

## Die Grauwackenzone von Bernstein (Burgenland-Niederösterreich)

Von August Erich \*)

Mit 8 Tafeln (Geologische Karte, Profile, Tektonische Übersicht, Schliffbilder)  
und 3 Abbildungen.

### INHALT

Vorwort . . . . .	54
A. Einführung . . . . .	55
I. Das Feld der vorliegenden Untersuchung . . . . .	55
II. Bemerkungen zur geologischen Erforschungsgeschichte des Gebietes und zur Problemstellung . . . . .	55
III. Übersicht der tektonischen Gliederung . . . . .	56
B. Stratigraphie und Petrographie . . . . .	58
I. Die alt- und hochkristallinen Gesteine des Grundgebirges . . . . .	58
1. Die Grobgneis Serie . . . . .	58
a) Der Grobgneis . . . . .	58
b) Die Hüllschiefer . . . . .	59
2. Die hochkristallinen Gesteine des Steinbachtals (Serie der Basischen Gesteine) . . . . .	61
II. Die paläozoischen Gesteine der oberen Grauwackendecke . . . . .	62
1. Die phyllitische Reihe . . . . .	62
a) Kalkphyllit . . . . .	62
b) Graphitphyllit und Serizitphyllit . . . . .	63
c) Quarzphyllit . . . . .	64
d) Rote Quarzserizitschiefer S Prágart . . . . .	65
e) Kalkserizitschiefer . . . . .	66
f) Rauhacken . . . . .	67
2. Die Ophiolithe . . . . .	68
a) Saussurithornblendegabbro . . . . .	68
b) Uralitalbitschiefer . . . . .	70
c) Diabasgrünschiefer . . . . .	71
$\alpha$ ) Epidotalbitchloritaktinolithschiefer . . . . .	72
$\beta$ ) Epidotalbitchloritschiefer . . . . .	72
$\gamma$ ) Epidotchloritschiefer . . . . .	73
d) Adinolschiefer . . . . .	73
e) Serpentin . . . . .	74
$\alpha$ ) Chrysotil . . . . .	74
$\beta$ ) Grobantigorit (Serpentinschiefer) . . . . .	75
$\gamma$ ) Feinantigorit . . . . .	76
f) Ophikalzit . . . . .	77
III. Das Tertiär, die mittelmiozänen Schichten der Sinnersdorfer Konglomerate . . . . .	78

\*) Anschrift: Dr. A. Erich, Wien 14, Hernstorferstraße 13.

IV. Allgemeine Bemerkungen zur Metamorphose des Gebietes . . . . .	79
C. Tektonik . . . . .	83
I. Das Alt- und Hochkristallin des Grundgebirges . . . . .	83
II. Die Grauwackendecke . . . . .	86
III. Das Tertiär . . . . .	92
D. Altersbeziehungen und Vergleich mit den benachbarten paläozoischen Einheiten und der Grauwackenzonen i. a. . . . .	92
1. Die Rechnitzer Serie . . . . .	92
a) Rechnitzer Gebirge . . . . .	93
b) Hannersdorfer und Kirchfidischer Devoninseln . . . . .	96
2. Das Grazer Paläozoikum . . . . .	97
3. Die nordalpine Grauwackenzonen . . . . .	99
E. Zur regionaltektonischen Stellung der Grauwackenzonen von Bernstein . . . . .	101
F. Zusammenfassung . . . . .	107
Erläuterungen zu den Dünnschliffbildern (Tafel IV—VIII) . . . . .	110
Schriftenverzeichnis . . . . .	111

### Vorwort

Die vorliegende Arbeit entstand noch auf Anregung meines verewigten Lehrers Professor Dr. F. E. SUESS mit Zustimmung unseres unvergessenen Meisters Dr. H. P. CORNELIUS und Professors Dr. R. SCHWINNER, welche in den Nachbargebieten arbeiteten. Mit leider nur beschränktem Zeitaufwand wurde in den Sommern 1936 bis 1939 eine vollständige Neuaufnahme der, im Gebiet zwischen Kirchschlag in Niederösterreich und Pinkafeld im Burgenland gelegenen Grauwackenzonen auf der Grundlage der alten österreichisch-ungarischen Landesaufnahme 1 : 25.000 vorgenommen (Tafel I).

Die Feldarbeiten, einschließlich Übersichtsbegehungen in den benachbarten verwandten Gebieten des Rechnitzer Gebirges und Hannersdorfer Paläozoikums samt deren, auf ungarischem Gebiet befindlichen Anteilen, sowie der Großteil der Mikroarbeiten konnten noch vor Ausbruch des letzten Krieges durchgeführt werden, doch mußte dann die weitere Bearbeitung der Ergebnisse während des Krieges und darüber hinaus, vornehmlich aus beruflichen Gründen fast zur Gänze zurückgestellt werden, so daß es erst in den letzten Jahren möglich war, dieselben in die Form einer druckreifen Veröffentlichung zu bringen. Durch Revisionsbegehungen und auf Grund von Vergleichsexkursionen sowohl in der nordalpinen Grauwackenzonen als auch im Grazer Paläozoikum und Semmeringmesozoikum wurde die Arbeit auf den Stand der neueren Ergebnisse des einschlägigen Schrifttums zu bringen gesucht. Das ursprüngliche Manuskript mußte hiebei auf etwa ein Drittel gekürzt werden.

In den letzten Jahren hat das vorliegende Gebiet hinsichtlich des vermuteten Auftretens einer bestimmten Regionaltektonik ein erweitertes

fachliches Interesse gefunden und danke ich Herrn Dr. A. PAHR, dem Bearbeiter des südlich angrenzenden NW-Teiles des Rechnitzer Gebirges für die Einsichtnahme in seine unveröffentlichten Untersuchungsergebnisse.

Als letzter Schüler des verewigten Altmeisters Professor Dr. F. E. SUSS gedenke ich hier dankbarst des hochverdienten Gelehrten, welcher die Arbeit seinerzeit mit regem Interesse förderte, insbesondere durch die Abhaltung einer Institutsexkursion in das Arbeitsgebiet.

Es ist mir ferner ein besonderes Bedürfnis, Herrn Prof. Dr. L. KOBER, dem folgenden Vorstand des Geologischen Instituts der Universität Wien für die weitere Förderung der Arbeit bis zu ihrem Abschluß meinen aufrichtigsten Dank zum Ausdruck zu bringen. Ebenso bin ich Herrn Professor Dr. H. LEITMEIER, dessen Mineralogisch-Petrographisches Institut mir stets offen stand, zu großem Dank verpflichtet. Für reiche Unterstützung gedenke ich dankbar des früh verschiedenen Professors Dr. A. KÖHLER, sowie schließlich Herrn Dr. M. SEDLACEK für manchen wertvollen Rat und außerdem Herrn Dozent Dr. E. ZIRKL für die in entgegenkommender Weise übernommene Herstellung der Mikrolichtbilder herzlich gedankt sei.

## **A. Einführung**

### **I. Das Feld der vorliegenden Untersuchung**

Das behandelte Gebiet umfaßt im wesentlichen das Bernsteiner Gebirge, ein Grenzgebiet des mittleren Burgenlandes und des südöstlichen Niederösterreichs. Aus der Senke von Grodnau rasch emporsteigend, erstreckt es sich über Bernstein nach N bis Ungerbach, südlich des Zöberntales. Höchste Erhebung in diesem N-S-Kamm ist der P. 855, nördlich des Steinstückl (829 m), worauf der Kamm steil nach NE gegen das Zöberntal absinkt. Der meridionale Verlauf des Stubnertales teilt das Arbeitsgebiet in zwei ungleiche Hälften, von welchen im kleineren W-Flügel über die Züggnerhöhe (683 m) und den Schober Riegl ein allmählicher Übergang in die alte Rumpflandschaft gegen W stattfindet. Bei dem weitgehenden Mangel an Aufschlüssen war daher in diesem stark zertalten und reich bewaldeten Gelände ein enges Begehungsnetz erforderlich.

### **II. Bemerkungen zur geologischen Erforschungsgeschichte des Gebietes und zur Problemstellung**

Die ersten Untersuchungen der Bernsteiner Grauwackenzone erfolgen durch J. CZJZEK (1854), von welchem bereits eine ganze Reihe von Be-

obachtungen, vornehmlich in petrographischer Hinsicht zu verzeichnen sind. Als nächster beschäftigt sich M. VACEK (1891 und 1892) mit dem Bernsteiner Gebiet und stammt von ihm auch die handgezeichnete Aufnahme auf Blatt Hartberg—Pinkafeld 1 : 75.000 der Geol. Reichsanstalt. Eine für die großtektonische Gliederung unseres Gebietes bedeutende Arbeit gibt H. MOHR (1912). Schließlich wurde von L. JUGOVICS (1918, mit Kartenskizze 1 : 50.000) eine erste Detailkartierung der Bernsteiner Zone vorgenommen, wobei aber nur der burgenländische Anteil bearbeitet und keine tektonische Gliederung versucht wurde.

An montangeologischen Arbeiten wären zu nennen: V. WARTHA (1886), W. CAMPBELL SMITH (1924) und G. VAVRINECZ (1929) behandeln die „Edelserpentin“-Vorkommen, während K. HINTERLECHNER (1917), P. CHLEBUS (1918), R. BARTH (1920) und G. HIESSLEITNER (1949) sich mit den Erzlagstätten beschäftigen.

Hinsichtlich des Grundgebirges der Bernsteiner Grauwackenzone liegen besonders von H. WIESENER (1932) und später von J. KÖHLER (1942) eingehende Arbeiten, überwiegend petrographischer Richtung vor.

Aus diesem Stande der Forschung ergab sich nun eine Reihe von Problemen, deren Lösung nicht nur in einer eingehenden Kartierung, sondern auch in einer genauen petrographischen Bearbeitung liegen konnte. Im Zuge dieser Untersuchungen wurden auch hinsichtlich der Metamorphose zahlreiche Fragen zu klären gesucht. In tektonischer Hinsicht stellt die Hauptfrage die bisher unklare Begrenzung zwischen dem Kristallin der sogenannten „Kernserie“ und der ebenso fraglichen „unteren Grauwackendecke“ dar, wie sie insbesondere von H. MOHR (1912) gegeben wird, während andererseits die folgenden, obgenannten Autoren sich je nach Zielsetzung auf einzelne Teile des engeren Gebietes beschränkten. Weitere Fragen, die sich aus der Interntektonik ergaben, bildeten das Verhältnis der tieferen zu den höheren Deckengliedern der Bernsteiner Grauwackenzone, dann die Beziehungen in regionaltektonischer Hinsicht zu den Nachbargebieten, wobei auch zu den neuesten Auffassungen von A. PAHR (1955, 1958) Stellung genommen wurde.

### III. Übersicht der tektonischen Gliederung

Im anschließenden stratigraphisch-petrographischen Teil folgt die Gliederung im wesentlichen den tektonischen Verhältnissen, so daß deren kurze Übersicht hier vorangestellt sei (Tafel III).

Auf Grund der Feldaufnahme ergab sich eine, auf gesetzmäßiger Zusammengehörigkeit beruhende Seriengliederung von bestimmten Gesteinstypen, wobei es sowohl innerhalb des Kri-

stallins als auch der Grauwackenzone, besonders bei den kleineren Komplexen, zu häufigen Verschuppungen kommt, was aus der Bewegungstendenz, vornehmlich der höheren Deckenglieder hervorgeht. Dagegen sind Verschuppungen zwischen den Grundgebirgsserien und der Grauwackenzone in keinem Falle nachzuweisen, daher eine, im wesentlichen flache Überschiebung durch die letztere Zone vorliegt.

Unter diesen Voraussetzungen kann folgende Gliederung des Aufbaues im Zonenbereich in Richtung zum Hangenden vorgenommen werden:

1. Die Grobgnais Serie mit Resten von Semmeringquarzit im Hangenden,
2. Die hochkristalline Serie der Basischen Gesteine (Sieggrabener Serie),
3. Die Grauwackenzone (Rechnitzer Serie).

Die Grobgnais Serie konnte naturgemäß nur in den Randgebieten der Grauwackenzone eine nähere Bearbeitung erfahren. Es kann in dieser Grundgebirgsserie eine tiefere Granitgneiszone und deren höhere Schieferhülle unterschieden werden. Die Granitgneiskerne durchbrechen in kleineren oder größeren Fenstern ihre Hülle, wobei sie auch häufig mit der Serie der Basischen Gesteine und der Grauwackenzone in Berührung kommen. Besonders im NE des Randgebietes sind, infolge von Verschuppungen, Grobgnais und Schieferhülle nicht immer mit genügender Sicherheit zu trennen.

Die Serie der Basischen Gesteine tritt nur im nordöstlichen Randgebiet auf. Ihr Hauptgestein ist ein kinzigitähnlicher Paragneis (Mikroklinbiotitgneis) mit Einlagerungen von Pegmatiten, Marmoren, Kalksilikathornfelsen, Granatamphiboliten und Pseudoklogiten. Dieses Hochkristallin kann, im Hinblick auf seinen typischen Schollenbau und seine nordöstliche Position, als ganz analoge Fortsetzung der Sieggrabener Serie F. KÜMELS angesehen werden.

Die schließlich auf diese Kristallinserien überschobene Grauwackendecke ist eine in ihren Bauelementen geschlossene, tektonische Einheit. Durch eine deutliche Bewegungsfläche gliedert sie sich in eine basale Hauptschuppe und eine höhere Bernsteiner Schuppe, wobei erstere vornehmlich als Träger der phyllitischen Reihe, letztere als jener der Ophiolithe zu erkennen ist.

Das Einfallen der Grauwackengesteine ist im S, westlich von Bernstein überwiegend flach gegen E gerichtete (mit 20 bis 30°); gegen N bzw. NW biegt das Verfläichen allmählich nach SE um, während die Faltenachsen im wesentlichen gegen NE geneigt sind.

In regionaltektonischer Hinsicht ist die Bernsteiner Grauwackenzone nach der letzten Gliederung von H. P. CORNELIUS (1952 b, S. 12 ff.) als eine Vertretung der oberen Grauwackendecke anzusehen und somit

in das Oberostalpin zu stellen. Die Zone wird mit den analogen Einheiten im Rechnitzer Gebirge, sowie mit jenen des fossilführenden Devons von Hannersdorf in der sogenannten Rechnitzer Serie zusammengefaßt, welche auf Grund bestimmter fazieller Wechselbeziehungen eine Mittelstellung zwischen Grazer Paläozoikum und nordalpiner Grauwackenzone einnimmt.<sup>1)</sup> Weiters wird auch die Serie der Basischen Gesteine im Anschluß an die entsprechenden Darstellungen von H. P. CORNELIUS, R. SCHWINNER und F. KÜMEL dem Oberostalpin zuzuteilen sein.

Die Grobgneis Serie — von H. MOHR als „Kernserie“ von der tieferen „Wechselserie“ getrennt — hat im vorliegenden Gebiet als tiefste tektonische Einheit auch die durchgehendste Verbreitung und gilt, als Träger des Semmeringmesozoikums, für Unterostalpin, wofür auch ein derartiger Trennungshorizont in Form von geringen Resten typischen Semmeringquarzits spricht (SE Hutwitsch bei Hochneukirchen).

## B. Stratigraphie und Petrographie

### I. Die alt- und hochkristallinen Gesteine des Grundgebirges

Die altkristallinen Gesteine des Grundgebirges der Bernsteiner Grauwackenzone werden im folgenden nur einführend erörtert. Nähere und eingehendere Untersuchungen bedürften entsprechend weiter ausgreifender Detailaufnahmen, die einer eigenen Arbeit vorbehalten bleiben müßten. Über die Literatur dieser Serien kann nur auf die letztgenannten Arbeiten, besonders jener von H. WIESENER (1932) verwiesen werden. Die regionale Verbreitung, welche die als „Grogneis Serie“ bekannte Einheit im steirischen Kristallin besitzt, geht auch aus den Arbeiten von H. P. CORNELIUS (1936), R. SCHWINNER (1932, 1934 a und b) und F. KÜMEL (1936) hervor, sowie auch von H. WIESENER (1936) darauf näher eingegangen wird.

#### 1. Die Grogneis Serie

##### a) Der Grogneis

Der Grogneis dringt im unmittelbaren Randgebiet der Bernsteiner Grauwackenzone in verhältnismäßig beschränktem Maße durch seine Hüllgesteine, wie dies schon aus der Kartenskizze von H. WIESENER (1932) hervorgeht. Trotz dieses weniger verbreiteten Auftretens ersieht man aus dem aufgesammelten Material, daß der Habitus und die Metamorphose

<sup>1)</sup> Aus diesen Gründen möchte ich die, von H. P. CORNELIUS (1952 b) geprägte Bezeichnung „Norische Decke“ (= obere Grauwackendecke) in die Gliederung der Bernsteiner Zone nicht übernehmen.

des Grobgnaises oft verschieden ist. Es kommen alle Übergänge von grobkörnigen und porphyrisch struierten Typen bis zu solchen von gleichmäßig feinerem Korn vor. Ebenso finden sich weniger und stärker durchbewegte Typen bis zu flatschig ausgewalzten Augengneisen.

Ein Vorkommen von mittelkörnigem Granitgneis wäre daraus zu erwähnen und zwar S Scheibenbauer (P. 663, S Hochneukirchen), welches schon von K. HINTERLECHNER (1917, S. 346) festgestellt wird, doch geht hieraus nicht hervor, daß diese Gneise auf den Rechnitzer Gesteinen liegen, wie dies von A. PAHR (1955, S. 61) angenommen wird.

Weiters wird noch auf jene Vorkommen des Grobgnaises näher eingegangen, die besonders in einem Steinbruch SW Kirchschatz (N Seiserbrücke im Zöberntal), aber auch längs der Straße aufgeschlossen sind. Die Feldspäte erreichen dort oft Längen von mehreren Zentimetern, die von Biotitflatschen eingeschlossen sind, daher graubraune Färbung mit grünlichem Stich.

Im Schliff Mikrokline mit Übergängen zu Schachbrettalbiten und gefüllte Plagioklase bis etwa 4 cm Korngröße (nahe  $\perp$  a:n'a/M = -13°... 5°/° An), mit Resten von zonarem Aufbau. Um diese ein Albit-Quarzgrus, der durchsetzt ist von größeren Aggregaten und Fasern eines grünen (randlich chloritisierten) Biotits. Daneben bilden Serizit und Epidot, zusammengehäuft mit Titanen (auch Titanit) ein schwaches s. Diese Neubildungen (auch Granat) lassen auf eine gewisse Beeinflussung durch die Hüllschiefer schließen (Randfazies!) Bei erststufiger, postkristalliner Deformation gut erhaltene Erstarrungsstruktur. Ähnliche „Mischformen“ werden von H. WIESENER (1932, S. 144) auch andernorts festgestellt.

Auch Ganggesteine in Form aplitischer und pegmatischer Einschaltungen sind im Grobgneis nicht selten (S Seiser W. H. gegen Mayerhofen, dann auf P. 699, E Bernstein und SE Rettenbach).

#### b) Die Hüllschiefer

Die nach H. MOHR (1912, S. 636) und H. WIESENER (1932, S. 143) das Dach des Grobgnaises bildenden Paraschiefer und Amphibolite sollen nur einer kurzen Kennzeichnung unterworfen werden. Die Hüllschiefer sind bereits durch H. WIESENER (1932) und zuletzt durch J. KÖHLER (1942) näher untersucht worden.

Die Hülle des Grobgnaises bilden Glimmerschiefer, wie schon H. WIESENER (1932, S. 143) und F. KÜMEL (1936, S. 145) darstellen, nur scheinen sie hier nicht so einförmig aufzutreten, wie dies die vorgenannten Verfasser in ihren Arbeitsgebieten bemerkten. Es können neben Biotitschiefer und Muskowitschieschiefer auch Typen unterschieden werden, die infolge ihrer reichlichen Feldspatführung mehr den Habitus von Schiefergnaisen oder Gneisglimmerschiefern annehmen. Sie

treten vornehmlich in den südlichen Randgebieten der Grauwackenzone auf (bei der Wolfsgrube, N Bernstein und am Kanitz Riegel, P. 549) und nach den Schliffbefunden haben sie dort auch diaphthoritische Prägung. Ähnliche gneisartige Typen der Hüllschiefer treten auch W Harmanndorf (E Hochneukirchen), oft mit Muskowitschiefer vergesellschaftet auf.

Unter den Glimmerschiefern der Grobgneishülle haben aber die *Granatmuskowitschiefer* die weiteste Verbreitung am Rande der Grauwackenzone, so besonders S Hochneukirchen, ebenso am Schober Riegl, bei Prägart und S Ungerbach, auf P. 594 (Kapelle). Im südlichen Randgebiet sind sie an der W-Seite des Stubnertales am Wege nach Dreihütten und Maltern, dann S Bernstein gegen Mariasdorf und schließlich im Schirnitzgraben, E der Güns, aufgeschlossen.

Hinsichtlich der von L. JUGOVICS (1918, S. 93) als „Differenzierungen der Glimmerschiefer“ bezeichneten Typen (S Buchschatten, P. 699, sowie W und S Rettenbach) wäre noch zu erwähnen, daß es sich bei diesen Paraschiefern um eine Wechsellagerung von graphitischem und amphibolitischen Material handelt und scheint dies nach H. ROSEBUSCH (1923, S. 713) das Produkt regionalmetamorpher Umkristallisation kieselig-toniger, dolomitischer Kalke zu sein. Die Auffassung von L. JUGOVICS (1918, S. 97), daß Zusammenhänge zwischen diesen altkristallinen Schiefern und der Erzführung der benachbarten Grauwackengrünschiefer bestünden, ist nicht wahrscheinlich, denn es sind an diesen vorbemerktten Glimmerschiefern keine Anzeichen dafür vorhanden, um sie mit der wesentlich jüngeren Metasomatose der genannten Vererzung in Verbindung zu bringen.

*Biotitschiefer* haben eigentlich wesentlich geringere Verbreitung. Besonders sind sie im nördlichen Randgebiet, S Schlägen bei Ungerbach vorzufinden, weiters SW Stuben und S Rettenbach (P. 520).

Im engeren Verband der Hüllschiefer treten noch die *Amphibolite* auf, welche größere und kleinere Komplexe, fast ausschließlich am N-Rand der Grauwackenzone bilden, so bei der Kohnlechner Mühle im Ungerbachtal, dann am Hutwitsch (NW Hochneukirchen). W und E Harmanndorf nehmen die Amphibolite diaphthoritischen Habitus an, während S Hattmannsdorf Übergänge in *Albitknottenschiefer* auftreten, die nach H. WIESENER (1932, S. 169) vollkommen den analogen Gesteinen der Wechselserie gleichen. Ein dioritähnlicher *Granatamphibolit* mit ungewöhnlich großem Korn wurde W Habich beim Bußbauern vorgefunden.

Im Hangenden der Grobgneis Serie sind schließlich noch kleinere Quarzitvorkommen zu erwähnen. Außer dem schon von H. WIESENER (1932,



S. 141) beim Schneider Simerl (SE Hutwisch) als Semmeringquarzit erkannten Aufschluß, ist ein solcher auch etwas östlich davon bei P. 773 vorzufinden und ebenso im mittleren Schlägnergraben unter dem Tertiär, während größere Blöcke von Semmeringquarzit E Schlägen am Kamm gegen Ungerbach auflagern.

## 2. Die hochkristallinen Gesteine des Steinbachtals (Serie der Basischen Gesteine)

Diese Serie tritt nur im nordöstlichen Randbereich der Bernsteiner Grauwackenzone auf, vor allem im Steinbachtal, doch ist sie auch weiter nördlich längs des Zöberntales, dann am Niklasberg und beiderseits des Ungerbachtals im tektonischen Verband mit dem Grobgnais zu beobachten. Eine eingehende petrographische Bearbeitung liegt bereits von H. WIESENER (1932) und F. KÜMEL (1936) vor, daher möchte ich nur einige Feststellungen erörtern, die infolge der abweichenden Auffassungen der genannten Autoren von Interesse sind.

Hauptverbreitung hat in dieser Serie ein, nach H. WIESENER (1932, S. 166) kinzigitähnlicher Paragneis. F. KÜMEL (1936, S. 164) bezeichnet ähnliche violettbraune Gneise innerhalb seiner Sieggrabener Serie als Disthengeise und bringt diese mit dem Korralpenkristallin in Beziehung.

Im Dünnschliff (vom Graben N Beisteiner Riegel bei Ungerbach) sind die Kalifeldspäte (Mikrokline) mit schwach angedeuteten perthitischen Strukturen (Albitschnüre mit  $n'_{\gamma} < K_b$ ) von randlicher Muskowitisierung und Mörtelkränzen umgeben. Bei langnadeligen Einschlussmikrolithen dürfte es sich um Sillimanit handeln. Granat bis zu Größen von 5 mm und häufige Umwandlung desselben in Biotit und Epidot. Gelegentliche Einschlusswirbel mit verlagertem si („Wirbelgranaten“). Quarz reichlich in regellosen Aggregaten bildet den größten Teil des Grundgewebes. Feinschuppiger Biotit überwiegt vor den Muskowitscheitern. Dann noch Ilmenit und vereinzelt Rutil erkennbar. Es handelt sich um einen Mikroklinbiotitgneis und das Schliffbild läßt auf einen Tiefendia phthorit zweiter bis dritter Stufe schließen.

Diese hochmetamorphen Paragneise treten im Steinbachtal noch in mehreren Ausbildungsformen auf, wobei es sich im wesentlichen um das Überwiegen der einen oder anderen Hauptkomponente handelt. Hinsichtlich der übrigen mit diesen Biotitgneisen vergesellschafteten Seriergesteine (Granatamphibolite, Pseudoeklogite und Kalksilikathorfelse, sowie Marmorlinsen und Pegmatite) kann nur auf die eingehenden Beschreibungen von H. WIESENER (1932), z. T. auch von F. KÜMEL (1936, S. 171) verwiesen werden.

## II. Die paläozoischen Gesteine der oberen Grauwackendecke.

Im stratigraphischen Aufbau der Grauwackenzone von Bernstein läßt sich, wie schon eingangs bemerkt, eine basale phyllitische und eine hangende ophiolithische Reihe unterscheiden. Hiebei können aber auch die höchsten Einheiten (Grünschiefer und Serpentin) unmittelbar auf dem Altkristallin lagern und ist dies in der, in mehrfacher Hinsicht wirksamen Tektonik begründet, worauf noch in den folgenden Abschnitten näher einzugehen sein wird.

Die engere Gliederung ergibt im wesentlichen folgenden Bauplan:

Serpentin (Chrysotil und Antigorit)	}	Paläozoikum unsicherer Stellung
Ophikalzit		
Saussurithornblendegabbro und Uralitalbit- schiefer		
Rauhwacken, z. T. konglomeratisch		
Diabasgrünschiefer und Adinolschiefer	}	Kambrium — Untersilur?
Kalkserizitschiefer		
Rote Quarzitschiefer		
Quarzphyllit		
Graphitphyllit, z. T. kalkig		
Kalkphyllit mit Übergängen zu Serizitphyllit		

### 1. Die phyllitische Reihe

#### a) Kalkphyllit

Das tiefste Glied im Aufbau der Bernsteiner Grauwackenzone bilden die Kalkphyllite und haben diese auch die weitaus größte Ausdehnung innerhalb der Reihe. Sie zeigen auch in größerem Ausmaße verschiedene Ausbildungsformen, im wesentlichen bedingt durch die Menge des Serizits und besonders des Kalkgehalts, woraus sich die Bildung zahlreicher Übergänge bis zum Kalkschiefer ergibt. Ebenso schwankt die Färbung, oft vom hellen Grau bis Dunkelgrau, sowie auch grünliche Typen auftreten und daneben variiert (mindestens zum Teil) Textur und Metamorphose mancher dieser Phyllite.

Kalkphyllite mit reichlichem Kalkgehalt sind besonders auf dem von Lebenbrunn gegen den Kogelberg (P. 713) streichenden Kamm vorzufinden, ferner SW Ungerbach und E Rettenbach im Hohlweg gegen Bernstein. An letzterem Ort ist das Gestein lichtgrünlichgrau mit silberigem Seidenglanz und flaserigen oder gefälten Texturen.

Im Dünnschliff sind die Hauptgemengteile Kalzit, Serizit und Quarz in ziemlich gleicher Verteilung angeordnet. Der Kalzit erreicht in grobkristallinen

Aggregaten Korngrößen bis zu 0,6 mm. Druckzwillingslamellierung ist häufig, ebenso die Verdrängung desselben durch Quarzneubildungen. Eisenderivate im Kalzit bewirken rotbraune Füllungen, daneben auch massenhaft Rutilmikrolithen und nach diesem Titanit und Leukoxen. Der Quarz erreicht bis zu 1 mm Korngröße und sind in diesem oft zahlreiche Kalzitrelikte eingeschlossen. Die fortschreitende mechanische Beanspruchung läßt aber auch bei diesen Großformen beginnenden Kornzerfall erkennen. Der Serizit zieht in langgestreckten bis zu 3 mm breiten, ausgefaserten Membranen durch den Schliff. Die Mikrotektonik zeigt sich in Querstellungen und Stauchungen der Serizitblättchen und in schwachen Fältelungen parallelverwachsender Graphitlamellen. In größeren Schuppen ist hier auch Chlorit eingeschaltet, sowie limonitische Erzmassen sowohl in Schlieren als auch in einzelnen opaken Körnern eingestreut erscheinen.

Kalkärmere Typen dieser Phyllite sind u. a. in Mitte des Ortes Redlschlag (N Bernstein) vorzufinden, wobei zahlreiche Quarzlagen und -knauern dem Gestein eine gebänderte, bzw. grobfasrige Textur geben. Der Mineralbestand deckt sich im wesentlichen mit dem des vorigen Schliffes, nur ist der geringere Kalzitanteil hier noch mehr durch Erzmassen verfärbt, bzw. limonitisiert, so daß auch, wenigstens teilweise, Ankerit vorliegt. Der überwiegende Quarzanteil erreicht hingegen nur Korngrößen bis etwa 0,2 mm, im Minimum bis zu  $\frac{1}{20}$  dieser Größe. Vereinzelt auch grüne Hornblende auftretend. Ein deutlich zu erkennendes Querkluftsystem (von etwa 0,02 mm Breite),  $\perp$  oder etwas schräg zur Schieferung und meist an den Umbiegungsstellen der Feinfältelung auftretend, kreuzt sich mit einem Hauptkluftsystem parallel den Schieferungsflächen und läßt diese Mikrotektonik auf eine primäre Faltung und eine sekundäre Transversalschieferung schließen.

#### b) Graphitphyllit und Serizitphyllit

Bei weiterer Abnahme von Kalk- und Quarzgehalt und damit auch der mehr oder weniger kleinklastischen Komponenten, kommt es zu Übergängen zu den Serizitphylliten und vereinzelt zu Graphitphylliten oder graphitischen Serizitphylliten. Es handelt sich zumeist um nur wenige Meter mächtige und daher nicht ausscheidbare Schichtpakete innerhalb der Phyllitreihe. Diese graphitischen Serizitphyllite finden sich u. a. im Profil Bernstein—Rettenbach am Ausgang des Rettenbachgrabens. Das Gestein hat blätterige Lagentextur mit Quarzlinsen im Querbruch, sowie grauschwarze Färbung und matten Seidenglanz.

Im Dünnschliff bilden Quarz und Serizit ein griesig-filziges Grundgewebe, wobei Sprünge und Risse durch Stengelquarzfüllungen oder ein Quarzpflaster verheilt erscheinen. Ansonsten durchzieht der Serizit das Schliffbild in breiten, geschlossenen Zügen innerhalb deren sich nur wenig Quarz befindet. Charakteristisch ist dabei deren beginnende isoklinale Fältelung mit Anzeichen einer Gleitflächenschieferung (Fig. 1, Tafel IV), wobei die dunkle Pigmentierung durch parallelverwachsenen Graphitoid oder kohlige Substanz hervorgerufen wird. Hiezu tritt noch in geringer Menge Chlorit, dage-

gen massenhaft Rutilnadelchen, sowie auch limonitische Erzschieferen häufig sind.

Graphitreiche Phyllite sind nur an sehr wenigen Stellen festzustellen und eigentlich hat nur ein Vorkommen eine ausscheidbare Geschlossenheit, und zwar die schon von L. Jugovics (1918, S. 99) erwähnte Schuppe S Redlschlag, im Quellgebiet der Güns. Es handelt sich dort um eine Einlagerung im Kalkphyllit von dunkelgrauer bis schwarzer Färbung, mit einzelnen helleren, sehr feinen Lagen, wahrscheinlich Quarz. Graphitischer Kalkphyllit findet sich noch im Haselgraben, E Prägart (wo dieser einen basalen geringmächtigen Bewegungshorizont der Scholle von Möltern darstellt), mit Harnisch- und Gleitflächenbildung und häufiger Anreicherung von feinkörnigem Pyrit, wahrscheinlich organischen Ursprungs. Stark gefaltete graphitische Serizitphyllite konnte ich auch W Redlschlag, im Hohlweg gegen Kalteneckberg feststellen, welche bereits einen Übergang zu den Serizitschiefern bzw. Serizitphylliten darstellen. Wenn diese nun auch wesentlich zahlreicher auftreten, so bilden sie gleichermaßen ebenso wenige Meter mächtige Einlagerungen im Kalk- bzw. Quarzphyllit, so W Lebenbrunn gegen Koglberg oder NE Habich gegen Ungerbach und S Hochneukirchen auf P. 729. Typisch für diese Vorkommen ist mittel- bis hellgraue Färbung, sowie eine paralleldünnschieferige Textur mit gelegentlicher Flaserung. Der Typus eines Serizitschiefers ist N Stuben (im Hohlweg gegen Kalteneck) in einem vereinzelt Vorkommen besonders veranschaulicht. Im Hauptbruch planparallele leichte Absonderung und Mn-Dendriten.

Im Dünnschliff ein sehr feinflaseriges Grundgewebe von überwiegend Serizit und weniger Quarz mit Ausnahme einzelner Quarzlinsen oder auch Lagen (bis 0,6 mm). Trübung durch halb oder ganz opakes Material ist sehr verbreitet, wahrscheinlich handelt es sich um restierende Tonminerale, sowie um Rutil. In diesem Reliktgefüge ist noch die Abbildung einer inhomogenen Verformung (Scherfläche) mit einem Winkel von etwa  $17^\circ$  gegen die s-Fläche zu erkennen. Ein im Durchschnitt 0,3 mm breites granuliertes Quarzband, welches in der Scherfläche eine deutliche Knickfaltung zeigt, grenzt diesen offenbar jüngeren Quergriff gegen die s-Fläche ab (Scherungsschatten).

### c) Quarzphyllit

Im wesentlichen auf den Kalkphylliten lagern typische Quarzphyllite, deren Verbreitung auf einen größeren Komplex N Stuben bis Ungerbach (Sonnleitner Gehöft) beschränkt ist, welcher im besonderen eine Synklinalezone umfaßt. An der Verbindungsstraße von Stuben zur Bundesstraße am Kalteneck (P. 779) fand sich noch ein kleiner Aufschluß von frisch gebrochenem Material mit grauer Färbung und flaseriger Lagentextur.

Im Dünnschliff besonders zahlreich die klastisch-allothigen Quarzkörner mit vielfach abgerundeten Umrissen. Sie sind zumeist noch ziemlich regellos im pelitischen Quarz-Serizitgrus eingeschaltet und haben nur vereinzelt eine gewisse Einordnung in s erfahren. Hierbei ist undulöse Auslöschung und Verzahnung häufig. Der Serizit tritt mengenmäßig zurück, dessen Lamellenzüge erscheinen in ausgiebiger Parallelverwachsung mit Graphitoid und sind von Rutilfilz durchsetzt. Daneben Chlorit, sowie Muskowit in einzelnen, oft quergestellten Porphyroblasten, ebenso Biotit auf Serizit-Graphitoid sprossend mit einem Bruch  $\perp$  (001), (Fig. 2, Tafel IV). Diese noch nicht wieder verheilten Brüche der Biotineubildungen lassen auf eine der jüngeren, alpidischen Bewegungsphasen schließen.

Ein kleineres Vorkommen von Quarzphyllit findet sich am Kanitz Riegel, P. 549, E Bernstein und zeigt dieses einen Rest antiklinaler Lagerung.

Der Mineralbestand deckt sich im wesentlichen mit dem vorigen, nur sind hier die Quarzgroßformen gelegentlich von radialstrahlig angeordneten Quarz-zotten umgeben, wie der Schliff zeigt, und nach O. MÜGGE (1928, S. 305) handelt es sich um Neubildungen, was auch für die vereinzelt auftretenden Hornblenden zutrifft. Dagegen sind hier Albite (mit etlichen An-%) ziemlich häufig im Quarzpflaster eingeschaltet. Den arg zerrütteten Habitus dieses Quarzphyllitvorkommens erklärt der dort ansetzende Überschiebungskontakt.

Die sonstige Verbreitung des Quarzphyllits ist eigentlich nur durch Lesesteine und in Form blockartiger Rollstücke (S Gehöft Bußbauer im oberen Stubnertal) belegt, daher die Grenzziehung in diesem Bereiche als eine mehr oder weniger zonare aufzufassen ist, doch ist der Quarzphyllit dort als vorherrschend zu beobachten.

#### d) Rote Quarzitschiefer S Prägart

Ein ganz vereinzelt gebliebenes Vorkommen eines, durch seine Färbung auffälligen Gesteins findet sich im Haselgraben, südlich des Weilers Prägart an der Basis der Grauwackenscholle von Möltern. Es handelt sich um einen nur wenige Meter mächtigen Aufschluß unter den hier westlich auskeilenden Diabasgrünschiefern. Es sind sehr dichte, rötlichviolettstichige Schiefer von zumeist tafelig und leicht blätteriger Absonderung.

Im Dünnschliff ist das sehr feinkörnige Quarzgrundgewebe, welches von einem ebenso feinschuppigen Serizitnetz durchzogen wird, nur bei starker Vergrößerung gut erkennbar. Die s-Richtung zeigt sich durch die Längsorientierung der Serizitlamellen, die aber mengenmäßig gegenüber dem Quarzpflaster zurücktreten. Dessen Korngröße liegt zwischen 0,1 bis 0,01 mm, zuweilen auch Klufftfillungen mit Stengelquarz bis etwa 0,4 mm. Dann noch massenhaft Eisenglanz (Hämatit), meist in staubförmiger Verteilung, aber auch in fadenförmigen Aggregaten mit dem Serizit verwachsen. Das Gestein zeigt Analogien mit jenen von H. BANDAT (1932, S. 166) beschriebenen Serizitphylliten von Lockenhaus, worauf noch zurückgekommen wird.

## e) Kalkserizitschiefer

Als Endglied der phyllitischen Reihe mit kalkiger Hauptkomponente sind die Kalkserizitschiefer, kurz *Kalkschiefer* anzusehen. Sie bilden einzelne beträchtliche Komplexe, so besonders in der Deckscholle von Möltern, welche nur eine geringmächtige Phyllitbasis als Bewegungshorizont aufweist. Eine bedeutende Kalkschiefermasse baut den Hohenstein, P. 630 (E Stuben) auf, setzt sich dann gegen N bis über das Gehöft Hanis fort und greift auch auf die westliche Talseite von Stuben über. Ein größerer Lappen tritt schließlich noch am Kalteneck, südlich P. 779 zu Tage. Die sonstigen zahlreichen Vorkommen stecken als mehr oder weniger dünne Linsen oder Bänder im Phyllit, mit welchem sie oft auch verfaltet sind (besonders S Hochneukirchen), daher stehen Phyllit und Kalkschiefer im wesentlichen im stratigraphischen Verbände, wobei eine gewisse höhere Horizontierung der Kalkschiefer vorliegt, insofern als einzelne der Vorkommen in die hangenden Eruptiva fortsetzen und wahrscheinlich auch noch während deren Förderung sedimentiert wurden. Bisher ist es leider nicht gelungen Fossilreste in diesen, wahrscheinlich zum Teil organogenen Metamorphiten zu finden.

Infolge ihrer vergrößerten Widerstandsfähigkeit zeigen sich die Kalkschiefer wesentlich besser aufgeschlossen als die Phyllite, daher finden sich zahlreiche Vorkommen, bzw. gute Aufschlüsse u. a. W Bernstein gegen Rettenbach, dann SE Stuben im Graben gegen den Wenzelangersattel (großer Steinbruch), sowie auch E Kogel und E Scheibenbauer (S Hochneukirchen). Von Interesse ist schließlich noch der Mineralbestand der Kalkschiefervorkommen S Bernstein im sogenannten „Kalkgraben“ mit durchaus plattiger, bzw. bankiger Absonderung und weißgrauer, schlieriger oder streifiger Färbung, sowie dünnschieferiger Lagentextur.

Im Dünnschliff deutliche Einregelung des Kalzitpflasters in s. In diesem der Serizit nur in einzelnen schmalen und langen Leistchen oder auch Lamellen eingeschaltet. Daneben Skapolith in einzelnen Körnern oder kleineren Aggregaten häufig, wobei dessen Auftreten eher für kontaktmetamorphe Relikte durch die hangenden Diabasgrünschiefer spricht, als etwa dafür, eine Pseudomorphosierung von Plagioklas (Albit) zu Skapolith anzunehmen. Andererseits ist auch eine Albitisierung des letzteren möglich, im Hinblick auf vereinzelte Zwillingneubildungen, teils nach dem Albit-, teils nach dem Karlsbadergesetz. Seltener findet sich Vesuvian als Porphyroblast und an Erzmineralien wären noch Titanit und feinverteilter Limonit bzw. Eisenglanz zu erwähnen.

Ähnliche bankige Kalkschiefer treten auch N Bernstein und innerhalb der Scholle von Möltern, besonders W P. 683 auf.

## f) R a u h w a c k e n

Als das eigenartigste Gestein unter jenen sedimentärer Herkunft erweisen sich die im Hangenden in geringer Mächtigkeit und Verbreitung folgenden, zum Teil konglomeratisch entwickelten Rauhwacken. Ihre oft bis zu völliger Auflösung fortgeschrittene Desaggregation zu losem, sandigem Material hat nach den ersten Untersuchungen (A. KÖHLER & A. ERICH, 1939) zur Annahme geführt, sie mit den nahen, ebenso lockeren „Sinnersdorfer Konglomeraten“ in Verbindung zu bringen. Diese Auffassung mußte auf Grund neuerer Vergleichsstudien von gleichartigen Vorkommen im benachbarten Rechnitzer Gebirge, besonders aber im Hinblick auf die Befundung eines neugeschaffenen, instruktiven Aufschlusses hinter der Kirche von Maltern (im Tauchental) aufgegeben werden. Dieser Aufschluß zeigt jetzt ein gut geschichtetes oder gebanktes Karbonatgestein, welches sich in weitgehender Auflösung zu gelben, mehligen Sanden befindet, besonders in den Zwischenlagen und den Querklüften, wobei der einstige Zusammenhang des Gesteins noch gut erkennbar ist. Einfallen N 15 W mit 30° unter die Diabasgrünschiefer.

Diese überwiegend kleineren Rauhwackenvorkommen lagern zumeist auf dem Kalkphyllit, doch sind sie auch mit den Grüngesteinen, namentlich den kleinen Serpentin- und Diabasgrünschieferschollen vergesellschaftet, so W Stuben unter einem Serpentincherling, weiters N P. 721 (SE Kirchschatz), wo sich allerdings in dem lockeren, feinsandigen Material auch etwas gröbere Körner der Diabasgrünschiefer feststellen lassen, was wieder den Verdacht auf jüngere Sedimente hervorruft. Andererseits zeigen aber besonders die konglomeratisch entwickelten Rauhwacken eine mehr oder weniger starke Verfestigung des Materials, so in einer 2 m hohen Konglomeratbank S Lebenbrunn, mit 35° N 30 W unter die Grünschiefer fallend, oder auch in dem größeren Vorkommen E Maltern, wo in einem, inzwischen wieder zugeschütteten Aufschluß eine authigen gebildete Albitisierung des Konglomerats festgestellt wurde, welche auf eine jüngere, hydrothermale Einwirkung zurückzuführen ist. Es sind mittelgraue, dichte dolomitische Kalktrümmer und -gerölle von kleinerem und größerem Ausmaß, eingekittet in einer hellgelben bis bräunlichen, vielfach porösen Kalkmasse.

Im Dünnschliff deuten in diesem löcherigen Kalzitpflaster einzelne feinschuppige Serizitaggregate geringe Bewegungsspuren an. Mit dem Kalzit verzahnt sich auch in geringem Maße neugebildeter Quarz, während die zahlreichen Erzkörner offenbar von Ti-hältigen Magnetiten vertreten werden, wobei noch Rutilmikrolithen gewisse Trübungen hervorrufen. Vereinzelt sind nun auch Serpentin Körner (Antigorit) bis zu einigen Millimeter Größe eingeschaltet, die besonders von neugebildetem Serizit verdrängt werden.

Die Geröllkomponenten der Konglomerate weisen nun ein wesentlich feineres, dichtes Pflaster auf, als es das vorige Bindemittel zeigt und Kornvergrößerung ist daher nur auf gelegentliche Kluffüllungen beschränkt (Fig. 3, Tafel V). Hinsichtlich der Albitneubildungen wird auf die Beschreibung in A. KÖHLER & A. ERICH (1939, S. 120) verwiesen.

Über die Lagerungsverhältnisse dieser Rauhwackenkonglomerate E Maltern hat ein jetzt wieder zugeschütteter Schacht seinerzeit guten Einblick gewährt. Er zeigt, daß die nur wenige Meter mächtigen Rauhwacken diskordant mit 20°, S 15 W-Einfallen auf den, mit 50° nach N 80 W geneigten Kalkphylliten lagern, was übrigens schon 1929 von G. HIESSLEITNER (1949, S. 26) festgestellt wurde. Ob es sich nach R. SCHWINNER (1940 a, S. 82) um „tektonische“ Rauhwacken handelt, ist nach den vorigen Befunden, besonders der konglomeratisch entwickelten Rauhwacken, nicht auszusagen, daher diese, insoweit sie nicht deutlich mylonitisches Gepräge zeigen, als ursprünglich sedimentäre Bildungen anzusehen sind. Da eine auffallende Ähnlichkeit dieser dolomitischen Gerölle mit dem Hannersdorfer Devon nach A. KÖHLER & A. ERICH (1939, S. 119) vorliegt, könnten sie nachdevonisch, etwa in einer der variskischen Phasen gebildet worden sein, wofür auch die erwähnten Serpentineinschaltungen sprechen. Zu einer eindeutigen Begründung hiezu reichen aber die Befunde, unter Berücksichtigung der allgemeinen stratigraphischen Verhältnisse nicht aus.

## 2. Die Ophiolithe

Über den sedimentogenen Einheiten lagert, vielfach mit tektonischem Kontakt, eine Reihe grüner, metamorpher Eruptiva, wobei anzunehmen ist, daß diese einst eine mehr oder weniger geschlossene Decke bildeten. Sie überlagern jetzt vornehmlich die Randgebiete der Grauwackenzone, während im zentralen Teil nur einzelne geringmächtige Schollen oder Schuppen den einstigen Zusammenhang andeuten.

### a) Saussurithornblendegabbro

Über diesen tieferen Komplex der Grungesteine fehlen bisher Angaben in unserer Grauwackenzone, abgesehen davon, daß L. JUCOVICS (1918, S. 106) als Muttergestein des Serpentin diallaghältigen Gabbro angibt, wofür aber die folgenden Befunde keine Anzeichen erbrachten.

Die Hornblendegabbros gehen über den Rahmen und über die geringe Mächtigkeit apophysenartiger Einschaltungen kaum hinaus. Sie stecken mit unregelmäßig gestreckter Abgrenzung zumeist in den Kalkphylliten, die sie auch stets durchtäufen und fallen im Gelände durch ihre groblockige Absonderung auf.



Das erstmals beobachtete Vorkommen dieses Gesteins ist knapp SE Redelshöhe (P. 796) auf freiem Feld in einer Höhe von etwa ein Meter aufgeschlossen. Die Korngröße schwankt von grob- bis zu feinkörniger Ausbildung, wobei besonders die Feldspäte Größen bis zu 7 mm erreichen bei deutlich erkennbarer Spaltbarkeit. Von diesen zahlreichen unterschiedlichen Formen kann hier nur einer Probe näher Raum gegeben werden und zwar von einem mittel- bis feinkörnigem Typus mit einer Korngröße nur selten über 1 mm. Textur im allgemeinen richtungslos.

Im Dünnschliff ist zu erkennen, daß der ehemals zahlreich gebildete Plagioklas nunmehr weitgehend zum Saussurit (Fig. 4, Tafel V) aufgezehrt wurde. In den wenigen erhaltenen, stark gelappten Individuen ergibt sich  $n\alpha' < K_b$  und  $n\gamma' \infty K_b$  einen Albit-Oligoklas von etwa 15% An. Zwillingslamellierungen noch oft vorhanden, die Saussuritisierung erfolgt durch ein Zoisit-Epidotgemenge, aber auch Chlorit und Hornblende ist daran beteiligt. Die glaukophanitische Hornblende ist zumeist nach c gestreckt und faserig aufgeblättert. Idiomorphe Begrenzung öfter in den Flächen (110), (010) und zuweilen (111). Größte Breite der Durchschnitte etwa 0,7 mm, doch auch feinste Fasern im Grundgewebe eingestreut und fast durchwegs gelblichgrün gefleckt, daher öfter eine weitgehende Auflösung in ein Chlorit-Epidotgemenge vorliegt. Opt. negativ, Achsenwinkel:  $-2V = \text{um } 50^\circ$  (wegen der starken Dispersion nicht meßbar). Dispersion  $\rho < v$ , Absorptionsschema  $\alpha < \beta > \gamma$ . Auslöschungsschiefe  $c/\gamma$  klein, etwa  $1^\circ$ , randlich größer und bis  $19^\circ$  steigend. Pleochroismus:  $n\alpha =$  blaßholzgelb (etwa 35 gelbgrau t—u der Rade'schen Farbentafel),  $n\beta =$  dunkelblauviolett (etwa zwischen 20—21 blau, 1.—2. Übergang nach violett e—f),  $n\gamma =$  blau (17—18 blaugrün, 1.—2. Übergang nach blau i—k).<sup>2)</sup> Ähnliche Korngrößen (bis 0,6 mm) erreichen die Titanomagnetite oder Ilmenite. An diesen ist die Umwandlung in Leukoxen schon weitgehend vorgeschritten und häufig liegt nur mehr dieser allein vor. Diese Leukoxenbildung entspricht auch der Auffassung von H. P. CORNELIUS (1930 b, S. 153), der auf die mögliche Bildung von Ilmenit nach Titanomagnetit hinweist. Auf andere mögliche Paramorphosen kann hier nicht weiter eingegangen werden. Der Chlorit durchsetzt in blättrig-schuppigen Aggregaten auch die Feldspatreste, ist opt. negativ mit  $\rho > v$  und indigoblauen Interferenzfarben, daher offenbar Penning.

Die Gemengteile bilden oft ein wirrflziges Gewebe und sind in diesem Anzeichen einer Kristallisationsschieferung nur in sehr geringem Maße vorhanden, daher kein eindeutig kristalliner Schiefer vorliegt.

Ein größeres Vorkommen von Hornblendegabbro befindet sich S Stuben, P. 684 am Wege Bernstein—Stuben; im östlichen Teil desselben ist dort der Gabbro einige Meter hoch aufgeschlossen, gegen W breitet sich ein Blockschuttfächer aus. Die ausgiebige Vererzung (Magnetit) bewirkt eine Ablenkung der Magnetnadel um etwa  $90^\circ$  nach W.<sup>3)</sup> Gelegentlich treten

<sup>2)</sup> Nach freundlicher Auswertung von Herrn Dr. M. SEDLACEK.

<sup>3)</sup> Diese Erscheinung konnte übrigens schon F. HERITSCH (1909, S. 121) am Serpentin des Lärchkogels bei Trieben beobachten.

deutliche Bewegungsspuren auf. Ein ähnliches Vorkommen von einigen hundert Metern Erstreckung fällt mit  $15^\circ$  gegen S 70 W in den Kalkphyllit S Habich gegen Kalteneckberg ein. Diese feinkörnigen, oft auch hell- bis gelblich-grünen Formen zeigen zuweilen auch aplitähnliche Schlieren und kalzitische Kluffüllungen, sowie beträchtliche Erzführung. Mechanische Beanspruchung ist an Gleitflächen (Harnischen) erkennbar.

Weitere Vorkommen des Hornblendegabbros finden sich am Schober Riegl, SE Hochneukirchen und zwar in einigen, nur wenige hundert Quadratmeter umfassenden Klippen, zumeist im Kalkphyllit, so in dem Graben, der S Hochneukirchen gegen Kirchschlagel zieht, wo der reichlich feldspatführende, etwas durchbewegte Gabbro mit  $35^\circ$  gegen S einfällt, dann ein sehr kleiner, etwa zwei Meter hoher Aufbruch E Züggen, südlich des Weges zur Züggner Höhe. Die Feldspäte erscheinen hier weniger erhalten, sowie eine gewisse Serizitführung auf entsprechende Bewegungsspuren hinweist. Zwei weitere Gabbrovorkommen befinden sich N Kirchschlagel am Schober Rieglkamm bzw. an dessen E-Hang. Am Kamm erhebt sich dort eine Klippe von etwa fünf Meter Höhe, welche mit  $15^\circ$  gegen N 20 E unter eine angrenzende Diabasgrünschieferschuppe einfällt. Hier zeigen nicht nur die Feldspäte beginnende Zersetzungen, sondern es nehmen auch die femischen Gemengteile den Habitus einer gewissen Serpentinisierung an: Das schließlich östlich davon, NW Züggen auftretende Vorkommen zeigt wieder frischeres Material mit Feldspäten bis über Zentimetergröße. Sehr bedeutend ist die Erzführung dieses Gesteins mit deutlichen Imprägnationszonen, wobei der häufige Pyrit auf sekundäre Bildungen, vielleicht auf eine pyritische Propylitisierung der femischen Gemengteile schließen läßt.

Auf Grund weiterer Untersuchungen an den vorgenannten Vorkommen liegt, wie auch schon oben bemerkt, eine ausgesprochene Schieferung des Hornblendegabbros im allgemeinen nicht vor, daher dessen Bezeichnung in A. ERICH (1945, S. 68) hier berichtigt wird.

#### b) Uralitalbitschiefer

Mit dem Hornblendegabbro treten auch Gesteine auf, welche als ursprüngliche Kontaktprodukte mit dem Nebengestein, dem Kalkphyllit anzusehen sind und ist ein solcher jetzt metamorpher Kontaktsaum auch an dem erstmals festgestellten Gabbrovorkommen nahe der Redelshöhe zu beobachten. Es sind dunkel- bis schwärzlich-grüne gefleckte oder gesprenkelte Schiefer mit lagenweiser Separation der Komponenten. Dunkelglänzende Scherflächen weisen auf mechanische Beanspruchung hin.

Im Dünnschliff zeigt sich ein feingranoblastisches Grundgewebe von Albit und Quarz; in diesem bis über 3 mm große Poryphyroblasten von grüner

Hornblende ( $n\alpha$ =grünlichgelb,  $n\beta$ =hellgrün,  $n\gamma$ =schmutzigrün,  $n\gamma/c=20^0$ ), aber auch in grobschuppigen oder pinselförmigen Aggregaten auftretend („Durchspießungsstruktur“), die in  $s$  eingeregelt sind. Es handelt sich um eine Uralitisierung von primär gebildetem Augit, da dessen Reste vereinzelt noch in den durch Sammelkristallisation vergrößerten Kalzitaggregaten erkennbar sind. In diesen auch neben Epidot und Quarz häufig größere Plagioklase (nahe  $\perp \alpha$ :  $n\alpha/M = 12^0 \dots 9^0\%$  An). Weiters einzelne Körner und Tafeln von Ilmenit bzw. Titanit (in „Insektenform“) eingestreut (Fig. 5, Tafel VI).

Ganz analoge Kontaktbildungen des Nebengesteins sind auch an dem Gabbrovorkommen S Habich zu beobachten.

### c) Diabasgrünschiefer

Die Diabasgrünschiefer überlagern in größeren und kleineren Komplexen die phyllitische Reihe. Im westlichen Teil nehmen sie in größerem Umfang die Randgebiete der Grauwackenzone ein, während sie im E, vornehmlich an der Basis der Serpentinstöcke langgestreckte, in der Richtung von S nach NE allmählich ausdünnende Decken bilden. Im N der Grauwackenzone sind nur wenige Vorkommen festzustellen, wobei hauptsächlich die größeren Komplexe bei Ungerbach, Lebenbrunn und Möltern erwähnt werden. Schließlich erscheinen noch vereinzelte kleine bis kleinste Schollen und Schuppen der phyllitischen Reihe auf- bzw. eingelagert. Sie treten auch im Gelände vielfach auffällig hervor und bilden oft hochragende Aufschlüsse, besonders in den schluchtartigen Einschnitten fast aller durch diese Grüngesteine führenden Wasserläufe. Die größte dieser Grünschieferseinheiten im S-Teil der Grauwackenzone erreicht bei Bernstein eine Breite von über 800 m und eine Längserstreckung von über 5 km, während seine Mächtigkeit mit etwa 200 m zu veranschlagen ist. Das Gestein erweist sich als sehr inhomogen, es können durch zahlreiche Übergänge verbunden, sowohl albit- als auch aktinolithführende Epidotchloritschiefer erkannt werden, was neben Differenzierungen in der Metamorphose auch gewisse Unterschiede im Chemismus des Ausgangsmaterials zur Ursache haben kann und es sind daher die nachgenannten Typen kartenmäßig kaum zu trennen. Im wesentlichen handelt es sich um drei im Mineralbestand differenzierte Haupttypen:

- a) Epidotalbitchloritaktinolithschiefer,
- β) Epidotalbitchloritschiefer,
- γ) Epidotchloritschiefer.<sup>4)</sup>

<sup>4)</sup> F. ANGEL (1929 a, S. 70) bezeichnet in den Hohen Tauern Grüngesteine mit ähnlichem Mineralbestand als Amphibol- bzw. Chloritprasinite, womit aber keinesfalls eine Parallelisierung, sowohl in stratigraphischer als auch petrographischer Hinsicht mit der Prasinitfazies der Tauernschieferhülle in der Mittei-

Der Typus eines „reinen Chloritschiefers“ nach L. Jugovics (1918, S. 103) konnte, zumindest gesteinsbildend, nicht nachgewiesen werden und wird ein solcher (ohne vorgenannte Akzessoria) auch kaum auftreten.

#### α) Epidotalbitchloritaktinolithschiefer

Diese Unterart ist besonders in den zahlreichen Aufschlüssen des oberen schluchtartigen Rettenbachgrabens, W Bernstein unterhalb Haus Nr. 146 vertreten. Die Probe ist hellgraugrün mit gelblichem Stich und schwach faseriger Textur.

Im Dünnschliff *Epidot* zahlreich (0,1 bis 0,4 mm) eingestreut im lepid- bis fibroblastischen Grundgewebe in *s* eingeregelt, aber auch in größeren Aggregaten, bei diesen vereinzelt Granosphäritbildung. Zumeist treten Schnitte nach *c* mit rhombenähnlicher Begrenzung auf, von welchen einzelne verbogen und zerbrochen sind, daher postkristalline Durchbewegung. Lichtgelb bis farblos, Pleochroismus schwach, stets gerade Auslöschung nach (001), Zwillingsbildung nicht häufig. Der *Aktinolith* in langen Nadeln und Fasern ist in *s* in Lagen zusammengeschlossen, aber auch wirrstrahlige *Pilite* mit der bekannten ophitischen Struktur (Fig. 6, Tafel VI). Lichtbrechung  $> K_b$ . Auslöschungsschiefe  $\infty n\gamma/c = 18^\circ$ . *Chlorit* schuppig oder blätterig, auch in mehr oder weniger größeren Aggregaten in den Zwickeln der Komponenten auftretend, meist lichtgrün mit deutlichem Pleochroismus:  $n\alpha =$  grünlich,  $n\gamma =$  fast farblos, gerade Auslöschung. Zumeist ist es *Klinochlor*, aber wesentlich geringer auftretend. *Albit* in sehr kleinen, rundlichen Körnern mit Pflasterstruktur, wird aber von den vorigen Gemengteilen schon häufig aufgezehrt, meist handelt es sich um klare *Albite* mit ungefähr 10% An. *Titanit* in „Insektenform“ und Trübungen durch *Leukoxen*, wahrscheinlich nach *Ilmenit*. Dann *Chromit* in einzelnen Körnern (bis  $0,4 \times 0,2$  mm). Übergemengteil ist *Kalzit* vergesellt mit dem *Epidot*, wahrscheinlich eine Infiltration aus dem Nebengestein. In einzelnen Teilen des Schliffs kann auch eine gewisse *poikiloblastische* Struktur nach U. GRUBENMANN-NIGGLI (1924, S. 432) beobachtet werden. Im allgemeinen ist der jetzige Mineralbestand auf eine *Saussuritisierung* von primären *Plagioklasen* bzw. *Uralitisierung* von *Augiten* zurückzuführen.

#### β) Epidotalbitchloritschiefer

Die Diabasgrünschiefer bilden auch im westlichen Teil der Grauwackenzone größere Einheiten hauptsächlich in der Randzone gegen das Altkristallin. Sie gewinnen dort besonders S Hochneukirchen, bzw. N Maltern beträchtliche Ausdehnung. Von dem letzteren Komplex und zwar von einem Aufschluß nördlich der Kirche von Maltern ist der folgende Typus wegen seines schon mit freiem Auge auffälligen *Epidot*gehaltes von Inter-

lung A. ERICH (1945, S.69) beabsichtigt ist. ANGEL deutet übrigens die *Prasinite* des Glocknergebietes als *Diaphthorite* nach *Amphiboliten*, während H. P. CORNELIUS (1935 c, S. 12) auch eine Bildung unmittelbar aus *Diabaslagern* für möglich hält.

esse. Das dichte, im allgemeinen gelbgrüne Gestein ist im Hauptbruch mehr oder weniger schwarzgrün gefärbt.

Im Dünnschliff zeigt sich ein feinkörniges Epidot-Albitpflaster (0,05 bis 0,1 mm) mit meist rundlichen bis ovalen Umrissen. In einem der sechseckigen und rhombenähnlichen Schnitte beträgt die Auslöschung etwa 27°. Zwillingsausbildung nur vereinzelt. Der Albit tritt sehr zahlreich auf, im wesentlichen mehr isometrische als axiale Schnitte, die meist klarer Albit-Oligoklas mit etwa 10 bis 15% An sind. Ausgedehnte Durchdringung des Albits durch Kalzit, offenbar eine Folge der Entmischung. Der Chlorit in schmalen Leisten und Schuppen wuchert in den Albitzwickeln; schwacher Pleochroismus ( $n_{\alpha}$  = grünlich,  $n_{\gamma}$  = gelblichgrün). Die nelkenbraune Interferenz deutet auch auf ein Penninmineral. Dann noch vereinzelt Magnetit oder auch Ilmenit. Der Kalzit füllt auch Querrisse und -sprünge<sup>5)</sup> (bis etwa 0,7 mm Breite). Das lepidoblastische hat gegenüber dem granoblastischen Gefüge geringeren Anteil.

#### γ) Epidotchloritschiefer

In den stark beanspruchten Randzonen der Grüngesteine kommt es auch vereinzelt zur Ausbildung albitfreier Formen, so N P. 784 (Donner Riegel) an der Basis des unter dem Serpentinstock gegen E streichenden Diabasgrünschieferlagers. Es sind dunkel- bis schwärzlichgrüne, samtgänzende Schiefer mit vereinzelt Gleit- bzw. Harnischflächen und blätteriger Absonderung.

Im Schliff deutet ein sehr feinschuppiges Chloritgewebe mit anomalen, blauen Interferenzfarben offenbar auf Pennin. Eine schwache Feinfältelung der Chloritmembranen, sowie eine schräg zur s-Fläche durchziehende Streifung erweist sich als Abbildung von Gleitflächen durch dilut pigmentierende Limonit- und Titanitmikrolithen. Daneben sind Epidotporphyroblasten häufig regellos quer zur s-Fläche verteilt, die ganz analog, wie im vorigen Schliff, eine posttektonische Verheilung mancher zertrümmerter Individuen zeigen. Vereinzelt ist noch Ilmenit eingeschaltet.

In ähnlicher Ausbildung ist diese Unterart auch SW Kimmberg (P. 763) zu beobachten, nur tritt dort noch eine starke Vererzung (Magnetit?) hinzu.

#### d) Adinolschiefer

Auch die Diabasgrünschiefer haben Kontaktgesteine im Gefolge, wie ein Vorkommen W Kimmberg, im Graben etwas westlich des Weges nach Stuben zeigt. Dasselbe ist dort in einem großen Block aufgeschlossen, der aus dem Kalkphyllit aufragt. Äußerlich keinen besonderen Unterschied gegenüber den Phylliten: Graugrüner Seidenglanz und leichte Flaserung. Auffällig ist nur die besondere Härte und Dichte des Gesteins.

<sup>5)</sup> Solche Risse werden im vorliegenden Schliff auch durch den Feinepidot verheilt, eine posttektonische Abbildungskristallisation nach B. SANDER (1930, S. 271).

Im Dünnschliff ein feinschuppiges, in s eingeregelttes Grundgewebe von parallel verwachsenem Chlorit und Serizit. In Einsprenglingen sowohl Quarz als auch Plagioklas. Daneben auch einzelne feinkörnige Quarzpfaster mit dazwischen gestreuten Kalzitporphyroblasten (wegen ihres Wachstumsgefüges offenbar Neubildungen), von welchen manche postkristalline Brüche zeigen. Die leistenförmigen Plagioklase oft in divergent-strahligen Aggregaten, wobei an einzelnen idiomorphen Feldspäten Zonarstrukturen mit trübem Kern, infolge rascherer Umwandlung zu erkennen sind. Im Sinne von H. ROSENBUSCH — O. MÜGGE (1927, S. 766) fehlt oft die Zwillingsausbildung und es treten an Karlsbader Zwillinge erinnernde Zweihälfter auf, in deren beiden gelegentlich sehr kleine Zwillingslamellen eingeschaltet sind ( $\perp \alpha : \alpha' \alpha / M = -16^\circ \dots 4^\circ / \text{An}$ ). Diese Aggregate sind jedenfalls nur mehr Ruinenfelder, daher könnte eine intergranulare Reaktion im Sinne von E. WEGMANN (1935, S. 326) vorliegen, wobei der Grenzfilm frühere Gemengteile aufzehrt oder unbrauchbare Reste einschließt. Reichliche Streuung mit Ilmenit und Umsetzungen zu Leukoxen (Fig. 7, Tafel VII).

#### e) Serpentin

Den stratigraphischen Abschluß unserer Grauwackenzone bildet der mächtige Serpentinstock NE Bernstein, der jetzt auf Grund einer Reihe tiefeingeschnittener Talungen in mehrere Teile bis auf das Liegende zerlegt erscheint, was offenbar auf die bisherige Tektonik zu beziehen ist. Ähnliche Erwägungen finden sich schon bei L. JUGOVICS (1918, S. 104), der die Mächtigkeit des Stockes auf 100 bis 200 Meter schätzt.

In morphologischer Hinsicht treten die Serpentineinheiten stets auffällig hervor und bilden daher häufig natürliche Aufschlüsse mit Ausnahme der nordöstlichen Vorkommen, die durch die tertiäre Bedeckung bzw. Vererbung weniger klar zu erkennen sind, ebenso wie die kleineren Serpentincherlinge W Stuben und E Maltern, diese aber wegen ihrer besonderen tektonischen Beanspruchung (Zerschering und Verfrachtung).

#### a) Chrysotil

In der Hauptmasse der Vorkommen handelt es sich um gemeinen Serpentin in der Ausbildungsform des Faserserpentins (Chrysotil), welcher in durchgehender Verbreitung die großen Einheiten des Stockes aufbaut. Eine Probe davon stammt vom aufgelassenen Cu-Bergwerk Redlschlag. Diese ist tiefdunkelgrün, von hellgrünen, mehr oder weniger parallelen Adern durchzogen, sowie einzelne, metallisch glänzende Bastite zu erkennen sind und ähnelt das Gestein, auch wegen seines splitterigen, matten Bruches den von H. P. CORNELIUS (1935 a, S. 252) beschriebenen Serpentin zwischen Septimer- und Julierpaß.

Im Dünnschliff zeigt sich grobe Maschenstruktur. Orientierung der Faserachse in der Längsrichtung, teils parallel  $\alpha$  bzw.  $\gamma$ . Lichtbrechung gering  $\infty$  Kb. Die Bastiteinsprenglinge nach Spaltrissen längs c haben gerade Auslöschung und  $\gamma$  parallel Faserachse. In Spaltblättchen nach (110): Pleochroismus mit  $\alpha$ , ( $n\beta$ ) = gelblich,  $\gamma$  = graugrün und Lichtbrechung  $< 1,54$ . Da keine Umwandlung in Epidot und Chlorit bzw. Karbonat erkennbar, handelt es sich um Bastite offenbar nach Bronziten. Neben Magnetit besonders Ilmenit in fiederförmigen Aggregaten in der Längsrichtung der Rahmenfasern angeordnet. Dann noch in rhombischen Durchschnitten vereinzelt wahrscheinlich Karbonateinschaltungen. In einzelnen Maschen von  $\gamma$ -Serpentin nach H. TERTSCH (1922, S. 188) noch Reliktformen des Ausgangsmaterials offenbar Olivin erkennbar (Fig. 8, Tafel VII). In der Längsrichtung der Maschen ein jüngeres Kluftsystem von oft beträchtlicher Breite mit Kluftchrysotil nach F. ANGEL (1929 b, S. 13) erfüllt. Diese Kluftfaser (Leukotil) mit hoher Doppel- und geringer Lichtbrechung zeigt zwischen  $\times$  Nic. eine Bänderung  $\perp$  zu ihrer Erstreckung, sowie deutliche Stauchfältelung, wie dies auch H. P. CORNELIUS (1935 a, S. 253) feststellen konnte.

Weitere Aufschlüsse dieses klüftigen Chrysotilserpentins noch in etlichen Steinbrüchen am N-Ausgang von Bernstein und S Redelshöhe (796 m) an der Bundesstraße.

### $\beta$ ) Grobantigorit (Serpentinschiefer)

In den basalen und randlichen Zonen gehen die Faserserpentine häufig in sehr dichte Blätterserpentine über, die bereits Gegenstand eingehender Untersuchungen geworden sind. Als Serpentinschiefer (Grobantigorit) sind sie nur in wenigen geringmächtigen und basalen Vorkommen auszuscheiden, und zwar N Bernstein am Kimmberg (S P. 763) sowie S Redlschlag in einer schmalen Basiszone N Donner Riegel. Die tektonisch stark beanspruchten Serpentinschollen bei Maltern und W Stuben sind ebenso als Antigorite zu erkennen. Die Ausbildungsform dieser Vorkommen ist keineswegs einheitlich, denn während S Redlschlag nur eine Paralleltexur ohne wesentliche stoffliche Umsetzung im Serpentin zu beobachten ist, finden sich am Kimmberg schieferige Serpentin Typen, die lagenweise von Talk durchsetzt oder auch durchadert sind, was nach E. SPENGLER (1913, S. 81) auf den großen Mg-Gehalt ähnlicher Antigorite hinweist. Zum Teil dürfte es sich auch um Tremolit handeln, der auch nach F. ANGEL & MARTINY (1925, S. 358) in Glein-alpenantigoriten reichlich festzustellen ist. Daneben zeigt sich auch die Tremolitkomponente im Vorkommen am Kimmberg in der Umsetzung zu ausgesprochen grobblättrigen, mürben, grünlichgrauen Talk-schiefern. Bei diesen kommt es häufig zu einer gewissermaßen plastischen Auswalzung sowie Stauchungen und Verbiegungen der Gesteinslagen, womit im Sinne B. SANDER (1912, S. 257) eine tektonoplastische Deformation vorzuliegen scheint.

### γ) Feinantigorit

Da die Unterscheidung dieser Feinantigorite im Sinne F. ANGEL 1929 b, S. 17) von den mit ihnen verbundenen chloritischen Paragenesen (Orthochlorite) auf optischem Wege oft schwierig, wenn nicht sehr unsicher ist, erscheint die Befundung nur hinsichtlich jener Ausbildungsformen des Feinantigorits einigermaßen eindeutig geklärt, die bei mehr oder weniger reichlichen bastitischen Relikten eine im allgemeinen gute Erhaltung primärer Strukturen erkennen lassen.

Eine Probe dieser Art stammt von Aufschlüssen N Bernstein, W P. 699 nahe der Straßeneinmündung von Lockenhaus. Das dichte, dunkelgrüne Gestein zeigt muschelige, hellgrün durchscheinende Bruchflächen, weiters einsprenglingsartig zahlreiche schwärzlichbraune Bastite mit metallischem Glanz.

Im Dünnschliff farblos, erst zwischen  $\times$  Nic. wird die Auflösung in feinschichtartige Antigoritfelder im Sinne F. ANGEL (1929 b, S. 24) sichtbar und zwar in mehr oder weniger parallel angeordneten Flecken und Streifen (Bewegungsspuren). Vereinzelt noch Reste von Gitterstrukturen mit teilweiser Erhaltung der Rahmenfaser erkennbar (Fig. 9, Tafel VIII). Lichtbrechung etwas  $>$  Kb. Die Bastite ebenso farblos in abgerundeten Einsprenglingen. Höhere Lichtbrechung  $n_a$  etwa um 1,57, schwache Doppelbrechung (graublau bis gelbliche Polarisationsfarben in oft fleckiger oder streifiger Verteilung). Opt. negativ, 2V ziemlich klein, gerade Auslöschung nach (100) parallel c. In dieser Parallelstellung auch Klufschrysothil (Faserachse = zur Längserstreckung). Einzelne Individuen haben noch Reste einer gewissen lamellaren Paralleldurchwachsung, vielleicht mit Diagonal, wodurch mikroperthitartige Strukturen entstehen. In einzelne zertrümmerte Individuen dringt der Antigoritfilz bucht- und bandartig vor. Die häufig anomale Doppelbrechung mit schwach bläulichen Interferenzfarben läßt auf beginnende Umsetzungen in Chlorit (Pennin?) schließen, was auch von F. ANGEL (1929 b, S. 12) an den Stubachitserpentin bei Kals beobachtet wurde. Massenhafte Erzfüllung, meist Magnetit- und Ilmenitmikrolithen in Schnüren längs der Klüfte, sowie Limonitlinien.

Auf die weiteren Stadien der Umbildung bastitischer Antigoritformen bis zu dem als sogenannter „Edelserpentin“ verarbeiteten, und besonders am Kanitz Riegel und Kimmberg, N Bernstein vorkommenden Chloritantigorit, kann hier nicht näher eingegangen werden und muß einer späteren Sonderarbeit vorbehalten bleiben.

Nach den vorstehenden Befunden ergibt sich nun für die Hauptmasse des Serpentinstockes unserer Grauwackenzone ein Chrysothilserpentin in der nach H. TERTSCH (1922, S. 188) bekannten Maschenstruktur in Verbindung mit Klufschrysothil (Faserachse  $\gamma \perp$  zur Begrenzung) nach F. ANGEL 1929 b, S. 23) ein Serpentin 1. Art. Als untergeordnete, basale oder randliche Einzelformen innerhalb dieses gemeinen Serpentin



sind die Antigoritneubildungen anzusehen, und zwar in der Art des Grobantigorits (Serpentinschiefer), dann auch in häufigen Einschaltungen von Feinantigorit bzw. Chloritantigorit.

#### f) Ophikalzit

Die durch den Kontakt mit dem Serpentin veränderten Kalke sind eigentlich nur selten zu beobachten, und sie weisen auch an den einzelnen Fundorten recht verschiedene Ausbildungsformen auf. Das einzige ausscheidbare Vorkommen befindet sich S Bienenhütte (Beindlhütte); eingeschuppt zwischen Serpentin und liegendem Phyllit ist es dort in einer kleinen Grube aufgeschlossen, aber auch E und S davon sind etliche Ausbisse vorhanden. Der Serpentin durchdringt in mehr oder weniger dicht angeordneten, unregelmäßigen und hellgrünen Flatschen den hellgrauen, schieferartigen Kalk. Talkisierung des Antigorits an einzelnen Stellen erkennbar. Das Mengenverhältnis beider Komponenten ist im wesentlichen konstant.

An anderer Stelle, und zwar nördlich „Bei der Wolfsgrube“, NE Bernstein, erfolgt die Anreicherung des schwarzgrünen Serpentin in Form unregelmäßig flacher Linsen, sowie bis zu mehreren Zentimeter großen Brocken innerhalb des grauweißen zuckerkörnigen Kalzites, und es scheint sich hier um Kluffüllungen zu handeln. Leider konnte das Gestein dort nur in Lesesteinen, dagegen anstehend nicht mit Sicherheit beobachtet werden. Eine ungewöhnlichere Form bildet schließlich ein Vorkommen am W-Ausgang von Bernstein bei Einmündung des Weges von Rettenbach, und zwar im Hinblick auf das tiefschwarze Kalkgrundgewebe, welches der Serpentin in dünnen, hell- bis dunkelgrünen Flatschen durchzieht.

Im Schriff wird das grobkörnige Kalzitpflaster von mehr oder weniger schmalen oder auch breiteren Serpentinflatschen in blätteriger, zu meist parallel orientierter Struktur durchadert. Der Kalzit mit starker Druckzwillingslamellierung und Stauchungen derselben, weist ausgiebige Vererzung auf, die ihn in netzförmigen Schlieren und Haufen durchdringt; meist ist es Titanisen, aber auch Magnetit, der häufig die Kalzite umgittert und da die Erzkomponenten nicht gegen den Serpentin zu ausgeschieden wurden, scheint dies auf eine tektonische Bildungsweise hinzudeuten. Der Serpentin ist meist farblos mit höherer Lichtbrechung; in der Längsrichtung der Fasern  $n_{\gamma} = \text{positiv}$ , daher auf Antigorit zu schließen. Auch in diesem zum Teil beträchtliche Erzfüllungen (Magnetitmikrolithen), sowie zuweilen Tremolit und blätteriger Chlorit, dieser auch im Kalzitgewebe.

Nach den geologischen Befunden treten auch die Ophikalzite durchaus als Randbildungen des Serpentin in Zonen starker tektonischer Beanspruchung auf. Petrologisch könnte das Fehlen idiomorpher Olivinpseudomorphosen im Antigorit ebenso für eine tektonische Entstehung sprechen

(vgl. H. P. CORNELIUS, 1935 a, S. 259). Ganz auszuschließen sind aber auch nicht gewisse tiefenhydatogene Prozesse, die offenbar bei dem Vorkommen S Bienenhütte eine sehr weitgehende und feinste Durchdringung mit Antigorit bewirkten. Zu einer genetischen Deutung reichen jedoch die Befunde nicht aus, zumal die Verbreitung der Ophikalzite im behandelten Gebiet nur eine geringe ist.

### III. Das Tertiär,

#### die mittelmiozänen Schichten der Sinnersdorfer Konglomerate

Im Zuge der Neuaufnahme unseres Gebietes mußten vielfach tertiäre Bildungen in die Untersuchungen einbezogen werden, es sind vor allem die im E und N übergreifenden Randbildungen, die als in Störungszonen versenkte Reste einer weitverbreiteten Bedeckung aufgefaßt werden können. Nach A. WINKLER-HERMADEN (1935, S. 49) ist ihre Ablagerung für das ältere Mittelmiozän anzunehmen, wobei sie auf Grund des Fehlens von Gesteinskomponenten aus der Grauwackenzone dieselbe noch überdeckten. Erst im jüngeren Mittelmiozän werden auch die Serpentine der Grauwackenzone in den hangenden, im wesentlichen marinen (kohlenführenden) T a u c h e n e r Schichten aufgearbeitet.

Im besonderen können nun im NW in dem gegen das Gehöft Buger ansteigenden Hohlweg, SW Schönau i. Geb., etwa ein Meter mächtige Schotter- mit Feinsandschichten in Wechsellagerung beobachtet werden. Dasselbe ist auch S Schönau in dem gegen den Hutwisch führenden Hohlweg der Fall, welcher rasche Fazieswechsel auf ein unruhiges Relief zur Aufschüttungszeit schließen läßt. Östlich davon treten lebhaft gestörte, tertiäre Sedimente S Ungerbach, beiderseits des Straßenknies bei der Steinmühle auf und sind etwa 2 bis 3 Meter hoch aufgeschlossen. Zuerst liegen 1 Meter gelblichgraue Feinsande, darüber 1,5 Meter Grobschotter. Gegen die Mitte der Krumbacher Senke gehen sie in rötliche Tone über und werden dort in einer kleinen Ziegelei verarbeitet. Gleichartige Schichten sind auch im Kogelbachgraben, WP. 387, ebenso am Reitberg (P. 555) aufgeschlossen, weiters E Lebenbrunn am Löberbach, wo sich auch an den Komponenten dieser hellgelben Sande bereits die Aufarbeitung der Grauwackenrüngesteine deutlich erkennen läßt.

Was die Geröllführung und das Verbreitungsgebiet der älteren Sinnersdorfer Konglomerate anlangt, so weisen diese nach den neueren Untersuchungen von A. WINKLER-HERMADEN (1933 b, S. 85) eine reichliche Beimengung von Geröllen aus dem kalkalpinen Mesozoikum, besonders in der Krumbacher Senke auf und läßt sich weiterhin nach A. WINKLER-HERMADEN (in F. X. SCHAFFER, 1951, S. 453) in diesen Konglomeraten der Abtrags-

schutt der nordöstlichen kristallinen Massive (Masenberg, Hochwechsel usw.) feststellen. Demgegenüber betont A. PAHR (1955, S. 68), daß die Komponenten der Sinnersdorfer Konglomerate in allen Belangen immer von den unmittelbar benachbarten Grobgneisvorkommen abgeleitet werden können, daher bedürfte eine Klärung dieser gegensätzlichen Auffassungen noch weiterer Untersuchungen.

#### IV. Allgemeine Bemerkungen zur Metamorphose des Gebietes.

Über die Metamorphose des Grundgebirges, also der Grobgneis Serie, liegt bereits eine Reihe neuerer Arbeiten vor, so von H. WIESENER (1930, S. 219) und R. SCHWINNER (1932, S. 326), in denen bereits gewisse Rupturen im Grobgneis aufgezeigt werden. Wenn weiterhin R. SCHWINNER (1939) die Vergneisung bestimmter Paraschiefer aus der Oststeiermark als Injektionsmetamorphose deutet, so trifft dies für die auf S. 59 erwähnten gefeldspateten Paragneise kaum zu, denn gerade am Kontakt von Granit und Hülschiefer, so SW Kirchschatz, sind außer Neubildungen (vgl. S. 59) kaum Anzeichen migmatischer Strukturen zu erkennen; weder können protogene Relikte im Schriff festgestellt werden, noch ist an der primären Erstarrungsstruktur des erststufigen „mylonitischen“ Granits zu zweifeln. Auch J. KÖHLER (1942, S. 228) ersieht bei Dreihütten nur die Möglichkeit einer Ausbildung „migmatischer Granite“.

Weniger neu erweist sich die angebliche Beziehung zu den „Tauernzentralgraniten“, die sich schon bei F. STOLICZKA (1863, S. 4) und K. HOFFMANN (1877, S. 15) findet, wobei aber nur verallgemeinernde Vergleiche zur Sprache kommen. Zuletzt will J. KÖHLER (1942, S. 228) auf Grund des Auftretens „von typischen gefüllten Plagioklasen“ im Granit von Dreihütten eine weitgehende Ähnlichkeit mit den Tauerngraniten ersehen. Nach H. P. CORNELIUS (1935 b, S. 14) sind aber die Plagioklasfüllungen keinesfalls typisch für die Tauernzentralgneise, da sie auch in außer-alpinen Gebieten auftreten. Dagegen sind die Feldspatfüllungen bei Dreihütten an Zonen diaphthoritischer Prägung gebunden, was sich ganz mit der Annahme von H. P. CORNELIUS (1937, S. 83) deckt, hierin die Folge einer regressiven Metamorphose zu erblicken.

Hinsichtlich der hochkristallinen Serie der Basischen Gesteine ist besonders das Hauptgestein derselben von Interesse, und zwar der auf S. 61 beschriebene Mikroklinbiotitgneis (kinzigitähnlicher Paragneis nach H. WIESENER), welcher bei wesentlich drittstufigem Mineralbestand Anzeichen einer diaphthoritischen Prägung erkennen läßt. Schon auf Grund der im wesentlichen para- bis postkristal-

linen Rotation der Granatporphyroblasten ist an der Mehrphasigkeit dieser Differentialbewegungen nicht zu zweifeln. Da Mineralbestand und Metamorphose dieses Biotitgneises Übereinstimmung mit dem von F. KÜMEL (1936, S. 164) beschriebenen Disthengeis aus der Sieggrabener Serie zeigen, können beide Serien, trotz des Fehlens des Disthens im vorliegenden Paragneis, unbedenklich parallelisiert werden, zumal auch F. KÜMEL (l. c., S. 165) auf ein Vorkommen dieses Gneises ohne oder mit nur sehr geringem Disthengehalt auch bei Sieggraben hinweist.

Die von F. KÜMEL (1936, S. 180) vertretene Homogenität seiner Sieggrabener Serie bzw. der vorliegenden entsprechenden Serie der Basischen Gesteine mit ähnlichen Paragneisen des Koralpenkristallins wird von H. WIESENER (1936, S. 321) in Zweifel gezogen. Die Gründe hiezu liegen in einem mehr oder weniger abweichenden Mineralbestand und auch in einer unterschiedlichen Metamorphose, auf welche Fragen hier nicht näher eingegangen werden kann, doch sind mögliche Beziehungen unserer Serie der Basischen Gesteine zum mittelsteirischen Hochkristallin nicht unbedingt abzulehnen, schon im Hinblick auf die zahlreichen Einlagerungen zweifellos verwandter eklogitischer Testgesteine. Auch von R. SCHWINNER (F. X. SCHAFFER, 1951, S. 161) werden die Gesteine von Schäffern zu seiner „Koraln Serie I“ gestellt. Allerdings könnte man auch hiebei an die benachbarten tieferen Serien der Stubalpe denken, die nach F. ANGEL (1922, S. 113) ähnliche tiefendiaphthoritische Ausbildungsformen aufzuweisen haben (Rappoltserie).

In der Metamorphose der Grauwackenzone treten vor allem die Erscheinungen der Kataklyse als der Ausdruck jüngerer Bewegungen vielfach in den Vordergrund, wobei aber dennoch die Kristallisation als das Primäre und Überdauernde zu betrachten ist, da in diesen erststufigen Gesteinen des Deckgebirges Deformation und Kristallisation in zumeist gut deutbarer Weise ineinander übergreifen. Hiebei werden die Endstadien der metamorphosierenden Prozesse nie erreicht, daher sind protogene Relikte bzw. Primärstrukturen sehr zahlreich. Bloß die Grüngesteine mit ihrem, bei gesteigerter Durchbewegung empfindlicheren, weniger stabilen Mineralbestand erfahren auch eine Zunahme der Metamorphose in dem Sinne, als durch die günstigere Diffusion und Mobilisation der Stoffe die entsprechenden Gleichgewichte vollständiger erreicht werden.

Mechanische Umformungen sind besonders den Phylliten eigen, die an mikrotektonischen Abbildungsspuren, also Fältelungen bzw. Clivagen oder Gleitbrettfalten nach W. SCHMIDT (1932, S. 83), sowie Scherklüften usw., besonders reich sind und deren Korrelate sich im tektonischen Aufbau in allen Modifikationen und Größen wiederholen. Damit ist eine

ausgiebige Serizitisierung dieser einstigen, mehr oder weniger kalkig-tonigen Sedimente enge verbunden.

Zur Bildung der Rauhacken wäre noch zu bemerken, daß deren Gegenwartsbild maßgeblich durch Umsetzungen bzw. Umlagerungen bedingt ist, daher erklären sich auch die Serpentinstücke neben den Dolomitgeröllen in den Rauhacken bei Maltern, die nunmehr als die jüngsten Bildungen der Rechnitzer Serie anzusehen sind. Eine durchaus örtlich auftretende Albitisierung (A. KÖHLER & A. ERICH, 1939) hat dann R. SCHWINNER (1940 a, S. 83) veranlaßt, diese Neubildungen in Beziehung zu der Albitisation der Wechselschiefer zu bringen. Derartige Albitknotenschiefer der Wechselserie finden sich zwar unweit von Maltern (S Hattmannsdorf), die schon H. WIESENER (1932, S. 169) genauer beschrieben hat, doch sind deren dargestellte Bildungsbedingungen durchaus verschieden von jenen unserer Rauhackenalbitisierung bei Maltern, die nach den Befunden (A. KÖHLER & A. ERICH, 1939, S. 122) auf eine Alkalizufuhr im Gefolge eines jüngeren Vulkanismus' zu beziehen ist, von welchem Gangfüllungen schon von A. WINKLER-HERMADEN (1933 a) und H. P. CORNELIUS (1933), südlich von Maltern erkannt wurden. Und daß die zahlreichen Mineralquellenaustritte in unserem Gebiet, die an tektonischen Leitlinien liegen und von welchen sich einer unmittelbar W Maltern befindet, eine sehr bedeutende Mineralisation besitzen, geht auch aus den Analysen von O. HACKL (1934) hervor.

Im allgemeinen ist festzustellen, daß Spuren extrusiver oder auch intrusiver Kontakte in dem sedimentogenen Nebengestein durch die folgenden metamorphosierenden Umprägungen vielfach verwischt sind, doch können zuweilen bei genauerer Beobachtung derartige primäre Relikte erkannt werden. Der manchenorts beträchtliche Graphitgehalt der Phyllite, besonders S Redlschlag, geht ebenso auf organische Reste zurück wie dies schon H. BANDAT (1932, S. 164) bei den analogen Vorkommen im Rechnitzer Gebirge annimmt.

In noch weitgehendem Maße als in den Kalkschiefern (vgl. S. 66) führten die metamorphosierenden Prozesse zu meist restlosen Umsetzungen in den wesentlich instabileren Metabasiten bzw. Diabasgrünschiefern. Deren Mineralbestand läßt aber doch erkennen, daß es sich um aus Diabasen und deren Tuffen hervorgegangene Endprodukte der ersten Zonenstufe handelt, wobei neben der Zertrümmerung der Plagioklase deren Umwandlung in Epidot und Albit erfolgt, während die Augite in Chlorit, zum Teil auch in Aktionlith übergehen (vgl. U. GRUBENMANN—P. NIGGLI (1924, S. 404). Die schon auf S. 71 bemerkten quantitativen Unterschiede im Mineralbestand scheinen von gewissen Heterogenitäten im Ausgangsmaterial abhängig zu sein, wahrscheinlich tuffo-

genen Beimengungen, während die manchenorts auftretenden, megaskopisch zumeist dicht gestreuten Magnetitschlieren als älteste Ausscheidungen der liquidmagmatischen Phase aufzufassen sind. Von den basalen Phylliten ausgehend greift an zahlreichen Stellen die Verquarzung auch auf die Diabasgrünschiefer über, als typische posttektonische, kristalline Beeinflussung innerhalb der aufgeblätterten Bewegungsbahnen, wobei oft noch mehr oder weniger reichlich Kalzit in Lagen oder Schmitzen hinzutritt.

Schon auf Grund der auf S. 62 versuchten stratigraphischen Gliederung sind die Diabasgrünschiefer unseres Gebietes als Initialmagmen einer der ordovicischen, wahrscheinlich der takonischen (oder noch älteren sardischen?) Bewegungsphase aufzufassen, wie dies schon andernorts für die in den Grauwackenschiefern auftretenden Grünschiefer angenommen wird (K. METZ, 1953, S. 80).

Die Bildungsgeschichte der Hornblendegabbros und besonders der Serpentine muß einer später erscheinenden Detailarbeit vorbehalten bleiben. Hier kann nur die Frage nach deren genetischem Zusammenhang mit der Rechnitzer Serie kurz erörtert werden, womit auch die Altersstellung dieser Intrusivgesteine verknüpft ist. Nach den Lagerungsverhältnissen auf S. 68 können die in den Phylliten steckenden Vorkommen nur einer tieferen, subvulkanischen gabbroiden Schmelze entstammen, die offenbar mit dem Vulkanismus der Diabase in genetischem Zusammenhang stand. Ähnliche Verhältnisse hat F. ANGEL (1931, S. 158) aus dem Grazer Paläozoikum beschrieben.

Auf Grund der bisherigen Befunde und des öfteren engeren Verbandes kann der Gabbro als Zubringer der Diabasgrünschiefer angesehen werden und erfolgte seine Intrusion frühestens am Ende der Effusion der Diabase. Es dürfte sich hierbei um gangförmige Nachschübe gehandelt haben, die aber nicht mehr die Oberfläche erreichten. Die geringe Durchbewegung des Gabbros scheint trotz der folgenden Faltungsphasen hierbei nicht im Widerspruch zu stehen, da ähnliche Gabbrovorkommen auch in der nordalpinen Grauwackenzone im allgemeinen nicht selten sind.

Hinsichtlich der Bildung der Serpentine wäre noch auf die Auffassung von L. JUCOVICS (1918, S. 55) kurz einzugehen, wonach dieser auf Grund von Diallagresten im Serpentin von Steinstückl (P. 829) für ein gabbroides Muttergestein desselben eintritt. Nun könnten zwar die Peridotite — um einen solchen handelte es sich zweifellos — als feldspatfreie Olivin-gabbros aufgefaßt werden, doch ist dies nach BARTH-ESKOLA (1939, S. 9) bzw. H. LEITMEYER (1950, S. 54) nicht mehr üblich. Da die optischen Befunde der blätterigen Bastite in überwiegendem Maße für Bronzit sprechen,

sowie auf Grund weiterer Reliktformen und im Hinblick auf die vorkommenden Talkbildungen (vgl. S. 75), ist daher auf ein bronzit-peridotitisches Ausgangsgestein (Harzburgit) zu schließen. Dessen Intrusion in die altpaläozoische Serie erfolgte aller Voraussetzung nach noch später als die mit dem stratigraphischen Aufbau eng verbundenen Metadiabase, und zwar offenbar als schon weitgehend entmischtes, ultrabasisches Differentiat mit dem Beginn der variskischen Faltung der Grauwackenzone. Andererseits liegen in deren mehr westlicheren Teilen bereits höher metamorphe und meist komplexe Antigorit-serpentine vor, wie dies nach A. HAUSER (1937, S. 225) bei Donawitz, Trofaiach und Trieben zu ersehen ist.

Nun noch einige Worte über die Erzführung im Bereiche unserer Grauwackenzone: Nach F. HERMANN (1947, S. 80) sind die Antimonlagerstätten im mittel- und südosteuropäischen Raum (hier bei Neustift und Maltern), genetisch betrachtet, betont extrusive Bildungen, also epi- bis telethermale Metasomatosen, die wahrscheinlich auf den jungen sialischen Andesitvulkanismus zu beziehen sind. Sie werden von G. HIESSELEITNER (1949, S. 74) als Endphase eines Metallisationszyklus' für das obere Miozän angenommen. Auch bei den ebenso apomagmatischen Kieslagerstätten (Redlschlag und Bernstein) haben wir es mit analogen epithermalen Gangmetasomatosen zu tun mit oft konkordant liegenden Lagergängen, wie sie in den aufgelassenen Stollen zu beobachten sind. Für deren Bildungszeit wird unteres Miozän wahrscheinlicher sein, wobei auch ein primärer Teufenunterschied vorliegen dürfte.

## C. Tektonik

### I. Das Alt- und Hochkristallin des Grundgebirges

Über den tektonischen Verband der Grobgnais Serie und der Serie der Basischen Gesteine ist im nordöstlichen Randgebiet wegen der tertiären Bedeckung wenig auszusagen. Erst N Niklasberg (659 m) werden die Verhältnisse klarer, denn dort streicht der Biotitgneis der Basischen Serie über dem Grobgnais gegen NW aus und erweist daher, entsprechend den Lagerungsverhältnissen im Steinbachtal, den durch einen Bewegungshorizont (zum Teil Semmeringquarzit) überschobenen Schollenbau der Serie der Basischen Gesteine.

Eine sehr augenfällige Winkeldiskordanz der Lagerungsverhältnisse ist andererseits am S-Rand der Grauwackendecke festzustellen, denn es streichen dort deren B-Achsen W Bernstein im wesentlichen N—S. In scharfem Gegensatz hiezu steht das Altkristallin E Bernstein, dessen Glimmer-

schiefer gegen N 70 E streichen und südlich des Kanitz Riegels leicht nach N 80 W umbiegen. Ähnlich fallen dieselben Glimmerschiefer im Schirnitzgraben am E-Rand mit 25—30° gegen S unter die Sinnersdorfer Schichten ein. Dieses S-Fallen des Altkristallins bedingt anderseits die Annahme einer flachen Aufwölbung, deren N-Flügel an der Deckengrenze zwar nicht aufgeschlossen ist, wofür aber das im Günstal, W P. 522, ersichtliche *Auskeilen* der Grauwackendecke (Phyllit und Serpentin) spricht.

Wesentlich verschieden liegen die Verhältnisse am N-Rand der Grauwackendecke, den sowohl der Grobgneis südlich des Zöbernbaches als auch der ihn überlagernde Biotitgneis der Basischen Serie am Beisteiner Riegel (P. 583) weisen ein i. a. einheitliches N 40—50 E-Streichen auf und zeigt dasselbe mit jenem der Grauwackendecke im wesentlichen Übereinstimmung. Weiters fallen am S-Hang des Steinbachtals die Biotitgneise der Basischen Serie überwiegend gegen SE ein, während an der N-Seite der Tales ein NW-Fallen zu verzeichnen ist, was auf den Verlauf einer Antiklinale hinweist, deren N-Flügel sich dann westwärts unter das Tertiär der Krumbachermulde fortsetzt. Im Anschluß daran wird auf eine beobachtete Querstörung hingewiesen, die nördlich von Lebenbrunn, etwa N 70 W verlaufend, auch südlich P. 570 in einem breit angelegten Harnisch in den im Talgrund NW-fallenden Diabasgrünschiefern zu erkennen ist. Zugleich ist eine Verschiebung des N-Flügels dieser Scholle gegen NW mit flachem NE-Fallen zu beobachten, wobei wahrscheinlich die Verwerfung in eine Aufschiebung übergeht, hervorgerufen durch eine nachträgliche Drehung der Scholle. Auf derartige divergierende Bewegungsflächen der Krumbacher Störung geht auch vermutlich die Überschiebung der kleineren Serpentinsschollen auf die Biotitgneise der Basischen Serie nördlich des Steinbachtals zurück. Daß hier im Bereiche dieser großen Störungslinie mit gewissen Aufbruchs- bzw. Schleppungserscheinungen nicht selten zu rechnen ist, geht auch aus dem S Ungerbach steil auftauchenden, kleinen Fenster der Grobgneis Serie hervor, welches mit 40° gegen S 75 E unter das Tertiär der Krumbacher Senke einfällt. Weiters wird die Grauwackendecke an einem, S Ungerbach nach SW verlaufenden Querbruch abgeschnitten und die Tertiärschotter bis in den Luaugraben, S P. 714, zur Absenkung gebracht. Nun folgt ein, im Altkristallin größtenteils aufschlußloses Gelände zwischen Bußbauer und Höller. Erst E und W der Züggner Höhe erweisen bessere Aufschlüsse dessen Einfallen überwiegend gegen S 30 W unter die Grauwackendecke gerichtet.

Weiter westlich, S Hutwisch und Schneider Simerl, zeigen die dort anstehenden Glimmerschiefer und Amphibolite im Randgebiet des Altkristallins ziemliche Schwankungen im Streichen, wobei an dem dort spornartig vorspringenden Deckenrand sowohl die Grauwackengesteine



als auch das Altkristallin gegen NE einfällt, so daß letzteres scheinbar über dem Deckgebirge zu liegen käme. Die Deutung dieser anomalen Auflagerungsfläche mit Hilfe der auf der Karte (Tafel I) ausgewiesenen NW-streichenden Verwerfung ist etwas hypothetisch; doch können Zerrüttungszonen sowohl im Altkristallin als auch in den Grauwackengrünschiefern (mit starker Verquarzung), besonders an der neuen Straße W Harmannsdorf dafür sprechen. Hierbei haben offenbar die beiden Einheiten noch eine lokale Überkippung gegen NE erfahren, denn da die Aufschlüsse in diesem Bereich ein so konstantes NE-Fallen zeigen, vorwiegend mit flachen Neigungswinkeln, wird es sich kaum um ein oberflächliches Hackenwerfen handeln. In den folgenden Aufschlüssen am Schober Riegl liegt wieder normales, sehr flaches SW-Fallen des Altkristallins vor, worauf dieses dann S Hochneukirchen nach NW umschwenkt und mit ähnlicher flacher Neigung unter der Grauwackendecke verschwindet.

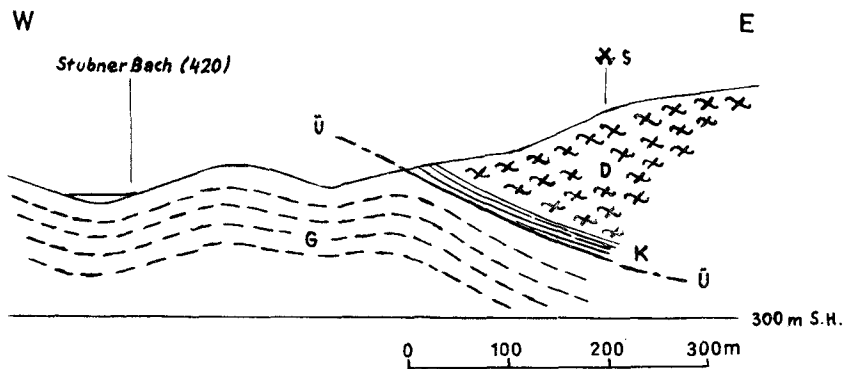


Abb. 1: Profil SW Bernstein.

- D . . . Diabasgrünschiefer
- K . . . Kalkschiefer
- G . . . Grobgneis Serie, diaphth. Glimmerschiefer
- Ü . . . Hauptüberschiebung der Grauwackendecke

Die an der W-Seite der Grauwackendecke im allgemeinen gegen S streichenden Granitgneiskerne fallen südlich Schneidermichl S 75 E mit  $30^\circ$  unter die Grauwackengrünschiefer ein. Südlich davon, W Maltern im Tauchental, biegt dieses Verflächen nach N bzw. NW um. Damit steht auch wahrscheinlich eine, den Deckenrand (Serpentinscherlingen) südlich von Maltern verschiebende Querstörung der großen Tauchener Bruchlinie in ursächlichem Zusammenhang, wobei diese sich vermutlich über die Mineralquelle nach NW in den „Schwarzen Graben“ fortsetzt und wofür auch die mehrfach verstellten, einige Meter hohen Diabasgrünschieferaufbrüche,

besonders an der W-Seite des oberen, vorgenannten Grabens sprechen. N Dreihütten ist der Grobgnais und dessen Schieferhülle im allgemeinen sehr flach gegen N 70 E geneigt, während W Stuben (östlich P. 721) ein entgegengesetztes S 50 W-Fallen aufweist, was auf eine Syncline in diesem Bereich schließen läßt. Dagegen ist südlich von Rettenbach ein steileres Verflachen nach NW unter die Grauwackendecke festzustellen, worauf dann beiderseits des Stubnertales wieder flaches S-Fallen vorherrscht (Abb. 1).

Aus diesen Bauelementen des Grundgebirges ergibt sich eine flache, gegen S bzw. SE geneigte Einmündung der Grobgnais Serie. Im NE wird diese Depression von der Krumbacher Störung abgeschnitten; dort überschneidet auch die Serie der Basischen Gesteine in verhältnismäßig kleineren Komplexen den Grobgnais und wird dabei ihrerseits Träger von überschobenen Grauwackenschollen, insoweit dies ohne Bedeckung durch die Sinnersdorfer Schichten zu erkennen ist, welche im E sowohl auf dem Kristallin als auch auf der Grauwackendecke übergreifend transgredieren.

In ähnlichem Sinne erweisen sich die Lagerungsverhältnisse in der kristallinen Umrahmung der Grauwackenscholle von Möltern, W Schönau im Gebirge. Hier ist an der W-Seite bei dem Weiler Prägart ein flacher Faltensattel der altkristallinen Biotitschiefer festzustellen, die gegen N 65 E unter die Grauwackengesteine einfallen, während im E sowohl am Mölterner Bach als auch südlich davon, am Kammweg gegen Waldwirt ein NW-Fallen unter die Grauwackendecke zu verzeichnen ist, woraus sich dort derselbe Muldenbau im Relief des Grundgebirges ergibt.

## II. Die Grauwackendecke

Im Bauplan der Grauwackendecke ist eine Teilung in zwei Schuppen insofern begründet, als die höchsten Horizonte (Serpentin und Diabasgrünschiefer) nicht nur an einer Bewegungsfläche über den phyllitischen Komplexen ausheben, sondern auch eine, sehr wahrscheinlich höhere stratigraphische Position dieser Grüngesteine und zum Teil der obersten Sedimentgesteine (Rauwacken und Kalkschiefer) vorliegt. Die höhere tektonische Einheit, als Bernsteiner Schuppe bezeichnet, gelangt im südlichen Teil der Grauwackendecke zu besonderer Mächtigkeit, während die als Hauptschuppe benannten Basisphyllite und zum Teil Kalkschiefer gegen N bedeutende Verbreitung gewinnen. Nach den Darlegungen des vorigen Abschnittes im Grundgebirge ist daher der Bau einer Deckscholle gegeben, die gegen N flach überkippterscheint.

Die Überschiebung der Hauptschuppe der Grauwackendecke auf das Altkristallin äußert sich in deren Randgebieten im häufigen

Auftreten von Mylonit- bzw. Zerrüttungszonen, insofern die spärlichen Aufschlüsse derartige Beobachtungen ermöglichen. So bestehen u. a. E Bernstein auf P. 699 die warwigen Glimmerschiefer aus besonders zermalmtem und zum Teil grusigem Material mit häufigen Verquarzungen (Blockquarz). Diese „Bruchbrekzien“ (vgl. U. GRUBENMANN — P. NIGGLI, 1924, S. 219) greifen in ihrer Ausbildung auch besonders auf die hangenden Serpentine über, wie dies im oberen Schirnitz Graben (E P. 522) der Fall ist. Es sprechen daher diese häufigen Zertrümmerungserscheinungen im tektonischen Verband nicht für die Auffassung J. KÖHLERS (1942, S. 230) einer in ihrem wesentlichen Ausmaß vor der Kristallisation erfolgten Durchbewegung der Grauwackendecke, wobei er auch eine nur geringe Verbreitung an Myloniten wahrzunehmen glaubt. Aus dem Kartenbild (Tafel I) geht zudem eindeutig hervor, daß im wesentlichen Grauwackendecke und Altkristallin mit durchaus verschiedenen Bauelementen in tektonischen Verband treten, so daß die Anomalie der Auflagerungsfläche keinem Zweifel unterliegen kann.

Dem Bauplan der Grauwackendecke liegt ein Normalprofil zugrunde, das besonders im nahen Bereich von Bernstein und nördlich davon regional festzulegen ist (Profil 1, Tafel II). Vom Stubnertal ostwärts entwickelt sich hier ein Schichtstoß, welcher die vorbezeichnete Gliederung insofern erkennen läßt, als im oberen Teil die Eruptiva eine, im Gegensatz zu den Basisphylliten, nach N rasch abnehmende Einheit bilden, wobei eine übergreifende Schuppenstruktur den tektonischen Verband veranschaulicht.

Die untere sedimentäre Hauptschuppe beginnt W Rettenbach an der Stubnertalstörung mit lichtgrünen Kalkphylliten, worauf nahe dem letzten Hause des Ortes die erste Kalkschieferlinse an einer deutlichen Bewegungsfläche mit etwa  $20^\circ$  gegen SE einfällt. Die folgenden Kalklinsen, mit etwa  $15^\circ$  gegen E fallend, sind bereits innerhalb der höheren Bernsteiner Schuppe in den Diabasgrünschiefern eingeschichtet und verfläichen auch diese eindeutig mit  $20$  bis  $25^\circ$  gegen S 80 E unter die wesentlich mächtigere Kalkschiefermulde N Bernstein. Es läßt sich hieraus ein Schuppenbau erkennen, welcher zweifellos auch mit dem S Bernstein auskeilenden größeren Vorkommen im „Kalkgraben“ im Zusammenhang steht. Es ist aber nicht auszuschließen, daß auch ursprünglich stratigraphische Einlagerungen vorliegen, insofern als dort E P. 569 ein Kontakt der hangenden Diabasgrünschiefer mit einer auskeilenden Kalkschieferlinse zu beobachten ist, welcher primäre Relikte erkennen läßt (vgl. S. 66).

Aus dem Profil 1 geht weiters hervor, daß der Serpentin einen Muldenkern über den allmählich gegen E ausdünnenden Grünschiefern

bildet, wie dies übrigens schon L. Jucovics (1918) angedeutet hat. Letzteres geht auch schon daraus hervor, daß die Diabasgrünschiefer östlich des Steinstückl (855 m) in einer breiten Syncline im Quellgebiet der Güns wieder auftauchen (Profil 2, Tafel II), um dann mit  $20^\circ$  gegen S 30 bis 45 E unter die südöstliche Serpentinsholle des Kanitz Riegels einzufallen, südlich dessen sie in einem kleineren, gegen E verflächenden Lappen über dem Quarzphyllit auskeilen. Hier liegen die Verhältnisse eigentlich nicht so klar wie bei Bernstein. Aus den spärlichen Aufschlüssen W P. 549 (Kanitz Riegel), wo das Altkristallin mit S 20 W-Fallen ansteht, ergibt sich, daß der Quarzphyllit mit flachem S-Fallen seiner Achsen der Grobgnais Serie aufgeschoben ist. Auf seinem westlichen Hangendflügel trägt der Phyllit dann die Serpentinmulde N Kanitz Riegel, die hier am Deckenrand bereits stark reduziert erscheint. Die synklinale Lagerung der Bernsteiner Schuppe ist aber auch hier gegeben, ebenso wie im allgemeinen für unsere Grauwackendecke die Regel gilt: **A u s h e b e n g e g e n W u n d A b s i n k e n g e g e n E**, was auch in morphologischer Hinsicht in Erscheinung tritt.

Als mächtige Faltenstränge im Kalkphyllit erweisen sich die Kalkschieferzüge beiderseits des Stubnertales. Die über P. 630 sich erstreckende, gegen S 60 E einfallende **H o h e n s t e i n m u l d e** weist eine Mächtigkeit von über 200 m auf, während die Phyllitbasis eine Einengung erfährt, wahrscheinlich dadurch, daß hier ein beträchtlicher Teil der Phyllite am Stubner Bruch abgesenkt wurde, wofür auch die am W-Flügel dieser Störung noch auflagernden Phyllitstreifen sprechen.

In diesem Bereich ist noch eine Reihe von Serpentinserclingen von Interesse, von welchen jener W Stuben von Rauhwacken unterlagert wird, die offenbar aus den benachbarten Kalkschiefern mitverfrachtet wurden. Ähnlich gelagert sind die Serpentinvorkommen zwischen Maltern und Dreihütten, nur wird dort der größere Scherling durch einen W—E-streichenden Querbruch abgesenkt.

Der synklinale Bau des höheren Schichtstoßes der Quarzphyllite wurde bereits in A. ERICH (1945, S. 67) erwähnt; dieser wird durch das eindeutige Untertauchen des Kalkphyllits am Kamm nördlich der Redelshöhe mit  $20^\circ$  gegen NW veranschaulicht. In diesem Bereich und zwar westlich des Ortes Redschlag sind auch in mehreren Aufschlüssen im Kalkphyllit isoklinale Faltenbündel mit einer Amplitude von ein bis zwei Metern zu beobachten, deren Achse sehr flach gegen NE geneigt ist. Hier wird ferner in der Hauptschuppe eine Antiklinale erkennbar, deren Sattel auf der Redelshöhe (796 m) liegt und deren östlicher Flügel dann unter der dort aushebenden Bernsteiner Schuppe einfällt.

Von Interesse sind weiters die Lagerungsverhältnisse S Redlschlag im Bereiche des aufgelassenen Cu-Bergwerkes. In diesem zieht eine SSE-streichende Verwerfung durch, die obertags wenig zu erkennen ist. Wesentlich deutlicher zeigt sich diese im Stollen und ist sie auch auf der alten Grubenkarte festgelegt. Die Aufschließung der Lagerstätte erfolgte vom Serpentin aus, doch streichen die mit Quarz zusammengesetzten Kiesgänge im Diabasgrünschiefer untertags 30 Meter vom Serpentin entfernt durch. Ferner ist zu beobachten, daß das Einfallen der Grünschiefer untertags rasch an Neigung zunimmt (bis 60°), um dann allmählich wieder flacher zu werden. Es ist dies offenbar auf Schleppungsvorgänge zurückzuführen, die mit dem Verwurf in ursächlichem Zusammenhang zu bringen sind.

Die tektonische Beanspruchung der Bernsteiner Schuppe zeigt sich auch E Redlschlag in den mit 40° gegen SSE einfallenden Diabasgrünschiefern, welche dort mit Quarzknauern durchsetzten, mylonitischen Habitus aufweisen, während der Serpentin an der Basis in eine Schieferungszone (Grobantigorit) übergeht. Weiter gegen den N-Rand der Grauwackendecke erweist sich die Bernsteiner Schuppe bereits stark reduziert, wobei der östlichste Flügel zwischen Koglbach und Löberbachgraben auf P. 565 nur mehr eine geringmächtige flache Scholle bildet und in demselben Sinne sind auch die antiklinalen Eintalungen sowohl des oberen Koglbachgrabens als auch des Steinbachgrabens zu deuten (Profil 3). Am Koglbach (713 m) streichen die Kalkphyllite fast sählig gegen NE und auch nördlich des Ortes Kogel fallen die Phyllite im allgemeinen mit 15° gegen NW ein (Kapelle bei P. 632), dies entgegen der Aufnahme von L. Jucovics (1918), der dort ein SE-Fallen ausweist. Das schon auf S. 84 erwähnte Fenster des Grobgneises S Ungerbach auf P. 594 wird westlich mit Teilen der Grauwackendecke von Staffelbrüchen abgeschnitten und ist dort eine Sprunghöhe von über 100 m anzunehmen (Profil 3, Tafel II).

Im westlichen Flügel der Grauwackendecke werden nunmehr die Verhältnisse komplizierter. Die Bernsteiner Schuppe ist in ihren oberen Gliedern bis auf wenige kleinere Serpentinsschollen weitgehend aufgelöst, während die Diabasgrünschiefer wohl noch in einzelnen Schollen größere Verbreitung erreichen (S und E Hochneukirchen), doch handelt es sich um zumeist flachliegende, geringmächtige Restschollen, unter denen nicht selten die Hauptschuppe in Fenstern zu Tage tritt (N Züggen und in der Deckscholle von Möltern). Einzelne Teile werden zudem an Brüchen versenkt (S Hochneukirchen) oder auch auf das Grundgebirge überschoben und es scheint auch die randliche Anschoppung der Bernsteiner Schuppe auf derartige Verschiebungen, die offenbar mit den Hauptstörungslinien in Zusammenhang stehen, hinzuweisen. Darauf ist auch der häufige Wech-

sel der Fallrichtungen — eine typische Erscheinung in diesem Bereich — zu beziehen <sup>6)</sup> und hat A. PAHR (1955, S. 57) ähnliche Verhältnisse im Gebiet des Antimonbergwerks bei Neustift-Schlaining erwähnt.

Guten Einblick in diese Lagerungsverhältnisse vermittelt ein Randprofil am Beginn des W-Flügels der Grauwackendecke und zwar N Stuben von der niederösterreichischen Landesgrenze gegen Höller. Man erreicht von den dort breiten Talalluvionen des Stubnerbaches nach wenigen Minuten Anstieg auf dem bezeichneten Weg die ersten Aufschlüsse im SW-fallenden Kalkphyllit. Dieser baut nun die nächsten 60 Höhenmeter auf, hernach steht in enger Aufeinanderfolge je eine Rauhacken- und Kalkschieferlinse beiderseits des Hohlweges an. An diesem Rauhackenhorizont beginnt nun die sekundäre Abscherung der folgenden, geringmächtigen Bernsteiner Schuppe (Kalk- und Diabasgrünschiefer), welche aus dem ursprünglich Hangenden des Kalkphyllits gegen NE auf das nach SW mit 25° einfallende Altkristallin überschoben wurde (Abb. 2) und es erscheint naheliegend diese den N-Rand unserer Grauwackendecke häufig begleitenden Abscherungsflächen auf ein Grundgebirgsrelief zu beziehen.

In ihrem westlichen Teile weist die Hauptschuppe eine intensive Fal tung s t e n d e n z auf, wobei es im besonderen durch das bekannt fließtektonische Verhalten der Kalkschiefer zu einer Anschoppung des Materials in den liegenden und überkippten Sätteln mit im allgemeinen NE-streichenden Achsen kommt, wie sich dies SW Hochneukirchen zeigt (Profil 4, Tafel II). Als ein durch die Tauchener Störung verstürztes Antiklinaltal ist auch das Tal Kirchs Schlagel — Maltern zu erkennen und diese Bruchlinie versetzt auch die Hauptschuppe noch bis auf den Schober Riegl, was aus der Verstellung bzw. dem Absetzen der Kalkschieferlinsen N Kirchs Schlagel hervorgeht. Die Abscherung der Bernsteiner Schuppe, die mit einzelnen Schollen unmittelbar auf dem Grobgneis lagert, wird besonders an dem stark zerlappten NW-Rand der Grauwackendecke veranschaulicht (vgl. auch Abb. 2).

Der Aufbau der im N vorgelagerten Deckscholle von Möltern, W Schönau im Gebirge weist insofern eine auffällige Verschiedenheit auf, als in dieser die bisher mächtige Phyllitbasis fast ganz reduziert erscheint. Nur ein geringer Bewegungshorizont zeigt sich noch durch basale Aufschlüsse von Kalkphyllit vertreten, und zwar einerseits im Haselgraben (E Prägart),

<sup>6)</sup> Auf diese Beobachtungen wäre auch insofern hinzuweisen, als A. PAHR (1958, S. 231) ein Verfläichen der Rechnitzer Grünschiefer unter den Grobgneis im „Schwarzen Graben“, E Schneidermichl (S Hattmannsdorf) zu ersehen glaubt; denn gerade dort ist mit einer sehr vermuteten Störung zu rechnen. (Näheres auch auf S. 85).

andererseits E Möltern. Die überlagernden Kalkschiefer zeigen ferner ein mit 15 bis 20° zumeist gegen NE durchaus abweichendes Einfallen gegenüber den mit 25 bis 30° vorwiegend nach SE verflächenden Diabasgrünschiefern. Ob hier eine Überfaltung oder auch Unterschiebung der Bernsteiner Schuppe im Zuge der Abscherung des größten Teiles der Hauptschuppe diese Diskordanz bewirkt hat, so daß eine Einwicklung der ersteren anzunehmen wäre, ist nicht ganz klar aus dem Schollenrest zu

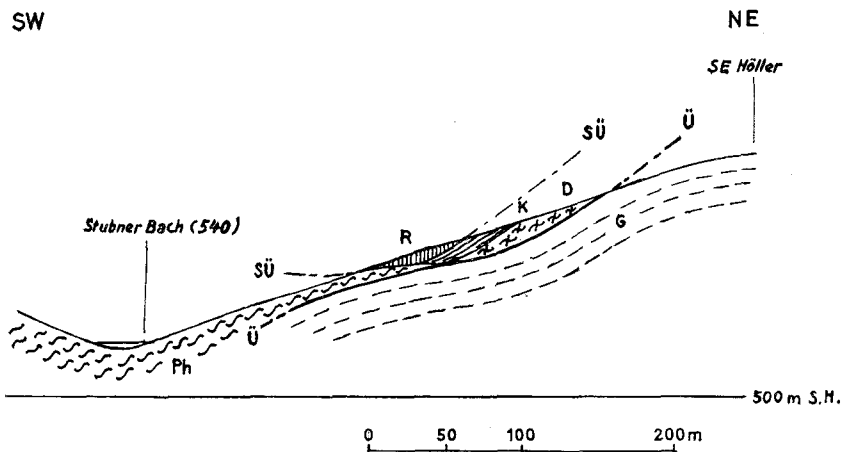


Abb. 2: Profil Stubnerbach — SE Höller.

- D . . . Diabasgrünschiefer
- K . . . Kalkschiefer
- R . . . Rauhacken
- Ph . . . Kalkphyllit
- G . . . Grobgnéis Serie (Amphibolite)
- Ü . . . Hauptüberschiebung der Grauwackendecke
- SÜ . . . Sekundäre Abscherungsfläche

ersehen. Daß tektonische Kontakte beider Schuppenteile vorliegen, geht zweifellos aus einer W P. 683 zu beobachtenden Zerrüttungszone mit Harnischbildung und Quarzmyloniten an der Begrenzung hervor. Andererseits scheint festzustehen, daß die Grauwackendecke in dieser vortragenen Scholle zu stürzen beginnt. Die Überschiebung der höheren Teile der Hauptschuppe bringt dies zur Anschauung, wobei insbesondere auf P. 683, N Möltern durch eine gegen NE gerichtete Vergenz der Kalkschiefer der Überfaltungscharakter (allerdings von sehr geringer Förderweite) wahrscheinlich gemacht wird.

### III. Das Tertiär

Über die Lagerungsverhältnisse der tertiären Vorkommen ist wenig mehr zu sagen. Die am E-Rand transgredierenden Sande und Schotter zeigen nur eine geringe, meist ungestörte Mächtigkeit, so bei Holzschlag, auf P. 563 in Nähe des Altkristallins nur 1 bis 2 Meter, ebenso bei Salmannsdorf in der dortigen Ziegelgrube. Es ist daher am E- und S-Rand nur ein allmähliches Absinken des Grundgebirges unter die Sinnersdorfer Schichten festzustellen. Auch A. WINKLER-HERMADEN (1933 b, S. 96) spricht von einer synklinalen Einmuldung zwischen Bernsteiner und Rechnitzer Gebirge im Raum Grodnau—Holzschlag—Salmannsdorf.

Andere Verhältnisse im Tertiär ergeben sich am N-Rand unseres Gebietes. Hier wird dessen Tektonik weitgehend durch die sich von Aspang bis Lebenbrunn über 35 km erstreckende Krumbacher Störungssenkung bestimmt, deren Anlage nach A. WINKLER (1914, S. 294) mit der Bildung der mittelmiozänen Sinnersdorfer Konglomerate in Zusammenhang steht. Über die Haupttrandstörung bemerkt A. WINKLER-HERMADEN (1933 b, S. 83) ferner, daß nach dem Bohrbericht von W. PETRASCHECK bei Schönau im Gebirge eine Gesamtmächtigkeit von 1200 bis 1300 m dieser Beckenfüllung anzunehmen ist.

In diesem Bereich zeigen auch die Sinnersdorfer Konglomerate gegenüber den jüngeren Schichten beträchtliche Lagerungsstörungen. So fallen S Ungerbach die Schotter- und Sandlagen bei der Steinmühle gegen SW mit 45 bis 50° steil zum Beckenrand ein und ähnliche Verhältnisse sind S Schönau im Gebirge in guten Aufschlüssen des Tertiärs zu beobachten. Von A. WINKLER-HERMADEN (1942, S. 10) wird ferner gefolgert, daß jenes Gebirgsrelief, welches in vormittelmiozäner Zeit den Schutt geliefert hatte, schon im Torton einer weitestgehenden Erniedrigung, hervorgegangen aus Abtragung und tektonischer Nachsenkung, unterlegen gewesen sei. WINKLER begründet danach eine ältere (savische) Gebirgsbildung im unteren Miozän mit Blockschuttbildungen und eine vortortonische (steirische) Phase im Mittelmiozän mit den oberen Sinnersdorfer Konglomeraten.

### D. Altersbeziehungen und Vergleich mit den benachbarten paläozoischen Einheiten und der Grauwackenzone i. a.

#### 1. Die Rechnitzer Serie

Die engsten Beziehungen sowohl in petrographischer als auch stratigraphischer Hinsicht bestehen zu dem südlich benachbarten Rechnitzer Gebirge, von E. SUSS (1885, S. 178) als Günser Horst oder auch im Hinblick auf die allseitige tertiäre Bedeckung mit Rech-



nitzer Schieferinsel bezeichnet. Diese Übereinstimmung mit der Bernsteiner Zone, die schon K. HOFFMANN (1877) und M. VACEK (1892) erkannten, führte dann zu deren Zusammenfassung unter der sogenannten Rechnitzer Serie, insbesondere durch H. WIESENER (1932), wobei auch die Vorkommen der südlich fortsetzenden, sogenannten „südburgenländischen Schwelle“ (vgl. A. WINKLER, 1926, S. 44) einbezogen werden können, also die Aufbrüche von Hannersdorf bzw. Kirchfidisch und Sulz bei Güssing.

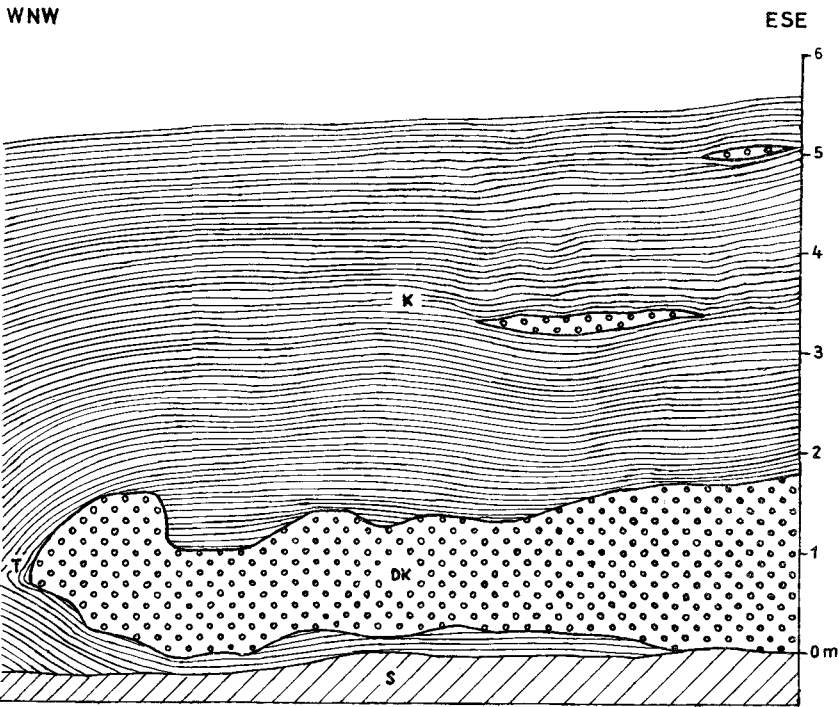


Abb. 3: Lageprofil des Cäker Konglomerats der Rechnitzer Serie bei Cák (Zackenbach, S Güns) am 28. Juni 1939

- K . . . Hellgrauer Kalkschiefer
- DK . . . Schwarzgraue Dolomitskonglomerate
- S . . . Steinbruchschutt
- T . . . Örtliche Turbulenz der laminaren, tektonischen Bewegung im Sinne B. SANDER (1948, S. 114).

a) Rechnitzer Gebirge

Das Hauptgestein dieses für die Serie typischen Gebietes bildet der Quarzphyllit, während der Kalkphyllit weitgehend zurücktritt. Dagegen sind stark gefaltete Graphitphyllite weit verbreitet (Nuß-

graben, W Rechnitz und N Bozsok, Ungarn). Die Quarzphyllite auf der Kuppe des Gschriebensteins (883 m) wechseln bis in die Gegend von Lockenhaus mit quarzitähnlichen Phylliten ab und gehen diese auch vielfach in Quarzitschiefer über, die im Bernsteiner Gebiet aber keine wesentliche Verbreitung finden.

Von H. BANDAT (1932, S. 166) werden rote Quarzphyllite südlich von Lockenhaus in einem größeren Vorkommen beschrieben. Dieses Gestein erscheint auch in der Bernsteiner Zone in den roten Quarzserizitschiefern S Prägart vertreten. Ob diese roten Phyllite von Lockenhaus als metamorphe Grödner Sandsteine zu deuten sind, wie dies von H. BANDAT (1932, S. 167) angenommen wird, erscheint nach den Befunden des analogen Vorkommens in der Bernsteiner Zone (vgl. S. 65) allerdings wenig überzeugend.

Kalkschiefer sind auf österreichischem Gebiet sowohl bei Alt- und Neu-Hodisch (W Rechnitz) als auch beim Eszterhazyschen Jagdschloß N Gschriebenstein vertreten. Sie gleichen dort weitgehend den stark graphitischen grauschwarzen Kalkschiefern, wie sie beispielsweise E Stuben (N Bernstein) vorzufinden sind. In Verbindung mit den liegenden Serizitphylliten und Kalkdolomiten wurden auch von A. PAHR (1955, S. 37 bis 48) an zahlreichen Stellen dolomitische Rauhacke und Brekzien vorgefunden, ganz analog jenen gleichhorizontierten Vorkommen in der Bernsteiner Zone (vgl. S. 67).

Ein interessantes Vergleichsstudium bieten im Rechnitzer Gebirge die schon auf ungarischem Gebiet befindlichen Kalkschiefer in den Steinbrüchen nördlich des Ortes Cák, S Güns mit dem sogenannten Cák-er Konglomerat, welches zuerst von L. JUGOVICS (1915, S. 56) aufgezeigt und als Reibungsbrekzie gedeutet wurde. Von H. BANDAT (1932, S. 152) wird es jedoch als Grundkonglomerat der Rechnitzer Serie von im wesentlichen sedimentärer Entstehung angesehen. Ich konnte dieses Vorkommen noch im Jahre 1939 am vorgenannten Fundort näher untersuchen und handelt es sich im Hauptgestein um hellgraue Kalkschiefer, wobei auch bereits Übergänge zu Kalkglimmerschiefern und zuweilen auch solche zu Kalkphylliten vorliegen mit durchschnittlichem Einfallen nach S 10 E mit 15°.

Das Konglomerat bildet nun im westlichen Teil des Steinbruches mehr oder weniger rasch auskeilende, oft sehr unregelmäßig absetzende Linsen (Abb. 3), welche gegen S 23 E mit 15° bei zunehmender Mächtigkeit unter die Kalkschiefer tauchen, daher ihre Fortsetzung nicht zu beobachten ist. Maximale Dicke dieser Linsen etwa 3 Meter, doch spricht H. BANDAT (1932, S. 152) von 8 bis 10 Meter breiten Linsen, dieselben scheinen daher mit zunehmendem Abbau nach N auszudünnen. Im Hangenden kommt es

auch zu wenigen Zentimeter dünnen Lagen bzw. Schmitzen des Konglomerats. Daneben sind auch rauhwackenähnliche Ausbildungsformen zu bemerken, die in bis über meterdicken, meist rundlichen und gelbbraunen Konkretionen auftreten und im wesentlichen das Zersetzungsprodukt der Gerölle (Dolomitasche) darstellen.

Die bis zu 5 cm großen, zumeist deutlich abgerundeten, zum Teil zerbrochenen Gerölle erweisen sich als dunkel- bis schwarzgrauer Dolomit. Sie werden durch ein kristallin kalkiges Bindemittel gekittet, welches Ansätze zu Schieferungsflächen zeigt, daher es mit dem Material der Kalkschiefer in einheitlichem Sinne gedeutet werden kann.

Im Dünnschliff zeigen die Dolomitgerölle ein sehr feinkörniges (im Durchschnitt 0,05 mm) Pflaster in dem spärlich noch Albit, häufig aber Quarz, besonders in Kluffüllungen, auftritt. Daneben außer feinschuppigem Serizit in staubfeiner Verteilung Graphit oder kohlige Substanz (Fig. 10, Tafel VIII). Im Bindemittel kann neben den grobkörnigen Partien auch feineres Korn des Kalzitpflasters vorkommen, wobei häufig Quarz und auch größere opake Schlieren (Graphit und Erzkörner) in Verbindung mit Serizit eingeschaltet sind. Die tektonische Beanspruchung zeigt sich in der häufigen Aufspaltung der Gerölle, längs deren das Bindemittel deutlich Raum gewinnt und ist daher eine gewisse Einregelung in s erkennbar.

Nach A. BANDAT (1932, S. 153) sollen diese Konglomerate Abtragungsprodukte des Mitteldevons von Hannersdorf sein, welche Annahme aber nach den vorigen Befunden und jenen des Hannersdorfer Devons (vgl. Beschreibung auf S. 97) nicht zu erweisen ist: Besonders feines Korn, viel dunklere Färbung der Cáker Dolomitgerölle, dagegen wesentlich höherer kalzitischer Anteil der grobkörnigen, ausgesprochen brekziösen Dolomitkalke von Hannersdorf mit einer verbreiteten kalzitischen Verklüftung derselben. Zudem sprechen auch die Lagerungsverhältnisse der Konglomerate kaum dafür, diese greifen mit scharfer Erosionsdiskordanz in einer auskeilenden Wechsellagerung in die Sedimentation der Kalkschiefer hinein (Abb.3), wobei das Liegende des Konglomerats infolge der tertiären Bedeckung nicht zu beobachten ist. Die Auffassung von BANDAT bildet daher eine wenig geeignete Grundlage die Beziehungen des Cáker Konglomerats zu seinem Liegenden und auch Hangenden zu klären, besonders auch insofern, als die Dolomitkalke von Hannersdorf in ihrer stratigraphischen Position im Hangenden der Rechnitzer Serie auftreten und ein anomaler Kontakt auf Grund der Gliederung von L. BENDA (1929) nicht festgestellt wurde.

Eine engere Beziehung des Cáker Konglomerats zu jenem des Graphitkarbons, dem Rannachkonglomerat im Palten- und Liesingtal, wie sie BANDAT auf Grund der Arbeiten von F. HERITSCH (1911, S. 50) und W. HAMMER (1924, S. 4) ersieht, ist deshalb nicht anzunehmen, da sich dort nach

K. METZ (1937, S. 327) eine wesentliche Einengung des Begriffes „Graphit-führendes Karbon“ ergeben hat und wird dies auch von K. METZ (1940, S. 162) hinsichtlich des Bereiches von Mautern bis Trieben zum Ausdruck gebracht. Hiezu kommt noch, daß das Rannachkonglomerat von A. HAUSER (1948, S. 131) grundsätzlich als Tektonit gedeutet wird, wenn auch später durch K. METZ (1953, S. 44) dies insofern eine wesentliche Einschränkung erfährt, als „Quarze beider Entstehung in diesem Gestein vorkommen“. Neuestens hat A. PAHR (1955, S. 33) das Cákér Konglomerat auch im N des Rechnitzer Gebirges bei Goberling festgestellt, wobei auch Übergänge zu Feinbrekzien auftreten.

Nach diesen, sowohl in sedimentogener als auch geologisch-stratigraphischer Hinsicht geführten Erwägungen ist für das Cákér Konglomerat ein wesentlich älterer Aufarbeitungshorizont anzunehmen, als ihn das Mitteldevon von Hannersdorf darstellt, wahrscheinlich oberes Kambrium. Daß es sich um ein echtes Konglomerat handelt, darin stimme ich mit BANDAT überein, denn nach den vorliegenden Befunden ist die Deutung auf Tektonite, welche Auffassung auch R. SCHWINNER (1940 b, S. 312) anzunehmen glaubt, wohl auszuschließen.

Auch in den Grünschieferen zeigt sich im Rechnitzer Gebirge gute Übereinstimmung mit der Bernsteiner Zone, deren Hornblendegabbro in dem von H. BANDAT (1932, S. 173) beschriebenen Saussuritgabbro (N Glashütten bei Langeck) ein deutliches Analogon findet. Dasselbe ist auch hinsichtlich der Serpentine der Fall, denn man erkennt im Dünnschliff von Proben der Großen Plischa (Schwarzer Graben) zahlreiche Äquivalente des auf S. 76 beschriebenen Feinantigorits N Bernstein, wobei es nur zweifelhaft erscheint, ob in den, zumeist randlichen Pyroxenruinenfeldern Diallagrelithe zu ersehen sind. In gleichem Sinne sind ähnliche übereinstimmende Beobachtungen in den beiderseitigen Diabasgrünschiefervorkommen zu verzeichnen, insbesondere auch hinsichtlich der gleichhorizontierten Lagerungsverhältnisse.

#### b) Hannersdorfer und Kirchfidischer Devoninseln

Das Paläozoikum von Hannersdorf, welches im Verhältnis zu seiner geringen Ausdehnung einen beträchtlichen Anteil an Ophiolithen (Serpentin und Grünschiefer) aufweist, zeigt sich daher arm an Phylliten und verwandten Gesteinen. Dies geht auch aus dem letzten Aufnahmebericht von W. J. SCHMIDT (1956 c, S. 90) hervor, zu dem nur zu bemerken wäre, daß die mit den Tonschiefern vergesellschafteten Diabastuffe bzw. -schiefer erst innerhalb des fossilführenden Devons gefördert wurden, wie dies auch im Aufschluß (Steinbruch Hasler) zu beobachten ist; sie sind daher von den tieferen, wesentlich älteren und auch höher metamorphen

Grünschieferkomplexen der Rechnitzer Serie (besonders S Burg, am Eisenberg) wohl zu trennen.

Die basalen Kalkphyllite und Kalkschiefer der Rechnitzer Serie erstrecken sich SE Hannersdorf offenbar zur Gänze auf ungarischem Gebiet. Diese zeigen, am Wege gegen Schilding (Ungarn) hinab mehrfach aufgeschlossen, gewisse Ähnlichkeit mit jenen, im Verband des Cákér Konglomerats auftretenden Kalkschiefern bzw. -phylliten und fallen durchaus nach SW unter die Grünschiefer ein. In diesen Grünschiefern konnte in dem großen Steinbruch S Burg eine auffällige, von SE nach NW streichende liegende Falte beobachtet werden. In dem im wesentlichen als Chrysotil erkennbaren, größeren Serpentin komplex SW Hannersdorf sind auch Antigoritneubildungen, besonders in einer Randzone S Woppendorf, nicht selten.

Zur näheren Kennzeichnung der fossilführenden Dolomitzalke von Hannersdorf bzw. Kirchnidisch noch folgendes: Die über den Tonschiefern bzw. Diabastuffen austreichenden hellgrauen Dolomitzalke sowohl von den großen Steinbrüchanlagen S Hannersdorf und S Kirchnidisch, als auch von Aufschlüssen bei Burg und am Königsberg zeigen sehr verbreitete brekziöse Textur mit zahlreichen Harnisch- und Kluffflächen.

Im Dünnschliff ein meist grobkörniges Karbonatpflaster mit Korngrößen zwischen 0,05 bis 0,8 mm. Der Kalzit- und Dolomitanteil schwankend und durch kohlige Pigmente stark getrübt, doch sind kalzitische Neubildungen häufig, daher oft nur dolomitischer Kalk vorliegt.

Fossilfunde (vgl. auch F. TOULA, 1878) ergaben sich nur in dem großen Abbau S Hannersdorf in einem deutlichen Umriß einer wahrscheinlich rugosen Koralle, sowie westlich davon im Steinbruch Hasler ein nicht näher bestimmbarer Rest eines Brachiopoden (*Spirifer?*)

F. HERITSCH (1943, S. 421) erkennt in der von L. BENDA (1929) vorgenommenen Gliederung der devonischen Schichten von Hannersdorf eine offenbar deutliche Ähnlichkeit mit dem Devon von Graz, die aber noch weiterer Untersuchungen bedürfte.

## 2. Das Grazer Paläozoikum

Hinsichtlich der fossilführenden höheren Schichtfolge der Rechnitzer Serie wurde auf deren Beziehungen zum Grazer Paläozoikum durch die im vorigen Abschnitt gegebenen Hinweise bereits näher eingegangen. Zu ergänzen wäre nur, daß die mit dem Schöckelkalk vergesellschafteten, sogenannten „Taschenschiefer“ nach F. HERITSCH (1943, S. 361), sowie auch R. KNEBEL (1938, S. 114) auf Grund bestimmter Graptolithenfunde bei

Kehr als tiefes Untersilur<sup>7)</sup> erkannt wurden, wobei altersmäßig eine gemischte Serie, tektonisch eine komplexe Serie vorliegt.

Nun kommen hier die im Liegenden auftretenden Einheiten der tiefsten, fossilere Phyllitzone nordöstlich von Graz in Frage und zwar beschreibt R. SCHWINNER (1925, S. 222 ff.) einen Gesteinsverband, der ohne Zweifel große Ähnlichkeit mit jenem der Rechnitzer Serie aufzuweisen hat. Auch nach eigenen Begehungen sowohl im Semriacher als auch im Passailer Phyllitgebiet konnte dies beobachtet werden. So gleichen beispielsweise die Kalkphyllite vom Rechberg, N Semriach, sowie die Kalkschiefer in der Raab, N Passail völlig den entsprechenden Phylliten bei Redlschlag bzw. den Kalkschiefern des Stubnertales oder N Bernstein. Ebenso weisen auch die Grünschiefer, besonders E und N Passail gute Übereinstimmung mit jenen, zumeist tuffitischen Diabasgrünschiefern E Bernstein, am Kanitz Riegel auf.

Daß das Fehlen von Lyditeinschaltungen in der Rechnitzer Serie, sowie eine angebliche geringere Metamorphose des tieferen Grazer Paläozoikums gegen eine Parallele beider Gebiete spricht, wie dies von A. PAHR (1955, S. 75) dargestellt wird, scheint nicht überzeugend. Die Lydite werden im Grazer Paläozoikum und in der nordalpinen Grauwackenzone besonders typisch erst im Obersilur (nach A. SCHOUPE und K. METZ), während sie im Ordovicium seltener bzw. in einzelnen Serien auftreten (z. B. Uggwa- und Plenge Serie der Karnischen Alpen). Die Mikrountersuchungen von R. SCHWINNER (1925) haben jedenfalls keine Lydite in den Semriacher Schiefer ergeben. Ebenso scheint in K. METZ (1953, S. 28 nach W. FLIESSER, 1949) der Anteil an Lyditen im Passailer Phyllitgebiet nicht wesentlich, wenigstens wurde ein solcher nicht erwähnt. Von Interesse ist hiebei auch die Feststellung, daß auf Grund der Forschungen der letzten Jahre sich die Basisschiefer des Grazer Paläozoikums als durchaus vergleichbar mit den Grauwackenschiefern erweisen und zwar nicht allein hinsichtlich des Ordoviciums, sondern auch der Seriengemeinschaften im allgemeinen.

E. CLAR (1935, S. 7) hat die Passailer Phyllite nach der Metamorphose in 1. vorwiegend dunkle Phyllite in Nähe der Kalkmassen (Hangendes) und 2. vorwiegend helle, grünliche, etwas höher metamorphe Schiefer gegliedert. Beide Gruppen seien altersverschieden, aber tektonisch einigermaßen gemengt. Für die zweite Gruppe käme daher nach den bisherigen Erwägungen Untersilur bis Kambrium in Frage. Hinsichtlich des unterlagernden Altkristallins (von Radegund) wird ferner von E. CLAR

<sup>7)</sup> Von H. FLÜGEL (1958, S. 64) werden nunmehr im Zuge des Umbruches der Stratigraphie des Grazer Paläozoikums die tieferen Anteile der, nun wieder mit „Obere Schiefer“ bezeichneten Taschenschiefer auf Grund von Conodontenfunden bei Laufnitzdorf als obersilurisch angesehen.

(1935, S. 3) ein quer oder schräg verlaufendes Streichen ihrer Züge auf die Auflagerungsfläche des Paläozoikums bemerkt, eine Winkeldiskordanz, die sich auch in der Rechnitzer Serie (E und W Bernstein) zeigt. Desgleichen haben auch die großen meridionalen und jungen Bruchlinien in beiden Gebieten gewisse gemeinsame Züge, so der Leberbruch und die Eywegglinie im Grazer Paläozoikum gegenüber den Randstörungen der Rechnitzer Serie und ebenso findet sich der, nach H. SEELMAIER (1944, S. 10) im Grazer Paläozoikum nicht seltene Schlüssel- oder Trogbau mit Überfaltung in das Hangende auch in der Grauwackenzone von Bernstein, insbesondere ist dies in der Deckscholle von Mölttern zu erkennen.

### 3. Die nordalpine Grauwackenzone

Nach den Untersuchungen von H. P. CORNELIUS (1930 a, S. 34) werden die von ihm unterschiedenen beiden Kristallinserien (Mürztaler Grobgnais, Serie I bzw. Troiseck Serie II) durch das Semmeringmesozoikum getrennt. Ganz ähnliche Verhältnisse lassen sich auch in der Rechnitzer Serie (Bernsteiner Zone) erkennen, denn auch dort trägt die Grobgnais Serie die Semmeringfazies, vertreten aber nur durch geringe Reste von Semmeringquarzit (bei Schlägen, E Hochneukirchen), während die Serie II hier durch die der Basischen Gesteine ihr Äquivalent besitzt. Damit soll aber keinesfalls eine tektonische Parallele der gesamten Serienfolge angestrebt, sondern nur versucht werden, gewisse mit der Semmeringfazies verwandte Testgesteine an der Basis der Rechnitzer Serie den entsprechenden Einheiten im Bereiche der nordalpinen Grauwackenzone gegenüberzustellen.

Die von H. P. CORNELIUS (1952 b, S. 12) als Veitscher Decke bezeichnete untere Decke der Grauwackenzone mit ihren zumeist dunklen, graphitischen Schiefen, Sandsteinen und Quarzkonglomeraten (Lyditen) läßt kaum eine Ähnlichkeit mit der Rechnitzer Serie erkennen. In der oberen Norischen Decke ist es nur die basale Silbersberg Serie, die wesentlich günstigere Vergleichsmöglichkeiten bietet, insbesondere in dem Profil des Silbersberges (bei Gloggnitz). Man trifft dort N Stuppach in guten Aufschlüssen Quarzphyllite mit reichlichen Konglomerateinschlüssen, deren Quarzgerölle durch ein kalkiges Bindemittel verkittet erscheinen. Von H. P. CORNELIUS (1952 b, S. 23) werden nur reichlich Ankeritromboederchen (ausgewittert!) in seiner Schlibfbeschreibung erwähnt, doch dürfte auch Kalzit, nach der kräftigen Säurereaktion zu schließen, nicht gering vertreten sein. Über diesen konglomeratischen Phylliten folgen dann in Wechsellagerung mit Grünschiefern, dünnstriefrige kalkige Serizitphyllite, die auch in metamorpher Hinsicht weitgehende Ähnlichkeit mit solchen der Rechnitzer Serie aufweisen.

Andererseits erscheint als auffälliger fazieller Unterschied das Fehlen größerer Kalkvorkommen in der Silbersberg Serie, wie sie die Rechnitzer Serie reichlich aufzuweisen hat. Ein Zurücktretten der Kalk im Verband der „Feinschichtigen Schiefer“ der oberen Grauwackendecke erweist sich auch im Palten- und Triebenertal, wo auch ein merklich höherer Grad der Metamorphose dieser Phyllite, Plattenkalke und Grünschiefer zu beobachten ist. Wesentlich unklarer erweisen sich die Ansichten über die Stellung der Grüngesteine gabbroider bzw. peridotitischer Herkunft von unsicherem oder zweifelhaftem Alter, die in der nordalpinen Grauwackenzone zumeist als diaphoritische, altkristalline Schollen oder Schuppen angesehen werden (H. P. CORNELIUS, 1941, S. 31). Ein derartiger Metamorphosehiatus besteht jedoch zwischen diesen Grüngesteinen (Gabbro und Serpentin) und den übrigen Gliedern der Rechnitzer Serie keinesfalls. Sie reihen sich daher jenen gleichhorizontierten Vorkommen an, wie sie vielfach innerhalb der nordalpinen Grauwackenzone auftreten (vgl. G. HRADIL, 1924, S. 197 bzw. W. HAMMER, 1937, S. 105).

Die aus den Erwägungen dieses Abschnittes sich nun ergebenden Folgerungen schließen vor allem eine Eingliederung der Rechnitzer Serie in die karbonen Schichtfolge der unteren Grauwackendecke aus. Das Auftreten bedeutender Eruptiva bzw. Grüngesteine spricht nicht für Karbon, sie haben dort kaum diese Verbreitung. R. SCHWINNER (1937, S. 239) weist übrigens nach, daß in sicherem Karbon der Ostalpen basische Laven und ihre Abkömmlinge nicht gefunden werden. Zu H. BANDAT (1932, S. 181), welcher eine sehr auffallende Ähnlichkeit der Gesteine des Balatonkristallins mit jenen des Rechnitzer Gebirges betont, zugleich aber die Auffassung H. MOHR'S (1912) hinsichtlich einer karbonen Schichtfolge teilt, wäre noch zu bemerken, daß gerade L. LOCZY (1916, S. 31) für die Balaton Serie ein altpaläozoisches Alter und nur möglicherweise auch noch unterstes Karbon annimmt.

Es ist daher für die Rechnitzer Serie ein kambrisches Alter anzunehmen, wobei die höher horizontierten Quarzphyllite bzw. die Quarzit- und Graphitschiefer, sowie die Diabasgrünschiefer in das Untersilur reichen dürften, doch sind hiebei weitgespannte Parallelisierungen nicht beabsichtigt, wenn auch R. SCHWINNER (1951, S. 86) die Gesteine der Rechnitzer Serie mit den halbmetamorphen Serien der Wildschönau, Murau, Eisenhut und Plenge vergleicht. Die Rechnitzer Serie weist eben ihre faziell bedingten Eigenheiten auf, wie etwa in dem Fehlen des Porphyroids, an dessen Stelle gewissermaßen die Serpentine treten oder auch in den nach S weisenden, fossilführenden Inselvorkommen von Hannersdorf und Sulz bei Güssing.



**E. Zur regionaltektonischen Stellung der Grauwackenzone von Bernstein**

Es kann hier nur insoweit auf die verschiedenen großtektonischen Auffassungen über den Bau des Semmering- bzw. Wechselfensters kurz eingegangen werden, als es deren Zusammenhang mit unserer Grauwackenzone erfordert. Vor allem zeigt sich als sehr umfangreicher Vorstellungskreis der eines mehr oder weniger vermuteten Anteiles des Moravikums an Aufbau und Tektonik der Semmering- bzw. Wechsel Serie. So versucht H. MOHR (1928, S. 267) in seinem „Tauriskischen Gebirge“ an die Böhmisches Masse Anschluß zu finden, noch weitergehend ersieht R. SCHWINNER (1933, S. 148) eine Übereinstimmung des Bauplanes zwischen Thaya- und Wechselkuppel, sowie auch Äquivalente der Boskowitz Furche im oststeirischen Kristallin, worauf er weiters (1951, S. 96) diese Verbindung seiner „Rabalpen“ mit dem Moravikum auf Grund geophysikalischer Daten vertritt. In ähnlichem Sinne erblickt H. GAERTNER (1934, S. 256) eine Hauptverbindung des Paläozoikums, die vom Liesing-Paltental über Graz gegen die Vorkommen bei St. Anna am Aigen, dann über die Rechnitzer Serie und unter dem Inneralpinen Wiener Becken gegen das Paläozoikum in Mähren, NE Brünn, streicht. Da nach den Bohrberichten in F. X. SCHAFFER (1951, S. 539) von R. JANOSCHEK in der Beckenmitte nach 2500—4000 m Tiefe erst die Trias zu erwarten ist, erscheint mir diese Auffassung ziemlich unsicher. Viel naheliegender ist es, an eine Fortsetzung gegen SE zum Balaton Paläozoikum zu denken, welches nach L. LOCZY (1916, S. 21) vorwiegend gleichgerichtetes NE-SW-Streichen aufweist. Nach Bohrprofilen von E. R. SCHMIDT (1937), aus F. X. SCHAFFER (1941, S. 700), wurde auch südöstlich des Neusiedler Sees in 1500 m Tiefe das Paläozoikum angefahren<sup>8)</sup>.

Eine Verbindung des Wechsel-Semmeringsystems mit den Vorlandmassiven hat auch F. E. SUESS (1931, S. 34) und (1937, S. 53) in Zweifel gezogen, insbesondere bei Berücksichtigung der abweichenden petrographischen und metamorphen Verhältnisse trotz mancher scheinbarer Ähnlichkeit in den beiderseitigen Gesteinsserien. In demselben Sinne wurde auch von F. HERITSCH (1949, S. 345) dagegen Stellung genommen. Die Tektogenese im Alpenvorland ist auch als eine wesentlich andere erkannt worden, dessen Bau von einer weit verbreiteten Intrusionstektonik (F. E. SUESS, 1926) beherrscht wird.

<sup>8)</sup> Zuletzt werden von M. VENDEL (1960, S. 285) weitere Ergebnisse über Tiefbohrungen S Sopron, bei Bük und Vát (E Köszeg) mitgeteilt, auf Grund deren nach rund 2000 m Tertiär ebenso unvermittelt, der Rechnitzer Serie analoge graphitführende Kalkphyllite bzw. devonische Dolomite angefahren wurden.

Andererseits sind aber auch ältere Strukturlinien nicht zu übersehen, wie dies schon H. MOHR (1923, S. 130) hinsichtlich der Überquerung des alten NW-Streichens des Wechsels durch die karpathisch streichenden Linien des Semmerings erkannte und ist dies auch, besonders im westlichen Teil unserer Grauwackenzone zu beobachten, worauf noch kurz einzugehen sein wird.

Die von R. STAUB (1924) in seiner tektonischen Karte durchgehend ausgewiesene, östliche Deckengrenze des Oberostalpins gegen das Semmeringfenster wurde schon von F. KÜMEL (1936, S. 182) abgelehnt und hat auch nach den letzten Aufnahmeergebnissen auf Blatt Mattersburg—Deutschkreuz (1957) keine Bestätigung gefunden. Auch S Kirchsschlag ist nach den vorliegenden Beobachtungen nur mit wenig mächtigen Schollen von oberostalpinem Kristallin zu rechnen, wie dies auch L. KOBER (1938, S. 54) im E des Grazer Paläozoikums in Form von koriden Stirnschollen angenommen hat.

Hinsichtlich der Auffassung einer regionaltektonischen Verbindung von Rechnitzer Serie mit der Tauernschieferhülle wird von A. PAHR (1955, S. 76) eine tiefgreifende Aufbruchsregion durch eine allseits festgestellte Überlagerung der Rechnitzer Serie durch den Grobgneis bzw. seine Hüllschiefer zu begründen gesucht. Demgegenüber wird auf die im tektonischen Teil erörterte Deckengrenze hingewiesen, wonach die Grobgneis Serie allgemein unter die Grauwackengesteine einfällt und nur in wenigen Fällen bewirken Brüche und Abscherungen in den oft stark reduzierten Randgebieten abweichende Fallrichtungen. Aber auch die letzten Tiefbohrungen wenig östlich des Rechnitzer Gebirges (W-Ungarn) haben erwiesen, daß von einer Überlagerung der Rechnitzer Schiefer durch den Grobgneis bzw. das Unterostalpin nicht gesprochen werden kann (vgl. hierzu S. 101, Fußnote 8). Im übrigen wurde gegen die Parallele der Tauerngesteine mit jenen der Rechnitzer Serie von seiten mancher Kenner begründete Einwendungen erhoben (H. P. CORNELIUS, 1940, S. 282 und R. SCHWINNER, 1951, S. 96). Aber auch auf Grund eigener Beobachtungen, sowie jener von H. HOLZER (1949, S. 7) ergibt sich, daß überwiegend höher metamorphe mehr oder weniger granatführende Kalkglimmerschiefer und ebensolche Prasinite bzw. Antigorite auftreten, geprägt durch die durchgehende „Tauernkristallisation“ im Sinne B. SANDER. Demgegenüber handelt es sich bei den Gesteinen der Rechnitzer Serie ganz eindeutig um erststufige Grünschieferfazies, und nur untergeordnet tritt noch die Aktinolithgrünsteinfazies als Subfazies hinzu. Ob ferner die große Masse der penninischen Phyllite der oberen Schieferhülle nach W. J. SCHMIDT (1956, S. 363) als tieferer Jura anzusprechen ist, erscheint insofern fraglich, als sie andererseits

nach H. P. CORNELIUS & E. CLAR (1935, S. 11) als paläozoisch angesehen werden<sup>9)</sup>. Jedenfalls ist eine Gleichstellung des Cäker Konglomerats mit den Liasbrekzien der oberen Tauernschieferhülle zu bezweifeln, denn diese, zumeist polygenen Brekzien können, auch wegen ihrer mehrfach verschiedenen Ausbildungsformen, nicht für unmittelbar vergleichbar gehalten werden.

Hiezu ließe sich noch manches Gegenteilige sagen, doch sind diese Parallelisierungen keineswegs neu, und wenn trotz mancher eingehender Hinweise früherer, zum Teil sehr alter Autoren die nunmehr von W. J. SCHMIDT (1956 a und b) vertretene Auffassung nicht schon vorher Anklang gefunden hat, so liegt dies in regionaltektonischer Hinsicht darin, daß der Bau in beiden Gebieten eben grundverschieden ist. In ähnlichem Sinne äußert sich auch letztthin K. METZ (1958, S. 247) zum Problem einer Fortsetzung des Penninikums gegen E.<sup>10)</sup>

Eine weitere Alternative, um zu einer ähnlichen mesozoischen Schichtfolge in der Rechnitzer Serie zu gelangen, versucht A. PAHR (1955, S. 79—81) über das Semmeringmesozoikum, wobei er sich auf das bekannte „Fischbacher Fenster“ von F. HERITSCH (1928) stützt. Abgesehen davon, daß diese Liegendenschiefer des Semmeringquarzits bei Fischbach nach den Gesteinsbeschreibungen von R. SCHWINNER (1935, S. 176) in der Rechnitzer Serie kaum ein Äquivalent besitzen, wird danach auch die Existenz eines Fensters bestritten, weil im S und SE die Grobgnéis Serie unter den Quarzit einfällt, daher weitere Folgerungen in der Richtung eines Vorliegens von hochtatischem Helvetikum für die Rechnitzer Serie vor Klärung dieser Gegensätze kaum in Frage kommen.<sup>11)</sup>

<sup>9)</sup> Neuestens werden von G. FRASL (1958, S. 446 ff.) die Serien der Oberen Schieferhülle (hier auch „Junge Schieferhülle“) der mittleren Hohen Tauern zur Gänze dem Mesozoikum zugeteilt. Auf Grund einer Aussprache neigt auch Herr Prof. E. CLAR nunmehr dieser Auffassung zu, auf welche hier leider nicht näher eingegangen werden kann, zumal in dieser Hinsicht Entscheidendes noch nicht feststeht.

<sup>10)</sup> Hinsichtlich der Eingliederung der Rechnitzer Serie in das Penninikum durch A. TOLLMANN (1959, S. 33 ff. und in Karte) kann in gleichem Sinne auf die vorigen Ausführungen verwiesen werden, da sich diese Darstellung ausschließlich auf die vorgenannten Arbeiten von A. PAHR (1955, 1958) bzw. von W. J. SCHMIDT (1955, 1956 a und b) stützt.

<sup>11)</sup> Von A. PAHR (1959, S. A 47) wird nunmehr auf Grund der Ähnlichkeit der schon auf S. 60 erörterten, in den Schiefergneisen der Grobgnéis-Serie eingeschalteten, mehr oder weniger stark graphitischen Zwischenlagen mit solchen aus der Wechselserie, ein Auftreten der letzteren unter den Rechnitzer Schiefern in den Bereichen W Bad Schönau, NW Maltern, W Rettenbach und E Bernstein angenommen. Mit Ausnahme der schon auf S. 60 erwähnten, S Hattmannsdorf vorkommenden Albitknotschiefer, kann ich dieser Auffassung nicht beistimmen, da die Hauptgesteine in den vorgenannten Bereichen (Glimmerschiefer und Grobgnéis) weder Unterschiede noch einen Trennungshorizont erkennen lassen.

Schon von früheren Autoren, zuletzt von A. WINKLER-HERMADEN (1933 b, S. 95) wurde am N-Rand des Rechnitzer Gebirges eine durchgehende- mit Tertiär (Sinnersdorfer Schichten) erfüllte Furche nachgewiesen. Nach der Darstellung von A. PAHR (1955, S. 65) bestünde aber dort keine Senke, wobei jedoch die von demselben betonte Aufschlußlosigkeit und Ununterscheidbarkeit der in Frage kommenden Einheiten (Grobgneis und Sinnersdorfer Konglomerate) auch eine andere Deutung der kristallinen Begrenzung, besonders im Sinne einer Störungslinie, zulassen dürfte.

Von H. MOHR (1912, S. 646) und L. KOBER (1913, S. 352) wurde das Paläozoikum von Graz als „Gegenflügel der nördlichen Grauwackenzone“ angesehen. Gegen diese Auffassung wendete sich F. HERITSCH (1927, S. 147), und ebenso erweist sich nach E. CLAR (1929, S. 25), daß die entsprechenden Bewegungshorizonte einer unteren und oberen Decke im Grazer Paläozoikum nicht feststehen, abgesehen von weiteren Unstimmigkeiten in stratigraphischer Hinsicht. Allerdings wird neuestens wieder eine Vergleichbarkeit der Schiefergesteine beider Gebiete für durchaus möglich bezeichnet, worauf schon auf S. 98 hingewiesen wurde.

Im Zuge der genetischen Deutung der Magmatite wurde schon auf S. 83 die Möglichkeit einer variskischen Faltung der Grauwackenzone von Bernstein in Erwägung gezogen. Etwaigen vorvariskischen Bewegungsphasen, vornehmlich dem kaledonischen Zyklus (sardische Phase), könnte allenfalls nur die Bildung des Cáker Konglomerats zugeschrieben werden, begleitet von starkem Vulkanismus. In der steirischen Grauwackenzone wird zwar von K. METZ (1953, S. 17) für die Einstufung der grobklastischen Bildungen, infolge vermuteten Fehlens mächtigeren Kalkmaterials im tieferen Altpaläozoikum, die takonische Phase vorgezogen.

H. P. CORNELIUS (1952 b, S. 212 ff.) begründet eingehend die variskische Großtektonik der östlichen nordalpinen Grauwackenzone, wobei allerdings der dortigen „norischen Überschiebung“ von K. METZ (1953, S. 63) eine alpidische Baugestaltung zugeschrieben wird. Im selben Sinne wurden schon von H. BANDAT (1932, S. 178) im Rechnitzer Gebirge zwei herrschende Streichrichtungen erkannt, und zwar eine NNW—SSE verlaufende, nach W fallende im südlichen Teil, sowie eine NNE—SSW ziehende, ebenso W-fallende im nördlichen und zentralen Teil. Ähnliche Verhältnisse werden von A. PAHR (1955, S. 44) berichtet. Untergeordnet findet sich auch alpidisches W- E-Streichen, besonders am S-Rand des Gebirges.

In ganz analoger Weise zeigt sich in der Bernsteiner Zone im östlichen Teil NE-SW-Streichen, während im W-Flügel vielfach noch NW-SE-

Streichen zu erkennen ist. Aber auch das den großen Serpentinstöcken parallel gelagerte N-S-Streichen tritt sowohl im Rechnitzer Gebirge, beiderseits der Plischaserpentine, als auch W und E Bernstein auf, wobei allerdings ein überwiegendes SE- bis E-Verfläichen demjenigen im Rechnitzer Gebirge entgegengesetzt erscheint und in der Bernsteiner Zone nicht selten auch antiklinale Bauformen zu verzeichnen sind. Daß hier der alpidische Zyklus stärker in Erscheinung tritt, ist an dem deutlichen Einschwenken in die karpathische NE-Richtung zu erkennen, wobei am S-Rand der Bernsteiner Zone die alpidischen W-E-Strukturlinien auf ein Zurückbleiben der kristallinen Unterlage hindeuten, daher auch die Überschiebung der Grauwackendecke auf das Altkristallin nur alpidisch sein kann, und es scheint sich dabei um eine Abscherung aus dem südlich tiefer liegenden Paläozoikum zu handeln.

Gegen die tektonische Stellung der Serie der Basischen Gesteine über der Grobgneis Serie wurden verschiedene Einwendungen erhoben, auf die hier nicht näher eingegangen werden kann. Da die Sieggrabener Serie nach L. WALDMANN (1930, S. 183) stark durchbewegt wurde, sind lokal bedingte Verschuppungen oder Überfaltungen mit dem Grobgneis (vgl. F. KÜMEL, 1936, S. 181) möglich, wobei auch deren Überschiebung auf die Grobgneis Serie für jünger als mesozoisch, also alpidisch angesehen wird.

Aus der vorangeführten Kennzeichnung der analogen Lokaltektonek kann daher auf eine Bewegungsrichtung der oberostalpinen Decken aus SSE geschlossen werden, woraus sich auch eine NW-Vergenz im vorliegenden Bereich ergibt. Ob auch die Innentektonik ihren alpidischen Anteil klar genug erkennen läßt, wird manchenorts zu bezweifeln sein. Immerhin ergeben sich deutliche Anhaltspunkte dafür, um die kleineren, vielfach N-vergenten Überschiebungen der Bernsteiner Schuppe über die Hauptschuppe mit großer Wahrscheinlichkeit für alpidisch zu halten, so besonders am Rande des westlichen Teiles der Grauwackendecke W und N Stuben, sowie im nördlichen Teil der Deckscholle von Möltern, wo eine Überfaltung der Hauptschuppe N- bis NE-Vergenz zeigt. Allerdings ist deren alpidische Einordnung nur mit besonderem Vorbehalt möglich, da hier eben weitere Kriterien fehlen, um sie einwandfrei vom variskischen Zyklus zu trennen. Ziemlich eindeutig alpidisch sind dagegen die Gleitbewegungen längs der Krumbacher Störung am NE-Rand, und auf Grund der tertiären Restvorkommen läßt sich deren Alter schon mit größerer Genauigkeit ableiten; diese Aufschiebungen, zum Teil einzelner Schüblinge, werden daher mit der Störung in die steirische Phase zu stellen sein. Es erweisen sich somit eine ganze Reihe von Bewegungsspuren sowohl „en bloc“ als auch interner Natur, als N-gerichtet

und sind daher mit mehr oder weniger Wahrscheinlichkeit alpidisch einzuordnen.

Zusammenfassend ist daher zur Großtektonik der Grauwackenzone von Bernstein als feststehend anzusehen, daß sich hier Bewegungsphasen sowohl variskischer als auch alt- und jungalpidischer Bildungszeiten überlagern. Die Anfänge der Faltung fallen wahrscheinlich mit der peridotitischen Intrusion des Serpentin zusammen, die Hauptfaltung ist daher offensichtlich voralpidisch und mit R. SCHWINNER (1940 a, S. 89) in die variskischen Hauptphasen (sudetisch oder asturisch) zu stellen. Die Abscherung der Grauwackendecke und deren Aufschub aus SSE auf das Grundgebirge mit Einschwenken in die alpin-karpathische Richtung werden, da die Störungen während der Ablagerung der Sinnersdorfer Schichten den bereits fertigen Bau erfaßten, der österreichischen Phase zuzurechnen sein<sup>12)</sup>. Hierbei legt schon die Innentektonik den Gedanken nahe, daß hier der Hangendflügel einer Überschiebungsdecke mit synklinalem Bau vorliegt, wobei Stirnteile derselben in der vorgefrachteten Deckscholle von Mölttern auftreten dürften. Ob hierbei eine Verschluckung von tieferen Liegendteilen im Sinne O. AMPFERERS (1924) stattfand, erscheint durchaus möglich, wobei die synklinale Lagerung dieser Scholle offenbar auf eine Reliefüberschiebung zu beziehen ist. Im Hinblick auf die im allgemeinen erkannte autochthone Stellung des Rechnitzer Gebirges kommt demnach eine Fernüberschiebung unserer Grauwackenzone nicht in Betracht und wird daher eine Förderweite von nur wenigen Kilometern in Frage kommen. Ob in weiterer Folge die Bewegungen der alpidischen Orogenese in der Zentralzone der Ostalpen, östlich vom Katschberg, als durchaus germanotyp zu bezeichnen sind, wie dies R. SCHWINNER (1940 a, S. 89) darzustellen versucht, kann für das vorliegende Gebiet nicht bestätigt werden, denn schon aus der Innentektonik der Bernsteiner Zone ergibt sich deren schließliche Formung im alpidischen Zyklus und zwar sowohl im Bau als auch im Gefüge und Mineralbestand.

In den jungalpidischen Bewegungsfolgen wird die ältere, savische Gebirgsbildung die große Bruchtektonik eingeleitet haben, deren Ausgestaltung dann in der schon auf S. 105 erwähnten steirischen Phase erfolgte, denn diese Phase erfaßte nach A. THURNER (1947, S. 91) vornehmlich die Randzonen der Ostalpen, indem die Gebirgs-

<sup>12)</sup> Von H. P. CORNELIUS (1952 a, S. 75) wurde die Bewegung der Semmeringdecken für laramisch angesehen, doch ist diese Phase hier am Beginn des alpin-karpathischen Bogens, auch nach der Darstellung von A. THURNER (1947, S. 90), von geringer Bedeutung.

bildung nach den Rändern zu wanderte. In die letztere Phase ist offenbar auch die Ausbildung der zahlreichen kleineren Querbrüche an den großen Randstörungen zu stellen und ebenso die einzelnen internen Abschiebungen, deren Formung bis in die rhodanische Bildungszeit reichen kann. Denn erst im Jungpliozän bzw. im Quartär kommt es zur Heraushhebung der als morphologisches Hauptniveau zu erkennenden Rumpffläche der südlichen „Buckligen Welt“, womit sich auch die jetzige Hochform und jugendliche Zertalung der Grauwackenzone von Bernstein ergibt.

### F. Zusammenfassung

In dem zwischen Kirchsschlag in Niederösterreich und Pinkafeld im Burgenland gelegenen Teil der südlichen „Buckligen Welt“ konnte die Grenze zwischen dem Kristallin des Grundgebirges und der Grauwackenzone eindeutig festgelegt werden, wobei sich folgende scharf unterscheidbare Einheiten ergaben:

1. Die Grobgnais Serie mit geringen Resten von Semmeringquarzit im Hangenden (Unterostalpin).
2. Die Serie der Basischen Gesteine bzw. Siegrabener Serie (Oberostalpin).
3. Die Rechnitzer Serie bzw. obere Grauwackendecke, gegliedert in die basale Hauptschuppe und die höhere Bernsteiner Schuppe (Oberostalpin).

### Stratigraphische Ergebnisse:

Als tiefster Komplex kommt der auch in den Nachbargebieten weit verbreitete Grobgnais im N- und W-Randbereich zu Tage. Es ist ein kataklastischer, erststufiger Granitgnais mit metamorphen Differentiaten in der Nähe der Hülschiefer. An Ganggesteinen sind Aplite nicht selten.

Die Hülschiefer werden besonders durch Granatmuskowitschiefer vertreten (zum Teil diaphthoritischer Prägung), doch sind auch Schiefergnais und Biotitschiefer mehr oder weniger häufig eingeschaltet. Weitere Einlagerungen bilden kleinere oder größere Amphibolitvorkommen, wobei am W-Rand auch Albitknotenschiefer, anscheinend der Wechselserie, herantreten.

Auf der Schieferhülle lagern noch E Hochneukirchen einzelne Reste von Semmeringquarzit, der wahrscheinlich als Bewegungshorizont unter der Hangendserie, analog den Verhältnissen im N anzusehen ist.

Hauptgestein der folgenden, nur im NE auftretenden Serie der Basischen Gesteine ist ein tiefendiaphthoritischer, kinzigitähnlicher Paragneis (Mikroklinitgnais) mit drittstufigen Einlagerungen (Kalksilikathorn-

felsen u. a.) und stehen die Schollen dieses Hochkristallins gegen N in streichendem Zusammenhang mit der Siegrabener Serie F. KÜMELS.

Die Basis der Grauwackendecke und zugleich deren Hauptschuppe bildet der Kalkphyllit in wechselnden Ausbildungsformen mit geringmächtigen Übergängen zu Serizit- bzw. Graphitphyllit, sowie Serizitschiefern. Einen größeren Schichtstoß baut dann der Quarzphyllit in einer breiten Syncline N Kalteneck auf. In diesem Horizont wäre noch das vereinzelte Vorkommen von roten Quarzitschiefern S Prägart zu erwähnen, welches deutliche Analogien zu den roten Quarzphylliten S Lockenhaus zeigt.

Darüber lagern, mit den Basisphylliten oft verfaultet oder verschuppt, verschieden ausgebildete Kalkschiefer in zumeist gestreckten Zügen oder Linsen, die sich auch zu beträchtlicher Mächtigkeit verbreitern können. Sie gehen aber auch mit den hangenden Diabasgrünschiefern, mit welchen sie nicht nur im stratigraphischen, sondern auch im tektonischen Verbande stehen können.

Die nun folgenden Rauhacken liegen in geringmächtigen Vorkommen meist auf den Kalkphylliten, gehen aber auch mit den Grüngesteinen. Sie sind im wesentlichen als sedimentäre Bildungen anzusehen, wenn auch eine gewisse tektonische Beeinflussung möglich ist.

Der im Kalkphyllit steckende, glaukophanitische Hornblendegabbro mit seinem Kontaktgestein (Uralitalbitschiefer) steht wahrscheinlich mit den Diabasgrünschiefern in genetischem Zusammenhang, daher seine Intrusion — jetzt metamorpher Quergriff in der Grauwackenzone — frühestens an das Ende der Diabaseffusion (Untersilur?) zu stellen wäre.

Bei den Diabasgrünschiefern (mit einem vereinzelten Vorkommen von Adinolschiefern) handelt es sich um aus Diabasen und deren Tuffen hervorgegangene, erststufige Metamorphite, welche meist in Synklinen auf den Phylliten liegen oder auch mit diesen Verschuppungen eingehen.

Über den Grünschiefern liegt in derselben synklinalen Position der in einzelne Teile getrennte, mächtige Serpentinstock NE Bernstein, in der Hauptmasse ein Chrysotil, dessen Relikte auf ein bronzitperidotitisches Ausgangsmaterial schließen lassen, welches wahrscheinlich mit Beginn der variskischen Faltung in die Grauwackengesteine intrudierte. An der Basis des Stockes und als einzelne Scherlinge treten häufig Antigorite auf (Grob- und Feinantigorit), während ebenso randlich, doch seltener Ophikalzite vorkommen.

Das Tertiär, in limnisch-fluviatiler Fazies, besonders im N und E in den großen Randsenken zum Teil auf der Grauwackendecke transgredierend, mit oft beträchtlicher Größe der Gerölle, gelangt in den mittelmiozänen Sinnersdorfer Konglomeraten zu großer Mächtigkeit, daher auf ein sehr bedeutendes Einzugsgebiet derselben im N zu schließen ist.



Die Gesteine unserer Grauwackenzone entsprechen sowohl faziell als auch in metamorpher Hinsicht vollkommen jenen des Rechnitzer Gebirges im S und bestehen nur Abweichungen in den Lagerungs- und Mächtigkeitsverhältnissen der beiderseitigen Einheiten. Das Konglomerat von Cák, S Güns, ist als echtes Konglomerat zu erkennen, dessen Bildung wahrscheinlich in eine der altpaläozoischen Phasen fällt. Eine weitgehende Übereinstimmung besteht auch mit den Basisgesteinen des Hannersdorfer Devons sowie auch wesentliche Analogien mit den basalen phyllitischen und ophiolithischen Einheiten des Grazer Paläozoikums beobachtet wurden. Fazielle und metamorphe Unterschiede bestehen hinsichtlich der nordalpinen Grauwackenzone, und nur die Silbersberg Serie zeigt gewisse Anklänge zur Rechnitzer Serie.

#### Tektonische Ergebnisse:

Die Granitgneiskerne der Grobgnais Serie, die den Unterbau unserer Grauwackenzone im wesentlichen mitbestimmen, durchbrechen im N und S des Gebietes ihre Hüllgesteine und ergibt sich aus deren Bauelementen eine flache, gegen S bzw. SE geneigte Einmuldung des Grundgebirges. Die Serie der Basischen Gesteine ist offenbar in einzelnen Schollen im NE der Grobgnais Serie über einem Trennungskeil von Semmeringquarzit aufgeschoben.

Die durchaus synklinale Lagerung der Grauwackendecke läßt den Aufbau einer Scholle erkennen, die gegen N flach überkippt erscheint. Die Hauptschuppe zeigt deutliche Faltungstendenz mit B-Achsen gegen NE und Anschoppungen der eingelagerten Kalkschieferzüge. Die höheren Quarzphyllite sind zumeist synklinale mit der Basis verfaltet, während gegen N und W die im E mächtige Bernsteiner Schuppe bis auf einzelne, flache Pakete weitgehend reduziert und zum Teil dem Kristallin aufgeschoben wurde.

Aus dem tektonischen Gesamtbild der Bernsteiner Grauwackenzone kann gefolgert werden, daß in dieser der Hangendflügel einer Überschiebungsdecke mit synklinalem Bau anzunehmen ist, wobei Stirnteile derselben in der vorgefrachteten Deckscholle von Mültern im Sinne einer Reliefüberschiebung vorliegen dürften. Aus den Bauelementen ergibt sich ferner eine Überlagerung sowohl variskischer als auch alt- und jungalpidischer Bewegungsphasen, daher die Hauptfaltung offensichtlich in die variskischen Hauptphasen (sudetisch oder asturisch) fällt, während die Überschiebung aus S auf das Grundgebirge, entsprechend dem Einschwenken in den alpin-karpathischen Bogen im Zuge der altalpidischen, austrischen Gebirgsbildung, jedoch mit nur geringer Förderweite erfolgte.

Die Gestaltung der großen Bruchlinien wird weiterhin in die savische bzw. steirische Bildungszeit zu stellen sein, worauf erst im Jungpliozän und Quartär die Heraushebung zur heutigen Hochform und Zertalung der Grauwackenzone von Bernstein einsetzte.

#### Erläuterungen zu den Dünnschliffbildern (Tafel IV—VIII):

- Fig. 1: **Graphit(serizit)phyllit der Rechnitzer Serie (Grauwackenzone).**  
Rettenbach, W Bernstein. 1 Nic., 30f. Vergr. Schieferungsebene von oben nach unten.  
Gleitflächentektonik mit „Leiterstrukturen“.
- Fig. 2: **Quarzphyllit der Rechnitzer Serie.**  
Kalteneck, NE Stuben, P. 764. 1 Nic., 90f. Vergr. Schieferungsebene von rechts oben nach links unten schwach geneigt.  
Große, allothigene Quarzkörner (1) mit sedimentärem Habitus. Postkristalline Kataklase mit Bruch der Querbiotite (2) und deren beginnende Vergrünung (3) deutet auf Phyllonitisierung.
- Fig. 3: **Rauhacken (großes Konglomerat) der Rechnitzer Serie.**  
E Maltern (S Hochneukirchen). × Nic., 45f. Vergr.  
Authigen neugebildete Albite in Durchkreuzungsverzwilligungen im Dolomit-Kalzitpflaster.
- Fig. 4: **Saussurithornblendegabbro der Rechnitzer Serie.**  
S Redelshöhe (W Redlschlag). 1 Nic., 30f. Vergr.  
Saussurit (1), glaukophanitische Hornblende (2), Erztafeln (3). Hypidiomorph-körnige Erstarrungsstruktur trotz weitgehender Ummineralisierung gut erhalten.
- Fig. 5: **Uralitalbitschiefer der Rechnitzer Serie.**  
S Redelshöhe (W Redlschlag). 1 Nic., 45f. Vergr. Schieferungsebene von links nach rechts.  
Uralit (1) wahrscheinlich nach Augit durchdringt in Form flechtenartiger oder verzweigt strähniger Aggregate, infolge Verflößung und Verschleifung das Albit-Quarzgemeinde (2). Gabbroderivat bzw. Kontaktbildung.
- Fig. 6: **Epidotalbitchloritaktinolithschiefer (Diabasgrünschiefer) der Rechnitzer Serie.**  
W Bernstein gegen Rettenbach. × Nic., 90f. Vergr. Schieferungsebene von links nach rechts unten wenig geneigt.  
Aus den ehemaligen Augiten sich entwickelnde, wirrstrahlige Pilitpseudomorphosen (1) in s eingeschlichtet, reichliche Epidotstreuung (2).
- Fig. 7: **Adinolschiefer der Rechnitzer Serie.**  
W P. 807, Weg Bernstein—Stuben. × Nic., 45f. Vergr. Schieferungsebene von links nach rechts.  
Feldspatisierung (1) mit ophitischen Strukturen und Hornfelsbildung im Diabaskontakt, wahrscheinlich mit Tonschiefer. Aufzehrung der Feldspäte (Albit) in den Intergranularen durch Chlorit und Kalzit (2).
- Fig. 8: **Chrysoiserserpentin der Rechnitzer Serie.**  
Redlschlag, aufgelassenes Cu-Bergwerk. 1 Nic., 45f. Vergr.  
Olivinrelikte (1) in den Maschen bzw. Magnetitgittern, zum Teil bei der Umwandlung durch Fe rötlich gefärbt, restierender Pyroxen (2).
- Fig. 9: **Feinantigorit der Rechnitzer Serie.**  
N Bernstein, W P. 699. × Nic., 30f. Vergr.  
Antigoritfäz mit restierender Gitterstruktur (1), große Bastite (2) mit lamellaren Verwachsungen von Diallag.
- Fig. 10: **Cák Konglomerat der Rechnitzer Serie.**  
N Cák, S Güns (Ungarn). × Nic., 30f. Vergr.  
Großes Dolomitgerölle (1) mit Kluffquarzfällung (2) und kalzitischem Bindemittel (3) mit randlich verflößtem und parallel verwachsenem Graphit und Serizit (4).

**Schriftenverzeichnis**

\* Das Arbeitsgebiet betreffende Schriften.

- Ampferer, O., 1924: Beiträge zur Auflösung der Mechanik der Alpen. Jb. Geol. B. A. Wien, 35—73.
- Angel, F., 1922: Mineralmorphologische Bemerkungen zum mittelsteirischen Kristallin. Min. Petr. Mitt., 35, 111—116.
- Angel, F. & Martiny, 1925: Die Serpentine der Gleinalpe. Min. Petr. Mitt. 38, 353—375.
- Angel, F., 1929 a: Der Stüdlgrat (Großglockner). Gesteinskundliche und geologische Beiträge. Verh. Geol. B. A. Wien, 69—89.
- 1929 b: Stubachit und Stubachitserpentin vom Ganoz (bei Kals in Osttirol). Zschr. f. Krist., Leipzig, 72, 1—41.
- 1931: Über gabbroide Kerne aus den Hochlantschdiabasen. Zbl. Min. Geol. Pal., A, 154—161.
- Bandát, H., 1932: Die geologischen Verhältnisse des Kőszeg (Günser) Rechnitzer Schiefergebirges. Földtani Szemle, Budapest, 140—186.
- \* Barth, K., 1920: Etwas vom Antimonvorkommen bei Kirchschiagl—Maltern gegen die ungarische Grenze zu. Mont. Zeitg., Graz, 22.
- Benda, L., 1929: Geologie der Eisenberggruppe. Acta Sabariensia, Szombathely (aus F. Heritsch—O. Kühn, 1943, 421).
- \* Chlebus, P., 1918: Montangeologische Studien über die Erzlagerstätten in der Umgebung von Schläining und Bernstein. Bg. Hüttm. Jb., 109—178.
- Clar, E., 1929: Geologische Karte der Hochlantschgruppe in Steiermark 1 : 25.000. Leuschner & Lubensky, Graz.
- 1935: Vom Bau des Grazer Paläozoikums östlich der Mur. N. Jb. Min. Geol. Pal., 74. Beil., A, 1—39.
- Cornelius, H. P., 1930 a: Aufnahmsbericht über Blatt Mürzzuschlag. Verh. Geol. B. A., Wien, 34—38.
- 1930 b: Vorkommen von Hornblendegabbro in der steirischen Grauwackenzone. Verh. Geol. B. A., Wien, 149—159.
- \* Cornelius, H. P., 1933: Petrographisches über den Glimmerandesit von Aschau im Burgenland. Folia Sabariensia, Steinamanger, 53—55.
- Cornelius, H. P., 1935 a: Geologie der Err-Juliergruppe, 1. Teil. Beitr. Geol. Karte d. Schweiz. N. F. 70/I, 1—321.
- 1935 b: Zur Deutung gefüllter Feldspäte. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 15, 4—30.
- 1935 c: Erläuterungen zur geologischen Karte des Großglocknergebietes. Geol. B. A., Wien.
- 1936 a: Geologische Spezialkarte 1 : 75.000, Blatt Mürzzuschlag. Geol. B. A., Wien.
- 1936 b: Erläuterungen zur geologischen Karte der Rax 1 : 25.000. Geol. B. A., Wien.
- 1937: Nochmals zur Deutung gefüllter Erdspäte. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 17, 80—84.
- 1940: Zur Auffassung der Ostalpen im Sinne der Deckenlehre. Zschr. D. Geol. Ges., 271—312.
- 1941: Die Vorkommen von altkristallinen Gesteinen im Ostabschnitt der nordalpinen Grauwackenzone (zwischen Ternitz und Turnau). Mitt. R. A. Bf., Zwst. Wien, 19—52.
- 1952 a: Die Geologie des Mürtztalesgebietes. Jb. Geol. B. A., Sonderbd. 4, Wien.
- 1952 b: Gesteine und Tektonik im Ostabschnitt der nordalpinen Grauwackenzone, vom Alpen-Ostrand bis zum Aflenzer Becken. Mitt. Geol. Ges., Wien, 1—234.
- Correns, W., Barth, T. und Eskola, P., 1939: Die Entstehung der Gesteine. J. Springer, Berlin.
- \* Czjcek, J., 1854: Das Rosaliengebirge und der Wechsel. Jb. Geol. R. A., Wien, 465—529.
- \* Erich, A., 1945: Neuere Untersuchungen in der Grauwackenzone von Bernstein im Burgenland. Verh. Geol. B. A., Wien, 66—70.
- Flügel, H., 1958: 140 Jahre geologische Forschung im Grazer Paläozoikum. Mitt. natw. V. f. St., 51—78.

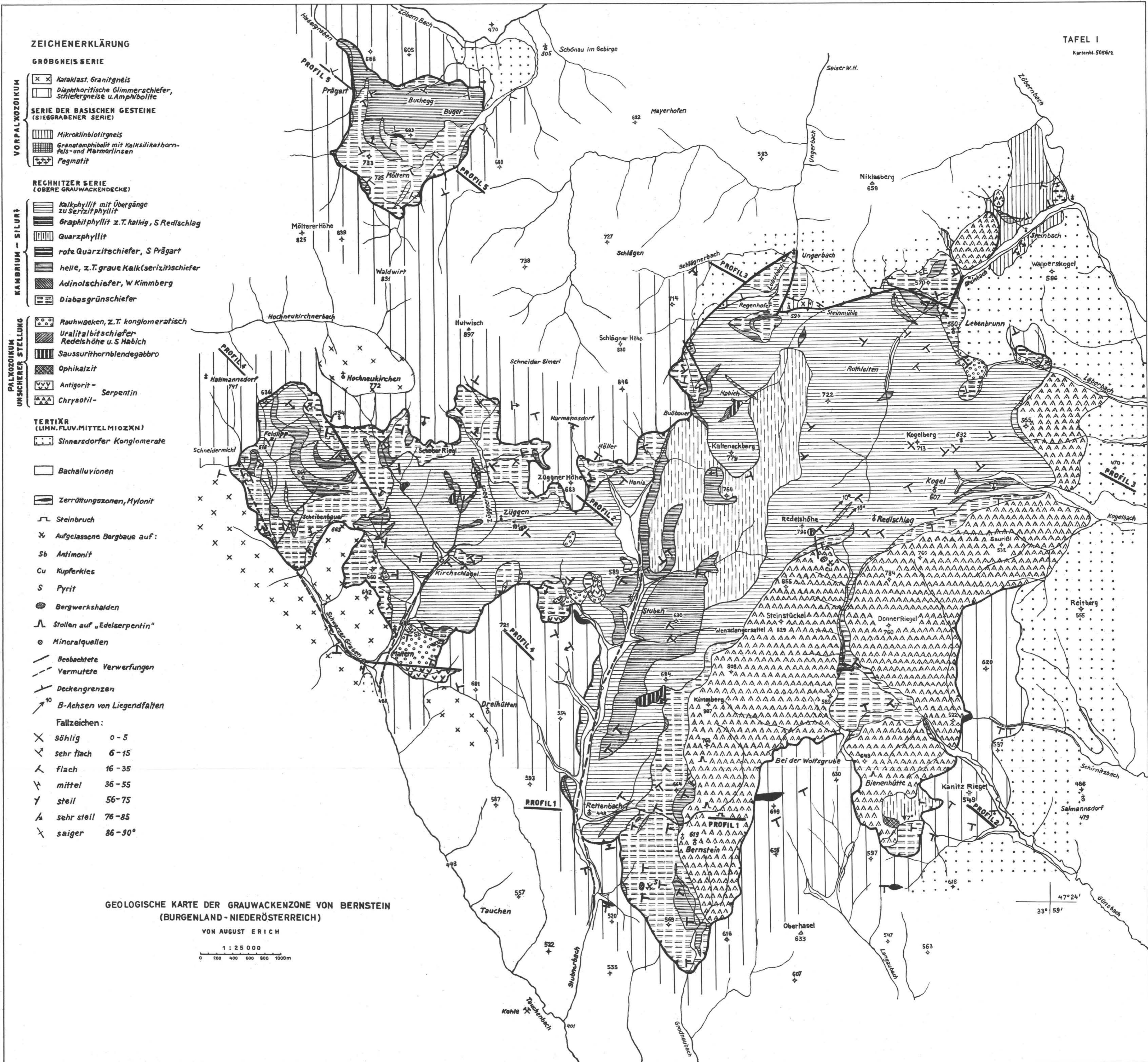
- Frasl, G., 1958: Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern. *Jb. Geol. B. A.*, Wien, 323—472.
- Gaertner, H. R., 1934: Die Eingliederung des ostalpinen Paläozoikums. *Zschr. D. Geol. Ges.*, 86, 241—265.
- Grubenmann, U. & Niggli, P., 1924: Die Gesteinsmetamorphose. Gebr. Borntraeger, Berlin.
- \*Hackl, O., 1934: Chemische Analyse der Friedrichsquelle in Schönau im Gebirge (N.-Ö.). *Verh. Geol. B. A.*, Wien, 100—105.
- Hammer, W., 1924: Beiträge zur Kenntnis der steirischen Grauwackenzone. *Jb. Geol. B. A.*, Wien, 1—34.
- 1937: Bemerkungen zu Blatt Kitzbühel—Zell am See. *Verh. Geol. B. A.*, Wien, 99—108.
- Hauser, A., 1937: Petrographische Begehungen in der Grauwackenzone der Umgebung Leoben. *Verh. Geol. B. A.*, Wien, 219—226.
- 1948: Gibt es ein Rannachkonglomerat? *Min. Petr. Mitt.*, 107—133.
- Heritsch, F., 1909: Geologische Studien in der Grauwackenzone der nordöstlichen Alpen. *Sitz. Ber. Ak. Wsch.*, Wien, math.-natw. Kl., 95—115.
- 1911: Beiträge zur Geologie der Grauwackenzone des Paläontales (Obersteiermark). *Mitt. natw. V. f. St.*, 48, 3—238.
- 1927: Die Deckentheorie in den Alpen (Alpine Tektonik 1905—1925). *Fortschr. Geol. u. Pal.*, 17./VI. Bd.
- 1928: Das tektonische Fenster von Fischbach. *Dschr. Ak. Wsch.*, Wien, math.-natw. Kl., 1—27.
- Heritsch, F. & Kühn, O., 1943: Die Stratigraphie der geologischen Formationen der Ostalpen. Bd. 1: Das Paläozoikum. Borntraeger, Berlin.
- \*Heritsch, F., 1949: Referate über den Nordostsporn der Zentralalpen. *Mitt. Geol. Ges.*, Wien, 36—38, 340—346.
- \*Hermann, F., 1947: Die Antimonvorkommen Mittel- und Südosteuropas, ihre lagerstättenkundliche Stellung und wirtschaftliche Bedeutung. *Verh. Geol. B. A.*, Wien, 57—83.
- \*Hiessleiner, G., 1949: Die geologischen Grundlagen des Antimonbergbaues in Österreich. *Jb. Geol. B. A.*, Wien, 42, 1—92.
- \*Hinterlechner, K., 1917: Über die alpinen Antimonitvorkommen: Maltern (N.-Ö.), Schläining (Bgd.). *Jb. Geol. R. A.*, Wien, 341—404.
- \*Hoffmann, K., 1877: Aufnahmebericht vom Jahre 1876. Gebiet des Rechnitzer Schiefergebirges. *Verh. Geol. R. A.*, Wien, 14—18.
- Holzer, H., 1949: Der Nordrand des Tauernfensters zwischen dem Stubach und Dietslbachtal. *Mitt. Geol. Bgb. Stud.*, Wien, 1—30.
- Hradil, G., 1924: Notizen über einige Eruptivgesteine aus der Kitzbüheler Grauwackenzone. *Verh. Geol. B. A.*, Wien, 192—198.
- \*Jugovics, L., 1915: Petrographische und geologische Beobachtungen im Bernsteiner und Rechnitzer Gebirge. *J. Ber. ung. Geol. R. A.*, Budapest, 55—58.
- 1918: Die geologischen Verhältnisse des Bernsteiner Gebirges. *J. Ber. ung. Geol. R. A.*, Budapest, 85—108.
- Knebel, K., 1938: Geologisches Profil der Antiklinale von Kehr (Südrampe des Pleschkogels bei Graz). *Anz. Ak. Wsch.*, math.-natw. Kl., 113—114.
- Kober, L., 1913: Der Deckenbau der östlichen Nordalpen. *Dksch. Ak. Wsch.*, math.-natw. Kl., 88, 345—396.
- 1938: Der geologische Aufbau Österreichs. J. Springer, Wien.
- \*Köhler, A. & Erich, A., 1939: Neugebildete Albitkristalle in tertiären Konglomeratkalken bei Maltern (N.-Ö.). *Verh. Geol. B. A.*, Wien, 118—123.
- \*Köhler, J., 1942: Ein neues Profil aus dem Alpennordostsporn. *Zbl. Min. Geol. Pal.*, A, 225—231.
- Kümel, F., 1936: Die Sieggrabener Deckscholle im Rosalingebirge (N.-Ö. und Bgd.). *Min. Petr. Mitt.*, 47, 141—184.
- Leitmeier, H., 1950: Einführung in die Gesteinskunde. J. Springer, Wien.
- Loczy, L., 1916: Resultate der wissenschaftlichen Erforschung des Balaton Sees, 1. Bd.: Die geologischen Formationen der Balatongegend und ihre regionale Tektonik, Budapest.

- Metz, K., 1937: Die tektonische Stellung diaphthoritischen Altkristallins in der steirischen Grauwackenzone. Zbl. Min. Geol. Pal., B, 315—328.
- 1940: Die Geologie der Grauwackenzone von Mautern bis Trieben. Mitt. R. A. Bf. Zwst. Wien, 1, 161—220.
- 1953: Die stratigraphische und tektonische Baugeschichte der steirischen Grauwackenzone. Mitt. Geol. Ges., Wien, 1—84.
- 1958: Gedanken zu baugeschichtlichen Fragen der steirisch-kärntnerischen Zentralalpen. Mitt. Geol. Ges., Wien, 201—250.
- \*Mohr, H., 1912: Versuch einer tektonischen Auflösung des Nordostsporns der Zentralalpen. Dkschr. Ak. Wsch., math.-natw. Kl., 633—652.
- 1923: Über einige Beziehungen zwischen Bau und Metamorphose in den Ostalpen. Zschr. D. Geol. Ges., B, Mon. Ber., 114—133.
- 1928: Das prätriadische Grundgebirge im Nordostsporn der Alpen. Zschr. D. Geol. Ges., Mon. Ber. 8—10, 266—268.
- Mügge, O., 1928: Über die Entstehung faseriger Minerale und ihrer Aggregationsformen. N. Jb. Min. Geol. Pal., A, Beil. Bd., 303—348.
- Pahr, A., 1955: Untersuchungen über den Bau und die tektonische Stellung der Rechnitzer Schieferinsel (Burgenland). Unveröff. Diss., Wien.
- \*Pahr, A., 1958: Bericht 1957 über Aufnahme auf Blatt 137, Oberwart, Kristalliner Anteil. Verh. Geol. B. A., Wien, 230—231.
- \*Pahr, A., 1959: Aufnahmsbericht 1958, Blatt Oberwart (137), Kristalliner Anteil. Verh. Geol. B. A., Wien, A 46—47.
- Rosenbusch, H., 1923: Elemente der Gesteinslehre. E. Schweizerbart, Stuttgart.
- Rosenbusch, H. — Mügge, O., 1927: Mikroskopische Physiographie der petrographisch wichtigen Mineralien. I. E. Schweizerbart, Stuttgart.
- Sander, B., 1912: Über tektonische Gesteinsfazies. Verh. Geol. R. A., Wien, 249—257.
- 1930: Gefügekunde der Gesteine mit besonderer Berücksichtigung der Tektonite. J. Springer, Wien.
- 1948: Einführung in die Gefügekunde geologischer Körper. J. Springer, Wien.
- Seelmeier, H., 1944: Beitrag zur Geologie des erzführenden Paläozoikums der Umgebung von Peggau—Deutschfeistritz bei Graz. Ber. R. A. Bf., Zwst. Wien, 1—25.
- \*Smith, C., 1924: On a compact chlorite from Bernstein, Austria. With a chemical analysis by G. T. Prior. Min. magaz. a. journ. of the min. soc., London. Nr. 106, XX., 241—244.
- Spengler, E., 1913: Ein neues Vorkommen von Serpentin auf der Gleinalpe. Mitt. natw. V. f. St., 50., 80—83.
- Suess, E., 1885: Das Antlitz der Erde, I. Prag u. Leipzig.
- Suess, F. E., 1926: Intrusionstektonik und Wandertektonik im variszischen Grundgebirge. Gebr. Borntraeger, Berlin.
- 1931: Ostalpinen und böhmisches Grundgebirge. Mitt. Geol. Ges., Wien, 24., 28—37.
- 1937: Bausteine zu einem System der Tektogenese: I. Periplitonische und enorogene Regionalmetamorphose in ihrer tektogenetischen Bedeutung. Fortschr. Geol. u. Pal., 42/XIII. Bd.
- Schaffer, F. X., 1941: Geologische Länderkunde. F. Deuticke, Wien.
- 1951: Geologie von Österreich. F. Deuticke, Wien.
- Schmidt, E. R., 1937: Geologische Übersichtsprofile durch die namhaften Tiefbohrungen Rumpfungarns, Különlenyanat a Banyaszati es Kohaszati Lapok. (Aus F. X. Schaffer, 1941.)
- Schmidt, W., 1932: Tektonik und Verformungslehre. Borntraeger, Berlin.
- \*Schmidt, W. J., 1955: Bericht über die Untersuchung des Lagerungsverhältnisses zwischen der Schieferinsel von Meltern und dem umgebenden Kristallin. Anz. Ak. Wsch., math. natw. Kl., 231—233.
- \*Schmidt, W. J., 1956 a: Exkursion ins mittlere Burgenland: Die Schieferinseln am Ostrand der Zentralalpen. Mitt. Geol. Ges. Wien, 360—365.
- 1956 b: Über das Pennin auf Blatt Oberwart (137) und Rechnitz (138). Verh. Geol. B. A., Wien, 87—89.

- Schmidt, W. J., 1956 c: Über das Paläozoikum auf Blatt Güssing (167) und Eberau (168). Verh. Geol. B. A., Wien, 89—92.
- Schwinner, R., 1925: Das Bergland nordöstlich von Graz. Sitz. Ber. Ak. Wsch., math.-natw. Kl., 134., 219—276.
- 1932: Zur Geologie der Oststeiermark. Sitz. Ber. Ak. Wsch., math.-natw. Kl., 141., 319—358.
- 1933: Variscisches und alpines Gebirgssystem. Geol. Rdsch., 24., 144—159.
- 1934 a: Bericht über geologische Aufnahmen in der Oststeiermark, I. Teil: Der Bau des Gebirges um Vorau. Anz. Ak. Wsch., math.-natw., Kl., 71., 21—22.
- 1934 b: Bericht über geologische Aufnahmen in der Oststeiermark, II. Teil: Der Bau des Gebirges nördlich von Birkfeld. Anz. Ak. Wsch., math.-natw., Kl., 71., 219—221.
- 1935: Exkursion in die Oststeiermark. Mitt. Geol. Ges., Wien, 28., 175—178.
- 1937: Eine neue Stratigraphie für Eisenerz? Verh. Geol. B. A., Wien, 235—241.
- 1939: Injektionsmetamorphose in der Oststeiermark. Fortschr. Min., Krist. u. Petr., 23.
- \*Schwinner, R., 1940 a: Die Albitisierung in Oststeiermark und angrenzenden Gebieten. Mitt. R. A. Bf., Zwst. Wien. I., 81—97.
- 1940 b: Nachtrag zu: Die Albitisierung in Oststeiermark und angrenzenden Gebieten. Mitt. R. A. Bf., Zwst. Wien., 311—314.
- 1951: Geologische Probleme der Raabalpen. Mitt. Geol. Ges., Wien, 85—98.
- Staub, R., 1924: Der Bau der Alpen. Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz, Zürich.
- \*Stoliczka, F., 1863: Bericht über die im Sommer 1861 durchgeführte Übersichtsaufnahme des südwestlichen Teiles von Ungarn. Jb. Geol. R. A. Wien, 13., 1—25.
- Tertsch, H., 1922: Studien am W-Rande des Dunkelsteiner Granulitmassivs. Min. Petr. Mitt., 35., 177—214.
- Thurner, A., 1947: Gebirgsbildung und Erzführung in der Grauwackenzone. Verh. Geol. B. A., Wien, 83—94.
- \*Tollmann, A., 1959: Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchungen des zentralalpinen Mesozoikums. Mitt. Geol. Bgb. Stud., Wien, 3—62.
- Toula, F., 1878: Über Devonfossilien aus dem Eisenburger Komitat. Verh. Geol. R. A., Wien, 47—52.
- \*Vacek, M., 1891: Über die geologischen Verhältnisse des Rosaliengebirges. Verh. Geol. R. A., Wien, 309—317.
- 1892: Über die kristallinen Inseln am Ostende der alpinen Zentralzone. Verh. Geol. R. A., Wien, 367—377.
- \*Vavrinecz, G., 1929: Analysen von Pseudophit aus Bernstein. Zbl. Min. Geol. Pal., A, 24—26.
- Vendel, M., 1960: Über die Beziehungen des Kristallinunterbaues Transdanubiens und der Ostalpen. Mitt. Geol. Ges. Wien, 51, 281—294.
- Waldmann, L., 1930: Zur Geologie des Rosaliengebirges. Anz. Ak. Wsch., math.-natw. Kl., 17, 182—183.
- \*Wartha, V., 1886: Über die Mineralien der Serpentin-Chloritgruppe. Földtani Közlöny, XVI., 79—83.
- Wegmann, C. E., 1935: Zur Deutung der Migmatite. Geol. Rdsch., 26., 305—355.
- Wieseneder, H., 1930: Petrographische Untersuchungen im Kristallin östlich der Wechselserie. Anz. Ak. Wsch., math.-natw. Kl., 20, 219—221.
- \*Wieseneder, H., 1932: Studien über die Metamorphose im Altkristallin des Alpenostrandes, I. Teil (Umgebung von Aspang-Kirchschatz). Min. Petr. Mitt., 42., 136—181.
- 1936: Ergänzungen zu den Studien über die Metamorphose im Altkristallin des Alpenostrandes. Min. Petr. Mitt., 48., 317—324.
- Winkler, A., 1914: Über jungtertiäre Sedimentation und Tektonik am Ostrand der Zentralalpen. Mitt. Geol. Ges. Wien., 256—312.
- 1926: Zur geomorphologischen und geologischen Entwicklungsgeschichte der Ostabdachung der Zentralalpen in der Miozänzeit. Geol. Rdsch., 36—68.

- \* Winkler-Hermaden, A., 1933 a: Über zwei interessante Gesteinsvorkommnisse bei Aschau im Bezirk Oberwart (Burgenland). Folia Sabariensia, Steinamanger. 46—52.
- 1933 b: Die jungtertiären Ablagerungen am Nordostsporn der Zentralalpen und seines Südsaumes, Sitz. Ber. Ak. Wsch., math.-natw. Kl., 142., 81—102.
- 1935: Aufnahmebericht über Blatt Fürstenfeld. Verh. Geol. B. A. Wien, 45—49.
- Winkler-Hermaden, A., 1942: Grundsätzliches zur Erforschung des Jungtertiärs am Alpenostabfall. Mitt. R. A. Bf., Zwst. Wien, 3—12.

Bei der Schriftleitung eingegangen am 18. Dezember 1959.



**ZEICHENERKLÄRUNG**

**GROBGNEIS SERIE**

- ✕ Kataklast. Granitgneis
- ▨ Diaphorische Glimmerschiefer, Schiefergneise u. Amphibolite

**SERIE DER BASISCHEN GESTEINE (SIEGRABENER SERIE)**

- ▨ Mikroklinbiotitgneis
- ▨ Granatamphibolit mit Kalksilikathornfels- und Marmorlinsen
- ✕ Pegmatit

**RECHTITZER SERIE (OBERE GRAUWACKENDECKE)**

- ▨ Kalkphyllit mit Übergänge zu Serizitphyllit
- ▨ Graphitphyllit z.T. kalkig, S Redlschlag
- ▨ Quarzphyllit
- ▨ rote Quarzitschiefer, S Prágar
- ▨ helle, z.T. graue Kalk(serizit)schiefer
- ▨ Adinolschiefer, W Kimmberg
- ▨ Diabasgrünschiefer

**PALZOZOIKUM UNSICHERER STELLUNG**

- ▨ Rauwäcken, z.T. konglomeratisch
- ▨ Uralitalbitschiefer, Redelshöhe u. S Habich
- ▨ Saussurithornblendegabbro
- ▨ Ophikalzit
- ▨ Antigorit - Serpentin
- ▨ Chrysotil -

**TERTIÄR (LIMN. FLUV. MITTELMIÖZÄN)**

- ▨ Sinnersdorfer Konglomerate

**Quartär**

- ▨ Bachalluvionen

**Zerrüttungszonen, Mylonit**

- ▨ Steinbruch

**Aufgessene Bergbaue auf:**

- Sb Antimonit
- Cu Kupferkies
- S Pyrit
- ⊙ Bergwerkshalden

**Stollen auf „Edelserpentin“**

- Mineralquellen

**Beobachtete Verwerfungen**

- ▨ Vermutete Verwerfungen

**Deckengrenzen**

- ↗ B-Achsen von Liegendfalten

**Fallzeichen:**

- ✕ sählig 0-5
- ✕ sehr flach 6-15
- ✕ flach 16-35
- ✕ mittel 36-55
- ✕ steil 56-75
- ✕ sehr steil 76-85
- ✕ saiger 86-90°

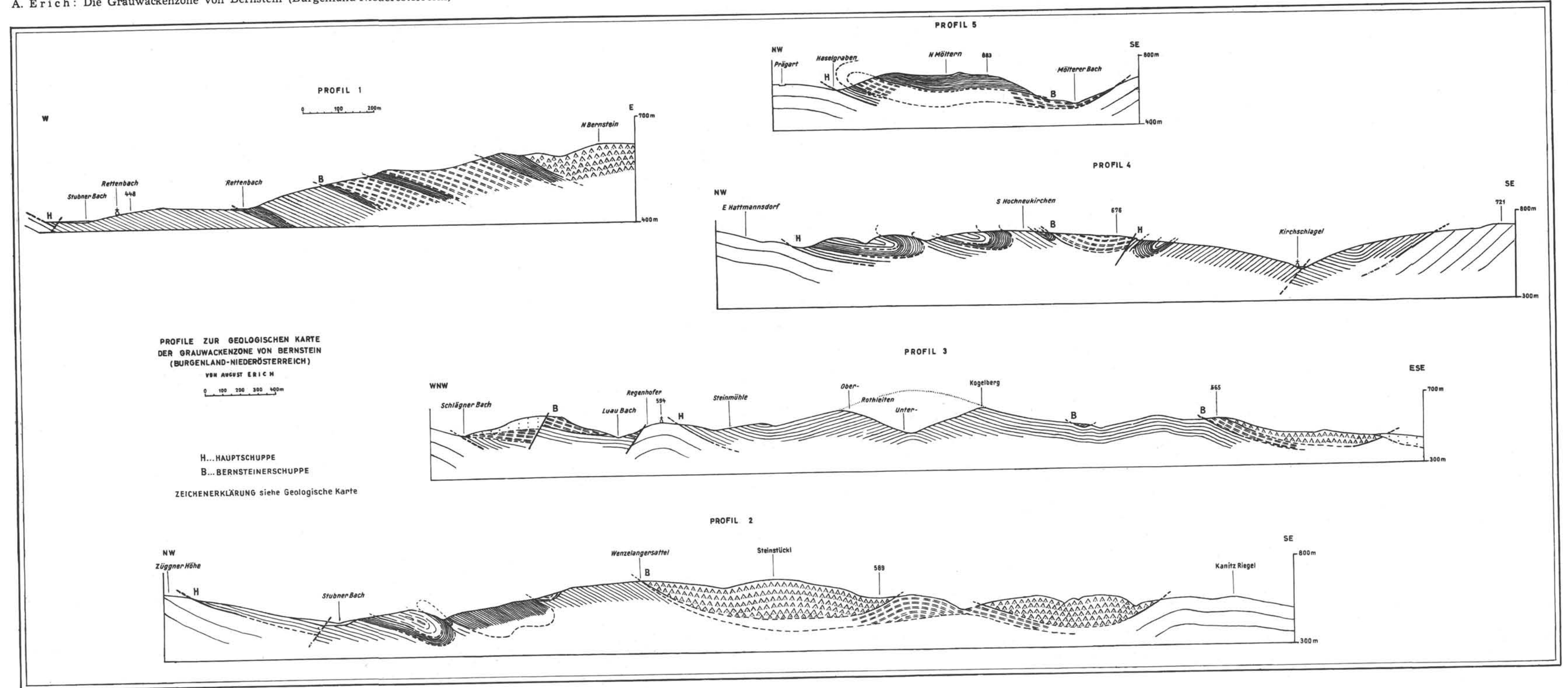
**GEOLOGISCHE KARTE DER GRAUWACKENZONE VON BERNSTEIN (BURGENLAND - NIEDERÖSTERREICH)**

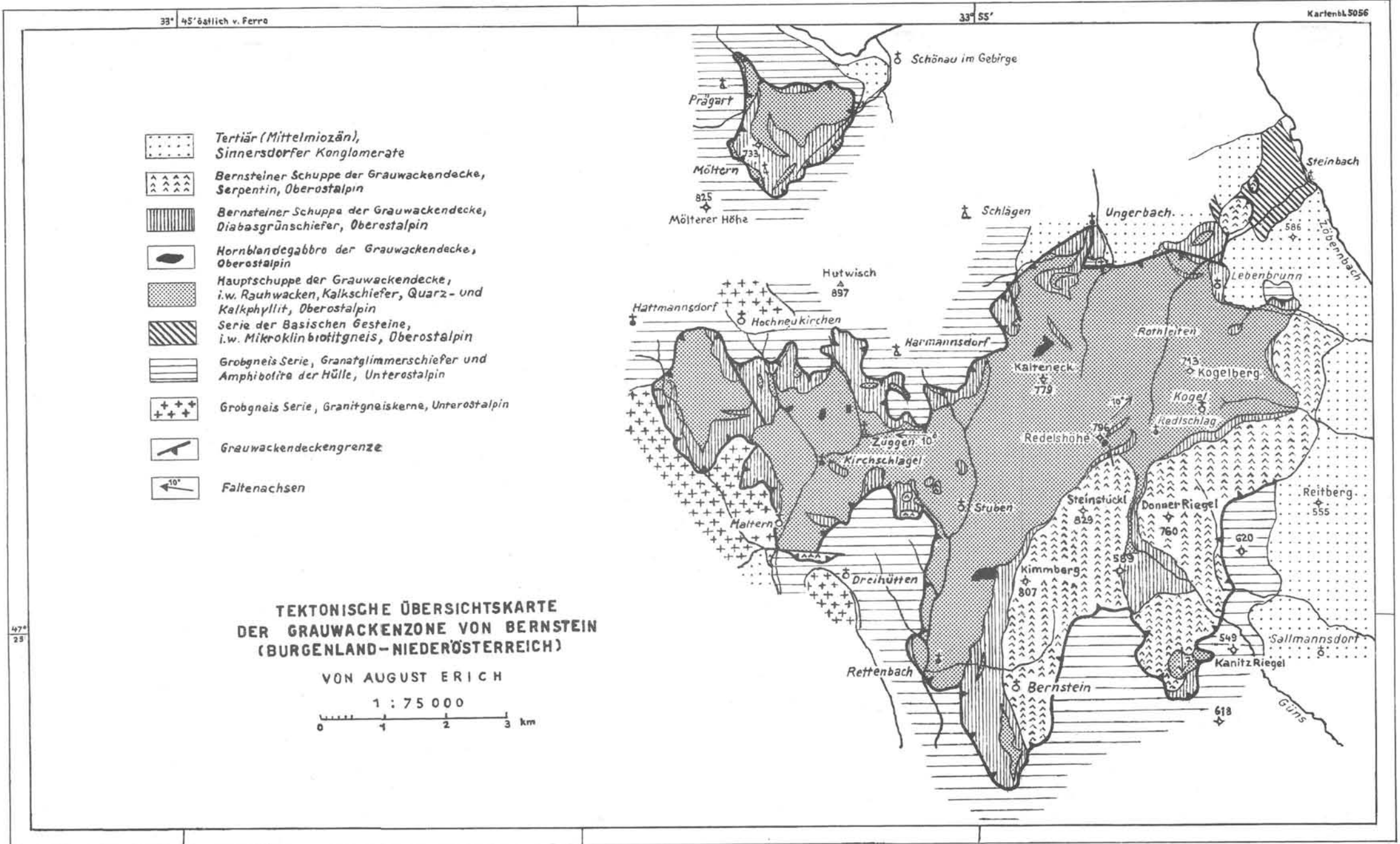
VON AUGUST ERICH

1 : 25 000









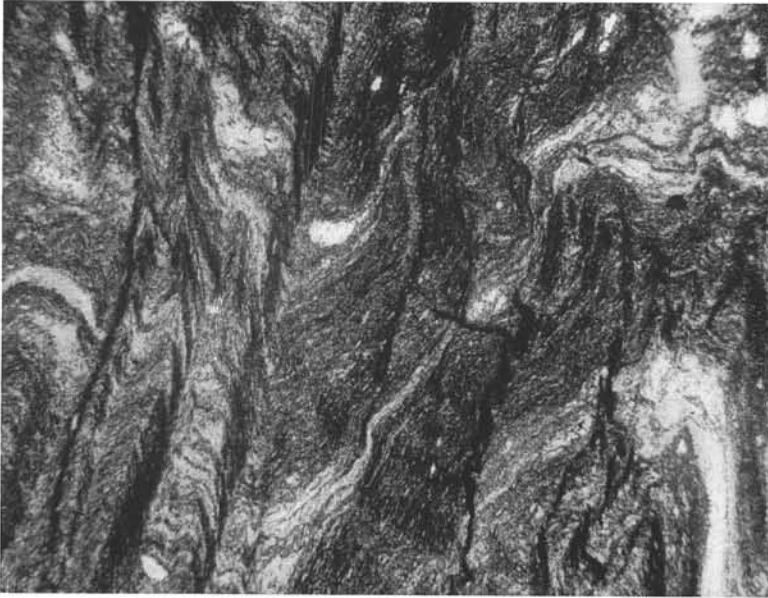


Fig. 1

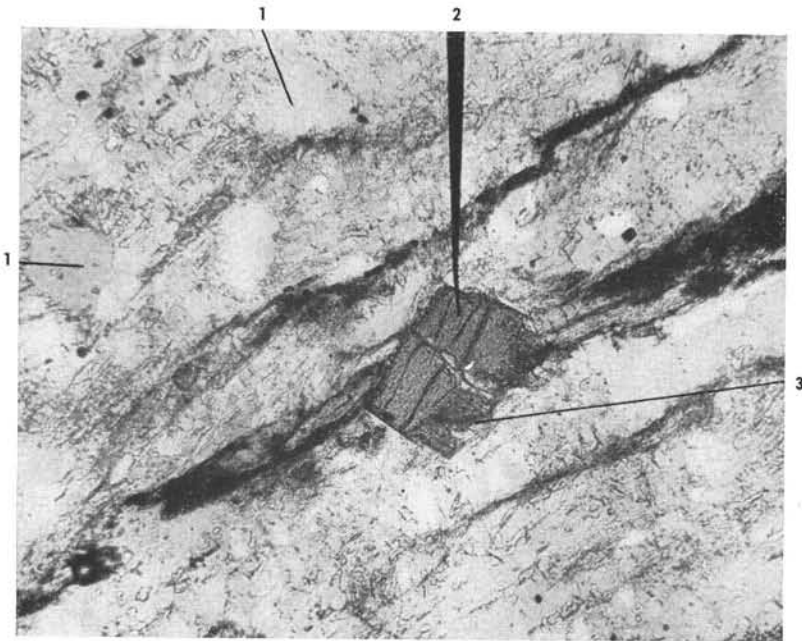


Fig. 2

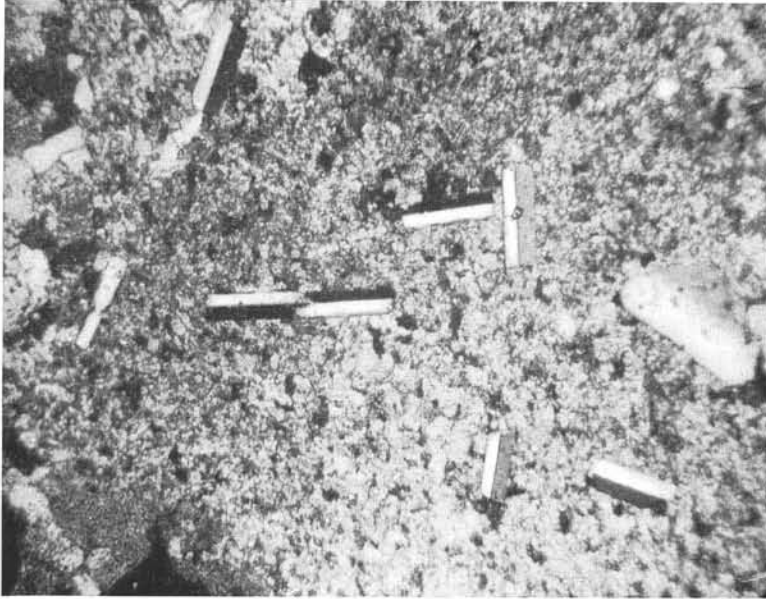


Fig. 3

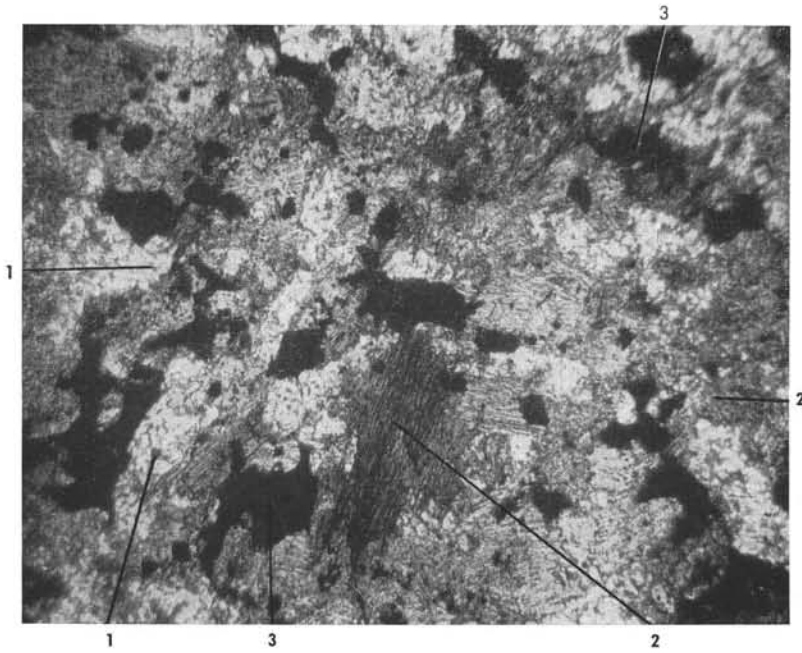


Fig. 4

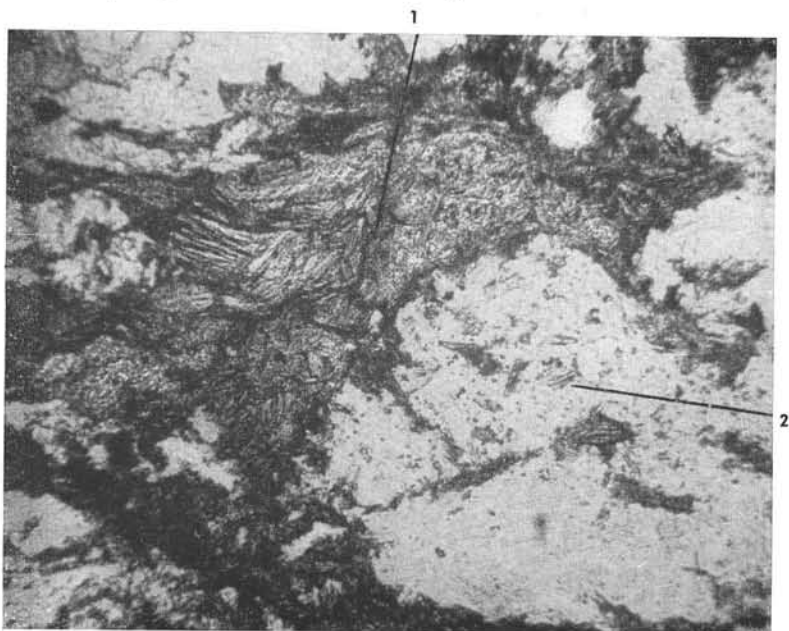


Fig. 5

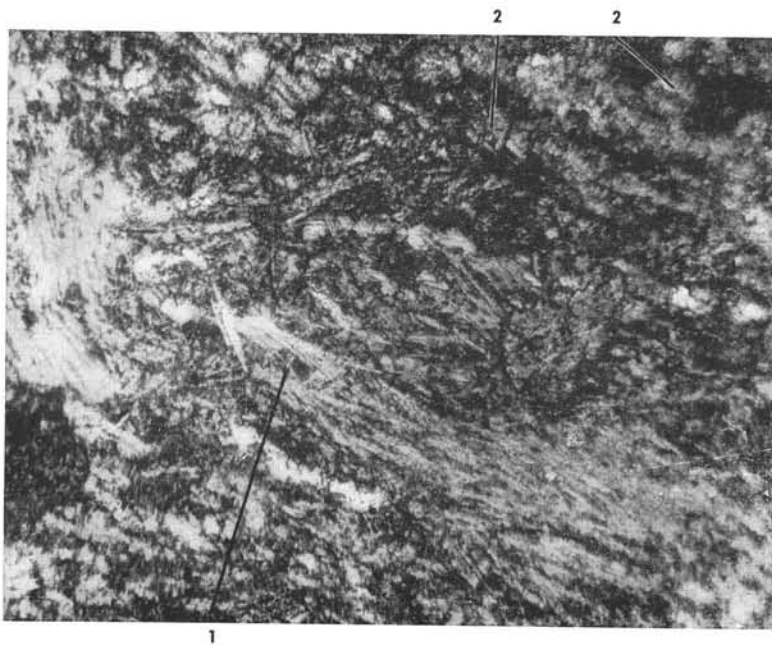


Fig. 6

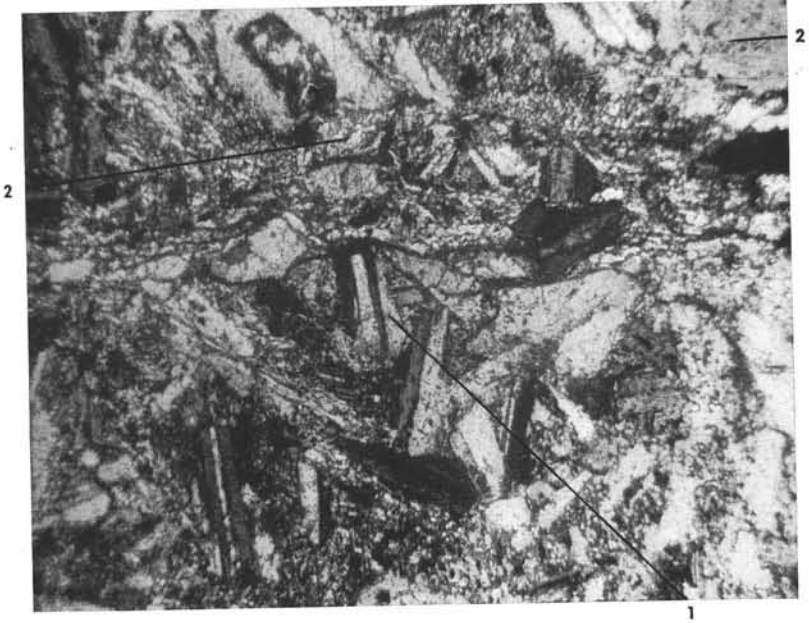


Fig. 7

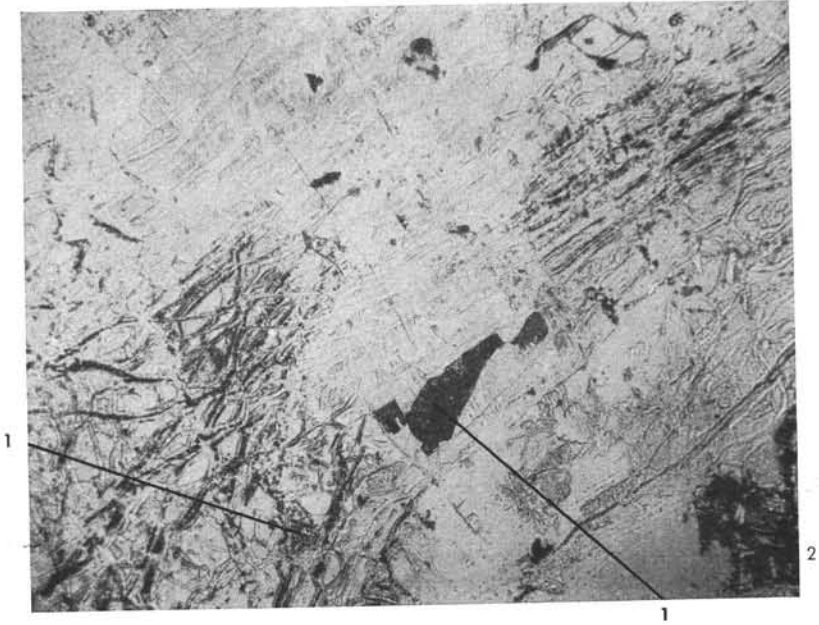


Fig. 8

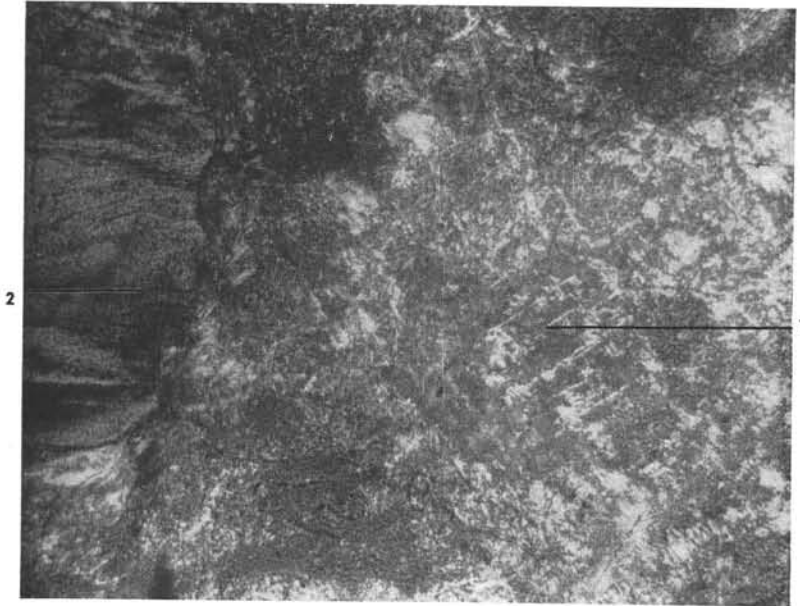


Fig. 9

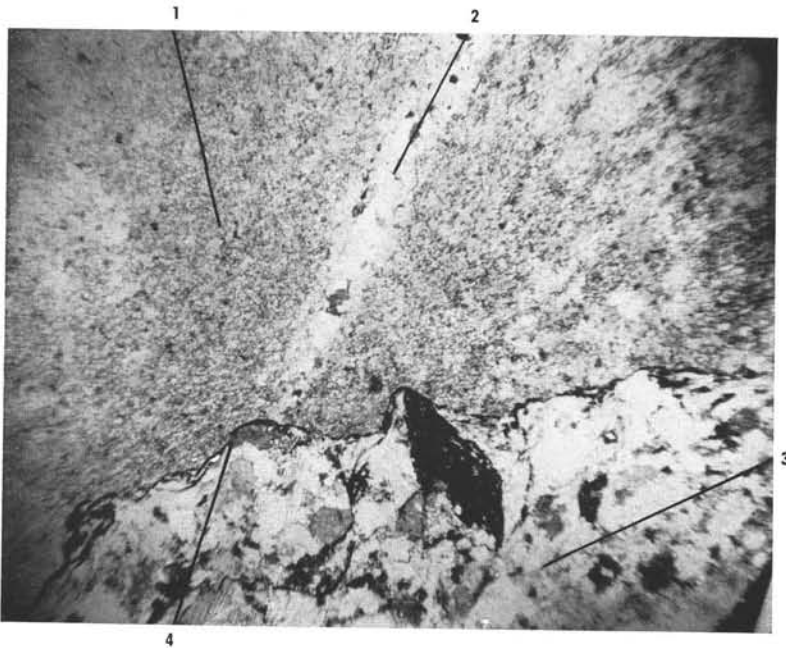


Fig. 10