Tauern. — Mitt. Geol. Ges., 50, 1957, 325—353, Wien 1958.
- Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchungen des zentralalpiner Mesozoikums. — Mitt. Ges. Geol. Bergbau Stud., 10, 1959, 3—62, Wien 1959.
- Toula F., Beiträge zur Kenntnis der nördlichen Grauwackenzone der nördlichen Alpen. — Verh. Geol. R. A., 1877, 240—244, Wien 1877.
- Vacek M., Über den geologischen Bau der Zentralalpen zwischen Enns und Mur. — Verh. Geol. R. A., 1886, 71—83, Wien 1886.
- Über die kristallinische Umrandung des Grazer Beckens. — Verh. Geol. R. A., 9—20, Wien 1890.
- Vetters H., Die Trofaiachlinie. — Verh. Geol. B. A., 1911, 151—172, Wien 1911.

B. Zum Lagerstättenkapitel

- Angel F. u. Trojer F., Zur Frage des Alters und der Genesis alpiner Spatmagnesite. — Radex-Rundschau, 1955, 374—392, Radenthein 1955.
- Der Ablauf der Spatmagnetit-Metasomatose. — Radex-Rundschau, 1953, H. 7—8, 315—334, Radenthein 1953.

- Clar E.**, Zum Kapitel Lösungsumsatz in Kalken. — N. J. Min. usw., 1928, Beil. Bd. IX/b, 167—172, Stuttgart 1928.
- Die Gefügeregelung eines Bändermagnesites (aus der Breitenau bei Mixnitz, Stmk.). — J. B. Geol. B. A., 81, 387—401, Wien 1931.
- Ostalpine Vererzung und Metamorphose. — Verh. Geol. B. A., 1945, 29—37, Wien 1945.
- Geologische Begleitbemerkungen zu O. M. Friedrichs Lagerstättenkarte der Ostalpen. Radex-Rundsch., 1953, H. 7—8, 408—416, Radenthein 1953.
- Über Parallel-, Schräg- und Kreuzbänderung in Spat-Lagerstätten. — Tschermaks Min. Petr. Mitt., 4, 1954, 53—69, Leipzig 1954.
- Über die Herkunft der ostalpinen Vererzung. — Geol. Rdsch., 42, 1954, 107—127.
- Gefügekunde als Hilfsmittel der Lagerstättengeologie. — Berg- u. Hüttenm. Mon. H., 101, 1956.
- Zur Entstehungsfrage der ostalpinen Spatmagnesite. — Car. II, 1956 (Angel, Festschr.), 22—31, Klagenfurt 1956.
- Clar E. u. Friedrich O. M.**, Über einige Zusammenhänge zwischen Vererzung und Metamorphose in den Ostalpen. — Zeitschr. Prakt. Geol., 41, 73—79, 1933.
- Friedrich O. M.**, Überblick über die ostalpine Metallprovinz. — Ztg. Bg. H. u. Salzwes. i. D. R., 1937, 241—253.
- Tektonik und Erzlagerstätten in den Ostalpen. — Berg- u. Hüttenm. Mon. H., 90, 1942, 131—136.
- Die Talklagerstätten des Rabenwaldes, Oststeiermark. — Berg- u. Hüttenm. Mon. H., 92, 1947, 66—85.
- Überschiebungsbahnen als Vererzungsflächen. — Berg- u. Hüttenm. Mon. H. 93, 1948, 14—16.
- Zur Genese ostalpiner Spatmagnetit- u. Talklagerstätten. — Radex-Rundschau, 1951, H. 7, 281—298, Radenthein 1951.
- Zur Erzlagerstättenkarte der Ostalpen. — Radex-Rundschau, 1953, H. 7—8, 371—407, Radenthein 1953.
- Zur Genesis der ostalpinen Spatmagnetitlagerstätten. — Berg- u. Hüttenm. Mon. H., 103, 1958, H. 12, S. 244. — Radex-Rundschau, 1959, H. 1, 393—420.
- Foetterle F.**, Über ein neues Vorkommen von Magnetit in der Steiermark. — J. B. Geol. R. A., 6, 68—72, Wien 1855.
- Haas H.**, Die Begleitelemente in rhomboedischen Karbonaten. Radex-Rundschau, 1953, H. 7—8, 459—467, Radenthein 1953.
- Himmelbauer A.**, Magnetit und Talk — In Stutzer: „Lagerstätten der Nichterze“. Bd. 5, 1933, 249—319.
- Kahler F.**, Metasomatische oder / und sedimentäre Entstehung ostalpiner Lagerstätten. — Karinthin 31/32, 1956, 114—119.
- Kern J.**, Der Magnetit und seine technische Verwertung — Glück auf! 48, 1912, 271—276.
- Kittl E.**, Ein neues Talklager auf der Hohenburg, zwischen Oberdorf a. d. Laming und Trofaiach. — Verh. Geol. B. A., 1919, 160—163, Wien 1919.

- Das Magnesitlager Hohenburg, zwischen Trofaiach und Oberdorf a. d. Laming. — Verh. Geol. B. A., 1920, 91—111, Wien 1920.
- Leitmeier H.**, Zur Kenntnis der Karbonate. — N. JB. Min. usw., 40, Beil. Bd., 1916, 655—700.
- Einige Bemerkungen über die Entstehung von Magnesit- und Sideritlagerstätten. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 9, 1916, 159—166, Wien 1917.
- Die Genesis der kristallinen Magnesite. — Centrbl. Min. usw., 1917, 446—454.
- Die Magnesitvorkommen Österreichs und ihre Entstehung. — Montan-Zeitung, 67, 133—137, 146—153, Wien 1951.
- Die Entstehung der Spatmagnesite in den Ostalpen. — Tschermaks Min. Petr. Mitt., 3, 1953, 305—331.
- Llarena J. G.**, Die Lagerstätten des sedimentären Magnesits im Paläozoikum der Westpyrenäen. — Berg- und Hüttenm. Mon. H., 96, 221—227, Wien 1951.
- Über die sedimentäre Entstehung des ostalpinen Magnesites „Typus Veitsch“. — Montanztg., 69, 1953, 55—62.
- Matz K.**, Die Magnesit-Talklagerstätte im Obertal bei Oberdorf a. d. Laming, Steiermark. — Fortschr. d. Min. Petr., 23, LXXVI—LXXIX, Berlin 1939.
- Apatit und Strontianit von der Magnesit-Talklagerstätte Oberdorf a. d. Laming, Steiermark. — Zentr. Bl. Min., Abt. A., 135—142, 1939.
- Ein Zölestinvorkommen auf der Spatmagnesitlagerstätte Oberdorf a. d. Laming in Obersteiermark. — Berg- und Hüttenm. Mon. H., 92, 182—184, Wien 1947.
- Meixner H.**, Neue Mineralfunde aus der Ostmark. — Mitt. Naturw. f. Stmk., 75, 1938, 109—112, Graz 1939.
- Beitrag zur mineralogischen Kenntnis der Magnesitlagerstätte Oberdorf a. d. Laming bei Bruck a. d. Mur, Steiermark. — Karinthin 1952, H. 12, 102—112.
- Mineralogische Beziehungen zwischen Spatmagnetit und Eisenspatlagerstätten der Ostalpen. — Radex-Rundschau 1953, H. 7—8, 445—458.
- Zur Verteilung der Begleitelemente in rhomboedrischen Karbonaten. — Radex-Rundschau 1953, H. 7—8, 468—470.
- Metz K.**, Über die tektonische Stellung der Magnesit- und Erzlagerstätten in der steirischen Grauwackenzone. — Berg- und Hüttenmänn. Mon. H., 86, 1938, 105—113.
- Mohr H.**, Zur Entstehungsfrage der alpinen Spatmagnesite vom Typus „Veitsch“. — Tschermaks Min. Petr. Mitt., 38, 1929, 137—158.
- Petrascheck W.**, Das Alter alpiner Erze. — Verh. Geol. B. A., 1926, 108—109, Wien 1926.
- Die Magnesite und Siderite der Alpen. — Sitz. Ber. Ak. Wiss. Wien, m.-n. Kl., Abt. I, 141, 1932, 195—242.
- Die alpine Metallogenese. — J. B. Geol. B. A., 90, 1945, 129—149, Wien 1947.

- Lagerstätten nutzbarer Minerale, Steine und Erden in Österreich. — Berg. H. u. Sal. wes., 85, 1937, 266—273. Berlin 1937.
- Die österreichischen Magnesite als Glied der alpinen Metallogeneese. — Berg und Hütt. Mon. H., 98, H. 10, 207. 1953.
- R a g u i n E., Erscheinungen der Siderit-Metasomatose. — Berg- u. Hütt. Mon. H., 103, 1958, 240—244.
- R e d l i c h K. A., Über das Alter und die Entstehung einiger Erz- und Magnesitlagerstätten der steir. Alpen. — J. B. Geol. B. A., 53, 285—294, Wien 1903.
- Der Karbonzug der Veitsch und die in ihm enthaltenen Magnesite. — Z. prakt. Geol., 21, 1913, 406—419.
- Die Bildung des Magnesits und sein natürliches Vorkommen. — Fortschr. Min., 4, 1914, 9—42.
- Das Karbon des Semmerings und seine Magnesite. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 7, 205—222, Wien 1914.
- Die Magnesitlager des Wiesergutes bei Oberdorf a. d. Laming und von Arzbach bei Neuberg (Stmk.). — Verh. Geol. B. A., 1921, 47—83, Wien 1921.
- Die Typen der Magnesitlagerstätten, ihre Bildung, geologische Stellung und Untersuchung. — Zeitschr. prakt. Geol., 42, H. 10, 156—159, 1934.
- Über einige wenig bekannte Magnesitlagerstätten Österreichs. — J. B. Geol. B. A., 85, 101—133, Wien 1935.
- R e d l i c h K. A. und C o r n u F., Zur Genesis der alpinen Talklagerstätten. — Zeitschr. prakt. Geol., 16, 145—152, 1908.
- R e d l i c h K. A., C r o s s p i e t s c h O., Die Genesis der kristallinen Magnesite und Siderite. — Z. prakt. Geol., 21, 90—101, 1913.
- R o h n Z., Zur Frage der Entstehung des kristallinen Magnesits. — Montan-Zeitg., 66, 1—5, Wien 1950.
- R o z s a M., Über die primäre Entstehung des kristallinen Magnesites. Zentrbl. Min. A, 1925, 195—197, Stuttgart 1925.
- Mechanismus und physikalisch-chemische Bedingungen der Differenzierung sedimentärer Carbonatgesteine. — Zentrbl. Min., A, 1925, 357—361, Stuttgart 1925.
- Über die Entstehung der kristallinen Magnesitlagerstätten der Alpen. — Földtani Közlöny, 55, 385—386, Budapest 1926.
- R u m p f J., Über kristallisierte Magnesite aus den nordöstlichen Alpen. Tsch. M. P. M., 4, 1873, 263—272.
- Über steirische Magnesite. — Mittg. natw. Ver. Steiermark, 13, 1876, 91—96.
- S c h w i n n e r R., Die Lagerstätten kristalliner Magnesite und ihre Verteilung im Gebirgsbau der Ostalpen. — Berg- und Hüttenm. J. B., 85, 306—314, Leoben 1937.
- Tektonik- und Erzlagerstätten in den Ostalpen. — Zeitschr. Dtsch. Geol. Ges., 94, 69—75 und 180—183, Berlin 1942.
- „Ostalpine Vererzung und Metamorphose“ als Einheit. — Verh. Geol. B. A., 1946, 52—61, Wien 1949.

- Gebirgsbildung, magmatische Zyklen und Erzlagerstätten in den Ostalpen. — Berg- und Hüttenm. Mon. H., 94, 1949, 134—143.
- Siegl W., Zur Vererzung einiger Magnesite. — Karinthin, Mai 1953, 238—240.
- Zur Entstehung schichtiger und strahliger Spatmagnesite. — Berg- und Hüttenm. Mon. H., 100, 79—84, 1955.
- Beiträge zur Magnesitfrage. — Berg- und Hüttenm. Mon. H., 103, H. 12, 245—246, Wien 1958.
- Sigmund A., Neue Mineralfunde in der Steiermark und Niederösterreich III. — Mitt. Nat. W. Ver. Stmk., 49, 103—119, Graz 1913.
- Thurner A., Gebirgsbildung und Erzführung in der Grauwackenzone. — Verh. Geol. B. A., 83—94, Wien 1947.
- Trojer F., Die mikroskopische Untersuchung von Karbonatgesteinen im Auflicht. — Berg- und Hüttenm. Mon. H., 100, 1955, 73—79.
- Vacek M., Bemerkungen über das Magnesitvorkommen am Sattlerkogel und der Veitsch und die Auffindung einer Karbonfauna daselbst. — Verh. d. Geol. R. A. 1893, 401—406, Wien 1893.
- Welser H., Über Pseudomorphosen von Talk nach Pinolit. — Berg- und Hüttenm. Mon. H., 86, 1—2, Wien 1938.
- Weinschenk E., Das Talkvorkommen bei Mautern in Steiermark. — Ztg. prakt. Geol., 8, 1900, 41—45.
- Winkler H. G. F., Vortrag über „Experimentelle Gesteinsmetamorphose“. — im Rahmen der Mineralogischen Gesellschaft, Wien 1960.

Bei der Schriftleitung eingelangt am 9. November 1960.

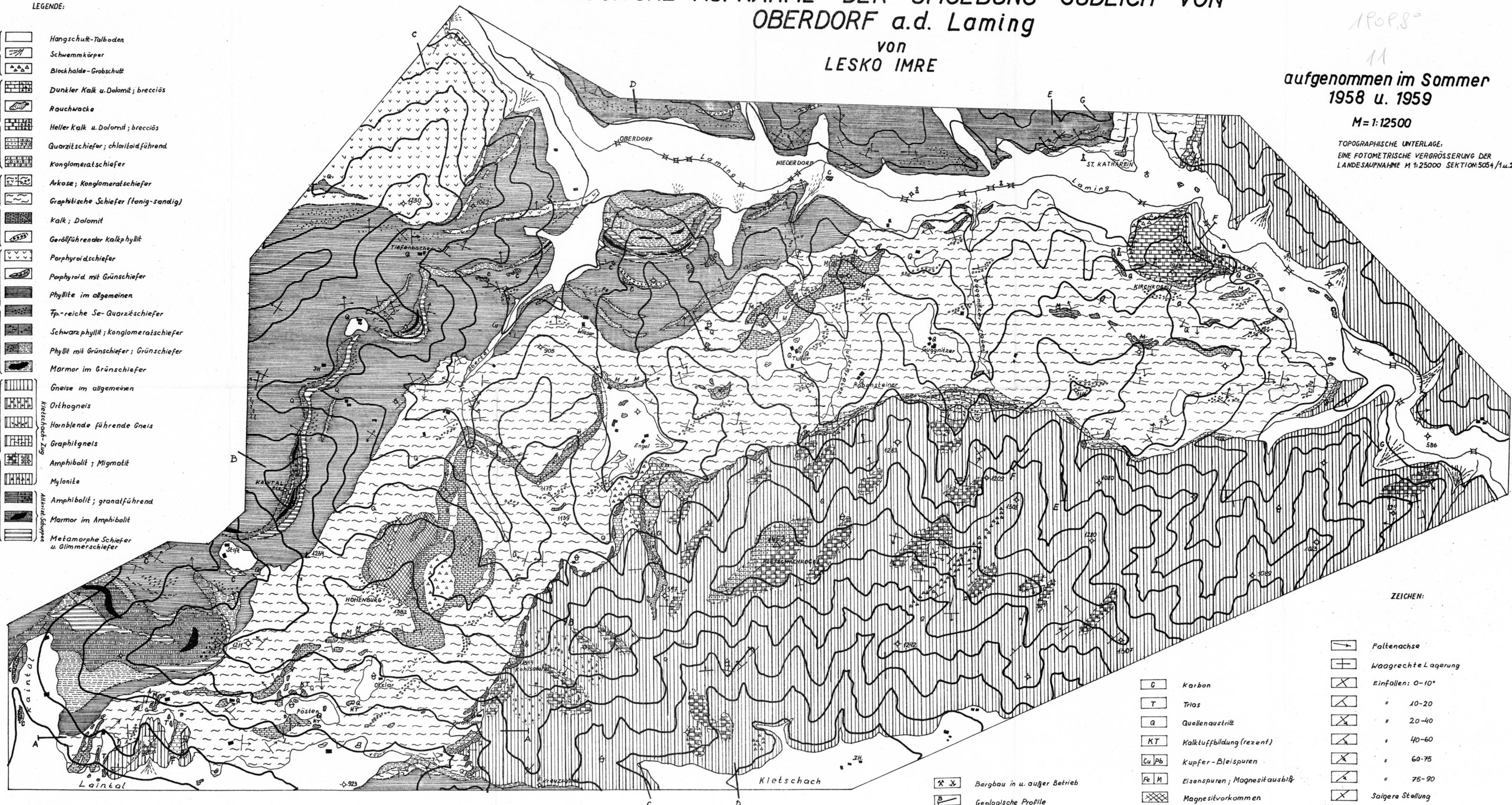
GEOLOGISCHE AUFNAHME DER UMGEBUNG SÜDLICH VON OBERDORF a.d. Laming VON LESKO IMRE

1909,8°
11
aufgenommen im Sommer
1958 u. 1959
M=1:12500

TOPOGRAPHISCHE UNTERLAGE:
EINE FOTOMETRISCHE VERGRÖßERUNG DER
LANDESAUFNAHME M 1:25000 SEKTION: 5054/1 u. 2

LEGENDE:

- Quartärzeit
 - Hangschutt-Talboden
 - Schwemmkörper
 - Blockhalde-Grobschutt
- Mesozoikum
 - Dunkler Kalk u. Dolomit; brecciös
 - Rauchwacke
 - Heller Kalk u. Dolomit; brecciös
 - Quarzitschiefer; chloritoidführend
 - Konglomeratschiefer
- Karbon
 - Arkose; Konglomeratschiefer
 - Graphitische Schiefer (tonig-sandig)
 - Kalk; Dolomit
 - Geröllführender Kalkphyllit
 - Porphyroidschiefer
 - Porphyroid mit Grünschiefer
- Alpagozöikum
 - Phyllite im allgemeinen
 - Fe-reiche Se-Quarzitschiefer
 - Schwarzphyllit; konglomeratschiefer
 - Phyllit mit Grünschiefer; Grünschiefer
 - Marmor im Grünschiefer
- Kristallin
 - Gneise im allgemeinen
 - Orthogneis
 - Hornblende führende Gneis
 - Graphitgneis
 - Amphibolit; Migmatit
 - Mylonite
 - Amphibolit; granatführend
 - Marmor im Amphibolit
 - Metamorphe Schiefer u. Glimmerschiefer

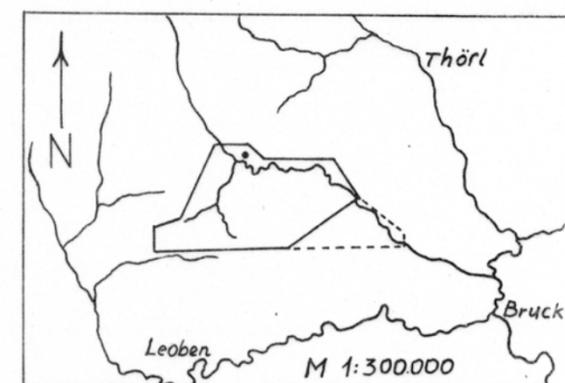


- ZEICHEN:
- Faltenachse
 - Waagrechte Lagerung
 - Einfallen: 0-10°
" 10-20
" 20-40
" 40-60
" 60-75
" 75-90
 - C Karbon
 - T Trias
 - Q Quellaustritt
 - KT Kalktuffbildung (rezent)
 - Cu/Pb Kupfer-Bleispuren
 - Fe/M Eisenspuren; Magnesit ausblüß
 - Magnetitvorkommen
 - Saigere Stellung

- Bergbau in u. außer Betrieb
- Geologische Profile

GEOLOGISCHE ÜBERSICHTSKARTE DER UMGEBUNG VON OBERDORF a.d. Laming

M 1:25000



ZEICHEN:

-  Mesozoikum
-  Graph. Sch.; kongl. Sch.
-  Kalke; Magnesite
-  Karbonschuppen
-  Porphyroid
-  Phyllite u. Quarzit-schiefer
-  Grünschiefer; Grauwacken-schiefer
-  Altkristallinschollen
-  Amphibolitzüge; Mylonite
-  Gneise



GEOLOGISCHE PROFILE ZUR KARTE

M 1:12500 A-G

FIG. 1 P: A-A

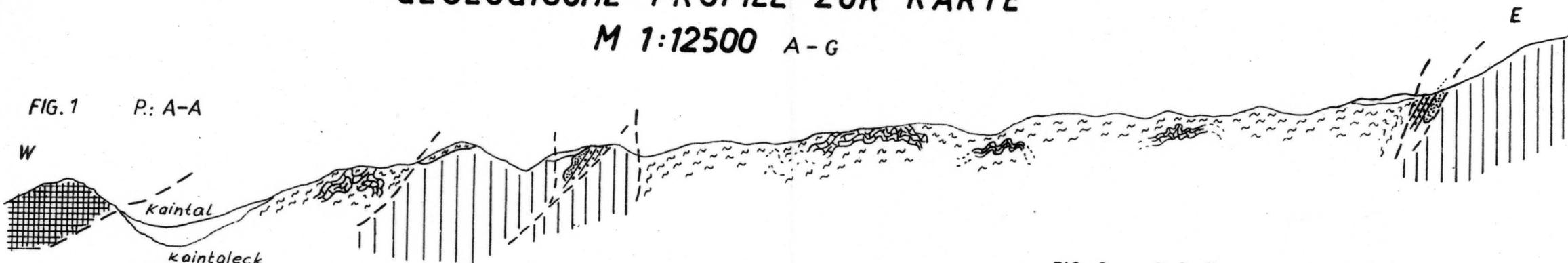


FIG. 2 P: B-B

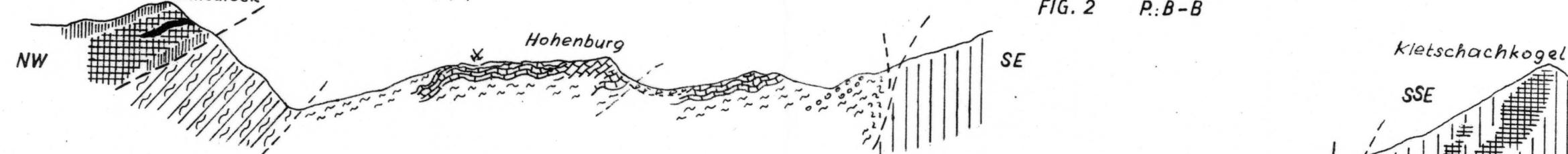


FIG. 3 P: C-C

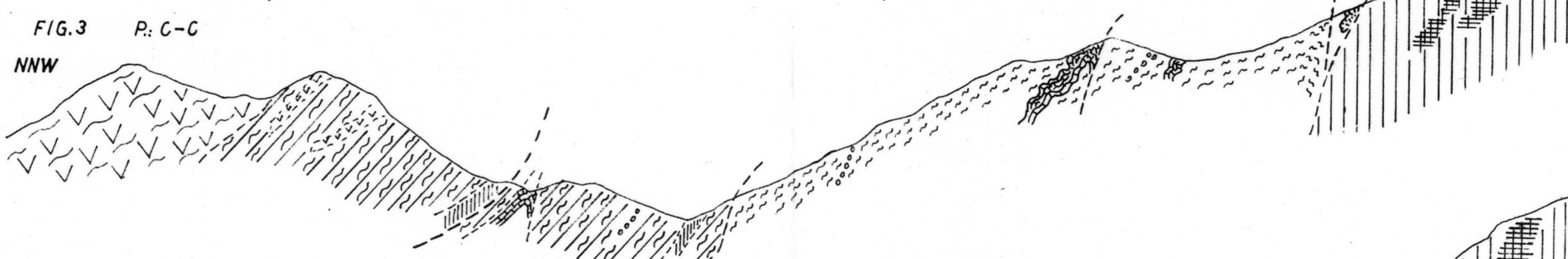


FIG. 4 P: D-D

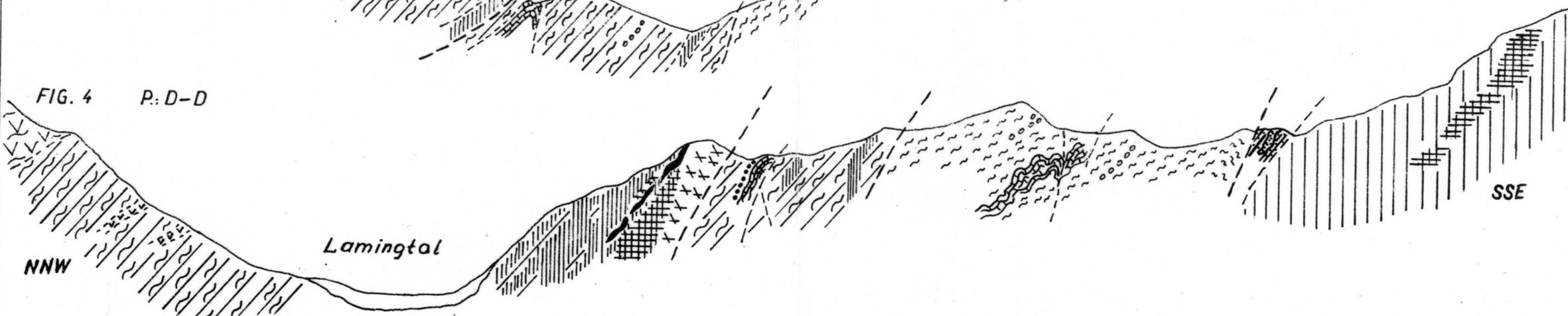


FIG. 1 P: E-E

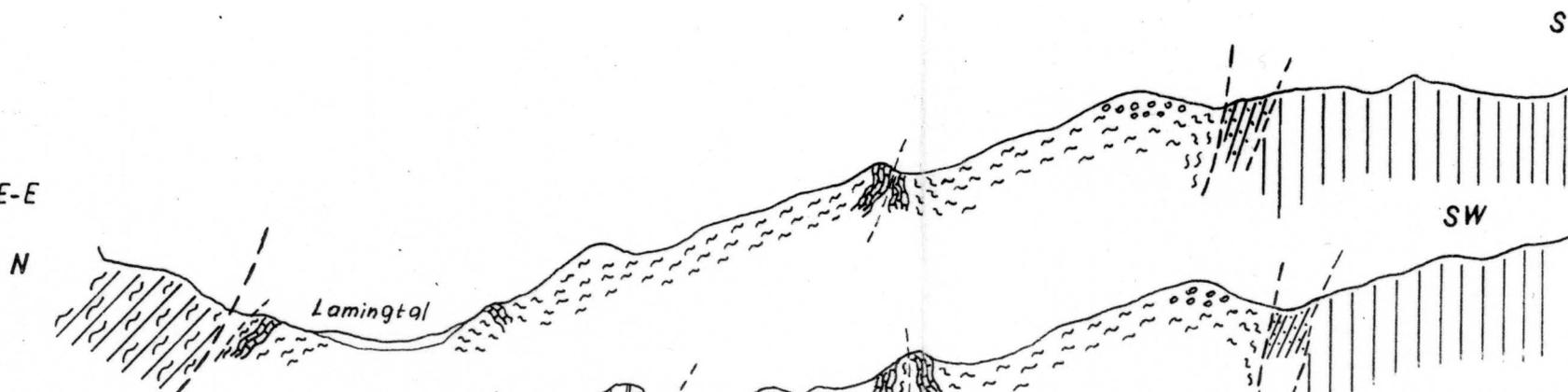


FIG. 2 P: F-F



FIG. 3 P: G-G

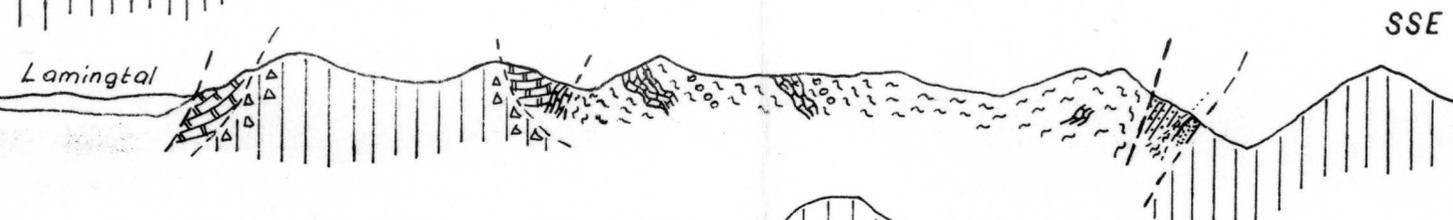
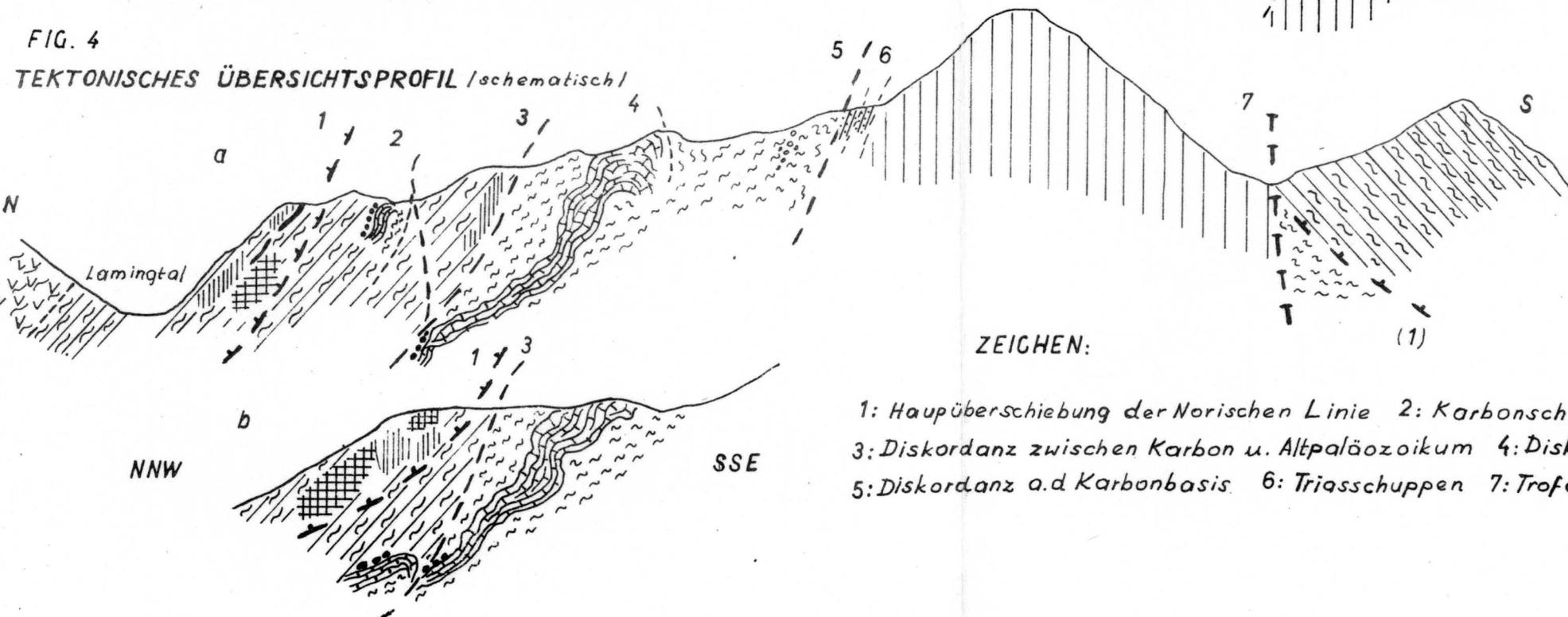


FIG. 4
TEKTONISCHES ÜBERSICHTSPROFIL /schematisch/



LGENDE:

-  Phyllite im Allg.
-  Amphibolit
-  Grünschiefer

... weiter der Karte
M 1:1250 entsprechend

ZEICHEN:

- 1: Hauptüberschiebung der Norischen Linie
- 2: Karbonschuppen
- 3: Diskordanz zwischen Karbon u. Altpaläozoikum
- 4: Diskordanz im Karbon
- 5: Diskordanz a.d. Karbonbasis
- 6: Triasschuppen
- 7: Trofaiachlinie

PROFIL UND AUFSCHLUßSKIZZE DER TRIASSGICHTFOLGE

Am Kirchkogel

und

im Guggnitzergraben

FIG. 1

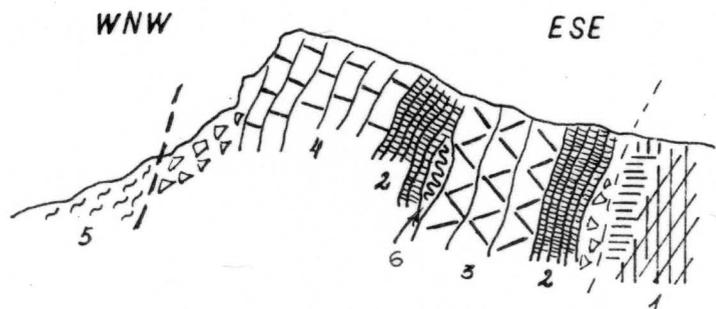


FIG. 2

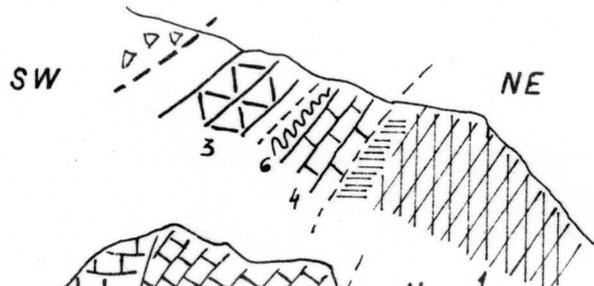


FIG. 3

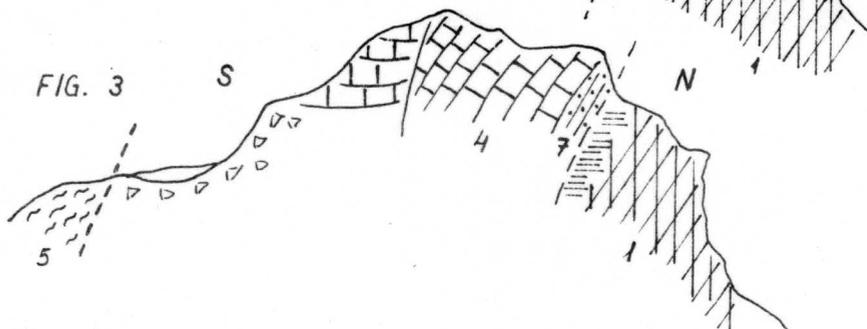


FIG. 4

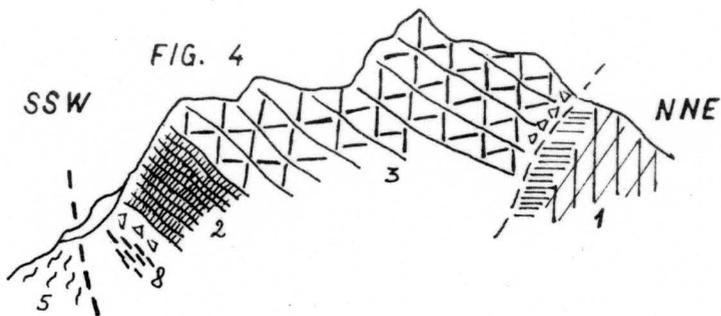


FIG. 5

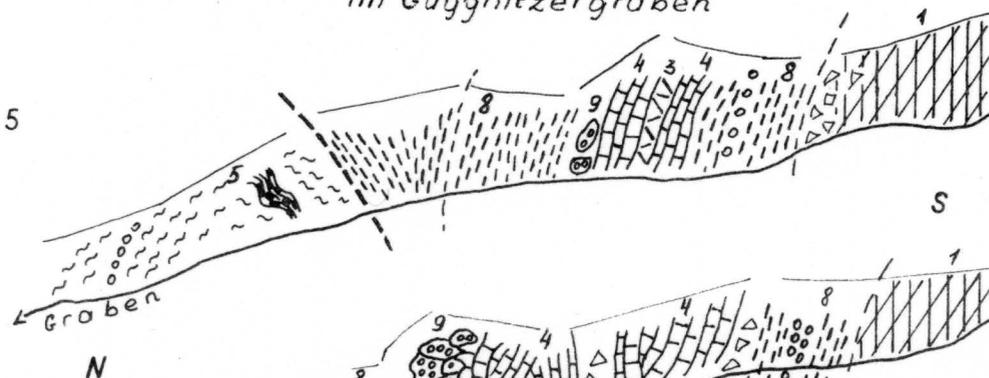


FIG. 6

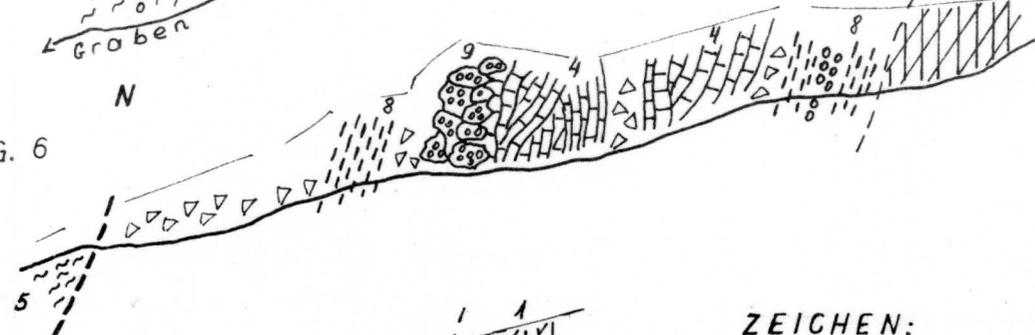


FIG. 7

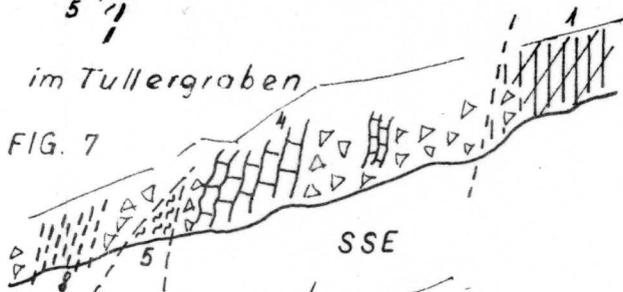
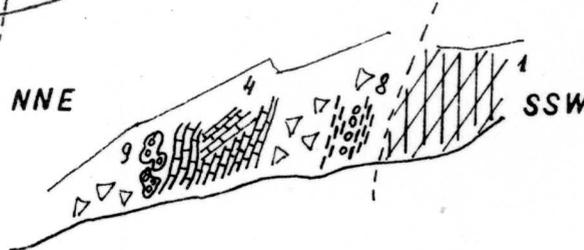


FIG. 8



FIG. 9



ZEICHEN:

- 1 Kletschachkristallin
- 2 Dunkler Kalk
- 3 Grauer Dolomit
- 4 Heller Kalk
- 5 Karbonschiefer
- 6 Schwarzer Tonschiefer
- 7 Heller Quarzit
- 8 Quarzitschiefer
- 9 Rauchwacke

FIG. 1 Die Rabensteiner-Wand mit Magnesitschollen

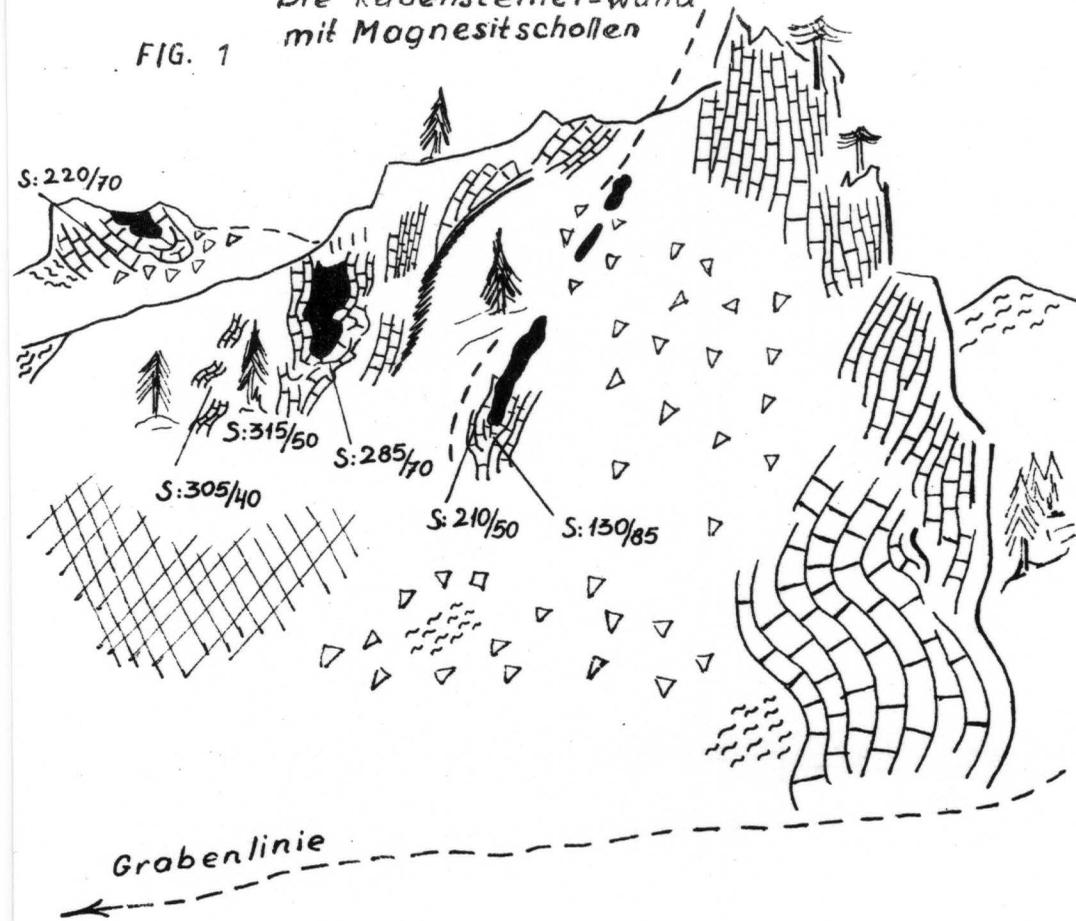


FIG. 2 Wegaufschluß mit Magnesit E Bqbau Oberdf.

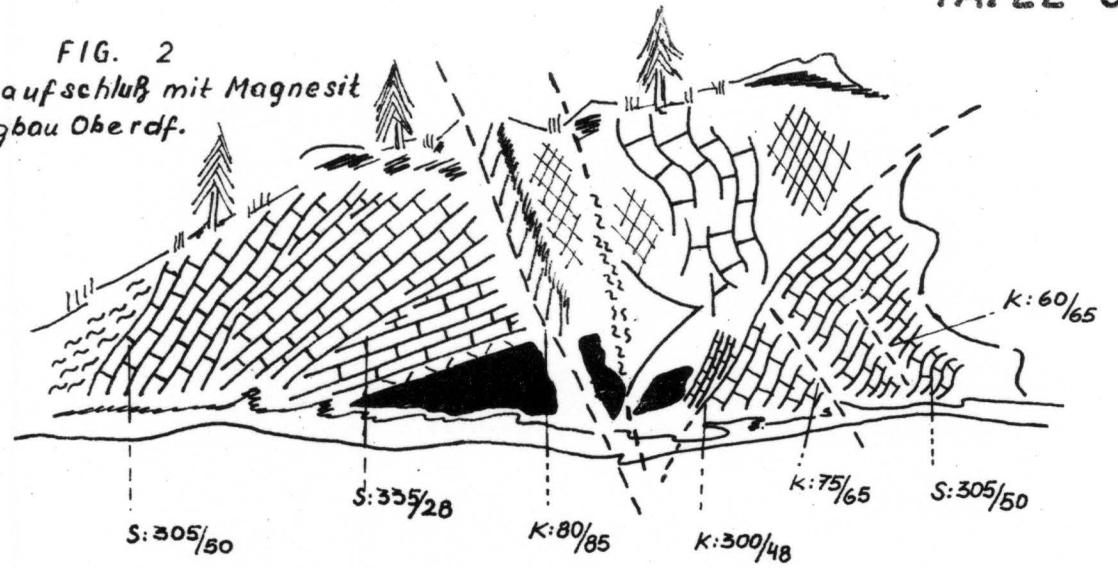


FIG. 4 Karbonschuppen SE Tiefenbacher

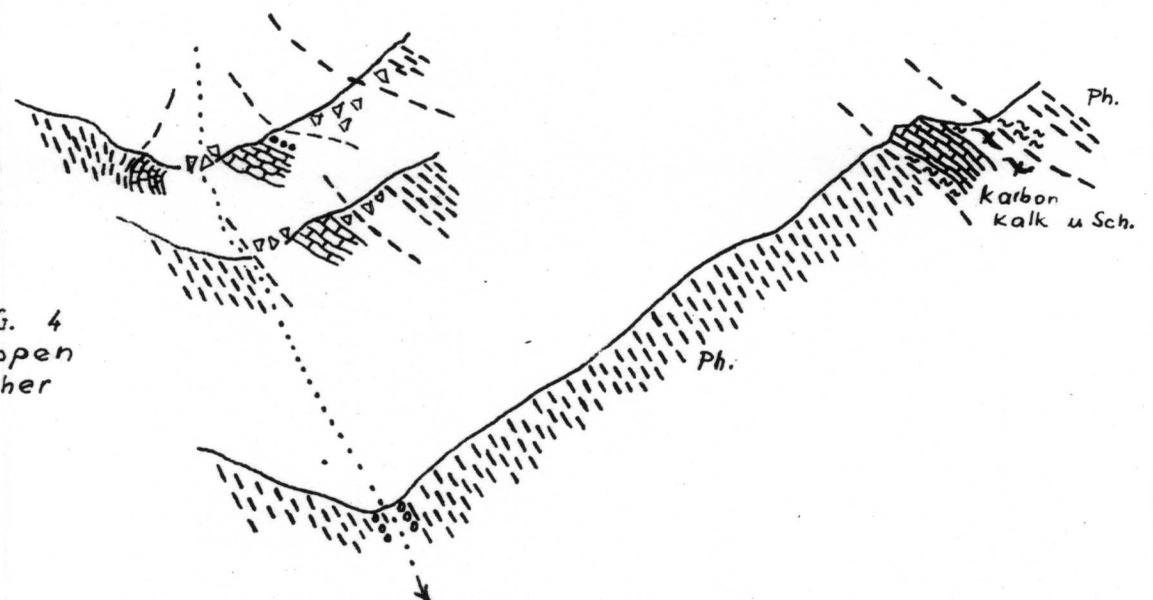


FIG. 3 Karbonschuppen S Stift

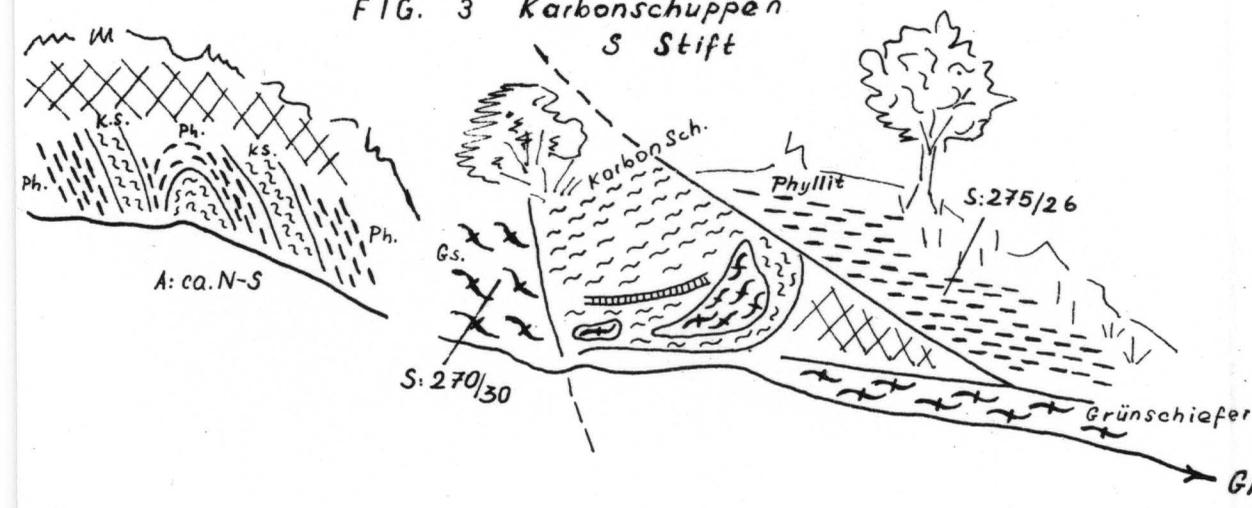
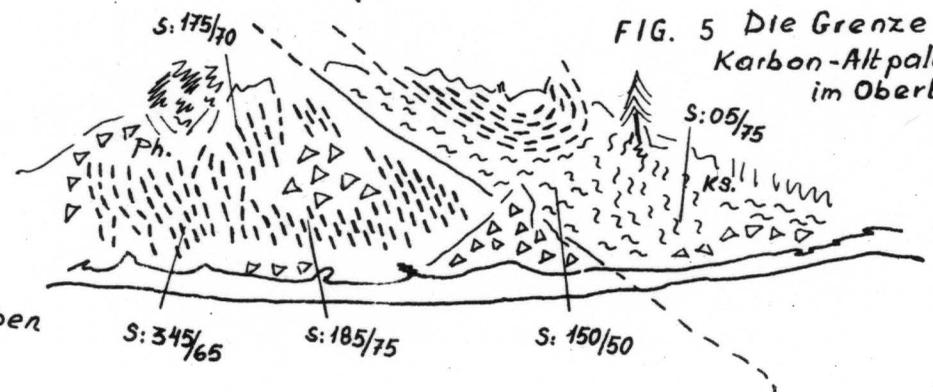


FIG. 5 Die Grenze Karbon-Alt paläozoikum im Obertal



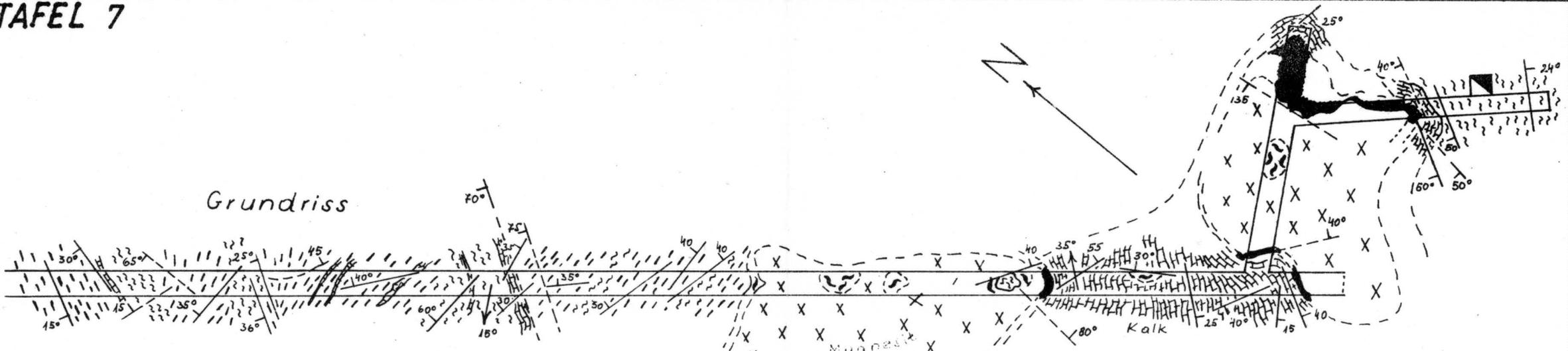
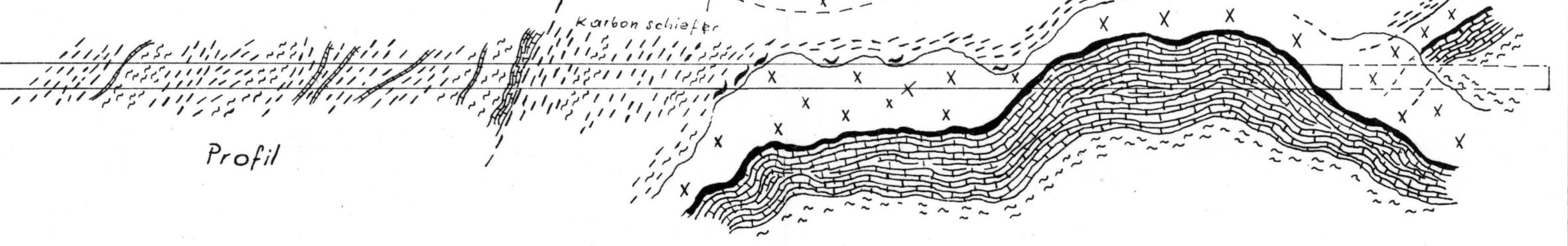
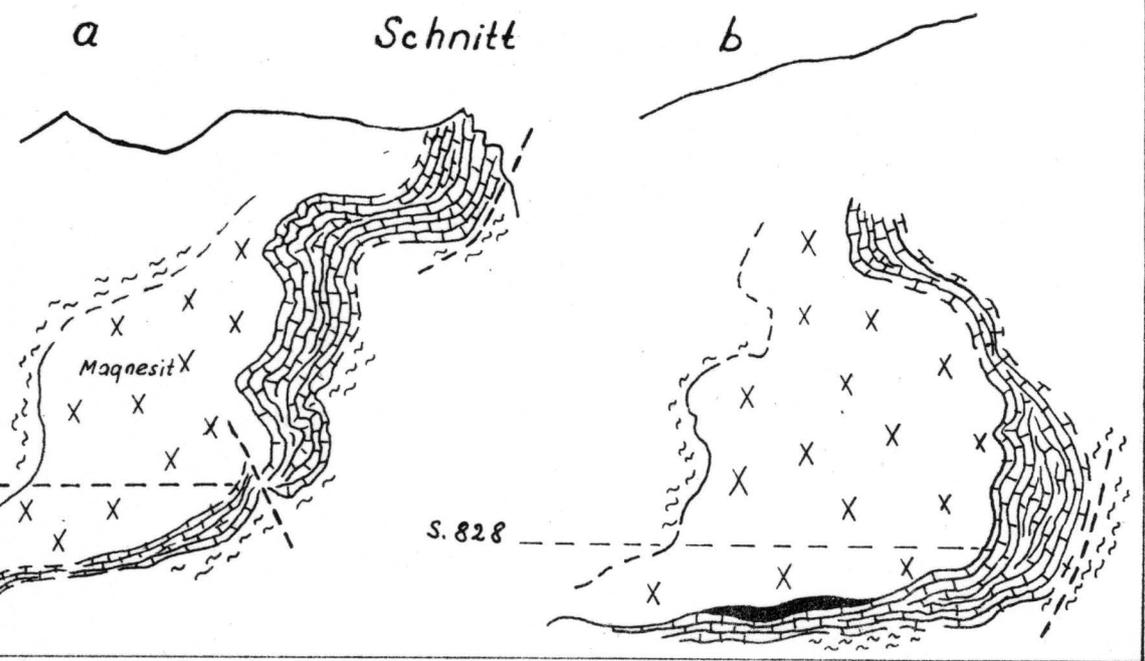


FIG. 1-2 Sohle 790



Profil



a b Schnitt

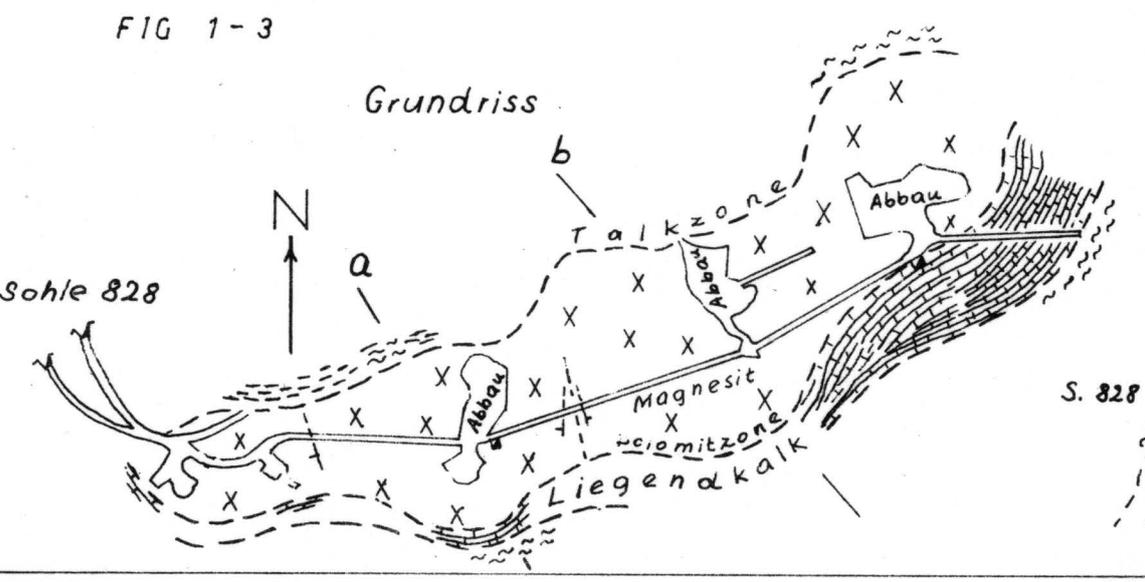


FIG 1-3

Grundriss

Sohle 828

S. 828

S. 828

FIG. 1 150 s-Pole aus der „Grauwackenschieferserie“

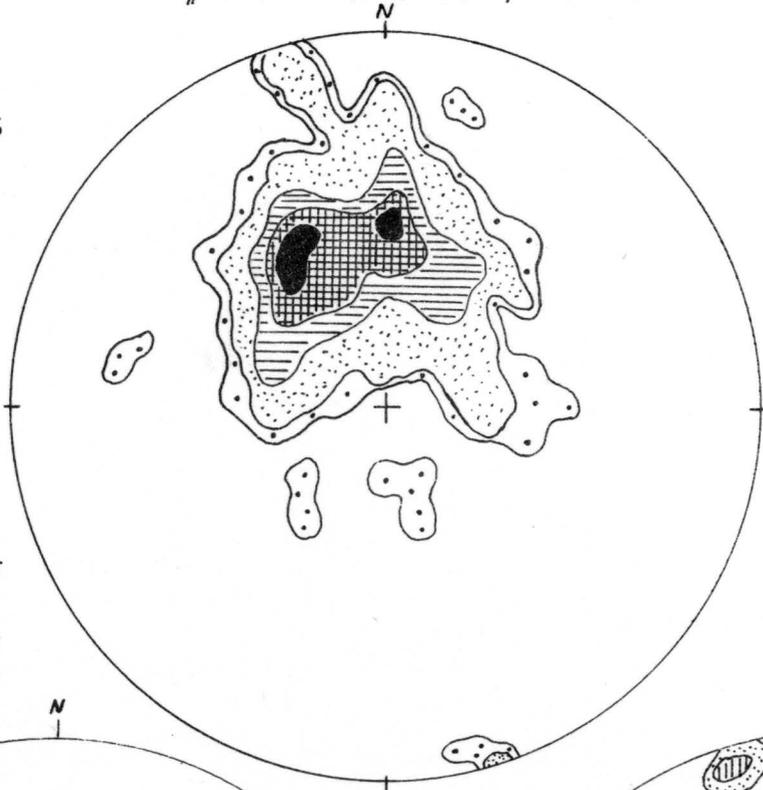
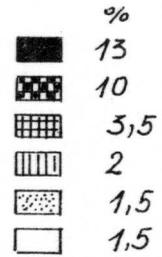
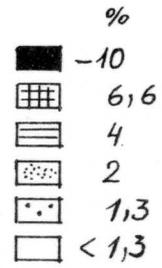


FIG. 2 90 s-Pole von der W-Ende des Kletschach kgl.

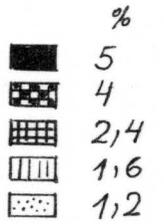
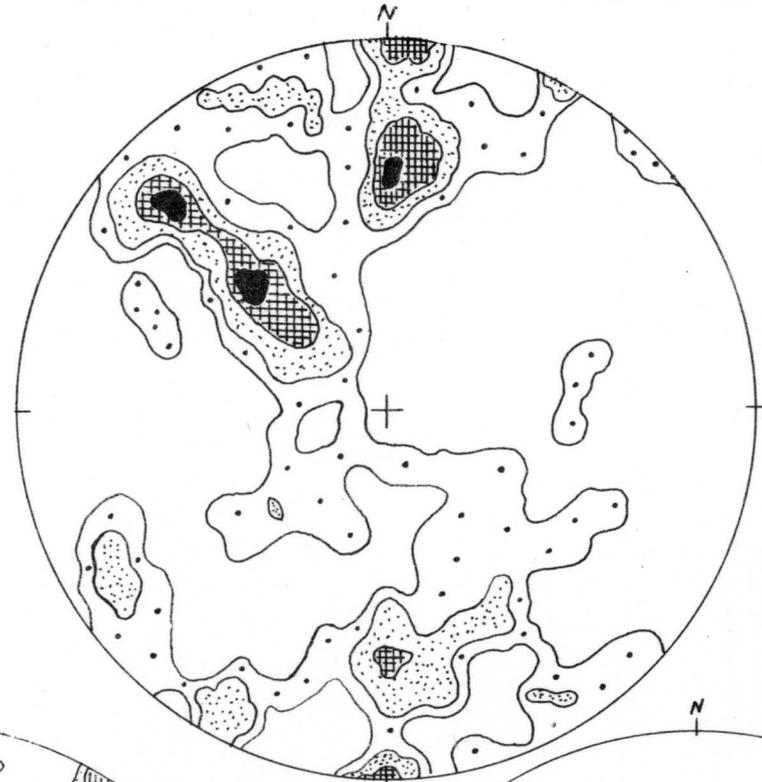
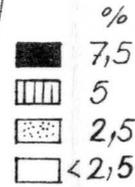
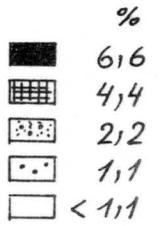


FIG. 3 200 s-Pole - Karbonkalk

FIG. 4 80 B-Achsen - Karbonkalk

FIG. 5 250 Kluftpole - Bg.bau Oberdorf

