

# Zur Geologie des Kristallins der südlichen Böhmischen Masse

Von GERHARD FUCHS & ALOIS MATURA \*)

Mit 1 geologischen Karte (Blatt West und Blatt Ost) = Beilagen 1 und 2

Österreichische Karte 1 : 50.000  
Blätter 2—8, 12—21, 29—38, 51—55

Schlüsselwörter  
Böhmische Masse  
Mühlviertel  
Waldviertel  
Kristallin

## INHALT

1. Einleitung . . . . .	2
2. Regionale Übersicht . . . . .	3
3. Die Gesteinsarten . . . . .	3
3.1. Metamorphite . . . . .	3
3.1.01. Paragneise . . . . .	3
3.1.02. Quarzite . . . . .	5
3.1.03. Glimmerschiefer und Phyllite . . . . .	5
3.1.04. Kalksilikatgesteine . . . . .	6
3.1.05. Marmore . . . . .	6
3.1.06. Granulite . . . . .	7
3.1.07. Gföhler Gneis . . . . .	8
3.1.08. Ultrabasite . . . . .	9
3.1.09. Granatpyroxenite (Eklogite) . . . . .	9
3.1.10. Amphibolite . . . . .	9
3.1.11. Dioritgneise . . . . .	10
3.1.12. Granodioritgneise von Spitz . . . . .	11
3.1.13. Dobra-Gneis . . . . .	11
3.1.14. Bittescher Gneis . . . . .	12
3.1.15. Weitersfelder Stengelgneis . . . . .	12
3.1.16. Syenitgneise („Wolfshofer Granit“) . . . . .	12
3.1.17. Granitoide und Orthogneise unbestimmter Zuordnung . . . . .	13
3.2. Plutonite der Thaya-Masse und Brüner Masse . . . . .	13
3.3. Variszische Plutonite und Migmatite . . . . .	14
3.3.1. Rastenberger Granodiorit . . . . .	14
3.3.2. Weinsberger Granit . . . . .	15
3.3.3. Schärdinger Granit und sein Migmatithof . . . . .	17
3.3.4. Diorite . . . . .	17
3.3.5. Feinkorngranite . . . . .	19
3.3.6. Eisgarner Granit . . . . .	21
3.3.7. Ganggesteine . . . . .	21
3.4. Sedimentserien . . . . .	22

\*) Anschrift der Verfasser: Dr. GERHARD FUCHS und Dr. ALOIS MATURA, Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien.

4. Der geologische Bau . . . . .	22
4.1. Das moldanubische Gneisgebirge . . . . .	22
4.2. Das Moravikum und die Brünner Masse . . . . .	30
4.3. Das Süd-Böhmische Granitmassiv . . . . .	34
4.4. Das Mühlviertel und der Sauwald . . . . .	36
5. Literatur . . . . .	39

### Zusammenfassung

Es wird eine Übersicht des neuesten Standes der geologischen Kartierung im österreichischen Anteil der Böhmisches Masse gegeben (Taf. 1). Durch die Darstellung auch der angrenzenden Bereiche der ČSSR und Bayerns wird eine Einbindung unseres Raumes in das Gesamtbild der Böhmisches Masse angestrebt. Die am Aufbau beteiligten kristallinen Gesteine und deren Lagerungsverhältnisse werden in knapper Form beschrieben. Verschiedene Möglichkeiten einer Deutung des Baues werden in selbständigen Arbeiten von G. FUCHS, A. MATURA und O. THIELE im Anschluß an die vorliegende Publikation gegeben.

### Abstract

A review of the recent state of geological mapping in the Austrian part of the Bohemian Massif is given (Taf. 1). By presenting also the adjoining regions of ČSSR and Bavaria we follow the aim to give a uniform picture of the geology of the south-eastern portions of the Bohemian Massif. The crystalline rocks are briefly described. Possibilities to interpret the geological setting are given in separate papers by G. FUCHS, A. MATURA and O. THIELE in the same volume.

## 1. Einleitung

Die letzte Gesamtdarstellung des außeralpinen Grundgebirges von Österreich ist jener Beitrag von L. WALDMANN in F. X. SCHAFFER's Geologie von Österreich aus dem Jahre 1951. Der besondere Wert dieser Arbeit liegt in der ausführlichen textlichen Darstellung eines hohen Wissensstandes, der teils auf Überliefertem, teils auf den umfassenden persönlichen Erfahrungen L. WALDMANN's beruht. Die beigegebene kleinmaßstäbliche Übersichtskarte weist, dem damaligen Stand der geologischen Landesaufnahme entsprechend, noch einige weiße Flecken auf, denn weite Gebiete waren zu dieser Zeit noch nicht kartiert oder nur ungenügend bekannt.

Seither wurde der österreichische Anteil der Böhmisches Masse, aber auch das angrenzende tschechoslovakische Gebiet bis auf wenige Ausnahmen neu aufgenommen und zum Teil publiziert (Mühlviertel, ČSSR). Auch konnten durch zahlreiche absolute Altersbestimmungen an Gesteinen der Böhmisches Masse sowie durch petrologische Untersuchungen die Kenntnisse über die geologische Geschichte dieser Einheit vertieft werden.

Wir haben nun versucht, den derzeitigen Forschungsstand in einer neuen Gesamtdarstellung zu präsentieren. Dabei haben wir besonderen Wert auf eine möglichst detaillierte kartenmäßige Übersicht gelegt. Dieser Absicht entsprach am besten der gewählte Maßstab von 1 : 200.000. Neben publizierten Beiträgen wurden für den österreichischen Anteil auch unpublizierte Unterlagen von A. ERICH, G. FUCHS, J. E. KUPKA, A. MATURA, S. SCHARBERT, O. SCHERMANN, B. SCHWAIGHOFER und O. THIELE nebst handkolorierten Archivexemplaren 1 : 75.000 der Geologischen Bundesanstalt verwendet. Für das angrenzende tschecho-

slovakische Gebiet wurde die Geologische Karte der Tschechoslovakei 1 : 200.000 herangezogen.

Im Begleittext zu dieser Karte haben wir uns bemüht, den geologischen Befund knapp und objektiv darzustellen. Die beiden Autoren haben die Absicht, in anschließenden Publikationen ihre persönlichen Vorstellungen über die geologische Geschichte des dargestellten Gebietes zu erklären.

## 2. Regionale Übersicht

Betrachtet man die Geologische Karte der südlichen Böhmisches Masse (Taf. 1), so erkennt man auf den ersten Blick die strukturellen Großeinheiten. Im Zentrum befindet sich der variszisch aufgedrungene Granitpluton. Östlich schließt das Gneisgebiet des Waldviertels und Mährens an, in dem regionale NNE-SSW-Streichrichtung herrscht. Seit F. E. SUSS wird der östlichste Teil dieses Gneisgebietes wegen Unterschieden in Struktur, Metamorphose und Gesteinsbestand als Moravikum vom übrigen Moldanubikum abgetrennt. Westlich des Granitplutons wird das Mühlviertel und der Sauwald von NW-SE-streichenden, variszischen Migmatiten und Graniten aufgebaut. Die Gebirgszone setzt im Bayerischen Wald gegen NW fort und wird im folgenden Text als Bavarikum bezeichnet (G. FUCHS, 1976). Im Böhmer Wald streicht an diese Zone im rechten Winkel ein NE-SW-gerichteter, stofflich andersartiger Orogenstreifen aus Böhmen heran. Bezüglich Gesteinsbestand und Innenbau stimmt dieser mit dem moldanubischen Gneisgebirge des Waldviertels und Mährens weitgehend überein.

## 3. Die Gesteinsarten

Die Reihenfolge der Beschreibung richtet sich nach dem Alter der Gesteine. Allerdings ist die altersmäßige Reihung innerhalb der Metamorphite besonders schwierig, weil über die Eduktalter keine sicheren Belege vorliegen und mit Hilfe von Serienvergleichen nur Vermutungen angestellt werden können. Daher wurden die Metamorphite in Paragesteine und Orthogesteine gegliedert. Die umstrittene Genese von Granulit und Gföhler Gneis soll dadurch zum Ausdruck kommen, daß diese im folgenden Text zwischen die Para- und Orthogesteine gereiht werden. Die moravischen Gesteinsarten werden gemeinsam mit ihren moldanubischen Äquivalenten beschrieben.

### 3.1. Metamorphite

#### 3.1.01. Paragneise

Unter diesem Titel sind Gesteine von großer Mannigfaltigkeit in Mineralbestand und Gefüge zusammengefaßt. Sie besitzen unter den Metamorphiten die größte Verbreitung und sind gleichsam als die Grundmasse zu verstehen, in der die anderen Metamorphite eingelagert sind.

Am häufigsten sind Biotit-Plagioklasgneise. Der Plagioklas liegt in der Regel als Oligoklas/Andesin vor. Quarz und häufig auch Muskowit ergänzen den Hauptbestand. Dazu treten wechselnde Mengen von Granat und Sillimanit.

Stellenweise findet sich auch ein nennenswerter Graphitanteil, der bis zur Ausbildung von Graphitschiefern reicht. Die fein- bis mittelkörnigen Paragneise sind meist deutlich geschiefert, wobei die  $\pm$  ausgeprägte Inhomogenität der Mineralverteilung fast ausnahmslos mit der Regelung konform ist. So wechsellagern z. B. häufig quarz- und feldspatreiche Bänke mit betont schiefriegen, glimmerreicheren Lagen.

Der beschriebene Haupttypus, wie er im Waldviertel sehr verbreitet ist, ist unter den Bedingungen der Almandin-Amphibolitfazies des Barrow-Typs (H. G. F. WINKLER, 1965) geprägt worden. Im Einklang mit diesem Befund ist die Ausbildung von Migmatitgneisen, wie sie etwa gehäuft entlang der West-Grenze des Gföhler Gneises zwischen Donau und Kamp sowie im Raume Drosendorf auftreten, zusammen mit Einlagerungen von leukogranitisch-pegmatoiden oder granitischen Körpern.

Bereichsweise sind durch das Auftreten von Staurolith in den Paragneisen mit Muskowit und Disthen etwas weniger metamorphe Varietäten ausgebildet. So nimmt etwa gegen das Moravikum zu die Metamorphoseintensität allmählich ab und reicht bis in die Grünschieferfazies. Im Sinne von F. E. SUESS hält G. FUCHS (1971) die Verhältnisse im östlichsten Teil des Moldanubikums deswegen für kompliziert, weil dieses Gebiet von einer retrograden Metamorphose betroffen wurde, die im angrenzenden Moravikum als aufsteigende Metamorphose wirkte. Außerdem ist letztere, wie G. FRASL (1968, 1970) und V. HÖCK (1974) feststellten, gebietsweise unterschiedlich stark wirksam gewesen.

In der Nähe der variszischen Plutonite führen die Paragneise meist Cordierit. Dies läßt eindeutig einen genetischen Zusammenhang erkennen. Migmatite und Perlgneise, die einen noch engeren Bezug zur Entstehung der variszischen Plutonite besitzen, sollen später gemeinsam mit den letzteren behandelt werden.

Mit den begleitenden Quarziten, Arkosegneisen, Glimmerschiefern, Graphitschiefern, Karbonatgesteinen und Amphiboliten sind die Paragneise durch Übergänge und Wechsellagerung eng verbunden, die Kontakte können aber auch scharf sein.

In der Nachbarschaft von Granulit und Gföhler Gneis finden sich zusammen mit Granat-Pyroxenamphibolit „granulitische Gneise“. Sie unterscheiden sich von den normalen Paragneisen, mit denen sie auch bankförmig wechsellagern können, durch Glimmerarmut und höheren Anteil an Sillimanit, Disthen und Granat. Straffe flächige und lineare Mineraleinregelung sind charakteristisch. Dies weist darauf hin, daß die Granulite mit ihrem unmittelbaren Rahmen primär verbunden waren und unter ähnlichen Metamorphosebedingungen geprägt wurden.

## Die Zone von Herzogsdorf

Im Mühlviertel, östlich der namengebenden Ortschaft, findet sich eine eigenartige Gesteinsvergesellschaftung (G. FUCHS & O. THIELE, 1968, S. 16): Schwach bis nicht granitisierte Perlgneise sind häufig von konkordanten Lagen und Linsen fein- bis grobkörniger, kalifeldspatreicher Pegmatoide (dm- bis mehrere m-mächtig) durchsetzt. Schollige Pyroxen-Hornblendeaggregate und grobe Horn-

blende- und Titanitkristalle begleiten häufig die Pegmatoide. Graphitschüppchen sind in diesen Gesteinen nicht selten. Die Flinzgraphitvorkommen dieser Gegend (H. HOLZER, 1964, S. 362), die früher abgebaut wurden, sind ihrer Verbreitung nach an die genannte Gesteinsserie gebunden und bilden einen Bestandteil der Zone von Herzogsdorf. Sehr zurücktretend sind auch Granatamphibolit und etwas Kalksilikatfels zu beobachten.

Wahrscheinlich ist diese Gesteinsvergesellschaftung mit der Bunten Serie des Bayerischen Waldes (Kropfmühl) und Süd-Böhmens vergleichbar. Mobilisationen (Pegmatoide) bei der Perlgneisbildung haben die Serie allerdings weitgehend verändert und machen die Serienzuordnung unsicher.

### 3.1.02. Quarzite

Die meist feinkörnigen, häufig grau-weiß, auch bräunlich gebänderten, plattig-bankigen Quarzite liegen selten als reine Quarzgesteine vor, sondern sind meist durch einen  $\pm$  großen Gehalt an Feldspat verunreinigt. Örtlich kann auch Sillimanit, Granat und Graphit hinzutreten. In dem weniger metamorphen moravischen Bereich sind noch primäre Sandsteingefüge in quarzitischen Bändern erhalten (L. WALDMANN, 1951).

Der Feldspatgehalt in den Quarziten kann bis zur Ausbildung von Arkosegneisen ansteigen oder die Zunahme des Graphitanteiles zu Graphitquarziten führen. G. FUCHS betont, daß in der Bunten Serie Graphitquarzite sehr untergeordnet gegenüber Graphitschiefer auftreten oder fehlen, während sie in den Gföhler Gneis und Granulit benachbarten Paragneisseriesen als Leitgesteine gelten können.

Die Quarzite treten bevorzugt im Verband mit Paragneisen, karbonatischen Gesteinen und Amphiboliten auf. Einschaltungen von Quarzit im Weitersfelder Stengelgneis oder von Spitzer Granodioritgneis in Quarzit belegen ebenfalls eine enge räumliche Beziehung der beteiligten Gesteinsarten.

### 3.1.03. Glimmerschiefer und Phyllite

In der Regel beteiligen sich am Aufbau der mittel- bis grobschuppigen Glimmerschiefer sowohl Biotit als auch Muskowit neben Quarz, Oligoklas und Granat. Häufig wird dieser Mineralbestand durch Staurolith, Disthen, sowie geringe Mengen von Sillimanit, Turmalin und Graphit ergänzt, dessen Anteil örtlich stärker zunehmen kann. In Bereichen mit geringerer Metamorphose werden die Glimmerschiefer durch Phyllite vertreten. Die Glimmerschiefer und Phyllite wechsellagern mit Paragneisen, Quarziten und Karbonatgesteinen.

Glimmerschiefer bilden  $\pm$  geschlossene Zonen unmittelbar westlich des Süd-Böhmischen Plutons bei Kaplice sowie im E des Moldanubikums, wo sie den Bittescher Gneis begleiten.

V. HÖCK (1974) hat eine metamorphe Zonierung quer zum regionalen Verlauf der Moravischen Zone beschrieben. Daher sind die Phyllite nicht streng horizontbeständig an die regionale Zonierung gebunden, wohl aber eher in den östlichen Bereichen der Moravischen Zone verbreitet.

Die Entstehung der Glimmerschiefer entlang der Grenze Moldanubikum—Moravikum ist umstritten. Die stoffliche Zusammensetzung sowie ein Alternieren mit Paragneisen begünstigen die Deutung einer sedimentär vorgegebenen Anlage. In letzter Zeit hat G. FUCHS moldanubische Gesteinszonen bis an die Grenze der Moravischen Zone verfolgt und dabei eine allmähliche Verglimmerung und Zunahme des Anteiles an Glimmerschiefern festgestellt. Wenn man im Sinne von F. E. SUESS die moravische Grenze als die Moldanubische Überschiebungsfläche auffaßt, dann würden die Ergebnisse von G. FUCHS wieder die Annahme einer dynamometamorphen Entstehung der Glimmerschiefer durch Umwandlung aus Schiefergneisen in einer Zone stärkerer Durchbewegung unterstützen.

#### 3.1.04. Kalksilikatgesteine

Quarz, Andesin, Diopsid, Granat und Karbonat bilden die Hauptbestandteile dieser fein- bis grobkörnigen, meist inhomogenen, bunt gestreiften oder gefleckten Gesteine. Daneben sind auch wechselnde Anteile von Hornblende, Alkalifeldspat und Skapolith zu nennen. Die Kalksilikatgesteine sind zumeist sehr hart, kompakt-zäh, relativ verwitterungsresistent und neigen zur Bildung von Härtingsrücken. Sie stammen vermutlich aus unreinen Kalken oder Dolomiten ab und treten als Einschaltungen in Paragneisen bevorzugt im Verband mit Marmor und Quarzit auf.

Unter den unzähligen meist kleineren Vorkommen sind die Fugnitzer Kalksilikatschiefer durch F. E. SUESS (1912) besonders hervorgehoben und ihre enge Bindung an den Bittescher Gneis betont und diskutiert worden. G. FRASL (1974) hat auf Primärkontakte hingewiesen.

Als Skarne wurden Magnetit-Granat-Pyroxengesteine beschrieben (L. WALDMANN, 1952; K. NEUWIRTH & H. HOLZER, 1962), die mit Pyroxenamphiboliten eine Schollenkette im Gföhler Gneis östlich von Drosendorf bilden. Ein Zusammenhang mit Karbonatgesteinen ist nicht feststellbar. D. NEMEC hat sich mit dem Skarnproblem in mehreren petrographischen Untersuchungen auseinandergesetzt (z. B. 1967, 1970). So findet er aus der Art der Amphibole oder Granate seine Ansicht bestätigt, wonach die Skarnbildung älter ist als die letzte Regionalmetamorphose.

#### 3.1.05. Marmore

Meist sind mittel- bis grobkörnige, grau-weiß gebänderte Kalkmarmore ausgebildet. Graphit und silikatische Beimengungen wie Quarz, Feldspat, Diopsid, Tremolit, Phlogopit und Skapolith sind streifenweise verteilt. Örtlich kann Graphit in bauwürdigen Mengen angereichert sein.

Gewöhnlich formieren sich die Marmorzüge gemeinsam mit Paragneisen, Kalksilikatgneisen, Quarziten und Amphiboliten zu breiten, regional-geologisch markanten Zonen. Fallweise kann eine innige Mengung von Marmor und leuko-granitischen bis aplitisch-pegmatoiden Diatexiten beobachtet werden (Jauerling, Dunkelstein) oder boudinierte Einschaltungen ehemaliger Aplit- und Amphibolitgänge.

Der Hartensteiner Marmor ist eine bunt-gebänderte Sonderform der Marmore in rötlichen und gelblichen Schattierungen mit kalksilikatischen Reaktionsäumen um die attraktiv eingelagerten Amphibolit-Boudins und Pegmatite. Häufige, bis 3 cm dicke, braune Bänder bestehen aus einem Gemenge von Andradit, hedenbergitischem Pyroxen, Magnetit und Quarz (H. G. SCHARBERT, 1966). Der Hartensteiner Marmor ist in Amphiboliten eingeschaltet.

### 3.1.06. Granulite

Hierher gehören feinkörnige, helle, auch grau-violett gestreifte, meist straff geregelte, kristalline Gesteine. Zu den Hauptbestandteilen zählen Quarz, Orthoklas, antiperthitischer Plagioklas und almandinreicher Granat. Gewöhnlich sind auch geringere Mengen an Biotit, Disthen und Sillimanit vorhanden. Rutil sowie deutlich gerundete Zirkone sind charakteristische Akzessorien (G. NIEDERMAYR, 1967). Diskenquarze sind ein häufiges und charakteristisches Gefügemerkmal. Neben den hellen Varietäten, den Granuliten im engeren Sinne (Weißstein), treten auch Pyroxengranulite und Pyriklasite auf. Es sind dunkelgraue, meist massige zäh-harte Felse aus Andesin-Labrador sowie aus wechselnden Anteilen von Ortho- und Klinopyroxen, brauner Hornblende, Granat und Quarz. Solche Pyroxengranulite sind innerhalb der Granulitkörper nicht homogen verteilt, sondern drängen sich in bestimmten Bereichen zusammen, wie etwa am S-Rande des Dunkelsteiner Wald-Wieselburger Granulits.

Örtlich sind den Granuliten Ultrabasite unterschiedlicher Ausdehnung eingelagert (Pyrop-Olivinfelse, Serpentine). Die Schieferung ist der der umgebenden Granulite angeglichen. Die Granulitkörper sind häufig von einer Hülle von Ultrabasiten und Diallagamphiboliten umgeben, wobei die Ultrabasite meist unmittelbar an den Granulitrand anschließen.

Die größeren Granulitkörper und ihre nähere Umgebung besitzen häufig einen Bau, dessen Streichen quer zum regionalen Streichen verläuft. Regionalgeologisch betrachtet fällt auf, daß die Granulite häufig gemeinsam mit Gföhler Gneis auftreten, unter direkter Berührung oder in augenfälliger Nähe derselben. Dieser Umstand läßt auf enge genetische Beziehungen schließen.

In letzter Zeit hat sich besonders H. G. SCHARBERT mit der Petrographie der Granulite des österreichischen Waldviertels befaßt (1962 bis 1974). Er vertrat gegenüber älteren Meinungen den Standpunkt, daß als Ausgangsmaterial ein Sedimentkomplex mit tuffogenen und sauren magmatischen Einlagerungen angenommen werden kann (H. G. SCHARBERT, 1962). Für die Bildung dieser Edukte wird auf Grund von Rb/Sr-Gesamtgesteinsanalysen (A. ARNOLD & H. G. SCHARBERT, 1973) ein ordovizisches Alter als wahrscheinlicher angenommen als ein kambrisches oder präkambrisches. Für die granulitfazielle Metamorphose gestattet die erwähnte Altersbestimmung mit einer Gesamtgesteinsisochrone von  $469 \pm 11$  Mill. J. und einer Isochrone aus Granulitbändern mit einem Alterswert von  $431 \pm 35$  Mill. J. eine ordovizisch bis silurische Datierung. Zu ähnlichen Werten gelangte die Bundesanstalt für Bodenforschung in Hannover (Datierungsbericht 5/67 unpubliziert), wonach die Granulite des Waldviertels (mit Gföhler Gneis und anderen Gesteinen) auf einer Rb/Sr-Gesamtgesteinsisochrone von  $455 \pm$

25 Mill. J. liegen. Unter Verwendung von Ergebnissen der experimentellen Petrologie geben H. G. SCHARBERT & G. KURAT (1974) als Bildungsbedingungen 11 kb und 760° C an, was einer Entstehung in den tiefsten Krustenteilen entspricht. Eine charakteristische Besonderheit der granulitfaziellen Metamorphose ist der relativ geringe  $p_{H_2O}$ . Die variszische Metamorphose bewirkte jüngere Mineralalter. Von Biotiten wurden Alterswerte von ungefähr 300 bis 270 Mill. J. für die Abkühlung am Ende der variszischen Metamorphose abgeleitet (A. ARNOLD & H. G. SCHARBERT, 1973).

Auf Grund ihrer Untersuchungen kommt O. MATEJOVSKÁ (1967) für die Granulite aus dem Raume von Náměšt zu der Annahme eines sauren, tuffitischen Eduktes. Nach der Prägung unter den Bedingungen der Granulitfazies sei es im Zuge einer Migmatisationsphase, in der auch die Gföhler Gneise erzeugt wurden, zu einer partiellen Rekristallisation des granulitischen Mineralbestandes gekommen.

G. FUCHS dagegen denkt eher an eine gleichzeitige Bildung von Granulit und Gföhler Gneis in eng benachbarten Räumen. Diese Annahme wird durch die absoluten Altersbestimmungen unterstützt.

### 3.1.07. Gföhler Gneis

Diese fein- bis mittelkörnigen, nur örtlich grobkörnigen Orthogneise bilden ausgedehnte, einförmige Massen von granitischer Zusammensetzung. Alkalifeldspat überwiegt gegenüber Oligoklas. Neben feinschuppigem Biotit sind meist auch Granat und Sillimanit in geringen Mengen am Aufbau beteiligt. Disthen ist eher selten anzutreffen. Das Gefüge macht meist einen unruhig-flaserigen oder zeiligen Eindruck. Muskowit ist untypisch für Gföhler Gneis und kommt gelegentlich gemeinsam mit Alkalifeldspat vor, auf dessen Kosten er vermutlich sekundär gesproßt ist.

Neben diesem Haupttypus sind stellenweise auch massigere Varietäten ausgebildet, wie etwa im Horner Gneis, der als teilweise rekristallisiert gedeutet wird. In diesem werden Sillimanit und Granat verglimmert und das typische unruhige Gefüge verschwindet.

Meist sind die Gföhler Gneiskörper, ähnlich den Granuliten, von einer Amphibolithülle umgeben. Sporadisch kann man auch Ultrabasite, ganz vereinzelt auch Granatpyroxenite, antreffen, bevorzugt an der Grenze zwischen Gföhler Gneis und Amphibolit, aber auch als Einschlüsse innerhalb der Gneiskörper. Mitunter sind den Gföhler Gneisen auch Schollen und Züge von Paragneisen und Amphiboliten eingeschaltet. Die Grenzen zum Nachbargestein sind in der Regel scharf ausgebildet.

Lokal wechsellagert der Gföhler Gneis mit dem Nebengestein, was in diesen Fällen einen primären Verband belegt. Die Gföhler Gneis-Zone östlich Drosendorf ist durch Paragneis-Einschaltungen sehr hybrid und daher nur unscharf abtrennbar. In dieser Zone fanden sich lokal auch Typen ohne Granat und Sillimanit und z. T. auch ohne Biotit aber mit Hornblende. Sonst entsprechen sie weitgehend dem normalen Gföhler Gneis, in den sie im Streichen übergehen. Diese Sonderformen wurden durch Übersignatur in der Karte abgetrennt.



Auf die räumlichen Beziehungen zu den Granuliten wurde schon unter 3.1.06. hingewiesen.

Nach unpublizierten Berichten der Bundesanstalt für Bodenforschung Hannover ergaben die Gföhler Gneise bei Rb/Sr-Gesamtgesteinsanalysen wie die Granulite ordovizisches Alter.

### 3.1.08. Ultrabasite

Zu ihnen zählen die meist flasrigen, klein- bis mittelkörnigen Olivin-gesteine, die häufig Orthopyroxen, bisweilen auch Granat führen (Pyrop-Olivin-felse). Häufig sind diese peridotitischen Gesteine unter Bildung von Serpentin-mineralen, Hornblende, Talk und Chlorit in Serpentine umgewandelt worden. In Bereichen mit niedrigerer Metamorphose sind auch Strahlsteinschiefer vertreten.

Mit wenigen Ausnahmen sind Ultrabasite nur zusammen mit Amphiboliten aber auch mit Granuliten und Gföhler Gneis zu finden. Die Ränder von Gföhler Gneis, noch mehr aber von Granulit werden gerne durch Linsen oder lang-anhaltende, schmale Züge von Ultrabasiten markiert.

Örtlich sind die Ultrabasitkörper intensiv verwittert worden, was zur Bildung einer chalzedondurchtränkten Laterit-Schwarte führte (Křemže, Runds-Neuhäusl, Waldkirchen/Thaya usw.).

### 3.1.09. Granatpyroxenite (Eklogite)

Diese massigen, homogenen, kleinkörnigen Granat-Pyroxen-Gesteine, die fallweise auch braune Hornblende, Disthen und etwas Plagioklas führen, sind zwar sehr markant aber mengenmäßig unbedeutend. Sie bevorzugen die Gesellschaft der Ultrabasite innerhalb oder in der Nähe der Granulite.

Nach F. KAPPEL (1967) und H. G. SCHARBERT (1973) stammen die Eklogite aus dem oberen Erdmantel und sind zur Zeit der Granulitmetamorphose im unteren Krustenbereich durch tektonische Vorgänge an einigen Stellen in die Granulite gelangt. Für die Bildungsbedingungen der Eklogite gibt F. KAPPEL 23 kb und  $> 1000^{\circ}$  C an und meint, daß die Granulitfazies nur „retrograde“ Spuren am Eklogit hinterlassen hat. Zu den gleichen Ergebnissen gelangt H. G. SCHARBERT nach dem Vergleich der Elementverteilung in den Granaten der Granatpyroxenite und deren Pyriklasit-Begleitern (1973). Demnach sind die Granate der Granatpyroxenite durch Pyropreichtum und homogene Elementverteilung ausgezeichnet. Die pyroparmen und inhomogenen Granate der Pyriklasite dagegen sind jenen der normalen Granulite ähnlich. Daher sollen die Pyriklasite aus den Granatpyroxeniten durch „retrograde“ Granulitisierung entstanden sein.

### 3.1.10. Amphibolite

Den mannigfaltigen Varietäten dieser Gesteinsgruppe ist das meist klein- bis mittelkörnige, schiefrige Gefüge und Hornblende und Plagioklas als dominierende Hauptbestandteile gemeinsam. Man kann entweder homogene, teils flasrige Typen oder inhomogene, gebänderte, plattige und schlierig migmatitische Abarten unter-

scheiden. Als Übergemengteile sind örtlich Pyroxen (Bronzit, Diallag), Granat oder Biotit vorhanden, in Bereichen mit geringerer Metamorphose (Moravikum, angrenzendes Moldanubikum) auch Zoisit-Epidot-Mineralen. Gewöhnlich sind die Amphibolite in fast allen Bereichen der Metamorphite verstreut anzutreffen, doch treten sie meist zonenweise gehäuft auf. Von dieser Masse heben sich einzelne Vorkommen durch besondere Merkmale ab.

Die Rehberger Amphibolite sind durch das Auftreten von Serpentin, der meist an der Basis der Folge auftritt, sowie durch die Einschaltung oder häufige Wechsellagerung mit granitischen Orthogneisen charakterisiert. Gelegentlich ist auch Marmor eingeschaltet. Schon seit F. BECKE (1882, S. 360 ff.) sind reliktsche Gefüge in flasrigen Lagen bekannt, die auf eine gabbroide Herkunft deuten. Nicht selten sind die Amphibolite gebändert, was als Hinweis auf eine vulkanische Abkunft angesehen wird.

Der Amphibolitzug, der von der Buschhandlwand nördlich Spitz sowohl nach S als auch, nach ausgeprägten Windungen, über Hartenstein nach N reicht, ist den Rehberger Amphiboliten verblüffend ähnlich.

Diallagamphibolite, die auch reichlich Granat führen können, zeigen meist die unmittelbare Nähe von Granuliten an.

Migmatitische Amphibolittypen sind an die Nachbarschaft von Gföhler Gneis gebunden. Eine Sonderform dieser Varietäten stellen die Anorthositamphibolite dar, in welchen plagioklasreiche mit hornblendereichen Zeilen alternieren (Rossatz, Senftenberg, Straß, Waidhofen, Č. Krumlov).

Fleckamphibolite, wie sie bevorzugt im Granodioritgneis von Spitz auftreten, sind durch ungefähr cm-große, porphyrische Plagioklasaugen charakterisiert, in denen H. G. SCHARBERT (1959) Hochtemperaturoptik festgestellt hat.

Die Amphibolite sind oft durch Wechsellagerung innig mit den Paragneisen gemengt, so daß eine scharfe kartenmäßige Abtrennung von diesen unmöglich ist.

Neben der Abkunft von basischen Magmatiten dürfte für manche Amphibolite auch ein sedimentäres Ausgangsgestein wahrscheinlich sein. In der gleichen Richtung hat sich auch A. MARCHET (1924) geäußert, dem wir ausführliche petrologische Untersuchungen der waldviertler Amphibolite verdanken.

### 3.1.11. Dioritgneis

In der Kartierungspraxis werden Gesteine dieser Art wohl meist als eine Abart der Amphibolite aufgefaßt und unter der Amphibolit-Signatur ausgeschieden. Durch die Neukartierung wurde jedoch nördlich der Wachau im Raume Nöhagen—St. Michael—Dürnstein ein Vorkommen von Dioritgneis erfaßt, das schon bei F. BECKE (1882) erwähnt ist und das sich deutlich vom normalen Amphibolittyp unterscheidet.

Gewöhnlich ist der Dioritgneis als homogener, feinkörniger, dioritischer Biotit-Hornblendegneis ausgebildet. Im Gebiet von Nöhagen ist er mit stockförmigen, massigen bis flasrigen, mittel- bis grobkörnigen Gesteinen von gabbroider Zusammensetzung verbunden. Ein ähnliches stockförmiges Vorkommen befindet sich südlich von Gars am Kamp (Buchberg/Kamp).

### 3.1.12. Granodioritgneis von Spitz

Mit dieser Bezeichnung ist ein homogener, klein- bis mittelkörniger, granodioritischer bis leukoquarzdioritischer Biotitgneis gemeint, der gelegentlich auch Hornblende führen kann. Auffallend sind die Einschaltungen von Fleckamphiboliten (siehe 3.1.10.). Dieser Orthogneis wird häufig im Verband mit Quarziten angetroffen innerhalb einer bunten Paragesteinsfolge.

Schon 1917 hat F. BECKE auf diesen Granodioritgneis hingewiesen. 1938 hat L. WALDMANN nach Übereinkunft mit A. MARCHET den Namen „Spitzer Gneis“ eingeführt, als Sammelname einer bestimmten Gruppe von Orthogneisen granodioritischer bis granitischer Zusammensetzung. Nach den Neuaufnahmen von G. FUCHS und A. MATURA hat sich gezeigt, daß die Granodioritgneise von Spitz für die Orthogneisgruppe der sogenannten „Spitzer Gneise“ nicht repräsentativ sind. Denn bei den Spitzer Varietäten dominiert die granodioritische Zusammensetzung, die Gleichkörnigkeit und eine ausgedehnte Homogenität des Gefüges. Dagegen herrscht bei den Dobra-Gneisen (siehe unten) granitische Zusammensetzung vor, nicht selten sind Augengneise anzutreffen und eine Tendenz zu lagiger Ausbildung ist charakteristisch. Außerdem treten die Granodioritgneise von Spitz in einer höheren Position auf als die Dobra-Gneise, die den Hauptstrang der sogenannten „Spitzer Gneise“ bilden. Daher wurde für die Orthogneise bei Spitz in dieser Arbeit wieder auf den Namen Granodioritgneis zurückgegriffen und für die Hauptmasse der „Spitzer Gneise“ der Name Dobra-Gneis verwendet. Mit dieser Trennung von Gesteinsarten, die früher unter einem Namen zusammengefaßt waren, soll hier nicht die Meinung vertreten werden, daß ein genetischer Zusammenhang ausgeschlossen ist, sondern vor allem dem Geländebefund Rechnung getragen werden.

In den zentralen tiefstaufgeschlossenen Teilen der Bunten Serie des Drosendorfer Fensters fand G. FUCHS (1975) mit Amphibolit wechsellagernde biotit- und hornblendeführende granodioritische Gneise, die vermutlich dem Granodioritgneis von Spitz entsprechen.

### 3.1.13. Dobra - Gneis

Dieser Orthogneistypus ist in breiter Entwicklung im mittleren Kamptal im Bereich des Dobra-Stausees in einem prächtigen Querprofil aufgeschlossen. Den Begriff „Dobra-Gneis“ hat erstmals CH. EXNER vor 1953 als Arbeitsbegriff für dieses Vorkommen verwendet, das uns für die Variationsbreite und Ausbildung dieses langgestreckten Orthogneiszuges repräsentativ erscheint.

Unter die Bezeichnung Dobra-Gneise fallen homogene, klein- bis grobkörnige Biotitgneise leukogranitischer, granitischer bis granodioritischer Zusammensetzung. Streckenweise sind Augengneise entwickelt mit cm-großen Augen von Kalifeldspat aber auch von Plagioklas. Fallweise ist auch Hornblende oder Muskowit am Mineralbestand beteiligt. Die Art der Feldspatauge (G. FRASL, 1954), die Form der akzessorischen Zirkone (G. G. DESHPANDE & I. ÖZPEKER, 1965) sowie die geochemischen Eigenschaften (M. KHAFFAGY, 1971) lassen auf eine magmatische Entstehung zumindest von Teilen der Dobra-Gneise schließen.

Typisch für den Dobra-Gneis sind die in regelmäßigen Abständen und häufig eingeschalteten, scharf begrenzten, dm- bis m-mächtigen Amphibolit- und Biotit-schiefer-Zwischenlagen. Sie verdeutlichen die intensive Faltung, die in vielen Bereichen des Dobra-Gneises zu beobachten ist und die auch eine häufige Striemung hervorruft.

Gewöhnlich sind diese basischen Bänke und Lagen dem Gneis konkordant eingeschaltet, örtlich, wie an der Straße südwestlich des Dobra-Staudammes wurden auch quergreifende Kontakte festgestellt (G. FUCHS, 1967).

Mit den hangenden Paragesteinen der Bunten Serie sind die Dobra-Gneise intensiv verfaltet. CH. EXNER (1953) beschreibt unscharfe Kontakte zu den überlagernden Paragneisen. Er vermutet, daß eine sedimentär auflagernde Serie gemeinsam mit dem Dobra-Gneis eine Metamorphose mitmachte. Auch G. FUCHS nimmt wegen des Quarzit- und Arkosereichtums in den tieferen Teilen der Bunten Serie eine sedimentäre Auflagerung auf dem Dobra-Gneis an, fand aber die Kontakte im allgemeinen scharf.

#### 3.1.14. Bittescher Gneis

Auf die Ähnlichkeit von Bittescher Gneis und Dobra-Gneis haben bereits 1970 sowohl G. FRASL als auch G. FUCHS (außerdem 1971, S. 425—426) nachdrücklich hingewiesen. Den Merkmalen des Dobra-Gneises ist hier nur hinzuzufügen, daß, gemäß der Position des Bittescher Gneises in den weniger metamorphen Bereichen der Moravischen Zone, der Muskowitanteil im Mineralbestand meist in Form von relativ großen, gequälten Schuppen deutlich zunehmen kann und durch die straffe Gefügeregelung der Eindruck einer noch stärkeren Durchbewegung gegeben ist. Wie der Dobra-Gneis ist auch der Bittescher Gneis mit den benachbarten Paragesteinen innig verfaltet. Von F. E. SUSS stammt der Begriff „Bittescher Gneis“ (1896) und seine erste ausführliche Beschreibung (1912).

#### 3.1.15. Weitersfelder Stengelgneis

Hierher gehören klein- bis grobkörnige, z. T. knotige, granodioritische bis tonalitische Gneise mit einer ausgeprägten Striemung parallel B. Sie bilden langgestreckte, dünne Gneiszüge. Schon F. E. SUSS hat auf die nahe Verwandtschaft eines Teiles der Weitersfelder Stengelgneise zu den Bittescher Gneisen hingewiesen. Nach den Neuaufnahmen von V. HÖCK & W. VETTERS trifft dies besonders auf den hangendsten Teil zu, wogegen die östlichen, tieferen Lamellen meist basischer zusammengesetzt sind und mit Quarziten und Glimmerschiefern alternieren.

#### 3.1.16. Syenitgneis („Wolfshofer Granit“)

Es ist ein meist massiger, klein- bis mittelkörniger, homogener Gneis. Die Zusammensetzung entspricht nach A. STRECKEISEN (1974) einem Alkalifeldspat-Syenit bis Alkalifeldspat-Quarz-Syenit. Dieses plagioklas- und quarzarme Gestein führt relativ viel Rutil und idiomorphen Zirkon als charakteristische Akzessorien.

Syenitgneise dieser Art sind als langgestreckte konkordante Lagen innerhalb von Paragneisen oder Amphiboliten in der Nähe von Gföhler Gneis und Granulit anzutreffen. Nach den Neuaufnahmen wurde der sogenannte „Wolfshofer Granit“ oder „Granitgneis“ und die Syenitgneisvorkommen von Droß-Lengenfeld und Krems-Stein als untereinander identisch erkannt und hier zusammengefaßt.

### 3.1.17. Granitoide Gneise und Orthogneise unbestimmter Zuordnung

In dieser Restgruppe sind recht mannigfaltige Gneisarten zusammengefaßt. Hierher gehören manche Zweiglimmergranitgneise in der „Glimmerschieferzone“ zwischen Krems und Vranov. Der sogenannte Thürneustifter Granitgneis zählt entweder zur Serie des Rehberger Amphibolites, der wie bereits erwähnt, örtlich sehr reich an granitischen Orthogneisen ist, oder er ist eine granitische Spielart der vorhin beschriebenen Syenitgneise, wofür sein äußeres Erscheinungsbild und sein auffälliger Rutilgehalt sprechen. \*)

Weiters sind aus dieser Gruppe diatektische, nebulitisch-inhomogene bis homogene, fein bis mittelkörnige Leukogranitgneise hervorzuheben, wie sie in stärker migmatitischen Bereichen der Paragneise oder in der Nähe von Granulit oder Gföhler Gneis auftreten. Sie sind stellenweise durch Übergänge mit häufig grobkörnigen Aplit-Pegmatitgneisen verbunden. Letztere findet man nicht selten innig vermengt mit Marmoren vor.

## 3.2. Plutonite der Thaya-Masse und Brünner Masse

Schon F. E. SUSS hat auf die Verwandtschaft der beiden Massen hingewiesen. Seither hat die geologische Forschung keine gewichtigen Argumente erbracht, die einer gemeinsamen, genetischen Betrachtung entgegenstehen. Es ist vielmehr denkbar, daß die Brünner Masse an einer Blattverschiebung von der Thaya-Masse getrennt wurde. O. SCHERMANN (1965) nimmt einen Verschiebungsbetrag von 70 km und asturisches Alter an. Nach dieser Vorstellung würden die beiden Eruptivmassen ursprünglich eine auch räumlich geschlossenere Einheit gebildet haben. In diesem Sinne soll im Folgenden auch die Beschreibung erfolgen.

In dieser Einheit sind fast alle magmatischen Abstufungen von granitischen bis ultrabasischen Gesteinsarten vertreten, wobei die Granite eindeutig überwiegen. Die basischen Gesteine gelten als die älteren Teile und sind häufig als Schollen in den sauren Varietäten eingeschaltet. Peridotite, Pyroxenite, Hornblendite, Gabbros, und Diorite häufen sich in einer schmalen N-S-streichenden Zone im zentralen Bereich der Brünner Masse. Im östlich anschließenden Bereich sind Granite verbreitet. Der westliche Teil der Brünner Masse ist differenzierter aufgebaut und vermittelt sowohl hinsichtlich des Chemismus als auch hinsichtlich der gegen W zunehmenden Tektonisierung und dem epizonalen Metamorphose-Einfluß zu den Metagraniten, Metagranodioriten und Metatonaliten der Thaya-Masse. Von der Zerschering ist auch das aplitische und pegmatitische Ganggefüge

---

\*) Auf Tafel 1 sind der Thürneustifter Granitgneis und Leukogranitgneise unter der Signatur „Syenitgneis etc.“ zusammengefaßt.

der Granite betroffen. Migmatisation und Hornfelsbildung in den Rahmengesteinen der Intrusivmasse werden auf die Intrusion der Granite zurückgeführt, die örtlich als relativ ungestörte Lagermassen eingeschaltet sind, wie etwa nördlich von Znojmo (K. PRECLIK, 1926).

Sowohl die Brüunner als auch die Thaya-Masse (Krhovice) werden im E transgressiv von unter- bis mitteldevonischen Konglomeraten und Sandsteinen überlagert. Neben diesem altbekannten Argument für das vor-devonische Alter dieser Intrusivmasse gibt es neuerdings K/Ar-Daten für einen Alterswert von 555 Mill. J. (A. DUDEK & V. SMEJKAL, 1968) und das entspricht einem assyn-tischen Alter. Unveröffentlichten Angaben der Bundesanstalt für Bodenforschung in Hannover (1967/68) zufolge ergäbe sich hingegen ordovizisches Bildungs-alter (Rb/Sr, Gesamtgestein) für den Eggenburger Granit (Thaya-Masse).

### 3.3. Variszische Plutonite und Migmatite

Abgesehen von Ganggesteinen treten die variszischen Massengesteine vor-wiegend in den zentralen und westlichen Bereichen der Böhmisches Masse in Österreich auf. Da sie gerade in letztgenanntem Bereich z. T. innig mit den um-gebenden migmatitischen Gneisen verbunden sind, besprechen wir die Massen-gesteine mit ihrem Hof gemeinsam. Die Reihung wird entsprechend der belegten bzw. in Einzelfällen angenommenen Altersfolge durchgeführt.

#### 3.3.1. Rastenberger Granodiorit

Mit dieser Bezeichnung folgen wir CH. EXNER (1969), der sich dafür einsetzt, den bisher verbreiteten feldgeologischen Begriff „Rastenberger Granit“ durch den petrographisch richtigeren Begriff Granodiorit zu ersetzen.

Das grobkörnige Gestein ist reich an mehrere cm großen, dicktafeligen idio-morphen Kalifeldspäten, die den porphyrischen Charakter geben. Die Lagerungs-dichte dieser Einsprenglinge schwankt, örtlich tritt die Grundmasse stark zurück. Diese ist mittel- bis grobkörnig und setzt sich aus Plagioklas (Oligoklas-Andesin), Mikroklin, Quarz, Biotit, Hornblende und gelegentlich auch Pyroxen zusammen. Charakteristisch sind die gabbroiden bis dioritischen Schollen, die meist dm- bis m-groß, über die gesamte Gesteinsmasse verteilt sind. Lokal erreichen sie Zehner-meter-, ja Kilometer-Größe (CH. EXNER, 1969, S. 11). In den intermediären Schollen finden sich öfters ebenfalls Mikroklin-Einsprenglinge, aber sporadischer und meist auch kleiner. G. FUCHS faßt sie nicht als Nebengesteinsschollen auf, sondern als Kristallisationsprodukte der Rastenberger Granodioritschmelze. Diese Schmelze wiederum ist wahrscheinlich ein Migma, das der Mischung alkalireichen und basischen Materials entstammt.

D. NEMEC (1975) hat die Ba-Gehalte der Kalifeldspatgroßkristalle im Rasten-berger Pluton und analogen Massiven in der ČSSR untersucht. Der Unterschied der Ba-Gehalte im Kern und Randbereich der Einzelkristalle belegen die Schmelz-flußentstehung der Großmikrokline.

Der Rastenberger Granodiorit baut massige Felsformationen auf, obwohl durch zonenweisen Wechsel in der Zusammensetzung und durch die Orientierung der Minerale und der dioritischen Schollen oft deutliches Parallelgefüge ausgeprägt

ist. Die Studien L. A. M. DA COSTA's (1967) und CH. EXNER's (1969) zeigen, daß die Flächengefüge den Rändern des muldenförmigen Gesteinskörpers parallel sind. G. FUCHS deutet die genannten Strukturen als Einströmungsgefüge.

Entlang der Ränder sind häufig lichte, fein- bis mittelkörnige Biotit- und Zweiglimmergranite, die gelegentlich auch Turmalin führen, eingedrungen. Sie durchschlagen den Rastenberger Granodiorit wie sein Nebengestein. Bezüglich der Zuordnung zur Gruppe der Feinkorngranite oder zu feinkörnigeren Spielarten des Eisgarner Granits besteht Unsicherheit. Wahrscheinlich handelt es sich, nach der räumlichen Bindung an die Ränder des Rastenberger Granodiorits, um einen Nachschub desselben.

Entstehung von Cordieritgneisen sowie lokale Injektionen und Feldspatiationen (CH. EXNER, 1969, S. 16) sind neben den bereits erwähnten Gängen des mittelkörnigen Randgranits als Kontaktphänomene zu nennen. Einschlüsse von Nebengestein sind selten.

Physikalische Altersdaten sind spärlich. J. SVOBODA et al. (1966, S. 45) referieren ein K/Ar-Biotitalter von 376 Mill. J.; unveröffentlichten Mitteilungen der Bundesanstalt für Bodenforschung in Hannover (1967/68) zufolge ergaben Proben vom Rastenberger Pluton mittelkarbone Abkühlungsalter (K/Ar, Biotit).

Der Gesteinshabitus des Rastenberger Granodiorits spricht sehr dafür, daß es sich um eine basischere Abart des Weinsberger Granits handelt. Vielleicht sind die vertikalen Schlotte von Weinsberger Granit-artigen Gesteinen (CH. EXNER, 1969) als Hinweis zu sehen, daß der Rastenberger Granodiorit noch älter ist.

Auf tschechischem Gebiet entsprechen dem Rastenberger Granodiorit die Gesteine des Třebíč-Massivs sowie kleinere Stöcke in Süd-Böhmen (Geologische Karte der ČSSR 1 : 200.000).

### 3.3.2. Weinsberger Granit

Der Weinsberger Granit wird ebenfalls durch den Reichtum an grob- bis riesentafeligem Kalifeldspat ausgezeichnet. Häufig sind die Einsprenglinge so dicht gelagert, daß die Grundmasse stark zurücktritt. G. FRASL (1954) hat besonders auf die orientierte Verwachsung der idiomorphen Plagioklaseinschlüsse und Biotite in den Kalifeldspatgroßkristallen und auf den zonaren Aufbau des letzteren hingewiesen. Nach G. KURAT (1965) setzt sich der Weinsberger Granit aus (Vol. %) 33—38% Mikroklin, 29—34% Plagioklas (Oligoklas-Andesin), 19—22% Quarz und 10—13% Biotit zusammen. Akzessorien sind Zirkon, Apatit, selten Magnetit. Chlorit, Muskowit, Klinozoisit, Titanit, Magnetkies und sehr selten Rutil und Karbonat sind nach G. KURAT sekundärer Entstehung. Die Niggli-Werte von diesem Mineralbestand ergeben relativ kleines  $s_i$  (279—298), hohes  $k$  (0,52—0,55) und  $alk$  um 30.

Im Süd-Böhmischen Granitpluton sind die Weinsberger Granite selten völlig richtungslos, da in der Orientierung der Großkristalle und ihrer Anordnung in Schwärmen und Schlieren flächiges Parallelgefüge geltend wird (L. WALDMANN, 1951, S. 44). Wie beim Rastenberger Granodiorit sehen wir auch hierin eher Einströmungsgefüge als Schieferung. Dagegen sind die Weinsberger Granite des

westlichen Mühlviertels in ihrer äußeren Form und im Interngefüge unter dem Einfluß gerichteten Drucks straff in den regionalen NW-SE-Bau eingeregelt worden.

Westlich der Gr. Rodl tritt der Weinsberger Granit in zwei Fazien auf (G. FUCHS & O. THIELE, 1968, S. 28). In der Mühl-Zone entspricht er — vom ausgeprägten Parallelgefüge abgesehen — ganz dem Granittyp des östlichen Mühlviertels und Waldviertels. Im Böhmer Wald und Sternwald hingegen sind die Kalifeldspateinsprenglinge vereinzelter eingestreut und zeigen schlankere, schmaltafelige Form. Häufig finden sich Schollen von Biotitdiorit mit vereinzelt Plagioklas- und Mikroklineinsprenglingen. Gelegentlich auftretende Schiefergneisputzen und Quarzknauern in diesen Schollen legen nahe, daß die Diorite basischere, hybrid gewordene Partien der Schmelze darstellen. Diese Ausbildung scheint ein höheres Intrusionsniveau anzuzeigen (G. FUCHS & O. THIELE, 1968, S. 29). G. FRASL (1954) wie G. KURAT (1965) treten für ein recht tiefes Intrusionsniveau des Weinsberger Granits ein, was auch für die Mühl-Zone zutreffen dürfte.

Klüftung ist in der Regel schlecht ausgebildet, abgesehen von Entlastungsklüften parallel der Tagesoberfläche. Der Weinsberger Granit neigt daher zur Bildung massiver, turmartiger Felsbauten und zum Zerfall in riesige Blöcke. Die Landschaft ist in seinem Bereich unruhig und stark kupiert.

Aufschlußreich sind die Beziehungen des Weinsberger Granits zu seiner Umgebung. Im Waldviertel ist die Granitgrenze wohl definiert. Cordieritgneis und Perlgneisbildung zeigen einen Umwandlungsraum von selten mehr als 3 km Breite an (L. WALDMANN, 1951, S. 71). Nach B. SCHWAIGHOFER (1970, S. A 63; 1972, S. A 80; 1973, S. A 28; Taf. 1 der vorliegenden Arbeit) ist dieser eher noch schmaler.

Anders im Mühlviertel, wo schon H. V. GRABER die fließenden Übergänge zwischen Weinsberger Granit und Perlgneis beschreibt. An den Graniträndern werden die Mikroklineinsprenglinge kleiner und treten vereinzelter auf, haben aber noch den Habitus der Weinsberger Feldspäte. Sie sind eingebettet in einer kristalloblastischen Grundmasse von Oligoklas-Andesin, Mikroklin, Quarz, Biotit, Hellglimmer und manchmal auch Hornblende. Diese Gesteine, die besonders in der Mühl-Zone weite Verbreitung haben, wurden als *Grobkornigneis* bezeichnet (G. FRASL et al., 1965; G. FUCHS & O. THIELE, 1968, S. 24). Das Verschwinden der Kalifeldspatgroßkristalle und die Abnahme der Korngröße leiten zu *Perligneis* über. Diese meist mittelkörnigen Gesteine bestehen aus einem kristalloblastischen Gemenge von basischem Oligoklas, Quarz,  $\pm$  Mikroklin und Biotit in freien, mäßig geregelten Tafeln. Die Perligneise sind vorwiegend homogen manchmal auch schlierig nebulitisch. Sie leiten fließend in die vor-variszischen Paragneise über. Im Übergangsbereich löst sich das Lagengefüge der Paragneise diffus auf, Schollen von Schiefergneis und Kalksilikatfels schwimmen häufig im nebulitischen Perligneis. Auffällig ist, daß Sillimanit, Granat und Cordierit bei der Perligneisbildung in der Umgebung der Weinsberger Granite verschwinden. Es ist eine lückenlose Übergangsreihe von den Paragneisen zum Weinsberger Granit festzustellen.



Ähnlich sind die Verhältnisse im Vorderen Bayerischen Wald, wo dem Weinsberger Granit der Kristallgranit I entspricht.

### 3.3.3. Schärddinger Granit und sein Migmatithof

Der fein- bis mittelkörnige Schärddinger Granit (G. HORNINGER, 1936) besteht aus den Hauptgemengteilen Mikroklin, Quarz, Plagioklas (Oligoklas-Andesin) und Biotit (G. FUCHS & O. THIELE, 1968, S. 32—34). Dazu tritt in geringen Mengen Cordierit und Muskowit, gelegentlich aus dem Gneisstadium übernommen etwas Sillimanit und Hercynit. Charakteristisch ist das körnelige, perlgneis-ähnliche Gefüge und der Reichtum an Einschlüssen von Paragneis, Amphibolit und Augitgneis.

Der Peurbacher Granit ist eine Spielart des Schärddinger Granits. Er ist etwas grobkörniger, zeigt meist deutliches Parallelgefüge und ist in der Regel frei von Cordierit und Muskowit.

Beide Granitarten zeigen meist unscharfe Kontakte gegen die umgebenden Mischgesteine. Quergreifende, scharf begrenzte Intrusionen sind nicht bekannt. Die Granite sind meist von recht homogenen granodioritischen Perlgneisen oder unruhig nebulitischen, cordieritführenden Migmatiten (Wernstein nördlich von Schärdding) umgeben. Diese Gneise und Mischgesteine gehen stufenlos in das Perlgneisgebirge des Sauwaldes über. Im Gegensatz zu der an Weinsberger Granit reichen Mühl-Zone sind die Perlgneise des Sauwaldes und der Umgebung von Linz häufig cordieritführend; sie enthalten auch gelegentlich Sillimanit, Hercynit und Granat als Akzessorien. Auch diese Perlgneise gehen fließend in die vor-variszischen Schiefergneise über, womit auch von der Schärddinger Granit-Gruppe eine geschlossene Übergangsreihe zu den Paragneisen besteht. Die Granite werden als anatektisch oder palingen gedeutet. Sie dürften nahe ihrem Entstehungsbereich erstarrt sein.

Den beschriebenen Graniten des Sauwaldes verwandt ist wohl der Wolfsegger Granit des Gebietes von Gmünd (L. WALDMANN, 1951, S. 45).

### 3.3.4. Diorite

Die gabbroiden und dioritischen Gesteine der Böhmisches Masse wurden von L. WALDMANN als Vorläufer der variszischen Granite aufgefaßt. G. FUCHS (1962; in G. FUCHS & O. THIELE, 1968) konnte zeigen, daß die Diorite nicht am Beginn des variszischen Magmatismus gebildet wurden, sondern zwischen Weinsberger Granit und Feinkorngranit altersmäßig einzureihen sind. Dem mannigfaltigen Erscheinungsbild nach sind einige Typen dioritischer Gesteine zu unterscheiden.

**Diorit Typ 1:** Mit einer gewissen Unabhängigkeit aber doch häufig im Randbereich des Weinsberger Granits tritt diese ältere Dioritgruppe im Mühlviertel auf. Ein geschlossener Körper von gabbroidem Diorit findet sich nordöstlich von Sarleinsbach. Das massive Gestein setzt sich aus einem grobkörnigen, hypidiomorphen Gemenge von Andesin, Biotit, Pyroxen und zurücktretender, grüner Hornblende zusammen. Eingeschlossene und korrodierte Korngruppen aus dem Weinsberger Granit belegen die Altersstellung.

Die dioritischen Gneise hingegen bilden keine geschlossenen Körper. Sie durchschwärmen als konkordante Lagen (cm- bis mehrere m-mächtig) die begleitenden Grobkorngneise und sind mit diesen innigst gemengt. Die sehr absetzigen Gesteine sind auch lithologisch recht abwechslungsreich: Gabbros mit grobkörnigem Biotit-Pyroxen-Hornblendegemenge und basischem Plagioklas (70—80% An), sowie feinkörnige Biotit-Hornblendedioritgneise mit idiomorphen, zonaren (60—27% An) Plagioklaseinsprenglingen. Die starke tektonische Durchknetung bewirkte oft scholliges Zerreißen und Verfaltung der dioritischen Gesteine mit Grobkorngneis und Weinsberger Granit. Korrodierte Korngruppen aus letzteren Gesteinen im Diorit zeigen, daß dieser nicht älter sein kann.

**Diorit Typ 2:** Diese jüngere Gruppe von Dioriten ist deutlich saurer als die Diorite Typ 1. Die meist feinkörnigen, seltener mittelkörnigen Gesteine bestehen aus einem Gemenge von Oligoklas, Quarz, Biotit, gelegentlich Hornblende und größeren Plagioklasleisten, die Zonarbau zeigen (55—24% An). Ihrer Zusammensetzung nach vermitteln Zwischentypen von den Dioriten Typ 2 zum Feinkorngranit. Räumlich sind die Diorite Typ 2 an die Feinkorngranite gebunden. Sie bilden meist mit dem Granit einen Intrusionskörper, in dem sie das Kluftnetz und das massive Gefüge gemeinsam haben.

An die Gneise und den Weinsberger Granit grenzen die Diorite Typ 2 mit scharfem, diskordanten Kontakt. Gegenüber den Feinkorngraniten erweisen sie sich stets als älter. Meist löst sich der Diorit im Kontaktbereich in scharf begrenzte Schollen auf, seltener kommt es zur diffusen Mischung. Die Beobachtungen sprechen somit dafür, daß die Diorite Typ 2 aus derselben Schmelze und knapp vor den Feinkorngraniten gebildet wurden.

Die Titanitfleckendiorite des Mühlviertels und Bayerischen Waldes sind eine Sonderform. Sie sind durch sporadisch eingestreute, von hellen Höfen umgebene Titanitkristalle gekennzeichnet. Die Höfe zeigen u. d. M. gleiches Plagioklas-Quarzegemenge wie das übrige Gestein, doch sind sie frei oder arm an femischen Mineralen.

Die Diorite des Raumes von Gmünd (Gebharts) begleiten die Feinkorngranite (Schrems) und scheinen zu den Dioriten Typ 2 zu stellen zu sein. Basischere Diorite und Gabbros (Kl. Zwettl) könnten auch den Dioriten Typ 1 entsprechen.

### Dioritisierungszonen

Hier muß eine bemerkenswerte und interessante Gesteinsvergesellschaftung erwähnt werden, die hier als **Dioritisierungszone** bezeichnet wird.

Diorit tritt mit eigenartig veränderten Grobkorngneisen und Weinsberger Graniten mit Pegmatit und Feinkorngranit innig gemengt in einer Zone zwischen Haslach und dem Tal der Gr. Rodl im Mühlviertel auf.

Die mittel- bis grobkörnigen Biotit-Hornblendediorite sind mit den benachbarten Grobkorngneisen durch zahlreiche Übergänge verbunden. In diesen Zwischentypen werden die Großfeldspäte der Grobkorngneise undeutlich verschwommen und deformiert, während in der kristalloblastischen Grundmasse feinkörnigere, an femischen Mineralen reichere Korngemenge mit typischer Erstarrungs-

struktur erscheinen. Diese dioritischen Partien enthalten häufig reliktsche Grobfeldspäte aus dem Grobkorngneis. Nicht selten bilden die Diorite Schollen im dm- bis m-Bereich in Grobkorngneis und titanitreichen Pegmatoiden oder bilden kleinere Stöcke.

Wie die Grobkorngneise sind auch die Weinsberger Granite dieser Zone verändert. Die sonst scharfen Konturen der idiomorphen Kalifeldspäte werden verschwommen und deformiert. Schollen solcherart veränderter Weinsberger Granite konnten auch im Diorit eingeschlossen beobachtet werden. Ein charakteristischer Bestandteil dieser Zone sind leukokrate granitoide oder pegmatoide Gesteine, die in einigen m-mächtigen Lagergängen oder bloß cm-dicken Schlieren auftreten. Sie enthalten neben den Feldspäten und Quarz meist reichlich cm-große Titanit-, Biotit-, Pyrit- und Hämatitkristalle.

J. SCHADLER (1938, S. 65) erwähnt den östlichen Bereich der behandelten Zone erstmals als Redwitzzone von Grubhof bei St. Veit. G. FUCHS (1965, A 27; in G. FUCHS & O. THIELE, 1968) gibt folgende genetische Deutung: Das Weinsberger Granit-Grobkorngneisgebirge wurde in spät-variszischer Zeit von neuerlicher Aufwärmung betroffen, die eine unvollständige Aufschmelzung zur Folge hatte. Unter gleichzeitiger Durchbewegung kam es zur Abwanderung der erst aufgeschmolzenen sauren Fraktion, z. T. ist diese aber noch in Form der Granitoide und Pegmatoide im Gesteinskörper erhalten. Der Chemismus des zurückgebliebenen Gesteinsbestandes wurde dadurch intermediär. Fortschreitende Anatexis führte zur Bildung dioritischer Gesteine, die mit den reliktschen Grobkorngneisen und Weinsberger Graniten vielfältig gemengt sind. Der Gedanke einer solchen spät-variszischen Aufwärmung in weiten Teilen des Mühlviertels wird durch die generell jungen Mineralalter in verschiedenen Gesteinsgruppen unterstützt (unveröffentlichte physikalische Altersdatierungen der Bundesanstalt für Bodenforschung, Hannover, Datierungsbericht Nr. 5/67).

### 3.3.5. Feinkorngranite

Diese Gruppe von granitoiden Gesteinen hebt sich durch ihr feineres Korn deutlich von den grobkörnigen Weinsberger und Eisgarner Graniten ab, was in der Namensgebung ausgedrückt wird. Tatsächlich sind die Gesteine aber fein- bis mittelkörnig. Wir finden Biotitgranite (Typ Mauthausen), Zweiglimmergranite (Typ Altenberg) und Granodiorite (Typ Freistadt), die durch Übergänge miteinander verbunden sind. Gemeinsam ist den Gesteinen dieser Gruppe ihr spät- bis posttektonisches Aufdringen. Ihre Intrusionskörper sind daher öfters quergründend und im allgemeinen frei von Schieferung. Sie durchsetzen die Gneise und Weinsberger Granite scharf und mit diskordanten Kontakten. Die Durchschwärmung ihrer Umgebung mit zahllosen Gängen bereitet bei der kartenmäßigen Abtrennung der Granitoide manchmal Schwierigkeiten, doch kam es nur selten in großem Maßstabe zu einer diffusen Mischung mit dem Nebengestein. Zonenweise und in Kontaktnähe können Nebengesteinsschollen aber überaus häufig eingeschlossen sein. In einem interessanten Einzelfall kam es im Feinkorngranit zu Kugelbildung um solche Fremdeinschlüsse (O. THIELE, 1970).

Das deutlich quergreifende Verhalten der Granitoide gegenüber den während der variszischen Haupttektonik und Migmatisation geprägten Gesteinen unterstreicht ihre spätorogene Bildung.

Im Folgenden werden einige Typen der Feinkorngranitgruppe kurz charakterisiert.

Der **Mauthausener Granit** ist ein fein- bis mittelkörniger, meist gleichkörniger Biotitgranit hellgrauer bis bläulichgrauer Farbe. Hauptgemengteile sind idiomorpher, zonar gebauter Plagioklas (Andesin-Oligoklas, bis 38 Vol. %), Mikroklin (durchschnittlich 28 Vol. %), Quarz und Biotit (ca. 10 Vol. %) (Prozentangaben nach W. RICHTER, 1965). Hornblende oder Muskowit wurden gelegentlich beobachtet. Nebengemengteile sind Titanit, Klinozoisit, Orthit, Rutil in Biotit, Apatit, Hellglimmer, Zirkon und Erz.

Hierher gehört auch der recht feinkörnige Granit von Schrems.

Auf Grund eingehender petrologischer Untersuchungen schließt W. RICHTER (1965), daß die Kristallisation des Mauthausener Granits aus einer hybriden Schmelze in großer Tiefe vor sich ging. Während der Plagioklaskristallisation und während des Abklingens der variszischen Regionalmetamorphose erfolgte die Intrusion in eine relativ kühle Umgebung.

Wie in den Dioriten Typ 2 kann im Gebiet von Aigen (Schlögl) auch im Mauthausener Granit Fleckenbildung um Titanitkristalle beobachtet werden.

Saurere, fein- bis mittelkörnige **Zweiglimmergranite** sind der Altenberger Granit, der Granit nördlich von Julbach sowie die Granite von Eitzenberg und St. Sixt im Sauwald. Reichlich Mikroklin, saurer Plagioklas sowie oft beträchtlicher Muskowitgehalt sind kennzeichnend. Apatit, Zirkon, Monazit, Erz und lokal Sillimanit wurden als Nebengemengteile beobachtet. G. FRASL (1959) betont die häufige Regelung im Altenberger Granit. Pegmatitische Schlieren und Gänge sind für diesen Typ charakteristisch. An kleineren Stöcken ist gelegentlich porphygranitische Ausbildung festzustellen.

Der **Freistädter Granodiorit** schließt sich in seinem feinkörnigeren Kerntyp eng an den Mauthausener Granit an, im mittelkörnigen Randtyp mit seinen charakteristischen, bis 1 cm großen, idiomorphen Biotiten zeigt er deutlich granodioritische, ja sogar tonalitische Zusammensetzung. Die idiomorphen Plagioklasse sind hier stark zonar entwickelt mit häufigen Rekurrenzen.

H. KLOB (1971) hat in neuester Zeit den Freistädter Granodiorit mineralogisch, petrographisch und chemisch untersucht. Er unterscheidet einen grobkörnigen Randtyp, mittelkörnigen „Kerntyp“ und feinkörnigen Mauthausener Granit. Diese Typen sind das Produkt magmatischer Differentiation, wobei größere Stoffwanderungen im Schmelzkörper angenommen werden.

Im östlichen Mühlviertel finden sich häufig mittelkörnige Granite mit porphyrischen Kalifeldspäten. Sie wurden von G. FRASL als mittelkörniger Weinsberger Granit (1959), später Engerwitzdorfer Granit (G. FRASL et al., 1965) bezeichnet. G. FRASL reiht diesen Granit altersmäßig zwischen Weinsberger und Mauthausener Granit ein, während G. FUCHS (1966) ihn als Randfazies des Feinkorngranits gegen Weinsberger Granit auffaßt. Aufnahme und Verdauung von Weinsberger Granit Material führte zu der vom normalen Mauthausener Granit

etwas abweichenden Ausbildung. Im Bereich dieser Randfazies sind dioritische Schollen nicht selten. H. KLOB (1970) bezeichnete diese porphyrischen Granite als Typ „Karlstift“ und nimmt an, daß sie jünger seien als der Weinsberger Granit und als der Freistädter Granodiorit. Auf Grund der Kartierung des Gebietes lehnt G. FUCHS letztere Altersaussage ab. Zahlreiche Übergänge belegen die Zugehörigkeit der porphyrischen Granite zur Gruppe der Feinkorngranite.

### 3.3.6. Eisgarner Granit

Dieser jüngste Granit des Moldanubikums wurde in neuerer Zeit von S. SCHARBERT (1966) im Typusgebiet petrographisch eingehender untersucht. Der Zweiglimmergranit besteht aus Oligoklas (durchschnittlicher An-Gehalt 13%, 20—28 Vol. %), Alkalifeldspat (25—38 Vol. %), Quarz (29—35 Vol. %), Biotit (4—7 Vol. %) und Muskowit (6,5—7,5 Vol. %). Die Akzessorien Spinell, Rutil, Granat, und Andalusit geben Hinweis, daß der Granit durch Anatexis hochmetamorpher Gesteine entstanden ist. Alle petrographischen Merkmale sprechen eindeutig dafür, daß der Eisgarner Granit als Normalgranit aus einer Schmelze entstanden ist.

Im Typusgebiet nördlich Gmünd, im Böhmer Wald und im Saldenburger Bereich herrscht ein grobporphyrischer Typ mit schmal-leistenförmigen Alkalifeldspäten vor, die häufig parallel angeordnet sind. In der ČSSR ist dieser Granit als Čiměř-Typ und Landstejn-Typ bekannt. Größere Verbreitung haben aber feinkörnige Zweiglimmer-Adamellite und -Granite, der Mrákotín-Typ (J. SVOBODA et al., 1966). Letzterem Typ begegnet man auch im Gmünder Bereich (L. WALDMANN, 1951; O. THIELE, persönl. Mitteilung) und im Böhmer Wald (Sulzberg-Granit, G. FUCHS, 1960, 1962), doch tritt er flächenmäßig nur untergeordnet auf. Die Kontaktverhältnisse des Sulzberg-Granits gegen den grobporphyrischen Typ zeigen, daß es sich um einen jüngeren Nachschub handelt. Auch Leukogranite, Muskowitgranite, Pegmatoide, Aplite und Gangquarze sind im Bereich des Eisgarner Granits häufig anzutreffen. Minerale wie Turmalin, Flußspat, Apatit, Beryll, Zinnstein und Molybdänglanz in den Spätbildungen weisen auf eine aktive pneumatolytische Phase hin (L. WALDMANN, 1951, S. 47; G. FUCHS & O. THIELE, 1968).

Die Eisgarner Granite zeigen durchwegs diskordante, meist recht scharfe Kontakte zum Nebengestein und sind, abgesehen von der Nachbarschaft junger Störungen (Pfahl usw.), frei von Schieferung. Parallelgefüge, wie es in der Anordnung der Kalifeldspateinsprenglinge häufig zum Ausdruck kommt, geht meist quer zu den regionalen Strukturen und ist wohl als Einströmungsgefüge zu deuten.

Aus diesen Beobachtungen hat schon L. WALDMANN den Eisgarner Granit als jüngsten Granit aufgefaßt, und seine Intrusion im Ober-Karbon angenommen.

### 3.3.7. Ganggesteine

Die Ganggesteine treten gebietsweise gehäuft auf. Sie sind zwar recht auffällig, aber volumsmäßig nur sehr untergeordnet am Aufbau des Kristallins beteiligt. Die Mächtigkeit der Gänge schwankt von dm- bis Zehnermeter-Dimensionen. Groß ist der Artenreichtum. Manche Granite wie die Feinkorngranite und Eis-

garner Granite durchschwärmen ihre Umgebung mit Granit- und Granitporphyrgängen. Die Aplite und Pegmatite sind weit schwieriger zuzuordnen. Neben der Abkunft von den verschiedenen Graniten des Süd-Böhmischen Plutons kommt auch eine örtliche Mobilisation bei der Metamorphose in Frage. An diese Möglichkeit ist vor allem bei solchen Vorkommen zu denken, wo, zumindest an der Oberfläche, keine Beziehung zu einem magmatischen Körper erkennbar ist.

Vielfältig sind die Dioritporphyrite und lamprophyrischen Gänge. Nach Chemismus und Mineralbestand werden Minette, Kersantit, Thuresit, Karlsteinit und Raabsit unterschieden oder man spricht dem Gefüge nach von Nadelporphyriten. Die Vorkommen des gesamten Gebietes wurden von L. WALDMANN (1951), die des Mühlviertels von G. FUCHS & O. THIELE (1968) referiert. Im Mühlviertel durchsetzen die Lamprophyre und einige Granitporphyrite diskordant die Granite und das Gneisgebirge und sind frei von Schieferung. Es dürfte sich bei diesen Gesteinen um die jüngsten Bildungen des variszischen Magmatismus handeln.

Wie die Aplite und Pegmatite so sind auch die intermediären Ganggesteine nur schwer einem bestimmten magmatischen Ereignis zuordenbar. Dies gilt vor allem für die Vorkommen im östlichen Waldviertel (Melk, Kl. Kremstal, Gföhl, mittleres Kamptal, Raabs, Drosendorf und Moravikum), die weit von den Graniten entfernt sind.

### 3.4. S e d i m e n t s e r i e n

Die devonisch bis rezenten Sedimentgesteine sind wohl z. T. in der geologischen Karte (Taf. 1) differenziert, sollen aber nicht Gegenstand dieser Kristallinarbeit sein, obwohl uns bewußt ist, daß z. B. das Devon Mährens für die Auflösung der Tektonik der Böhmischen Masse von großer Bedeutung ist.

## 4. Der geologische Bau

Nach der Beschreibung der am Aufbau der südlichen Böhmischen Masse beteiligten Gesteine, sollen nun die Gesteinsvergesellschaftungen und ihre räumlichen Beziehungen dargestellt werden. Da die Metamorphoseverhältnisse und Intrusionsvorgänge mit dem Bau eng verknüpft sind, werden sie in diesem Kapitel mitbehandelt.

### 4.1. D a s m o l d a n u b i s c h e G n e i s g e b i r g e

Um in der Beschreibung die Kontinuität mit dem östlich anschließenden Moravikum zu wahren, besprechen wir das moldanubische Gneisgebirge von W gegen E und beginnen in Böhmen.

Der Süd-Böhmische Granitpluton intrudierte in den Kern eines vorwiegend aus Gneisen aufgebauten Antiklinoriums, welches NNE-SSW streicht. Der NW-Flügel dieses Antiklinoriums in Süd-Böhmen ist folgendermaßen aufgebaut (J. SVOBODA et al., 1966; Geologische Karte der ČSSR 1 : 200.000, eigene Exkursionsbeobachtungen).

Die Kaplice Glimmerschieferzone besteht aus Glimmerschiefern und Zweiglimmer-Plagioklasgneisen. Lagen von Erlan, Quarzit usw. sind in der einförmigen Folge sehr untergeordnet. Diese Zone begleitet NE-SW-streichend den Süd-Böhmischen Granitpluton, und fällt steil bis mittelsteil gegen NW.

Über einer Zone von Biotitparagneis im Hangenden der Kaplice Glimmerschieferzone folgt eine bunte Gesteinsvergesellschaftung von Paragneis, Quarzit, Kalksilikatfels, Marmor, Graphitschiefer, Amphibolit und Orthogneis. Diese Serie, die auch im Waldviertel anzutreffen ist, benennen wir im Folgenden mit „Bunte Serie“. Obwohl die Lagerungsverhältnisse in dieser Zone starken Schwankungen unterworfen sind, herrschen doch regional NE-SW-Streichrichtung und NW-Abtauchen vor. Dies zeigt schon der Verlauf der Zone vom Moldau-Stausee bis in den Bereich von České Budějovice.

Orthogneise, die dem Gföhler Gneis weitgehend entsprechen, sowie Amphibolite und Ultrabasite markieren den Randbereich gegen den Granulit. Dieser tritt in großen, massivartigen und kleineren Körpern auf. Es handelt sich teils um schüsselförmige, teils um domartige oder linsenförmige Schollen im Gneisgebirge. Gegenüber der Bunten Serie von České Krúmlöv, besitzt die Granulitzone jedenfalls deutliche Hangendposition.

Nordöstlich der Kreide-Becken von Č. Budějovice und Třebon fehlt die Bunte Serie und der behandelte Orogenstreifen wird nur durch einige kleinere Granulit- und Gföhler Gneiskörper markiert. Noch weiter nordöstlich fehlen auch diese und wir finden einförmige Para- und Mischgneisfolgen. Der durch Bunte Serie, Gföhler Gneis oder Granulit charakterisierte Gebirgsstreifen Süd-Böhmens hat somit eine streichende Länge von etwa 100 km; wenn man die Reste Bunter Serie im Passauer Wald mitberücksichtigt (siehe Kapitel 4.4.), beträgt die Erstreckung sogar 130 km.

Hervorzuheben ist, daß in dem behandelten Gebiet der Grad der Metamorphose vom Liegenden (Staurolith-Almandin-Subfazies der Almandin-Amphibolitfazies) gegen das Hangende (Granulitfazies) zunimmt. Ähnliche Verhältnisse sind im zu beschreibenden E-Flügel des Antiklinoriums im Waldviertel und in Mähren zu beobachten.

In diesem Gebiet, also östlich des Granitplutons, folgt eine einförmige Paragneisserie, in der Einlagerungen von Serpentin, Amphibolit, Quarzit, Augitgneis usw. selten und in unbedeutenden Ausmaßen vorkommen, weshalb diese Zone als Monotone Serie bezeichnet wird. Zu ihr dürften auch die Gneisungen gehören, die im Bereich des Granitplutons die einzelnen Intrusionsmassen trennen. Cordierit- und Perlgneisbildung sind auf den kontaktmetamorphen Einfluß der Tiefenmasse zurückzuführen.

NNE-streichend mit saigerer oder steil ESE-fallender Lagerung zieht die Monotone Serie von der Donau über Zwettl, westlich am Rastenberger Granodioritpluton vorbei nach Mähren.

Über der Monotonen Serie folgen entweder die Dobra-Gneise oder, wo diese fehlen, direkt die Bunte Serie. Der Dobra-Gneis zieht aus dem Raume von Pöggstall in das Dobra-Gebiet am Kamp (CH. EXNER, 1953; G. FUCHS, 1971)

und weiter über Allentsteig bis in den Raum westlich Waidhofen/Thaya. Der Gneiszug zeigt eine intensive Verfallung sowohl intern als auch mit seinen Hangendgesteinen. Dadurch erklärt sich die schlingenförmige Paragneiseinschaltung vom Dobra-Stausee sowie der lappige Verlauf der Hangendgrenze.

In achsialen Kulminationszonen baut der Orthogneis ausgedehnte Areale auf (Dobra) um in Depressionszonen unter die Hangendserien abzutauchen.

Im Hangenden des Dobra-Gneises oder, wo er fehlt, direkt über der Monotonen Serie folgt die **Bunte Serie**. Sie setzt sich aus Paragneisen, Quarziten, Arkosegneisen, Marmoren, Kalksilikatgesteinen, Graphitschiefern, Amphiboliten und Granodioritgneisen vom Typus Spitz zusammen. Die auffällige Häufung von Arkosegneisen und Quarziten im tieferen Teil dieser Vergesellschaftung legt den Verdacht einer sedimentären Ablagerung auf dem Dobra-Gneis nahe (CH. EXNER, 1953, S. 224; G. FUCHS, 1971, S. 425; Aufnahmsberichte). Der Granodioritgneis von Spitz bildet Einschaltungen zwischen den Marmorzügen der oberen Hälfte der Bunten Serie (Spitz, Gabergraben westlich Drosendorf). Die Amphibolite bevorzugen den Hangendbereich.

Migmatitische Züge sind in der Bunten Serie selten, sie häufen sich jedoch in den hangendsten Partien (z. B. Seiberer Gneis; siehe auch F. BECKE et al., 1913; L. KÖBL, 1925; CH. EXNER, 1953; G. FUCHS, 1971, S. 434).

Die Bunte Serie setzt nördlich von Pöchlarn ein und gewinnt durch die Verfaltungen im Raume westlich Spitz enorm an Fläche. Die NW-vergente Verfaltung nach NNE-Achsen (A. MATURA, Aufnahmsberichte) bedingt die bedeutenden Schwankungen im Streichen und Fallen. Regional herrschen jedoch SW-NE-Streichrichtung und SE-Einfallen vor.

Mit ziemlich straffem N- bis NNE-Streichen und steilem E-Fallen ist die marmorreiche Zone über Krumau/Kamp in die Horner Bucht zu verfolgen. Hier gewinnt sie wieder sehr an Breite und kommt in den unmittelbaren Randbereich gegen das Moravikum.

G. FUCHS (1971) hat hier großangelegte E-vergente Schlepplagerung im Hangenden der Moldanubischen Überschiebung festgestellt. Diese Strukturen bewirken zunächst ein Verflachen und gewellte Lagerung der Marmorserie. In größerer Annäherung an die Überschiebung erfolgt ein plötzliches Umschlagen von sanftem SSE-Fallen in mittelsteiles SW- bis W-Fallen. Damit erfolgt eine Inversion des Schichtstapels mit straffer Anpassung an die Richtung der Überschiebungsbahn.

Im Raume nördlich von Messern spitzt die Bunte Serie zwischen der Moldanubischen Überschiebung und der Granulit-Gföhler Gneis-Folge aus. Nördlich davon setzt die Bunte Serie, aus dem Liegenden der Granulit-Gföhler Gneis-Folge auftauchend, wieder ein und gewinnt gegen Drosendorf sehr an Verbreitung. Hier herrscht mittelsteiles W-Fallen. Die Gesteine bilden eine gegen E überkippte Aufdomung. Die Aufnahmen von F. E. SUESS auf Blatt Drosendorf ließen bereits das umlaufende Streichen der Gesteinszüge auf tschechischem Gebiet erkennen, wo die Bunte Serie achsial gegen N abtaucht, worauf auch L. WALDMANN (1958, S. 4) schon hinweist. Unsere Kartierungen erbrachten auch im S ein solches umlaufendes Streichen (G. FUCHS, 1972).



Bei U. Thumeritz biegen die Marmorzüge aus der SSE-Streichrichtung scharf in die E-W-Richtung und ziehen gegen N gegen Drosendorf weiter. In sämtlichen Gesteinszügen ist hier das umlaufende Streichen zu erkennen, wenn auch der Radius der Biegung verhältnismäßig klein ist. Höher metamorphe Gesteine (Gföhler Gneis, Granulit, Migmatite) umrahmen hier als tektonisch höhere Elemente die Bunte Serie (siehe auch unten), was den Begriff *Drosendorfer Fenster* rechtfertigt.

Es gibt aber auf österreichischem Gebiet noch einen zweiten, westlicheren Zug Bunter Serie. Dieser entwickelt sich im Raume von Allentsteig aus einer Mulde im Dobra-Gneis und ist bis ins Thaya-Tal nördlich von Waidhofen zu verfolgen (L. WALDMANN, 1950). Hier erscheint die Bunte Serie jedoch verarmt und wird schließlich nur mehr durch zwei Graphitgneiszüge bei Dobersberg vertreten.

In Mähren ist die Bunte Serie im Raume Mor. Budějovice—Jihlava verbreitet und setzt vermutlich bis Přebyslav und weiter gegen N fort (J. SVOBODA et. al., 1966, S. 55, 56).

Es ist ungeklärt, wieweit die verschiedenen Amphibolite, Dioritgneise, Serpentine und die mit ihnen verbundenen, meist migmatitischen Gneise im Hangenden der Bunten Serie zum Gföhler Gneis-Komplex gehören.

Durch die Neuaufnahmen zeigte sich, daß dem *Gföhler Gneis* für das Verständnis des geologischen Baues besondere Bedeutung zukommt. Das südlichste namengebende Vorkommen erstreckt sich von Pöchlarn bis Horn. Einige kleinere und größere Vorkommen gruppieren sich um das Drosendorfer Fenster. Das größte von ihnen ist jenes von Waidhofen/Thaya. An diese Gruppe schließt gegen NE das ausgedehnte Gföhler Gneis-Areal Süd-Mährens an (zwischen Mor. Budějovice und Mor. Krumlov). Nördlich folgen noch einige kleinere Vorkommen. Im einzelnen ist über die räumlichen Verhältnisse der Gföhler Gneise folgendes zu sagen:

WNW von Pöchlarn fällt der Gföhler Gneis steil nach SSE bis SE unter ein schmales Band von Paragneisen und Amphiboliten, welches ihn vom Granulit von Pöchlarn-Wieselburg trennt. In seiner nordöstlichen Fortsetzung, in der Wachau gewinnt der Gföhler Gneis allmählich an Breite und das SE-Fallen wird flacher. Im Dunkelsteiner Wald wird die SE-Grenze durch die Diendorfer Störung markiert. An dieser Blattverschiebung wurde die ursprüngliche, östliche Fortsetzung des Gföhler Gneises bis in den Raum östlich von Langenlois verschoben (Mühlbacher Gneis). Sowohl hier als auch im Raum von Dürnstein bis südlich von St. Leonhard am Horner Wald zeigt der Gföhler Gneis flachen muldenförmigen Bau. Das sanfte Einfallen der W-Grenze in der Wachau geht gegen N zu in mittelsteiles Fallen über. Bei Krems ist das Einfallen der E-Grenze mittelsteil und wird gegen N steil.

Diese Muldenform endet im Raume südlich von St. Leonhard, weil der Gföhler Gneis hier gegen N bzw. NE unter eine Serie von Paragneisen und Amphiboliten einfällt, die ihn vom Granulit von St. Leonhard trennt. Daher verliert hier der Gföhler Gneis rasch an Verbreitung und verbindet sich als dünne (300 m), mittelsteil E-fallende Lamelle mit dem Gföhler Gneis von Horn.

Von Röhrenbach bis Horn streicht der Gföhler Gneis E-W und taucht sanft gegen S gegen die Schüssel von St. Leonhard ab. Gegen Horn gewinnt er auch

wieder an Mächtigkeit. Bemerkenswert sind Rekrystallisationen, die zu einer Homogenisierung und Veränderung des Mineralbestandes des Gföhler Gneises geführt haben. Diese Veränderungen sind besonders an die Hangendgrenze gebunden, ergreifen aber im Raume Altenburg—Horn den Großteil des Gesteinskörpers. Solche Veränderungen waren uns zum ersten Male in dem Gebiet südöstlich von St. Leonhard aufgefallen, wo die E-Grenze des Gföhler Gneises aus der N-S- in die E-W-Richtung umschwenkt.

Im Raume Horn wird die Lagerung zunehmend unruhig, und WSW-Fallen macht sich gegen die E-Grenze des Gföhler Gneises am Galgen Berg immer mehr geltend. Zwischen Horn und Rosenberg/Kamp wird der Hangendbereich des Gföhler Gneises nach WSW-Achsen intensiv verfalltet. In zwei E-W- bis NE-streichenden Antiklinalen lappt der Gföhler Gneis zwischen den eingemuldeten Hangendserien empor. Diese tauchen nördlich der Bundesstraße Horn—Mold, bis wohin die genannten Antiklinalen zu verfolgen sind, gegen W gegen den Gföhler Gneis hin ab.

Zwischen Rosenberg/Kamp und Mold tritt innerhalb regional W-fallender Paragneise ein Gföhler Gneis-Vorkommen auf. Aus der Art, wie die umgebenden Gesteinszüge den Gföhler Gneis umrahmen, schließt G. FUCHS auf eine E-überkippte Aufdomung des Gföhler Gneises.

In dem Rücken, welcher die Horner Tertiärbucht im NE und E begrenzt, finden sich geringmächtige Züge von Gföhler Gneis und Granulit. Ein Zusammenhang mit dem Gföhler Gneis von Horn ist wegen der Tertiärbedeckung nicht belegbar, aber wahrscheinlich.

Durch die Aufwölbung des Moravikums nördlich von Horn wird der Zusammenhang mit dem Gföhler Gneis nördlich des Messerner Bogens unterbrochen. Dort zieht ein stark reduzierter und hybrider Gföhler Gneis-Zug aus der Saß westlich an Geras vorbei gegen Heinrichsreith. Auf dem Gebiet der ČSSR wurde dieser Zug mit den begleitenden Amphiboliten als Podhradí-Serie ausgeschieden (V. JENČEK & A. DUDEK, 1971). Er steht mit den ausgedehnten Gföhler Gneis-Gebieten südlich und östlich von Mor. Budějovice in Zusammenhang. In letztgenanntem Gebiet ist der Gföhler Gneis mit Serpentin, Amphibolit und Granulit innig verknüpft. Der gesamte Komplex wird an der Moldanubischen Überschiebung abgeschnitten. Die Lagerung unterliegt starken Schwankungen. Klar erscheint hingegen das mittelsteile Ausheben gegenüber dem Paragneisgebirge im W (Geologische Karte 1 : 200.000 der ČSSR). Wie Gföhler Gneis-Inseln im Třebíč Granodiorit zeigen, ist ein ehemaliger Zusammenhang zwischen den Gföhler Gneis-Massen südlich und westlich des Svatka Fensters anzunehmen.

Der ausgedehnte Gföhler Gneis von Waidhofen/Thaya liegt abseits, westlich der bisher besprochenen Vorkommen und bildet zusammen mit denen von Raabs, Police und anderen sowie mit dem Granulit von Blumau eine Deckscholle, die im N und S des Drosendorfer Fensters durch schmale Brücken mit dem bereits beschriebenen östlichen Zug in Verbindung steht.

Diese große, schüsselförmige Deckscholle wird im W und E von Bunter Serie unterlagert. Im Raume Police hängen, da die Bunte Serie von Drosendorf abtaucht, die Gesteinsserien der Deckscholle von Waidhofen mit den äquivalenten

im E der Bunten Serie zusammen. Dies ist bereits den Angaben von F. E. SUESS (1908) und L. WALDMANN (1951; 1958, S. 4) zu entnehmen. Die Neukartierung zeigte, daß auch im S die Deckschollenserien um das Ende des Drosendorfer Fensters herumzuverfolgen sind (Taf. 1). So zieht der bereits erwähnte Gföhler Gneis-Zug (Heinrichsreith—Saß) nordöstlich an Japons vorbei und verbindet sich mit den Gföhler Gneisen, die z. T. durch Amphibolite getrennt, der Bunten Serie westlich des Drosendorfer Fensters auflagern.<sup>1)</sup> Es ist bemerkenswert, daß die tektonisch höheren Rahmenserien (Gföhler Gneis, Granulit usw.) im E gegen die Bunte Serie also gegen die Fenstergesteine abtauchen. Diese Überkippung steht in Zusammenhang mit der intensiven E-vergenten Verfaltung im Nahbereich der Moldanubischen Überschiebung.

Da die Gföhler Gneise wesentlich am Aufbau der Deckscholle beteiligt sind, sei an dieser Stelle deren Internbau beleuchtet.

Die ausgedehnte Gföhler Gneis-Schüssel von Waidhofen/Thaya hebt im W über mächtigen Amphiboliten mit Serpentinittkörpern aus, die den Gföhler Gneis von der Bunten Serie trennen. Der E-Rand der Mulde ist stark tektonisiert, und der Gföhler Gneis hebt hier über Amphiboliten, Paragneisen und schmalen Granulitziügen aus. G. FUCHS betrachtet diesen Kontakt als anomal. Die ursprüngliche Position des Granulits als höchstes Element in der Deckenmasse wäre hier gestört. An einer E-gerichteten jüngeren Aufschuppung hätte der Gföhler Gneis den Granulit überfahren. Die Angaben in der älteren Literatur (H. GERHART, 1925, Blatt Drosendorf; L. WALDMANN, 1951) über das Vorkommen von Granulit im Kern der Gföhler Gneis-Mulde bei Waldhershaus konnte bei der Neukartierung nicht bestätigt werden (S. SCHARBERT, persönliche Mitteilung).

Östlich des Gföhler Gneises von Waidhofen erstreckt sich ein weites Gebiet flach gelagerter Amphibolite und migmatitischer Gneise (Raabser Serie, O. THIELE, 1972), unter denen im Raume Raabs Aufwölbungen von Gföhler Gneis auftauchen.

Wenden wir uns nun den Granulitvorkommen sowie den restlichen Serien des östlichen Moldanubikums zu.

Die schmalen, steil stehenden Granulitziüge in der Monotonen Serie im Isper-Tal stehen wahrscheinlich mit dem Granulit-Massiv in Verbindung, welches im Raume Wieselburg—Pöchlarn in Inselbergen aus der jungen Bedeckung ragt. H. G. SCHARBERT (1962, 1963), der das Gebiet zuletzt untersucht hat, stellte im Granulit Fächerbau und regionales NW-Streichen fest. Gegenüber dem Gföhler Gneis nördlich von Pöchlarn besitzt der Granulit Hangendposition.

Das ausgedehnte Granulitmassiv des Dunkelsteiner Waldes mit den eingelagerten Ultrabasitkörpern ist als Fortsetzung des oben behandelten Granulits von Wieselburg zu betrachten. Es ist an der Diendorfer Störung, jener großen NE-streichenden Blattverschiebung, um 25 km gegen NE bewegt worden (L. WALDMANN, 1949; H. G. SCHARBERT, 1962; O. SCHERMANN, 1965). Die Diendorfer Störung wird von gleichsinnigen Parallelstörungen im SE begleitet (A. MATURA, 1975).

---

<sup>1)</sup> Die Kartierung von G. FUCHS, die der vorliegenden Arbeit (samt Karte) zugrunde liegt, weicht hier erheblich von derjenigen O. THIELE's ab.

Im Granulit des Dunkelsteiner Waldes herrscht generell E-W-Streichen und mittelsteiles S-Fallen. Gegen die südlichen Rahmengesteine ist die Grenze saiger bis S-fallend. Es schließt eine Folge von Paragneisen, Amphiboliten, Marmoren und Graphitgesteinen an, die regional vom Granulit wegfallen. Es ist ungeklärt, ob diese lithologisch der Bunten Serie entsprechende Gesteinsvergesellschaftung als Fortsetzung der Bunten Serie nördlich der Donau anzusehen ist, wie schon L. WALDMANN (1949) vermutete, oder auf dem Granulit auflagert. Die nördlichen Rahmengesteine des Dunkelsteiner Wald-Granulites, Amphibolite und Paragneise, fallen nach S ein.

Nordwestlich der Diendorfer Störung wird der Raum von Krems und des unteren Kamp-Tales von Paragneisen bis Glimmerschiefern, Rehberger Amphibolit mit Gabbro, Serpentin und Marmoreinlagerungen, gewöhnlichen Amphiboliten, Graphitquarziten und konkordanten Intrusivkörpern von Syenit (Krems-Stein und Droß-Lengenfeld) und Leukogranitgneis aufgebaut. Diese Gesteine tauchen regional mittelsteil gegen W, gegen den Gföhler Gneis ab, und sind gelegentlich in E-vergente Großfalten gelegt. Von diesen Faltungen wird auch die Moldanubische Überschiebungsfläche noch betroffen. Im Kern von Antiklinalen wird Bittescher Gneis des sanft gegen W abtauchenden Moravikums emporgebracht (Krems, Langenlois, nördlich Zöbing, Raum Maria-Drei-Eichen).

Die Schilterner Amphibolite sowie die Anothositamphibolite von Senftenberg schließen unmittelbar östlich an den Gföhler Gneis an. Ähnlich migmatitische Amphibolite sind auch unmittelbar westlich des Gföhler Gneises im Raume von Rossatz—Dürnstein—Unter Meisling zu finden. Auch die Rehberger Amphibolite mit ihren Orthogneis-, Serpentin- und gelegentlichen Marmoreinlagerungen zeigen auffallende Analogien mit dem Amphibolitzug der Buschhandwand nördlich von Spitz. Dies sind Anhaltspunkte für die Annahme, daß die Paragneisfolgen beidseits des Gföhler Gneis unter demselben zusammenhängen (J. CZJZEK, 1853; F. BECKE, 1913; L. KÖBL, 1925, usw.).

Der Amphibolitzug von Schiltern endet im N abrupt, indem die Amphibolite gegen N über den Liegendparagneisen ausheben. Letztere gewinnen im Raume von Gars ausgedehnte Verbreitung. Innerhalb dieses W-fallenden Paragneisareals ist stark verfault ein Stock Diorit- bis Gabbrogneis eingelagert, eng mit Amphiboliten verknüpft. Diese Amphibolite markieren nach Auffassung von G. FUCHS den Kern einer Antiklinale.

Der durch Graphitquarziteinlagerungen charakterisierte Paragneiskomplex streicht mit verschiedenen Amphibolitzügen gegen W in den Raum zwischen Gföhler Gneis und Granulit von St. Leonhard/Hornerw. Den Gföhler Gneis überlagernd bilden diese Gesteine einen Ring um die Granulitschüssel, gegen die sie allseitig abtauchen. Unmittelbar im Liegenden des Granulits sind Granat-Pyroxenamphibolite und mit ihnen verbundene granulitische Gneise recht verbreitet. Im Raume von Altenburg, also im N-Flügel der Mulde, treten diese Gesteine bereits in tieferen Horizonten direkt über dem Gföhler Gneis auf. Sie gehen in die normalen Paragneise und Amphibolite durch Wechsellagerung über.

Nicht streng niveaubeständig aber doch vorwiegend zwischen der normalen Paragneis-Amphibolit-Serie und den Rahmengesteinen des Granulits sind mäch-

tige Körper oder oft bis auf wenige Meter ausgedünnte Bänder von Syenitgneis (früher Wolfshofer Granitgneis) eingeschaltet. Dieses Orthogestein ist deutlich massiger und weniger verschiefert als seine Umgebung, die es stellenweise lagig injiziert. Es hat Anteil an dem Lagenbau der Mulde und findet sich somit als fast geschlossener Ring um den Granulit. Auch in der Antiklinale, welche die Granulitschüssel in zwei Teilmulden teilt, wird der Syenitgneis in meterdünnen Bändern emporgebracht. G. FUCHS sieht in all diesen Beobachtungen den Hinweis, daß der Wolfshofer Syenitgneis während der Deckentektonik eingedrungen und in noch unverfestigtem Zustand tektonisch verfrachtet worden ist. Die Bestimmung des Intrusivalters des Wolfshofer Syenitgneises würde demnach auch das Alter der Deckenbewegungen innerhalb des Moldanubikums ergeben.

Ähnliche Syenitgneise gibt es auch weiter südlich bei Droß—Lengenfeld und Krems—Stein, wo sie allerdings den Gföhler Gneis unterlagern.

Der Granulit, der den Kern der Mulde von St. Leonhard/Hornerw. füllt, ist, wie bereits erwähnt, in zwei Synklinalen geteilt. Diese Verfallung des Granulits erfolgt nach WNW-ESE-Achsen. Sie ist nicht auf den Granulit beschränkt, sondern erfaßt auch die unterlagernden Gesteine.

Das nächste große Granulitvorkommen von Göpfritz—Blumau ist ein Teil der bereits behandelten Waidhofener Deckscholle. Der Granulit überlagert Granatpyroxenamphibolite, Pyroxengneise und die Gesteine der Raabser Serie, welche ihn vom Gföhler Gneis trennen. Dieser Gesteinsstapel unterteuft zwar den Granulit im N, fehlt aber an dessen S-Seite, weil hier der Granulit an einer mittelsteil bis sanft N-fallenden Mylonitzone abgeschnitten wird und direkt an verschiedenste, von S heranstreichende Gesteinszüge grenzt. Lediglich die Späne von Gföhler Gneis und Granulit sowie die mit ihnen verbundenen Amphibolite, Ultrabasite und Paragneise des Bereiches südlich Japons dürften den reduzierten S-Flügel der Blumauer Granulit-Mulde darstellen. Sie befinden sich südlich der Störungszone, die den Blumauer Granulit im S begrenzt.

Der Granulitzug, der aus dem Raume von Groß-Siegharts nach N, nach Karlstein, zieht und jenseits der Thaya gegen NNE fortsetzt, wurde bereits zusammen mit dem Waidhofener Gföhler Gneis erwähnt.

Im E, im Nahbereich der Moldanubischen Überschiebung, spitzt der Blumauer Granulit in der Saß (östlich Japons) aus. In gleicher tektonischer Position setzt westlich Langau der Stallegger (Stálky) Granulit ein und setzt auf tschechisches Gebiet fort. Sein Einfallen gegen NW gegen die Amphibolite und Gföhler Gneise ist sekundär, eine Folge der Überkipfung nahe der Moldanubischen Überschiebung.

Das ausgedehnte Granulitvorkommen von Náměšt nad Oslavou befindet sich ebenfalls im Nahbereich der Moldanubischen Überschiebung. Die Lagerungsverhältnisse sind entsprechend wechselhaft.

Westlich des Svatka-Fensters sind eine Reihe von Granulitvorkommen teils mit Gföhler Gneis eng verbunden, teils treten sie isoliert auf. Beide Gesteine bilden zusammen mit Amphiboliten, Ultrabasiten sowie mit durch Graphitquarzite charakterisierten Paragneisen einen Gesteinskomplex, der wahrscheinlich die Fortsetzung der Gesteinszonen des östlichen Waldviertels darstellt.

Die „Glimmerschieferzone“ bildet ein Band wechselnder Breite entlang der Moldanubischen Überschiebung. F. E. SUESS (1908, 1912) erklärt diese Zone als das Produkt rückschreitender Metamorphose entlang der Überschiebung und leitet die Glimmerschiefer aus den moldanubischen Paragneisen ab. Für F. BECKE (1913) und H. SCHUHMAN (1930) ist die primär-sedimentäre Ausbildung für die Entstehung der Glimmerschiefer maßgebend. A. DUDEK (1962), J. SVOBODA et al. (1966) sowie J. JENČEK & A. DUDEK (1971) rechnen die Glimmerschieferzone zum Moravikum. Auf Grund seiner Neukartierungen in diesem Gebiet von Langenlois bis zur tschechischen Grenze bestätigt G. FUCHS (1971, S. 426—432) die Ansicht von F. E. SUESS, die auch von L. KÖLBL (1922) und K. PRECLIK (1930) unterstützt wurde.

Bemerkenswert ist, daß offensichtlich in einer Spätphase die sanft W-abtauchende Überschiebungsbahn selbst einer E-vergenten Faltung unterworfen wurde. Als Folge finden wir in Antiklinalen eine Reihe kleiner moravischer Fenster (in und nördlich Langenlois, im Raume östlich und südöstlich Horn sowie nordwestlich Messern). Phyllonitische Gesteine im Bereich der Moldanubischen Überschiebung dürften dieser tektonischen Spätphase ihre Entstehung verdanken.

Möglicherweise sind die Mylonitzonen, die im Bereiche der Waidhofen—Blumauer Deckscholle den Grenzen stofflich einheitlicher Körper folgen (L. WALDMANN, 1951; O. THIELE, 1971, 1975) hier zeitlich einzureihen. Jedenfalls sind diese Mylonite nach G. FUCHS (1971) jünger als die Prägung der Glimmerschieferzone im Zuge der Moldanubischen Überschiebung, da sie quer in die Glimmerschiefer schneiden.

#### 4.2. Das Moravikum und die Brünner Masse.

Das Konzept, den östlichsten Teil der Böhmisches Masse als Moravikum vom Moldanubikum zu trennen, geht auf die langjährigen Untersuchungen von F. E. SUESS zurück, deren Ergebnisse er in seinen fundamentalen Arbeiten von 1903 bis 1912 festhielt. Er begründete diese Gliederung mit Unterschieden in Gesteinsbestand, Metamorphose und Baustil der beiden Einheiten. Seither haben die weiteren Forschungen zu manchen Ansichten geführt, die vom SUESS'schen Konzept abweichen. Trotzdem soll bei der folgenden Beschreibung das allgemein bekannte SUESS'sche Begriffsinventar verwendet werden, um die Verständlichkeit der Darstellung zu erleichtern.

Das Moravikum im Sinne von F. E. SUESS umfaßt einen Gesteinsbestand von Ortho- und Paragesteinen in epi- bis mesozonaler Metamorphoseprägung. Dieser erstreckt sich von der W-Grenze des Bittescher Gneiszuges, zugleich auch der Hangendgrenze des regional nach W unter das Moldanubikum einfallenden Komplexes, nach E bis zu der mit unterpermischen Ablagerungen gefüllten Boskovice Furche östlich der Svatka-Kuppel bzw. bis östlich der Thaya-Masse, wo das kristalline Grundgebirge unter der tertiären Bedeckung der alpinen Molassezone abtaucht.

Durch die große moldanubische Gföhler Gneis-Granulit-Masse östlich von Mor. Krumlov wird das Verbreitungsgebiet des Moravikums in zwei Teile geteilt.

Der nördliche Teil, die Svatka-Kuppel, liegt zur Gänze auf tschechoslovakischem Gebiet, der südliche Teil, die Thaya-Kuppel, größtenteils auf österreichischem Gebiet. Wenden wir uns zuerst dem Bau der Thaya-Kuppel zu.

Das Leitgestein der Moravischen Zone ist der Bittescher Gneis. Sein gewundener Verlauf ist durch die Gliederung des Thaya-Gewölbes in zwei Teil-Antiklinalen zu erklären, in die westliche Pernegger und in die östliche Mannhartsberger Aufwölbung (L. WALDMANN, 1951). Die achsial WSW-fallende Pernegger Aufwölbung zusammen mit einer achsialen Kulmination im Raume Pernegg (G. FRASL, 1968) ist für den Messerner Bogen verantwortlich. Von den hangenden moldanubischen Gesteinen ist der Bittescher Gneis örtlich, wie etwa nördlich von Znojmo, durch Dislokationsflächen mit Myloniten getrennt, die den Internbau des Bittescher Gneises auch diskordant durchschneiden können. A. DUDEK (1962) beschreibt aus dem Raume Vranov Intrusivkontakte des Bittescher Gneises mit der im Hangenden benachbarten Vranov-Olešnice-Serie. Dagegen wendet sich G. FUCHS (1971, S. 432) mit dem Argument, daß die Amphibolitbänder im Bittescher Gneis ein Charakteristikum dieser Formation sind. Sie haben nichts mit den Amphiboliten der im Bereich von Vranov angrenzenden Vranov-Olešnice Serie zu tun, welche typisch moldanubische Gesteine enthält.

L. WALDMANN hat zuletzt 1958 in der Übersichtskarte des Waldviertler Grundgebirges die sogenannte „Glimmerschieferzone“ dargestellt, die den Bittescher Gneis im Hangenden begleitet. Dies entspricht dem SUESS'schen Konzept, daß im unmittelbaren Hangenden des Bittescher Gneises die Überschiebungsfläche verläuft, an der das Moldanubikum, unter retrograder, dynamometamorpher Metamorphose des Überschiebungsbereiches auf das Moravikum aufgeschoben wurde. Diese Überschiebungsfläche, oder anders, die Hangendgrenze des Bittescher Gneises ist derartig gefaltet, daß Aufragungen des Bittescher Gneises auch innerhalb des moldanubischen Areals auftreten. Neben dem Fenster im Kamp-Tal zwischen Zöbing und Schönberg, das schon F. E. SUESS und L. WALDMANN bekannt war, konnten durch die Neuaufnahmen von G. FUCHS und A. MATURA solche Aufwölbungen von Bittescher Gneis auch in Krems, Langenlois, ESE von Horn und NW von Messern gefunden werden.

L. WALDMANN (1924) und K. PRECLIK (1924, 1926) nahmen an der Liegendgrenze des Bittescher Gneises eine Bewegungsbahn an, an der die Bittescher Gneis-Decke als eine tektonische Teileinheit des Moravikums auf seine benachbarten Liegendgesteine im E aufgeschoben wurde. Die Fugnitzer Kalksilikatschiefer wurden in diesem Konzept zur Bittescher Gneis-Decke gezählt, weil sie mit den Bittescher Gneisen eng verbunden sind (F. E. SUESS, 1912).

Zwischen dem Bittescher Gneis im Hangenden und der Thaya-Masse im Liegenden, ist eine wechselhafte Paragesteinsfolge mit Orthogneiseinschaltungen entwickelt („Innere Phyllite“). Im Hangenden dieser Zone begleitet ein sehr beständiger Marmorzug mit Glimmerschiefern den Bittescher Gneis. Es schließt eine Zone von Glimmerschiefern an. Etwa in der Mitte der Folge sind mehrere Lamellen von granodioritschen bis tonalitischen Gneisen (Weitersfelder Stengelgneis) eingeschaltet, die mit einer Serie von Glimmerschiefern und Quarziten wechsellagern.

Nach K. PRECLIK und L. WALDMANN gehört der Großteil der „Inneren Phyllite“ zur „Pleißinger Bewegungsmasse“ mit den Orthogneislamellen im Kern. Diese tektonische Einheit sei, wie der Bittescher Gneis, als Decke E-vergent auf die Thaya-Masse samt ihrer z. T. kontaktmetamorphen Hülle aufgeschoben worden.

Eine andere, mehr stofflich fundierte Gliederung der „Inneren Phyllite“ schlagen neuerdings V. HÖCK & W. VETTERS (1974) vor. Über der Thaya-Masse folgt eine Quarzit-Glimmerschiefer-Serie mit Stengelgneis-Einlagerungen im Hangenden; darüber eine Glimmerschiefer-Marmor-Serie. Auf Grund der neuesten Aufnahmen von G. FRASL (1974) zählt zu den Gneislamellen vom Typ der Weitersfelder Stengelgneise auch der „Sachsendorfer Gneiszug“, der vom Thaya-Batholit nur mehr durch eine schmale Zone von Metasedimenten und Metavulkaniten getrennt ist („Serie von Olbersdorf“). Dieses fragliche Devon besteht vorwiegend aus Phylliten mit quarzitischen, karbonatischen und vulkanogenen, spilitisch-keratophyrischen Einlagerungen und ist schon L. WALDMANN (1924) durch seine geringe Metamorphose, durch die Ähnlichkeit mit den Květnice-Gesteinen und durch das Fehlen von Durchaderung oder Kontaktmetamorphose von seiten des Maissauer Granites aufgefallen.

Neuerdings haben sich G. FRASL (1970) und V. HÖCK (1974) mit der Art und dem Grad der Metamorphose von moravischen Gesteinen befaßt. Bekanntlich ist ja die Bedeutung dieser Aspekte schon von F. E. SUSS für die Begründung seines klassischen Konzeptes erkannt worden. Denn, auch ohne Fossilbelege, wäre die Tatsache, daß im Moravikum die Metamorphoseintensität vom Hangenden zum Liegenden abnimmt nur durch eine Tektonik alpinen Stils denkbar. V. HÖCK hat nachgewiesen, daß der österreichische Anteil des Moravikums einer regionalen Metamorphose unterworfen wurde, deren Intensität von S (Grünschieferfazies) nach N (Amphibolitfazies) kontinuierlich zunimmt. Die metamorphe Zonierung liegt quer zum regionalen Streichen. Dies läßt gemeinsam mit den mikroskopischen Ergebnissen darauf schließen, daß die Regionalmetamorphose den tektonischen Hauptakt überdauert hat.

Die markante Steilstufe südwestlich von Maissau ist wohl mit großer Wahrscheinlichkeit mit der Diendorfer Störung in Verbindung zu bringen, an der die SE-Scholle relativ um den Betrag von etwa 25 km nach NE verschoben wurde. Im Rahmen einer gemeinsamen Exkursion im Frühjahr 1975 fanden G. FUCHS und A. MATURA die Beobachtung von F. REINHOLD (1913) bestätigt, wonach in den Grundgebirgsauftragungen östlich Wilhelmsdorf eine Folge von E-W-streichenden und S-fallenden Bittescher Gneisen zu finden ist, die auch noch samt den hangenden phyllitischen Glimmerschiefern im Graben östlich Grübern aufgeschlossen sind. Es lassen sich nun diese Bittescher Gneise unschwer als die ursprünglich östliche Fortsetzung jenes von A. MATURA kürzlich entdeckten Vorkommens von Bittescher Gneis im östlichen Stadtbereich von Krems/Donau verstehen, wenn man die erwähnte Funktion der Diendorfer Störung berücksichtigt. Wie aus den Neuaufnahmen von A. MATURA im Dunkelsteiner Wald (1975) deutlich hervorgeht, wird die Diendorfer Störung im SE von einer Schar subparalleler, gleichsinniger Störungen begleitet. Es ist daher denkbar, die S-



fallenden, phyllitischen Glimmerschiefer von Frauendorf als an einer solchen Parallelstörung nach N versetzt und daher als die ursprüngliche Fortsetzung jener Schiefer östlich von Grübern zu betrachten, mit welchen sie überdies eine große Ähnlichkeit verbindet.

Neben der Aufragung des kristallinen Grundgebirges bei Frauendorf hatten auch jene von Krhovice und Miroslav mit ihrem zum Teil moldanubischen Gesteinsbestand eine besondere Bedeutung im SUESS'schen Konzept, denn er sah in ihnen die Reste des östlichen Teiles der „moldanubischen Überwölbung“. Daß diese Vorkommen jenseits einer Verbindungslinie zwischen dem Ostrandbruch der Boskovice Furche und der Diendorfer Störung liegen, war ihm wohlbekannt. Wir meinen auch für die Vorkommen von Krhovice und Miroslav sowie für die gesamte Brüner Masse einen ursprünglich um etwa 40 bis 50 km südlicheren Standort annehmen zu können. Der Unterschied zu den geringeren Verschiebungsbeträgen im Süden im Raume Dunkelsteiner Wald mit 25 km kann so erklärt werden, daß sich eine im Süden relativ weitständige Schar von gleichsinnigen Blattverschiebungen, von denen nur die westlichste auf einer längeren Strecke entblößt ist (Diendorfer Störung), gegen Norden zu in einer Linie vereinigt und in ihrer Wirkung summiert. Bei der Rekonstruktion dieser Blattverschiebung entlang der erwähnten Linie kämen einander auch der Granulit des „Mißlitzer Horstes“ und jener nordöstlich von Zöbing recht nahe.

Auf die große Ähnlichkeit des geologischen Baues der Svatka-Kuppel mit der Thaya-Kuppel hat schon F. E. SUESS nachdrücklich hingewiesen. Auch in der Svatka-Kuppel finden wir wieder den Bittescher Gneis. Er bildet ein geschlossenes Gewölbe, dessen Kern entblößt ist.

Im Hangenden des Bittescher Gneis folgen die „Äußeren Phyllite“, die in Zusammensetzung und Ausbildung der Vranov-Olešnice-Serie nach A. DUDEK entsprechen. Diese Serie umrahmt den Bittescher Gneis im SW und N des Gewölbes. Gegen die geologischen Nachbargebiete ist dieses Gewölbe durch Dislokationsflächen abgegrenzt. Während sich die Náměšť-Dislokation im Süden durch ihren konkordanten Verlauf dem Innenbau der Svatka-Kuppel anzupassen scheint, schneidet die Biteš-Dislokation im SW diskordant sowohl den moldanubischen als auch den moravischen Bereich an. Die N-S-verlaufende W-Grenze im N-Teil der Kuppel dürfte zumindest zum Teil die südliche Fortsetzung der Svojanov-Mylonitzone sein (Z. MÍŠAR, 1962, zit. in J. JAROŠ & Z. MÍŠAR, 1974). Der nördliche Kuppel-Schluß ist tektonisch weniger ausgeprägt. Die E-Grenze ist durch die Füllung der Boskovice Furche verdeckt. Wieder ist im unmittelbaren Liegenden des Bittescher Gneises ein beständiger Marmorhorizont zu finden. Die nächsttiefere Kuppelschale bilden die „Inneren Phyllite“ nach F. E. SUESS (= Bílý potok-Serie nach J. JAROŠ & Z. MÍŠAR, 1974) mit örtlichen Einlagerungen von Quarziten, Grünschiefern und Marmoren. Über die Beziehungen des Bittescher Gneises zu den hangenden und liegenden Schieferserien gibt es viele verschiedene Meinungen.

Im Kern der Svatka-Kuppel tritt ein polymetamorpher, stark tektonisierter Kristallinkomplex zutage, der neben den Svatka-Granitoiden auch noch Paragesteine, basische Metavulkanite, Migmatite und Orthogneise umfaßt (J. JAROŠ &

Z. MÍŠAR, 1974). Darüber lagern transgressiv die fossilbelegten (u. a. J. JAROŠ & Z. MÍŠAR, 1968, cit. in J. JAROŠ & Z. MÍŠAR, 1974) devonischen Květnice-Gesteine, bestehend aus Konglomeraten, Sandsteinen, Serizitschiefern und kristallinen Kalken. Dieses Devon ist schwach epimetamorph. Die Verformung der Gerölle in den basalen Konglomeraten sowie die Ausbildung von Fältelung und B-Lineationen sind offensichtlich das Ergebnis einer starken Einengung. Die Květnice-Gesteine tauchen gegen E an Dislokationsflächen unter die „Inneren Phyllite“ ab.

In Übereinstimmung mit den Vorstellungen von F. E. SUESS, L. WALDMANN und K. PRECLIK präsentiert G. FRASL (1968) folgendes Modell der geologischen Entwicklung im Moravikum: In der *altmoravischen Phase* sind nach Verformung mit begleitender Metamorphose in fraglicher Amphibolitfazies granitische Gesteine unter kontaktmetamorpher Veränderung ihrer Umgebung eingedrungen (vor-devonisch, ? assyntisch). Die *mittelmoravische Phase* wird durch die Bildung von Falten- und Deckenstrukturen und der gleichzeitigen Wirkung einer regionalen Metamorphose in Grünschieferfazies bis Amphibolitfazies beherrscht (herzynische Hauptphase). Ohne ausgeprägten Hiatus setzt schließlich die *jungmoravische Phase* ein mit Scherbewegungen und enterograder Metamorphose in unterer Grünschieferfazies. Nach diesen orogenen Phasen hat sich Bruchtektonik und die Bildung von Grabenbrüchen ereignet.

In einer späteren Arbeit weist G. FRASL (1970) mit Nachdruck auf Gemeinsamkeiten von Moravikum und Moldanubikum hin und findet, daß die scharfe Trennung der beiden Einheiten im Sinne von F. E. SUESS nicht mehr ganz aufrecht erhalten werden kann. G. FUCHS (1971) hingegen verweist auf den tiefen tektonischen Schnitt zwischen den beiden Großeinheiten, der eine Abtrennung rechtfertigt.

#### 4.3. Das Süd-Böhmische Granitmassiv.

Zwischen den Gneisgebirgen Süd-Böhmens einerseits und des Waldviertels und Südwest-Mährens andererseits breitet sich eine gewaltige Tiefengesteinsmasse aus. In ihrer NNE-SSW-gestreckten Form paßt sie sich der regionalen Streichrichtung des Gneisgebirges an. Im einzelnen ist die Begrenzung des Plutons aber unregelmäßig gelappt und durch eingeschlossene reliktsche Gneiszüge kompliziert. Wenn auch örtlich eine Anpassung stattgefunden hat, so verhält sich der Tiefengesteinskörper doch ganz entschieden diskordant gegenüber seinem Nebengestein. Granittektonische Untersuchungen auf regionaler Basis stehen noch aus, doch scheinen die auftretenden Parallelgefüge meist nicht einer regionalen Schieferung zu entsprechen. Sie sind eher abhängig von der äußeren Form der Intrusivkörper und stellen vermutlich Einströmungsgefüge dar. Tektonische Überformung scheint auf die Umgebung der steilen Störungszonen beschränkt zu sein.

Das Granitmassiv ist kein einheitlicher Pluton, sondern wird von in mehreren Schüben eingedrungenen Teilkörpern verschiedener Ausbildung aufgebaut. I. WALDMANN (1950, 1951) hat sich besonders um deren Gliederung verdient gemacht.

Der *Weinsberger Granit*, der älteste Granit, besitzt im südöstlichen Teil der Tiefenmasse enorme Verbreitung. Vom Donautal (Strudengau) bis in den

Bereich von Gmünd ist er der beherrschende Granit. Er wird in diesem Raum nur von vereinzelt, unbedeutenden Durchschlägen von Mauthausener Granit intrudiert.

Gegen das Mühlviertel, gegen den W-Rand der Tiefenmasse zu gewinnt letztgenannter Granit aber zunehmend an Bedeutung. Die Gruppe der Feinkorngranite, in der Mauthausener Granit, Freistädter Granodiorit u. a. zusammengefaßt sind, durchsetzt hier den Weinsberger Granit in einer Reihe größerer und kleinerer unregelmäßig geformter Körper. Bei einigen von ihnen scheint allerdings als bevorzugte Erstreckung die NW-SE- bzw. NE-SW-Richtung eine Rolle zu spielen. Der größte Körper ist der von Freistadt, der nach N in die ČSSR fortsetzt und gegen E weit in das Weinsberger Granitareal vorlappt. Einige kleinere Intrusionen vermitteln zu den Vorkommen des Raumes Gmünd (Schrems).

Der jüngste Granit, der Eisgarner Granit, hat seine Verbreitung in den nördlichen und nordwestlichen Teilen der Tiefenmasse und es können dort verschiedene Ausbildungstypen unterschieden werden. Von den Eisgarner Granitstöcken des Böhmer Waldes, die in Kapitel 4.4. behandelt werden, zieht eine Reihe von Intrusionen am SE-Rand der Kaplice Glimmerschieferzone entlang zu dem ausgedehnten Eisgarner Granitvorkommen, welches den gesamten N-Teil der Tiefenmasse aufbaut. Das Gneisgebirge westlich des letztgenannten Eisgarner Granits wird von zahllosen größeren und kleineren Intrusionen durchsetzt (Geolog. Karte der ČSSR 1 : 200.000, J. SVOBODA et al., 1966). Am N-Ende der Tiefenmasse löst sich der Eisgarner Granit in Teilkörper auf und taucht gegen N unter das umgebende Gneisgewölbe ab.

Verglichen mit den Granitmassen treten dioritische oder gar gabbroide Gesteine in der Süd-Böhmischen Tiefenmasse in verschwindenden Mengen auf. Diorite treten vorwiegend in der Umgebung von Feinkorngranit-Durchschlägen auf. Am häufigsten sind sie im Randbereich zwischen Weinsberger- und Feinkorngranit.

Wenden wir uns nun den oberflächlich nicht mit der oben behandelten Tiefengesteinsmasse zusammenhängenden, ihr östlich vorgelagerten Intrusionen zu.

Der Rastenberger Granodiorit hat im Kartenbild die Form einer bauchigen Linse. Wie die Untersuchungen CH. EXNER's (1969) zeigen, besitzt der Gesteinskörper synklinale Außengestalt und analogen Internbau. Wie der Verlauf der umgebenden Gneise zeigt, paßten sich diese weitgehend der Form des Intrusivkörpers an. Den Randbereich des Granodiorits durchschwärmen mittelkörnige, nichtporphyrische Granite, die denen der Feinkorngranitgruppe bzw. manchen Nachschüben des Eisgarner Granits ähnlich sind. Die räumliche Bindung an den Rastenberger Granodiorit macht hingegen wahrscheinlich, daß es sich um einen Nachschub oder eine Abspaltung dieses Tiefengesteinskörpers handelt.

Eine ähnliche Position wie der Rastenberger Pluton besitzt derjenige Stock südöstlich von Jihlava. Das ausgedehnteste Vorkommen von Rastenberger Granodiorit ist jenes von Třebíč. Es besitzt dreieckige Form und weist wie der Rastenberger Stock eine leukokrate Randfazies auf. Es ist bemerkenswert, daß der Třebíč-Pluton und die kleineren Durchschläge ENE davon die östlichsten Zonen

des Moldanubikums intrudieren und in der unmittelbaren Nachbarschaft des Moravikums auftreten. Die Intrusiva werden an jüngeren Störungen dieses Bereiches abgeschnitten (Geologische Karte der ČSSR, 1 : 200.000).

Als kontaktmetamorphe Beeinflussung der Umgebung der Intrusivkörper ist das Sproßen von Cordierit und eine gesteigerte Rekrystallisation zu nennen. Sie führte zur Bildung von Perl- und Adergneisen (L. WALDMANN, 1951; J. SVOBODA et al., 1966). Die Durchschwärmung der Umgebung durch Gänge von Granit, Aplit, Pegmatit, Porphyriten usw. ist örtlich recht unterschiedlich. Lamprophyrgänge treten mitunter in großer Entfernung und ohne erkennbare Beziehung zu sichtbaren Intrusivkörpern auf (z. B. Gebiet Gföhl—Horn, Drosendorf—Raabs, Marbach/Kl. Krems).

Steile Störungszonen, von Mylonit und Verquarzung begleitet, sind ein auffälliges Element des Granitgebietes. Sie bestimmen gelegentlich, wie die Vitiser Störung, den Außenrand des Granitplutons oder versetzen die verschiedenen, die Tiefenmasse aufbauenden Gesteinsarten gegeneinander. Am stärksten ausgeprägt ist das NNE-SSW- bis NE-SW-streichende Störungssystem. Von der Rodl-Störung bis zur Störung, die im Kl. Ispertal den Granitrand schneidet, werden an einer Reihe von Störungen die SE-Schollen gegen NE versetzt. Zu den bereits bekannten Vitiser und Rodl-Störungen wurden zahlreiche Parallelstörungen durch die Kartierung des Granitgebietes entdeckt. Zu dem hier besprochenen Störungssystem gehört auch die bereits im Kapitel 4.1. behandelte Diendorfer Störung. Von geringerer Verbreitung ist ein NW-SE-gerichtetes Störungssystem. Hier ist nur die von B. SCHWAIGHOFER festgestellte Störung östlich von Weitra zu nennen.

Überblickt man die räumliche Verteilung der einzelnen Intrusiva, welche die Süd-Böhmische Tiefenmasse aufbauen, so sind bestimmte Regelmäßigkeiten festzustellen. Die basischesten Granitoide (Rastenberger Granodiorite) bauen die östlichsten Intrusionen auf. Ihnen folgen gegen W bzw. NW der Weinsberger Granit, die Feinkorngranite und der Eisgarnier Granit. Diese Reihenfolge bedeutet aber nicht nur eine Tendenz von basisch zu sauer, sondern entspricht auch der allgemein anerkannten Altersabfolge. Interessant ist auch, daß sich die Diorite — wenn auch als flächenmäßig unbedeutende Durchschläge — besonders im Grenzbereich Weinsberger Granit-Feinkorngranit finden, was ihrer altersmäßigen Stellung entspricht (G. FUCHS, 1962). Das Altersverhältnis des Rastenberger Granodiorits zum Weinsberger Granit ist zwar ungeklärt, doch wird man nicht fehl gehen, wenn man auf Grund zahlreicher lithologischer Übereinstimmungen keine allzugroße Altersdifferenz annimmt.

Somit ergibt sich nach G. FUCHS das Bild einer sich scheinbar gegen W bzw. NW verlagernden Förderzone. Dasselbe Bild entsteht aber auch, wenn die Schmelzen in einer ortsgebundenen Zone aus dem Untergrund aufdringen und sich der moldanubische Block über diesen gegen E bewegt.

#### 4.4. Das Mühlviertel und der Sauwald.

Diese Gebiete Oberösterreichs sind Teil einer orogenen Großzone, die eine Selbständigkeit wie die des Moravikums aufweist. Wir möchten diese vom

Moldanubikum abtrennen und schlagen den Begriff *Bavarikum* vor (siehe G. FUCHS, 1976). In der genannten Zone wird der Innenbau des Moldanubikums aus der NE-SW-Richtung in eine neue variszisch geprägte NW-SE-Richtung umgeschleift. Der für den älteren Bau charakteristische Gesteinsbestand wird, bis auf vereinzelte Reste, aufgelöst und geht in das variszisch geprägte Migmatitgebirge über. Die älteren variszischen Intrusiva, die das moldanubische Gneisgebirge des Waldviertels diskordant durchschlagen, treten im Bavarikum als konkordante unscharf begrenzte und somit synorogen gebildete Magmatite auf (Weinsberger Granit, Diorite Typ 1); die jüngeren Intrusiva sind auch hier diskordant (Diorite Typ 2, Feinkorngranite, Eisgarner Granit).

Die W-Begrenzung des Süd-Böhmischen Granitmassivs gegen das Bavarikum ist nicht sehr ausgeprägt. Gneisungen lappen in NW-SE- bis N-S-Richtung in das Granitareal, und das Granitmassiv löst sich gegen NW in eine Unzahl kleinerer Stöcke und Durchschläge auf, wie sie für das gesamte Bavarikum typisch sind.

Das Gebiet nördlich Linz zwischen der Rodl-Störung und dem Süd-Böhmischen Granitmassiv ist durch eine auffällige NNW-SSE- bis N-S-Streichrichtung der Gneise ausgezeichnet. Auch die Intrusiva — Weinsberger- und Feinkorngranite — folgen dieser Richtung. Die E-Hälfte des genannten Bereiches ist reich an Granitdurchschlägen und die begleitenden Perl- und Grobkorngneise entsprechen jenen des nordwestlichen Mühlviertels. Die Perlgneise der W-Hälfte hingegen zeigen die für den Sauwald typische Ausbildung. Daher ist anzunehmen, daß der südöstlichste Teil des Sauwald-Kristallins an der Blattverschiebung der Rodl um etwa 30 km gegen NE versetzt worden ist (O. THIELE in G. FUCHS & O. THIELE, 1968, S. 65 f.).

Westlich der Rodl ist in den hier generell NW-SE-streichenden Gesteinen des Bavarikums eine Gliederung in drei Zonen deutlich: die Böhmer Wald-, die Mühl- und die Sauwald-Zone.

Die *Böhmer Wald-Zone* hat eine Zwischenstellung zwischen dem moldanubischen Kristallin Süd-Böhmens und dem variszisch entstandenen Kristallin des Bavarikums. Die alten, NE-SW-streichenden Serien werden hier in die E-W-Richtung umgeschleift. Die älteren NE-SW-Achsen werden dabei um die jüngeren E-W-Achsen in steile Lagen rotiert. Die Schiefergneise bauen auch auf österreichischem Gebiet noch ausgedehnte Areale auf, und es finden sich in ihnen noch Fetzen von Gföhler Gneis ähnlichen Orthogneisen (nördlich Bärenstein, südlich Plöckenstein). Homogenisierung zu Perl- und Grobkorngneisen ist jedoch gebietsweise schon sehr wirksam, besonders um die ebenfalls E-W-orientierten Weinsberger Granite. Stöcke von Eisgarner Granit sind für die Böhmer Wald-Zone charakteristisch und vermitteln räumlich mit einer Reihe größerer und kleinerer Intrusionen zu dem Eisgarner Granit-Gebiet im N-Teil des Süd-Böhmischen Granitplutons. Auf österreichischem Gebiet überschreiten die Eisgarner Granite nicht die Störungszone des Pfahl, dies erfolgt erst weiter westlich in Bayern (Hauzenberg, Saldenburg; TROLL, 1967).

Der Pfahl, eine NW-SE-streichende und mittelsteil NE-fallende Mylonitzone, begrenzt die Böhmer Wald-Zone gegen SW. Nordwestlich von Haslach teilt sie sich in einen älteren, durch tektonische Mischserien charakterisierten Ast, der

gegen ESE nach Leonfelden fortsetzt und eine jüngere Mylonit- und Verquarzungszone, die gegen SE bis an die Rodl zieht. Die ältere Störung scheint in diesem Bereich die Böhmer Wald-Zone zu begrenzen, da das Zurücktretten von Schiefergneis und der Reichtum an Feinkorngranit südlich dieser Linie eher der Mühl-Zone entsprechen.

In der Mühl-Zone herrscht straffes NW-SE-Streichen der Grobkorn-gneise und Weinsberger Granitgneise bei überwiegendem NE-Schichtfallen. Schiefergneise, meist schon in Umwandlung zu Perlgneis begriffen, sind seltene Relikte des prä-variszischen Altbestandes. Eine Ausnahme stellt das Gebiet von Kropfmühl ENE von Passau dar. Dort bildet E-W-streichende Bunte Serie — wahrscheinlich die Fortsetzung derjenigen von Česke Krumlov — als geschlossenes Gebiet eine Insel in den umgebenden Grobkorn-gneisen. In diesem Zusammen-hang ist auch die Zone von Herzogsdorf zu erwähnen, die allerdings von der Perlgneisbildung stärker betroffen worden ist.

Von den variszischen Graniten bildet der Weinsberger Granit konkordante, den Gneisen eingeschaltete Körper, während die Feinkorngranite ausgeprägt diskordante Durchschläge bilden. Diese treten in der Zone Leonfelden—Aigen—Hauzenberg besonders gehäuft auf. Der WNW-ESE-Verlauf dieser Zone zeigt somit auch eine gewisse Einregelung, die aber das NW-SE-Streichen des Weins-berger Granit-Grobkorn-gneis-Komplexes schräg schneidet. Im südwestlichen Be-reich der Mühl-Zone treten Stöcke von Feinkorngranit seltener auf (Aschach, Kl. Zell).

Die jüngeren Diorite (Typ 2) sind in der genannten an Feinkorngranitdurch-schlägen reichen Zone eng an die Granite gebunden. Hingegen zeigen die älteren Diorite (Typ 1) in ihrem Auftreten größere Unabhängigkeit. Wie die Gneise und Weinsberger Granite sind sie straff eingeregelt.

Die parallel zum Pfahl streichende Donau-Störung begrenzt die Mühl-Zone im SW. Ebenso wie am Pfahl haben auch an dieser alt angelegten Störungs-linie immer wieder Bewegungen stattgefunden. Auffällig gebänderte Schiefer-gneise und Linsen von Orthogneis sind an der Donau-Störung den Perlgneisen eingeschaltet (G. FUCHS & O. THIELE, 1968).

Die Sauwald-Zone wird überwiegend von Perlgneisen aufgebaut, vor-variszische Schiefergneise bilden auch hier nur untergeordnete, reliktsche Inseln. Schärdinger und Peurbacher Granit treten in einer Reihe meist unscharf begrenzter, in die Perlgneise übergewandelter Körper im südwestlichen Teil des Sauwaldes auf. Verglichen mit dem Weinsberger Granit ist das Parallelgefüge dieser Granite bedeutend schwächer ausgeprägt. Die südwestlichen Bereiche des Sauwaldes erscheinen überhaupt schwächer tektonisiert zu sein. Feinkorngranite treten in einer Reihe diskordanter, scharf begrenzter Durchschläge auf (Eitzen-berg, St. Sixt) (O. THIELE in G. FUCHS & O. THIELE, 1968).

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß das variszisch geformte Kristallin des Bavarikums zonenweise durch bestimmte Gesteinsvergesellschaftungen charakterisiert wird. Die großen, von Bayern nach Oberösterreich hereinstreichenden Pfahl- und Donau-Störungen sind wohl spät-variszisch angelegt; wahrschein-lich wurden sie aber später, besonders in der alpidischen Ära, wiederbelebt. Sie

formten mit jener, der Rodl-Störung parallelen NE-SW-Schar ein System von Scherflächen. Dieses Störungsgitter bestimmt weitgehend die Ränder des Kreidebeckens von Česke Budějovice (Geol. Karte der CSSR, 1 : 200.000), was als Beleg für die Existenz auch junger Bewegungen gelten kann.

## 5. Literatur

Die ausführliche Literaturzusammenstellung von L. WALDMANN (1951) erlaubt es uns, in der folgenden Aufstellung für den Zeitraum bis 1951 nur eine kleine Literatúrauswahl zu bringen.

- ARNOLD, A. & SCHARBERT, H. G.: Rb-Sr-Altersbestimmungen an Granuliten der südlichen Böhmisches Masse in Österreich. — Schweiz. Min. Petr. Mitt., 53, S. 61—78, Zürich 1973.
- BECKE, F.: Die Gneisformation des niederösterreichischen Waldviertels. — Tscherm. Min. Petr. Mitt., 4, 3. H., S. 189—264, 4. u. 5. H., S. 285—408, Wien 1882.
- BECKE, F.: Granodioritgneis im Waldviertel (Notiz). — Tscherm. Min. Petr. Mitt., 34, S. 70, Wien 1917.
- BECKE, F., HIMMELBAUER, A., REINHOLD, F. & GÖRGEY, R.: Das niederösterreichische Waldviertel. — Tscherm. Min. Petr. Mitt., 32, S. 1—62, Wien 1913.
- BEDERKE, E.: Das Alter des Moldanubischen Grundgebirges. — Geol. Rdsch., 45, H. 2, S. 167—175, Stuttgart 1957.
- Bundesanstalt für Bodenforschung: Datierungsbericht Nr. 5/67 samt Nachträgen (unveröffentlicht). Zwischenbericht über K/Ar- und Rb/Sr-Datierungen von Gesteinen aus dem ostbayerisch-österreichischen Kristallin, H. R. v. GAERTNER, W. HARRE, H. KREUZER, H. LENZ und P. MÜLLER, Hannover 1967.
- DA COSTA, L. A. M.: Structural Evolution of the Southern Part of the "Rastenberg" Pluton, Bohemian Massif, Lower Austria. — Verh. Geol. B.-A., S. A 75—A 76, Wien 1966.
- DAVIS, G. L. & SCHREYER, W.: Altersbestimmungen an Gesteinen des ostbayerischen Grundgebirges und ihre geologische Deutung. — Geol. Rdsch., 52, H. 1, S. 146—169, Stuttgart 1962.
- DESHPANDE, G. G. & ÖZPEKER, I.: Petrology and Structure of the Spitzer Gneiss from Dobra Area in the Bohemian Massif of Austria (Abstract). — Verh. Geol. B.-A., S. A 77, Wien 1965.
- DUDEK, A.: Kristallinische Schiefer und Devon östlich Znojmo (Znaim). — Sbornik UUG., 26, S. 101—141, Prag 1960.
- DUDEK, A.: Zum Problem der moldanubischen Überschiebung im Nordteil der Thayakuppel. — Geologie, 11, H. 7, S. 757—791, Berlin 1962.
- DUDEK, A.: Beitrag zum Problem der moldanubischen Überschiebung (Mißlitzer Horst). — Sbornik geol. ved., Geologie, 1, S. 7—20, Prag 1963.
- DUDEK, A., MATEJOVSKÁ, O. & SUK, M.: Gföhl Orthogneis in the Moldanubicum of Bohemia and Moravia. — Krystallinikum, 10, S. 67—78, Prag 1974.
- DUDEK, A. & ŠMEJKAL, J.: The age of the Brno pluton. — Věstník UUG., 43, H. 1, S. 45—52, Prag 1968.
- DUDEK, A. & SUK, M.: The depth relief of the granitoid plutons of the Moldanubicum. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 123, H. 1, S. 1—19, Stuttgart 1965 a.
- DUDEK, A. & SUK, M.: Zur geologischen Entwicklung des Moldanubikums. — Ber. Geol. Ges. DDR., 10, H. 2, S. 147—161, Berlin 1965 b.
- ERICH, A.: Berichte über Aufnahmen auf den Blättern Weitra (18) und Zwettl (19) in den Jahren 1966—1968. — Verh. Geol. B.-A., Wien 1967—1969.
- EXNER, CH.: Über geologische Aufnahmen beim Bau der Kamp-Kraftwerke (Südliche Böhmisches Masse). — Jb. Geol. B.-A., 96, S. 217—252, Wien 1953.
- EXNER, CH.: Zur Rastenberger Granittektonik im Bereiche der Kampkraftwerke (Südliche Böhmisches Masse). — Mitt. Geol. Ges. Wien, 61, S. 6—39, Wien 1969.
- FISCHER, G.: Der Bau des Vorderen Bayerischen Waldes. — Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver., N. F., 41, S. 1—22, Stuttgart 1959.
- FISCHER, G. & TROLL, G.: Bauplan und Gefügeentwicklung metamorpher und magmatischer Gesteine des Bayerischen Waldes. — Geol. Bavar., 68, S. 7—44, München 1973.

- FRASL, G.: Anzeichen schmelzflüssigen und hochtemperierten Wachstums an den großen Kalifeldspaten einiger Porphygranite, Porphygranitgneise und Augengneise Österreichs. — Jb. Geol. B.-A., 97, S. 71—132, Wien 1954.
- FRASL, G.: The Bohemian Massif in Austria — The Moravian Zone. — Int. Geol. Congr. 23. Sess. Prague 1968, Guide to Excursion 32, S. 5—24, Geol. B.-A., Wien 1968.
- FRASL, G.: Zur Metamorphose und Abgrenzung der Moravischen Zone im niederösterreichischen Waldviertel. — Nachrichten Deutsch. Geol. Ges., 2, S. 55—61, Tübingen 1970.
- FRASL, G.: Berichte über Aufnahmen auf Blatt Steyregg (33) in den Jahren 1956—1959. — Verh. Geol. B.-A., Wien 1957—1960.
- FRASL, G.: Aufnahmen 1973 auf Blatt 21 (Horn), Moravischer Anteil. — Verh. Geol. B.-A., S. A 37, Wien 1974.
- FRASL, G., FUCHS, G., KURZWEIL, H., THIELE, O., VOHRZYKA K. u. E., ZIRKL, E. & SCHADLER, J.: Übersichtskarte des Kristallins im westlichen Mühlviertel und im Sauwald, Oberösterreich, 1 : 100.000. — Geol. B.-A., Wien 1965.
- FUCHS, G.: Zur Altersgliederung des Moldanubikums Oberösterreichs. — Verh. Geol. B.-A., S. 96—117, Wien 1962.
- FUCHS, G.: Zur Tektonik des östlichen Waldviertels (NO). — Verh. Geol. B.-A., H. 3, S. 424 bis 440, Wien 1971.
- FUCHS, G.: Berichte über Aufnahmen auf den Blättern Wallern (3), Engelhartzell (13), Rohrbach (14), Leonfelden (15), Großpertholz (17), Weitra (18), Eferding (31) und Linz (32) in den Jahren 1959—1962, 1964—1965. — Verh. Geol. B.-A., Wien 1960—1963, 1965—1966.
- FUCHS, G.: Berichte über Aufnahmen auf den Blättern Geras (8), Gföhl (20), Horn (21) und Ottenschlag (36) in den Jahren 1966—1968, 1970—1971, 1973—1974. — Verh. Geol. B.-A., Wien 1967—1969, 1971—1972, 1974—1975.
- FUCHS, G.: Zur Entwicklung der Böhmisches Masse. — Jb. Geol. B.-A., S. 45—61, Wien 1976.
- FUCHS, G. & THIELE O.: Erläuterungen zur Übersichtskarte des Kristallins im westlichen Mühlviertel und im Sauwald, Oberösterreich. — 96 S., 1 Tf., 9 Abb., 3 Tab., Geol. B.-A., Wien 1968.
- GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT, WIEN: Göpfritz, Österreich. Erläuterungen zur Geologisch-Geotechnischen Grundlagenkarte 1 : 10.000. — Geol. B.-A., Wien 1967.
- GRABER, H. V.: Intrusionsfolge, Mischprodukte und Bewegungsvorgänge am Südrande der Böhmisches Masse. — Verh. Geol. B.-A., Nr. 7/8, S. 149—163, Wien 1936.
- GRAUERT, B., HÄNNY, R. & SOPTRAJANOVA, G.: Isotopic Ages of Paragneisses and Anatectic Rocks of the Moldanubicum of Eastern Bavaria. — Annal. Soc. Géol. Belgique, 94, II, S. 115, Liège 1971.
- GRILL, R. & WALDMANN, L.: Zur Kenntnis des Untergrundes der Molasse in Österreich. — Jb. Geol. B.-A., 94, (1949—1951), S. 1—40, Wien 1950.
- GROHMANN, H.: Beitrag zur Geochemie österreichischer Granitoide. — Tscherm. Min. Petr. Mitt., 3. Folge, 10, S. 436—474, Wien 1965.
- HÖCK, V.: Berichte über Aufnahmen auf den Blättern Geras (8), Retz (9) und Horn (21) in den Jahren 1968 und 1969. — Verh. Geol. B.-A., Wien 1969 und 1970.
- HÖCK, V.: Mineralzonen in Metapeliten und Metapsammiten der Moravischen Zone in Niederösterreich. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 66.—67., S. 49—60, Wien 1974.
- HÖCK, V. & VETTERS, W.: Bericht über geologische Aufnahmen auf Blatt Horn (21) in den Jahren 1972 und 1973. — Verh. Geol. B.-A., Wien 1973 und 1974.
- HOLZER, H.: Die Flinzgraphitvorkommen im außeralpinen Grundgebirge Ober- und Niederösterreichs. — Verh. Geol. B.-A., H. 2, S. 360—371, Wien 1964.
- HOLZER, H. & NEUWIRTH, K.: Über den ehemaligen Eisensteinbergbau Kottaun bei Geras (Niederösterreich). — Mont. Rdsch., 10, H. 9, S. 191—193, Wien 1962.
- HOMOLA, V., MÜLLER, K. & SURKOVSKÁ, V.: Geologisch-geophysikalische Studien im Gebiet des westmährischen Moldanubikums. — Freib. Forsch.-H., C 227, Geologie, S. 7—71, Leipzig 1968.
- HORNINGER, G.: Der Schárdinger Granit. — Tscherm. Min. Petr. Mitt., 47, S. 26—74, Wien 1936.
- JÄGER, E., GRÜNENFELDER, M., GRÖGLER, M. & SCHROLL, E.: Mineralalter granitischer Gesteine aus dem österreichischen Moldanubikum. — Tscherm. Min. Petr. Mitt., 3. F., 10, S. 528—534, Wien 1965.



- JAROŠ, J. & MÍŠAR, Z.: Deckenbau der Svatka-Kuppel und seine Bedeutung für das geodynamische Modell der Böhmisches Masse. — *Sbornik geol. ved., Geologie*, 26., S. 69—82, Prag 1974.
- JENCEK, V. & DUDEK, A.: Beziehungen zwischen dem Moravikum und Moldanubikum am Westrand der Thayakuppel. — *Vestník UUG*, 46, S. 331—338, Prag 1971.
- KAPPEL, F.: Die Eklogite Meidling im Tal und Mitterbachgraben im niederösterreichischen Moldanubikum südlich der Donau. — *N. Jb. Min. Abh.*, 107, S. 266—298, Stuttgart 1967.
- KHAFFAGY, M.: The Genesis of the Dobra and Krumau Complexes of the Kamp Valley in the Lower Austrian Waldviertel. — *Jb. Geol. B.-A., Sonderb.* 17, S. 139—170, Wien 1971.
- KHAFFAGY, M.: Zur Geochemie der Spitzer Gneise und der Paragesteinserie des Kamptales, Niederösterreich. — *Jb. Geol. B.-A., Sonderb.* 17, S. 171—192, Wien 1971.
- KLOB, H.: Über das Vorkommen eines porphyrischen Granites im Raume Sandl—Karlstift—Liebenau bei Freistadt im oberösterreichischen Mühlviertel (Granit vom Typ „Karlstift“). — *Tscherm. Min. Petr. Mitt.*, 3. F., 14, S. 311—323, Wien 1970.
- KLOB, H.: Der Freistädter Granodiorit im österreichischen Moldanubikum. — *Verh. Geol. B.-A.*, H. 1, S. 98—142, Wien 1971.
- KÖHLER, A.: Die moldanubischen Gesteine des Waldviertels (Niederdonau) und seiner Randgebiete. 1. Teil: Die petrographischen Verhältnisse. — *Fortschr. Min. Krist. Petr.*, 25, S. 253—316, Berlin 1941.
- KÖBL, L.: Zur Deutung der moldanubischen Glimmerschieferzone im niederösterreichischen Waldviertel. — *Jb. Geol. B.-A.*, S. 81—104, Wien 1922.
- KÖBL, L.: Die Stellung des Gföhler Gneises im Grundgebirge des niederösterreichischen Waldviertels. — *Tscherm. Min. Petr. Mitt.*, 38, S. 508—540, Wien 1925.
- KOPEČNÝ, V.: Beitrag zur Petrographie des Bittescher Gneises (Nordteil der Thayakuppel). — *Acta. univ. pal. olom. fac. rer. nat.*, 38, S. 21—34, Olmütz 1971.
- KUPKA, J. E.: Berichte über Aufnahmen auf den Blättern Zwettl (19) und Gföhl (20) in den Jahren 1969 und 1973. Truppenübungsplatz. — *Verh. Geol. B.-A.*, Wien 1970 und 1974.
- KÜPPER, H., MÜLLER, G. & Mitarbeiter: Zur Geologie des Gebietes nordöstlich von Göpfritz a/W., NÖ. — *Verh. Geol. B.-A.*, H. 3, S. 393—408, Wien 1971.
- KURAT, G.: Der Weinsberger Granit im südlichen österreichischen Moldanubikum. — *Tscherm. Min. Petr. Mitt.*, 3. F., 9, S. 202—227, Wien 1965.
- KURAT, G. & SCHARBERT, H. G.: Compositional Zoning in Garnets from Granulite Facies Rocks of the Moldanubian Zone, Bohemian Massif of Lower Austria, Austria. — *Earth and Planetary Science Letters*, 16, S. 379—387, North-Holland Publ. Comp., Amsterdam 1972.
- MARCHET, A.: Der Gabbro-Amphibolituzug von Rehberg im niederösterreichischen Waldviertel. — *Sitzungsber. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl.*, 128, S. 215—291, Wien 1919.
- MARCHET, A.: Zur Kenntnis der Amphibolite des niederösterreichischen Waldviertels. — *Tscherm. Min. Petr. Mitt.*, 36., H. 3, 4, S. 170—211, H. 5, 6, S. 229—320, Wien 1924.
- MARCHET, A.: Die moldanubischen Gesteine des Waldviertels (Niederdonau) und seiner Randgebiete. II. Teil: Der Gesteinschemismus. — *Fortschr. Min. Krist. Petr.*, 25, S. 317—366, Berlin 1941.
- MATEJOVSKÁ, O.: Petrogenesis of the Moldanubian granulites near Náměšt n. Osl. — *Krystallinikum*, 5, S. 85—103, Prag 1967.
- MATURA, A.: Berichte über Aufnahmen auf den Blättern Mautern (37), Krems (38) und Obergrafendorf (55) in den Jahren 1966, 1968—1974. — *Verh. Geol. B.-A.*, Wien 1967, 1969—1975.
- MATURA, A.: Hypothesen zum Bau und zur geologischen Geschichte des kristallinen Grundgebirges von Südwestmähren und dem niederösterreichischen Waldviertel. — *Jb. Geol. B.-A.*, S. 63—74, Wien 1976.
- MEISER, P. & TEUSCHER, E. O.: Das Feld Gotting-Ranna, geologisch-geophysikalische Kartierung eines Graphitvorkommens im Passauer Wald. — *Geol. Bavar.*, 55, S. 34—52, München 1965.
- NEMEC, D.: Granate westmährischer Skarngesteine. — *Geologie*, 10, H. 2, S. 157—168, Berlin 1967.
- NEMEC, D.: Chemische Zusammensetzung der Ca-Amphibole aus den regionalmetamorphen Skarnen Westmährens. — *N. Jb. Miner. Abh.*, 113, H. 1, S. 50—67, Stuttgart 1970.
- NEMEC, D.: Barium in K-Feldspar Megacrysts from Granitic and Syenitic Rocks of the Bohemian Massif. — *Tscherm. Min. Petr. Mitt.*, 3. F., 22, S. 109—116, Wien 1975.

- NIEDERMAYR, G.: Die akzessorischen Gemengteile von Gföhler Gneis, Granitgneis und Granulit im niederösterreichischen Waldviertel. — Ann. Naturhist. Mus., 70, S. 19—27, Wien 1967.
- PRECLIK, K.: Zur Analyse des Moravischen Faltenwurfes im Thayatale. — Verh. Geol. B.-A., S. 180—192, Wien 1924.
- PRECLIK, K.: Die moravische Phyllitzone im Thayatale. — Sbornik SGU, S. 221—282, Prag 1926.
- PRECLIK, K.: Das Nordende der Thayakuppel. — Sbornik SGU, 6, S. 373—395, Prag 1926.
- PRECLIK, K.: Zur Tektonik und Metamorphose der moravischen Aufwölbung am Ostrand der Böhmisches Masse. — Geol. Rdsch., 18, S. 81—103, Berlin 1927.
- RICHTER, W.: Petrologische Untersuchungen am Mauthausner Granit im österreichischen Moldanubikum. — Tschem. Min. Petr. Mitt., 3. F., 10, S. 265—296, Wien 1965.
- SCHADLER, J.: Berichte über Aufnahmen auf Blatt Linz-Eferding (4652) in den Jahren 1935 bis 1938. — Verh. Geol. B.-A., Wien 1936—1939.
- SCHADLER, J.: Geologische Spezialkarte der Republik Österreich, 1 : 75.000, Blatt Linz-Eferding (4652). — Geol. B.-A., Wien 1952.
- SCHARBERT, H. G.: Die Granulite der südlichen Böhmisches Masse. — Geol. Rdsch., 52, S. 112 bis 123, Stuttgart 1962.
- SCHARBERT, H. G.: Die Granulite des südlichen niederösterreichischen Moldanubikums. — I. Teil: N. Jb. Min. Abh., 100, S. 59—86, 1963; II. Teil: N. Jb. Min. Abh., 101, S. 27—66, 1964; III. Teil: N. Jb. Min. Abh., 101, S. 210—231, 1964, Stuttgart.
- SCHARBERT, H. G.: Andraditführende Einschaltungen im Marmor von Hartenstein (Kl. Kremstal, NO). — N. Jb. Miner. Mh., 7, S. 221—223, Stuttgart 1966.
- SCHARBERT, H. G.: Beobachtungen am Granulitkörper von St. Leonhard am Horner Wald (Niederösterreichisches Waldviertel). — Anz. Österr. Akad. Wiss. Wien, mathem.-naturwiss. Kl., 9, S. 201—205, Wien 1967.
- SCHARBERT, H. G.: Cyanit und Sillimanit in moldanubischen Granuliten. — Tschem. Min. Petr. Mitt., 3. F., 16, S. 252—267, Wien 1971.
- SCHARBERT, H. G.: Pyrope-rich garnets from Moldanubian garnet pyroxenites, Bohemian Massif, Lower Austria, Austria. — N. Jb. Min. Mh., S. 80—83, Stuttgart 1973.
- SCHARBERT, H. G. & KURAT, G.: Distribution of Some Elements Between Coexisting Ferromagnesian Minerals in Moldanubian Granulite Facies Rocks, Lower Austria, Austria. — Tschem. Min. Petr. Mitt., 3. F., 21, S. 110—134, Wien 1974.
- SCHARBERT, S.: Mineralbestand und Genesis des Eisgarner Granits im niederösterreichischen Waldviertel. — Tschem. Min. Petr. Mitt., 3. F., 11, S. 388—412, Wien 1966.
- SCHARBERT, S.: Berichte über Aufnahmen auf Blatt Großsiegharts (7) in den Jahren 1969 und 1970. — Verh. Geol. B.-A., Wien 1970 und 1971.
- SCHNEIDER, L. F. & MAHERALI, N. F.: Contribution to the Study of the Nöhagen Metadiorites. — Jb. Geol. B.-A., Sonderb. 17, S. 214—217, Wien 1971.
- SCHERMANN, O.: Über Horizontalseitenverschiebungen am Ostrand der Böhmisches Masse. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 16, (1965), S. 89—103, Wien 1966.
- SCHERMANN, O.: Geologie und Petrographie des Gebietes zwischen Melk und Wieselburg. — Phil. Diss., Univ. Wien 1967.
- SCHREYER, W.: Über das Alter der Metamorphose im Moldanubikum des südlichen Bayerischen Waldes. — Geol. Rdsch., 46, H. 2, S. 306—318, Stuttgart 1957.
- SCHUMANN, H.: Über moldanubische Paraschiefer aus dem niederösterreichischen Waldviertel zwischen Gföhler Gneis und Bittescher Gneis. — Tschem. Min. Petr. Mitt., 40, S. 73—187, Leipzig 1930.
- SCHWAIGHOFER, B.: Berichte über Aufnahmen auf den Blättern Großpertholz (17), Weitra (18) und Zwettl (19) in den Jahren 1966, 1968—1972. — Verh. Geol. B.-A., Wien 1967, 1969 bis 1973.
- STETTNER, G.: The Bavarian Part of the Bohemian Massif. — Tectonics of the Carpathian Balkan Regions, S. 417—421, Geol. Inst. Dionýz Stúr, Preßburg 1974.
- STRECKEISEN, A.: Classification and Nomenclature of Plutonic Rocks. — Geol. Rdsch., 63, H. 2, S. 773—786, Stuttgart 1974.
- SUSS, F. E.: Bau und Bild der Böhmisches Masse. — In: C. DIENER et al.: Bau und Bild Österreichs, S. 1—322, Verlag Tempsky-Freytag, Wien 1903.

- Suess, F. E.: Die Beziehungen zwischen dem moldanubischen und dem moravischen Grundgebirge in dem Gebiete von Frain und Geras. — Verh. Geol. R.-A., S. 395—412, Wien 1908.
- Suess, F. E.: Die moravischen Fenster und ihre Beziehung zum Grundgebirge des Hohen Gesenke. — Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., Denkschr., 88, S. 541—631, Wien 1912.
- Suess, F. E., Gerhart, H. & Beck, H.: Geologische Spezialkarte der Republik Österreich, 1 : 75.000, Blatt Drosendorf (4455). — Geol. B.-A., Wien 1925.
- Suk, M.: Lithology of Moldanubian metamorphics. — Casopis pro mineralogii a geologii, 19, H. 4, S. 373—389, Prag 1974.
- Svoboda, J. et al.: Regional Geology of Czechoslovakia. Part 1: The Bohemian Massif. — 668 S., Geol. Surv. Czechoslovakia, Prag 1966.
- Svoboda, J. & Prantl, F.: Příspěvek k stratigrafii vnitřních fylitů na Tišnovsku. — Sbornik SGU, 18, S. 317—328, Prag 1951.
- Thiele, O.: Berichte über Aufnahmen auf den Blättern Engelhartzell (13), Schärding (29) und Neumarkt i. H. (30) in den Jahren 1959—1962. — Verh. Geol. B.-A., Wien 1960—1963.
- Thiele, O.: Der österreichische Anteil an der Böhmisches Masse und seine Stellung im variszischen Orogen. — Geologie, 19, H. 1, S. 17—24, Berlin 1970.
- Thiele, O.: Eine Mikroklin-Quarz-Kugelbildung in hybridem Feinkorngranit aus dem Dietrichsbacher Forst (westliches Waldviertel, Niederösterreich). — Verh. Geol. B.-A., H. 2, S. 267 bis 274, Wien 1970.
- Thiele, O.: The Austrian Part of the Bohemian Massif. — Tectonics of the Carpathian Balkan Regions, S. 414—417, Geol. Inst. Dionýz Stúr, Preßburg 1974.
- Thiele, O.: Berichte über Aufnahmen auf den Blättern Großsiegharts (7), Zwettl (19), Perg (34) und Königswiesen (35) in den Jahren 1965—1973. — Verh. Geol. B.-A., Wien 1966—1974.
- Thiele, O.: Zur Tektonik des Waldviertels in Niederösterreich (Südliche Böhmisches Masse). — Nova Acta Leopoldina, 1975 (im Druck).
- Troll, G.: Führer zu geologisch-petrographischen Exkursionen im Bayerischen Wald. Teil I: Aufschlüsse im Mittel- und Ostteil. (Mit Beiträgen von U. Dollinger, S. Dürr, B. Grauert, F. K. List, J. Madel, W. Schreyer, G. Troll und H. Winter.) — Geol. Bavarica, 58, 189 S., München 1967.
- Vejnar, Z.: Grundfragen des Moldanubikums und seine Stellung in der Böhmisches Masse. — Geol. Rdsch. 60, S. 1455—1465, Stuttgart 1971.
- Vohryzka, K. & E.: Berichte über Aufnahmen auf Blatt Leonfelden (15) in den Jahren 1959 bis 1961. — Verh. Geol. B.-A., Wien 1960—1962.
- Waldmann, L.: Das Südende der Thayakuppel. — Jb. Geol. B.-A., 72, H. 3 u. 4, S. 183—204, Wien 1922.
- Waldmann, L.: Vorläufiger Bericht über die Aufnahme des moravischen Gebietes südlich der Bahnlinie Eggenburg—Siegmunsherberg. — Anz. Akad. Wiss. Wien, mathem.-naturwiss. Kl., 61, 1924, Nr. 5, S. 53—56, Wien 1925.
- Waldmann, L.: Geologische Spezialkarte der Republik Österreich, 1 : 75.000, Blatt Litschau-Gmünd (4454). — Geol. B.-A., Wien 1950.
- Waldmann, L.: Das außeralpine Grundgebirge Österreichs. — In: F. X. Schaffer: Geologie von Österreich, 2. Aufl., S. 1—105, Verl. Deuticke, Wien 1951.
- Waldmann, L.: Studien über ältere Eisensteinbaue im nördlichen Waldviertel. — Verh. Geol. B.-A., Sonderh. C, S. 49—55, Wien 1952.
- Waldmann, L.: Führer zu geologischen Exkursionen im Waldviertel. — Verh. Geol. B.-A., Sonderh. E, S. 1—26, Wien 1958.
- Waldmann, L.: Berichte über Aufnahmen auf den Blättern Drosendorf (4455), Horn (4555), Ottenschlag (4654), Krems (4655), Enns (4753), Ybbs (4754), Ottenschlag (36) und Spitz (37) in den Jahren 1947—1964, 1966—1969. — Verh. Geol. B.-A., Wien 1948—1965, 1967—1970.
- Wieseneder, H., Freilinger, G., Kittler, G. & Tsambourakis, G.: Der kristalline Untergrund der Nordalpen in Österreich. — Geol. Rdsch., 64, Stuttgart 1975 (im Druck).
- Winkler, H. G. F.: Die Genese der metamorphen Gesteine. — 218 S., Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York 1965.
- Zoubek, V. et al.: Tectonic Development of Czechoslovakia (Collected papers and the tectonic Map 1 : 1,000,000). — 226 S., Nakladatelství Československé Akademie Věd, Prag 1960.

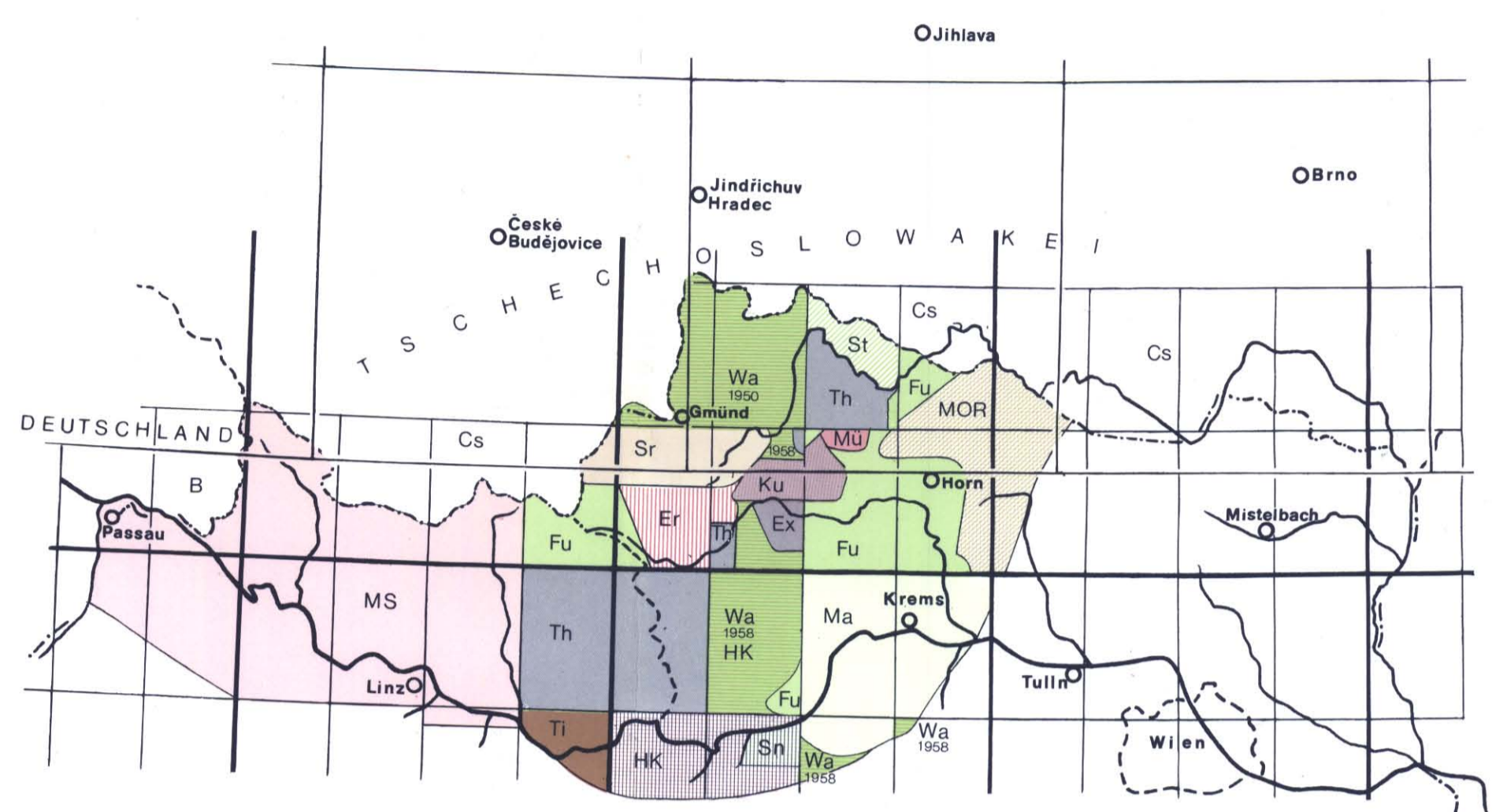
Manuskript eingereicht im November 1975

# Geologische Karte des Kristallins der südlichen Böhmisches Masse

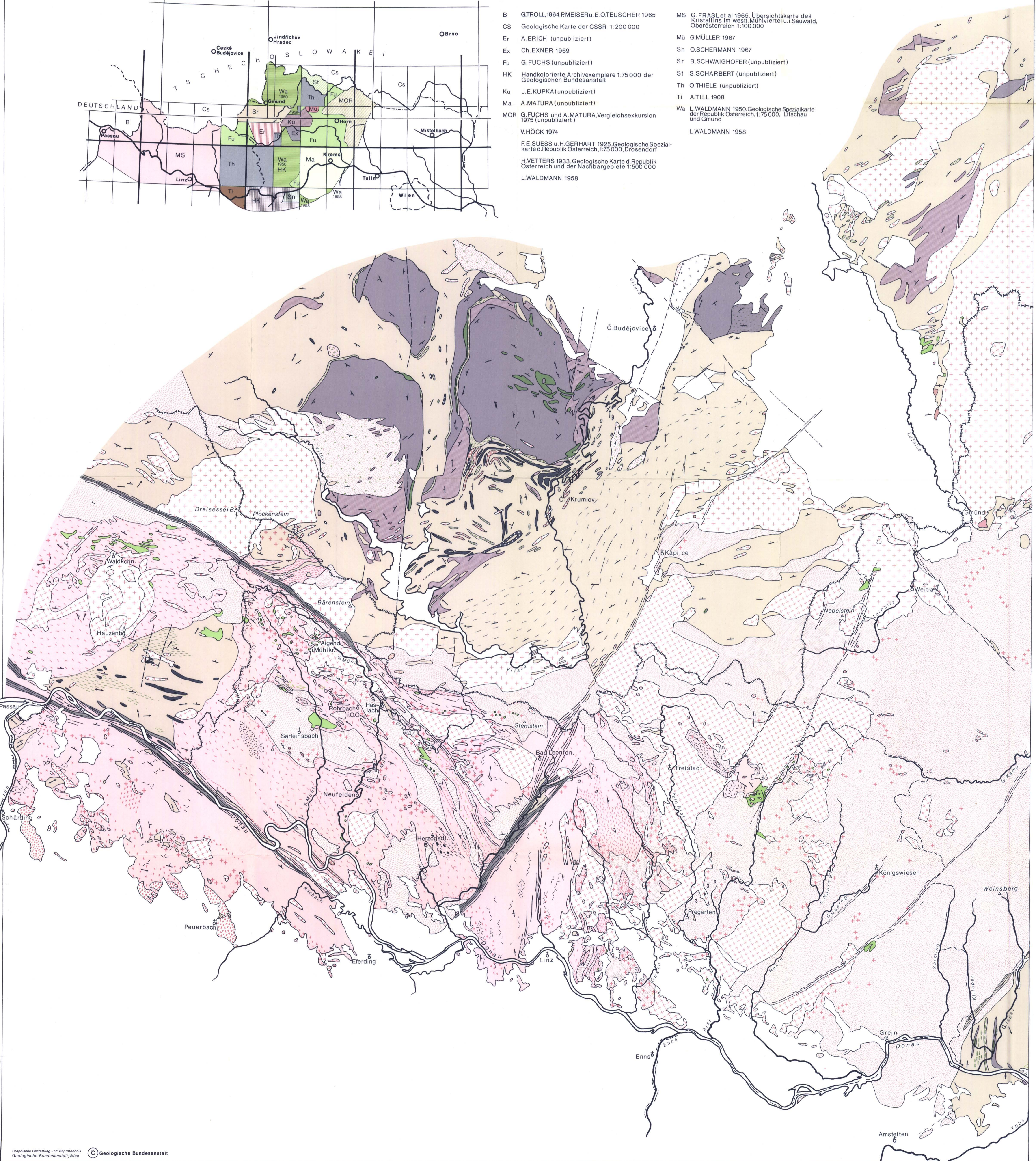
Nach unpublizierten Neuaufnahmen von A. ERICH, G. FUCHS, J. E. KUPKA, A. MATURA, S. SCHARBERT, O. SCHERMANN, B. SCHWAIGHOFER und O. THIELE, handkolorierten Archivexemplaren 1:75.000 der Geologischen Bundesanstalt und publizierten Beiträgen

zusammengestellt von G. FUCHS und A. MATURA, 1976

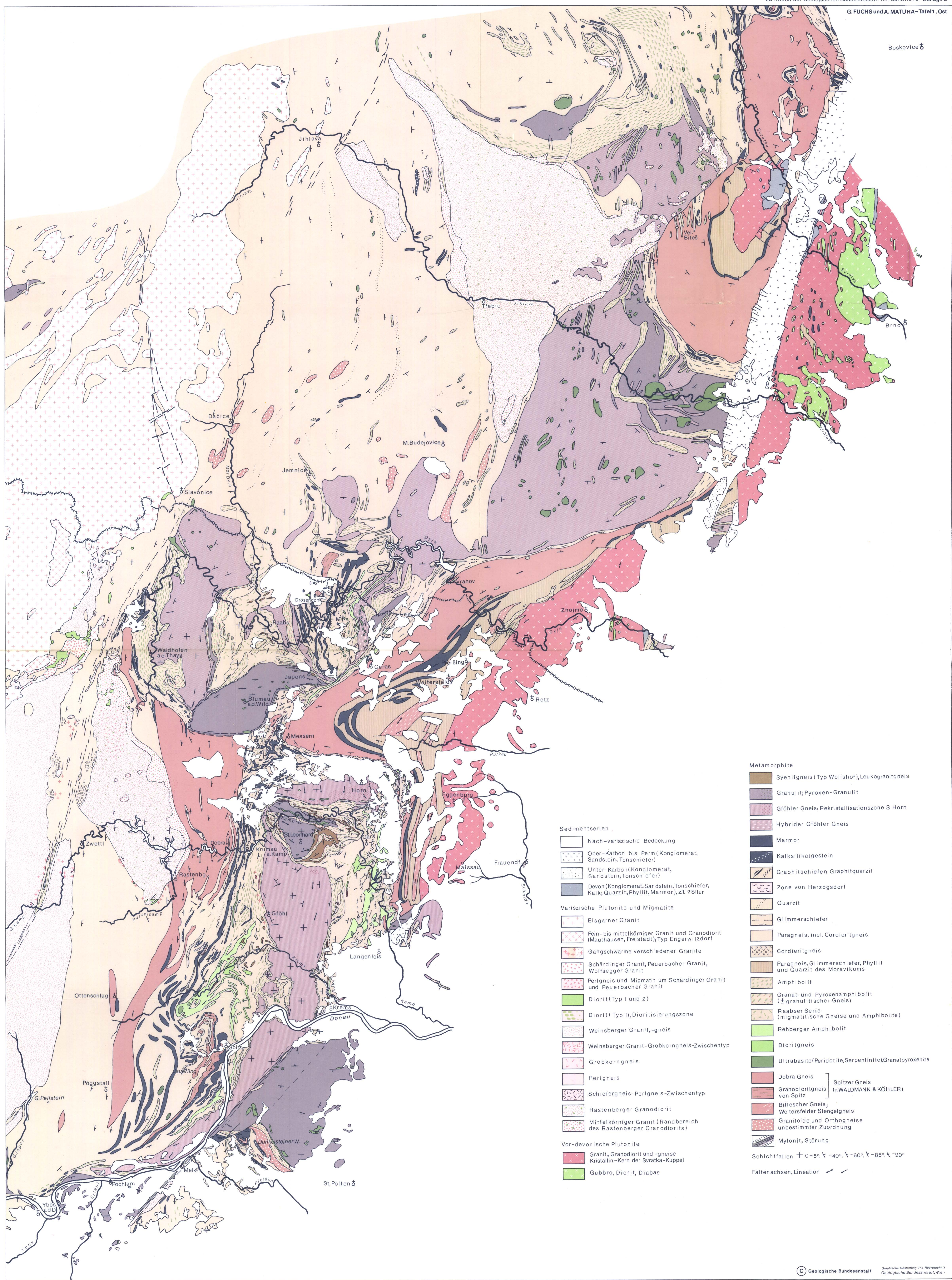
1 : 200 000



- |     |  |    |   |
|-----|--|----|---|
| B   | G.TROLL, 1964, P.MEISER u. E. OTEUSCHER 1965   | MS | G. FRASL et al 1965, Übersichtskarte des Kristallins im westl. Mühlviertel u. i. Saugwald, Oberösterreich 1:100.000 |
| CS  | Geologische Karte der CSSR 1:200 000   | Mü | G. MÜLLER 1967  |
| Er  | A. ERICH (unpubliziert)  | Sn | O. SCHERMANN 1967   |
| Ex  | Ch. EXNER 1969   | Sr | B. SCHWAIGHOFER (unpubliziert)  |
| Fu  | G. FUCHS (unpubliziert)  | St | S. SCHARBERT (unpubliziert)   |
| HK  | Handkolorierte Archivexemplare 1:75 000 der Geologischen Bundesanstalt                               | Th | O. THIELE (unpubliziert)  |
| Ku  | J. E. KUPKA (unpubliziert)   | Ti | A. TILL 1908  |
| Ma  | A. MATURA (unpubliziert)   | Wa | L. WALDMANN 1950, Geologische Spezialkarte der Republik Österreich, 1:75 000, Litschau und Gmund                    |
| MOR | G. FUCHS und A. MATURA, Vergleichsexkursion 1975 (unpubliziert)                                      |    | L. WALDMANN 1958  |
|     | V. HÖCK 1974   |    |   |
|     | F. E. SUSS u. H. GERHART 1925, Geologische Spezialkarte d. Republik Österreich, 1:75 000, Drosendorf |    |   |
|     | H. VETTERS 1933, Geologische Karte d. Republik Österreich und der Nachbargebiete 1:500 000           |    |   |
|     | L. WALDMANN 1958   |    |   |



Boskovice



- Sedimentserien**
- Nach-variszische Bedeckung
  - Ober-Karbon bis Perm (Konglomerat, Sandstein, Tonschiefer)
  - Unter-Karbon (Konglomerat, Sandstein, Tonschiefer)
  - Devon (Konglomerat, Sandstein, Tonschiefer, Kalk, Quarzit, Phyllit, Marmor, zT ? Silur)
- Variszische Plutonite und Migmatite**
- Eisgarner Granit
  - Fein- bis mittelkörniger Granit und Granodiorit (Mauthausen, Freistadt); Typ Engerwitzdorf
  - Gangschwärme verschiedener Granite
  - Schärdinger Granit, Peuerbacher Granit, Wolfsegger Granit
  - Perlgneis und Migmatit um Schärdinger Granit und Peuerbacher Granit
  - Diorit (Typ 1 und 2)
  - Diorit (Typ 1); Dioritisierungszone
  - Weinsberger Granit, -gneis
  - Weinsberger Granit-Grobkornigneis-Zwischentyp
  - Grobkornigneis
  - Perligneis
  - Schieferigneis-Perligneis-Zwischentyp
  - Rastenberger Granodiorit
  - Mittelkörniger Granit (Randbereich des Rastenberger Granodiorits)
- Vor-devonische Plutonite**
- Granit, Granodiorit und -gneise Kristallin-Kern der Svratka-Kuppel
  - Gabbro, Diorit, Diabas

- Metamorphite**
- Syenitgneis (Typ Wolfshof), Leukogranitgneis
  - Granulit, Pyroxen-Granulit
  - Gföhler Gneis; Rekristallisationszone S Horn
  - Hybrider Gföhler Gneis
  - Marmor
  - Kalksilikatgestein
  - Graphitschiefer; Graphitquarzit
  - Zone von Herzogsdorf
  - Quarzit
  - Glimmerschiefer
  - Paragneis, incl. Cordieritgneis
  - Cordieritgneis
  - Paragneis, Glimmerschiefer, Phyllit und Quarzit des Moravikums
  - Amphibolit
  - Granat- und Pyroxenamphibolit (± granulitischer Gneis)
  - Raabser Serie (migmatitische Gneise und Amphibolite)
  - Rehberger Amphibolit
  - Dioritigneis
  - Ultrabasite (Peridotite, Serpentinite), Granatpyroxenite
  - Dobra Gneis
  - Granodioritigneis von Spitz
  - Bittischer Gneis; Weitersfelder Stengelgneis
  - Granitoide und Orthogneise unbestimmter Zuordnung
  - Mylonit, Störung
- Schichtfallen + 0-5°, 5-40°, 40-60°, 60-85°, 85-90°
- Faltenachsen, Lineation



# Zur Entwicklung der Böhmisches Masse

Von GERHARD FUCHS \*)

Mit 3 Tafeln (= Beilagen 3, 4 und 5) und 2 Abbildungen

Österreichische Karte 1 : 50.000

Blätter 2—8, 12—21, 29—38, 51—55

Schlüsselwörter

*Böhmische Masse  
Alter und Stil des Baues  
Geologische Entwicklung*

## INHALT

Zusammenfassung . . . . .	45
Abstract . . . . .	46
1. Einführung . . . . .	47
2. Die Existenz eines Deckenbaues innerhalb des Moldanubikums . . . . .	48
3. Die Abgrenzung von Drosendorfer und Gföhler Einheit . . . . .	50
4. Der Stil und das Alter des intramoldanubischen Deckenbaues . . . . .	50
5. Die Entwicklung der Böhmisches Masse . . . . .	54
5.1. Die assyntische Orogenese . . . . .	54
5.2. Die kaledonische Orogenese . . . . .	54
5.3. Die variszische Orogenese . . . . .	56
5.4. Spät-variszische bis alpidische Bruchtektonik . . . . .	59
Literatur . . . . .	60

## Zusammenfassung

Der neueste Stand der Kartierung der südöstlichen Böhmisches Masse (FUCHS & MATURA, 1976) sowie die von verschiedenen Arbeitsgruppen durchgeführten absoluten Altersbestimmungen verlangen nach einer Zusammenschau und Revision der herrschenden Vorstellungen von der geologischen Entwicklung.

Abgesehen von der Überschiebung des Moldanubikums über das Moravikum ist auch innerhalb des Moldanubikums Deckenbau feststellbar. In regelmäßiger Weise überlagern Granitoide, Migmatite und hochmetamorphe Gesteinsserien (Granulite + Rahmen) sedimentogene Serien etwas schwächer metamorpher Prägung. Dies ist sowohl in Süd-Böhmen als auch im Raume Waldviertel—Mähren festzustellen. Die Zonenfolge (vom Liegenden gegen das Hangende) — Monotone Serie, Bunte Serie, Gföhler Gneis, Granulit — ist in beiden Gebieten gleich, aber spiegelbildlich. Im SE-vergenten süd-böhmischen Orogen sind größere Überschiebungswerten nicht belegt. Im Waldviertel beweist die Deckscholle von Waidhofen eine Schubweite von rund 30 km, wenn man W-Vergenz annimmt und die Schubmasse aus der über 170 km im Streichen verfolgbaren Gföhler Gneis—Granulit-Zone des östlichsten Moldanubikums bezieht, die als Wurzelzone betrachtet wird. Es bestehen keine zwingenden Gründe, die Gföhler Gneis-Granulit-Massen des Waldviertels und Mährens mittels Fernüberschiebung aus dem W, etwa aus Süd-Böhmen verfrachtet zu denken. An Hand von Serienprofilen wird gezeigt, daß auch mulden-

\*) Anschrift des Verfassers: Dr. GERHARD FUCHS, Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien.

förmige Körper (z. B. Gföhler Gneis von Gföhl) in den isoklinalen Gesteinsstapel gehören. Ihre Form ist als Folge der Schleppfaltungen und Überkippen im Nahbereich der variszischen Überschiebung zu verstehen.

Das *Alter* dieses intramoldanubischen Deckenbaues ist einzuengen, insofern als kaledonisch gebildete Gesteine in den Deckenbau einbezogen sind und dieser Bau durch die angrenzenden variszischen Orogenen deformiert bzw. quergeschnitten und aufgelöst wird. Von dem in Frage kommenden Zeitraum kaledonisch bis früh-variszisch erscheint ersteres Alter wahrscheinlicher, da eine gänzliche Umorientierung des Strukturplanes und völlige Änderung des Stoffhaushaltes innerhalb einer Orogenese nicht sehr wahrscheinlich sind.

Folgende *Entwicklung* ist abzuleiten:

1. Die assyntische Orogenese prägte ein Kristallin in Grünschiefer- bis unterer Amphibolitfazies.
2. Die kaledonische Orogenese der West-Sudeten reaktivierte auch die östlichen Teile des Moldanubikums.

Es entstanden die NE-SW- bzw. NNE-SSW-streichenden Orogenen Süd-Böhmens und des Gebietes Waldviertel—Mähren.

Unter starker tangentialer Einspannung wurden Granulit und Gföhler Gneis (+ Begleitserien) unmittelbar nach ihrer Bildung und in großer Tiefe deckenförmig über die Bunte Serie geschoben.

Dieser Tiefbau des Lugodanubikums (i. Sinne von STILLE, 1951) wurde erst durch die variszische Orogenese entblößt.

3. Während der variszischen Orogenese verhielt sich das Moldanubikum als relativ starres Zwischengebirge, welches von den mobilen Orogenen umrahmt und randlich unterschoben wurde. Der Innenbau der Zwischenmasse wurde nur in relativ schmalen Randzonen umgeschert und dem oft quer verlaufenden variszischen Bau angepaßt (Süd-Böhmen). Nicht nur strukturell, auch stofflich wurde der Altbestand an die neuen Bedingungen angeglichen (Migmatisation des Bavarikums, Prägung der „Glimmerschieferzone“ des Waldviertels und Mährens).

Die randlichen Unterschiebungen führten einerseits zur Aufschmelzung der unterschobenen Krustenteile und zum Aufdringen der variszischen Magmatite. Andererseits wurden durch die randlichen Unterschiebungen Krustenverdickungen bewirkt, welche isostatische Ausgleichsbewegungen zur Folge hatten, die tiefste Bereiche des Moldanubikums der Erosion zugänglich machten. Deshalb sind die Granulitzonen an die randnahen Bereiche des Moldanubikums gebunden und tauchen gegen die zentralen Teile ab. Aus gleichen Gründen fehlen Granulit- und Gföhler Gneis-Gerölle in vor-kulmischen Sedimenten.

#### Abstract

The recent state of geological mapping of the southeastern Bohemian Massif presented in FUCHS & MATURA (1976, Pl. 1) as well as isotopic age determinations make it necessary to revise the views concerning the geological development of that region.

There is not only a thrust contact between the Moravicum and the Moldanubicum, but also the intra-Moldanubian structure is characterized by *nappes*. Granitoids, migmatites, and high grade metamorphic rocks (granulite and associated series) regularly overlie para-series of lower metamorphic grade. This was found in southern Bohemia as in the Moravia-Waldviertel region. In both areas the zoning is (from bottom to top): Monotonous Series, Varied Series, Gföhl Gneiss, granulite. The South-Bohemian belt, which shows vergency towards SE, has not given proof of larger thrust distances. In the Waldviertel, however, the inlier of Waidhofen a. d. Th. proves a minimum thrust distance of ca. 30 km. This results from the assumption that the thrust sheet is derived from the E and has its roots in the Gföhl Gneiss—Granulite Zone of the easternmost Moldanubicum. There are no facts supporting the view that all the Gföhl Gneiss and granulite masses of the Waldviertel and of Moravia were allochthonous and were thrust from afar, from the W. The sections (Pl. 3) show that even synclinal masses, such as the Gföhl Gneiss of Gföhl, are part of the isoclinal sequence of the eastern Moldanubicum. Their form is caused by drag folding and inversion near to the Moldanubian Thrust.

The age of the intra-Moldanubian nappe structures is Caledonian or early Hercynian. This follows from the fact that at one hand rocks formed in the Siluro-Ordovician take part in these



structures, and at the other hand the surrounding Hercynian orogenic zones cut the intra-Moldanubian structures discordantly. A Caledonian age of the structure is suggestive as the nappes seem to be related with the occurrence of Caledonian dated rocks. Furthermore it appears doubtful that rock assemblages and structures (South Bohemia) being dissolved and cut at right angles by Hercynian belts (Bavarium) should have been formed in an earlier phase of that same orogeny.

We envisage the following development:

- 1) The Assyntian orogeny formed a metamorphic complex of greenschist facies to lower amphibolite facies (SUK, 1973, p. 357).
- 2) The Caledonian orogeny, effective in the West-Sudetes, also reactivated the eastern parts of the Moldanubicum. The NE-SW trending belt of South Bohemia and the NNE-SSW-belt of Waldviertel-Moravia were formed. In these belts the granulite- and Gföhl Gneiss series soon after their formation and still in great depth were thrust onto the Varied Series. This deep "stockwerk" of the Lugodanubicum in the sense of STILLE (1951) was not brought within the reach of erosion before Hercynian times.
- 3) During the Hercynian orogeny the Moldanubicum formed a stable intramontane mass framed by mobile orogenic belts. Only the marginal portions of the intramontane mass were adapted to the structural and metamorphic conditions of the adjoining Hercynian belts. Along the margins the mobile belts underthrust the intramontane mass. This caused anatexis of the subducted crust and the generation of the Hercynian melts. Another consequence of this underthrusting was the thickening of the crust and isostasy movements. Due to uplift the deepest portions of the Moldanubicum (granulite zones) are exposed in the marginal parts of this unit, and they gently plunge towards the central regions. The above relations explain why pebbles of granulite or Gföhl Gneiss are wanting in pre-Kulm sediments.

## 1. Einführung

Der gegenwärtige Stand der Kartierung der Böhmisches Masse in Österreich wurde zusammen mit den Ergebnissen aus angrenzenden Gebieten in FUCHS & MATURA (1976) dargestellt. Da die an der Karte beteiligten Gebietsbearbeiter hinsichtlich des Baues und der Entwicklung des Kristallins z. T. verschiedener Ansicht sind, wurde die Arbeit von Hypothesen möglichst freigehalten. Außer neuen Kartierungsergebnissen brachten die letzten Jahre aber auch absolute Altersdatierungen, die revolutionierend wirken. So erbrachten Gföhler Gneis und Granulit, Leitgesteine des Moldanubikums, die allgemein als präkambrisch betrachtet wurden, kaledonische Bildungsalter. Mit den in jüngster Zeit häufiger durchgeführten Altersbestimmungen mehren sich Hinweise auf die Existenz altpaläozoischer Metamorphose außer den im Moldanubikum bekannten assyntischen und variszischen Metamorphosen (DAVIS & SCHREYER, 1962; ARNOLD & SCHARBERT, 1973; GRAUERT et al. 1971, u. a.). All dies verlangt ein Überdenken herrschender Vorstellungen und eine Zusammenschau neuen und alten Beobachtungsbestandes.

Die vorliegende Arbeit ist als Ergänzung zu der Darstellung FUCHS & MATURA (1976) gedacht und es wird versucht, in einer Zusammenschau neue Gedanken in die Diskussion zu bringen. Es werden zunächst einige Probleme des Moldanubikums behandelt, wonach ich versuche, die Entwicklung der Böhmisches Masse zu skizzieren. Verständlicherweise stütze ich mich bei dieser Betrachtung besonders auf die mir persönlich bekannten S- und SE-Teile der Böhmisches Masse.

## 2. Die Existenz eines Deckenbaues innerhalb des Moldanubikums

Die von F. E. SUESS entdeckte Überschiebung des Moldanubikums über das Moravikum wird von den meisten österreichischen Geologen anerkannt und soll hier nicht diskutiert werden. Die neuen Kartierungen von FUCHS, MATURA und THIELE haben aber übereinstimmend die Existenz auch eines intramoldanubischen Deckenbaues belegt und somit ältere Vorstellungen bestätigt (F. E. SUESS, 1918, S. 113—114; KOBER, 1938, S. 184).

Sedimentogene Formationen, wie die Monotone und Bunte Serie, tauchen regelmäßig gegen höher metamorphe, migmatisierte, von Granitoiden und ehemaligem Mantelmaterial durchsetzte Gesteinseinheiten ab. Diese bilden z. T. ausgedehnte muldenförmig gelagerte Körper, die nur als Deckschollen über fremdem Untergrund zu deuten sind (Waidhofen—Raabs—Blumau; St. Leonhard a. Hw.).

Die autochthone Drosendorfer Einheit baut sich aus der Monotonen und Bunten Serie auf, zwischen denen der Dobra-Gneis über weite Strecken eingeschaltet ist. Die Gesteine sind in der Almandin-Amphibolitfazies geprägt, wobei Muskowit neben größeren Mengen von Sillimanit offensichtlich noch stabil ist. Migmatisierungen sind nur örtlich festzustellen.

Die Gföhler Einheit besteht aus meist stärker migmatisierten Paragneisen und Amphiboliten (z. T. Anorthositamphiboliten), der Raabser Serie, granulitischen Gneisen, Granat-Pyroxenamphiboliten, Ultrabasiten, Skarnen und eklogitischen Gesteinen sowie z. T. sehr ausgedehnten Körpern von Gföhler Gneis, Granulit, Syenit- und Leukogranitgneisen sowie Dioritgneisen. Rehberger Amphibolit und Graphitquarzite können als Leitgesteine dieser Einheit betrachtet werden. Letztere vertreten die in der Bunten Serie so verbreiteten Graphit-schiefer. Marmore und Kalksilikatgesteine treten mengenmäßig in der Gföhler Einheit stark zurück. Die metamorphe Prägung des Gesteinskomplexes erfolgte in der Sillimanit-Almandin-Orthoklas-Subfazies der Almandin-Amphibolitfazies (Muskowit tritt nur sekundär auf) bis Granulitfazies.

Die Tatsache, daß die Granulite und ihre Begleitgesteine regelmäßig den Gföhler Gneis und seine Rahmengesteine überlagern, zeigt eine tektonische Umkehr der ursprünglich anzunehmenden Metamorphoseverteilung an. Die Gföhler Einheit ist somit mit großer Wahrscheinlichkeit in Teileinheiten unterzugliedern.

Ausnahmen sind der Granulit von Stálky (Stallegg) und die Granulite unmittelbar südlich des Svatka-Fensters, die gegen den Gföhler Gneis zu abtauchen. Beide Vorkommen liegen aber im Nahbereich der Moldanubischen Überschiebung, wo die ursprünglichen Lagerungsverhältnisse durch Schleppfaltungen im Zuge dieser Überschiebung generell umgekehrt wurden (FUCHS, 1971; siehe unten, Taf. 1). Daher fallen die Gesteine der Gföhler Einheit, die das Drosendorfer Fenster im S, W und N überlagernd umrahmen, im E des Fensters gegen dieses hin ein.

Der Granulitpan, der den Waidhofener Gföhler Gneis-Körper im E begleitet und gegen diesen einfällt, erscheint als weitere Ausnahme (Abb. 1). Nach meiner Auffassung ist auch hier die ursprüngliche Lagerung durch Sekundärbewegungen gestört. Demnach ist entlang der von THIELE (1971) festgestellten Kataklysezone der W-Teil der Waidhofener Deckscholle über den E-Teil etwas aufgefahren. In der Hochscholle sind die höheren Teile der Gföhler Einheit durch Erosion abgetragen, wodurch die ausgedehnte Gföhler Gneis-Schüssel bloßgelegt wurde. In der östlichen Tiefscholle zeigt der Gföhler Gneis die normale tiefe Position gegenüber dem Granulit, von dem er durch verschiedene Amphibolite und Gneisserien getrennt wird. An der erwähnten N-streichenden Mylonitzone ist ein Span der hangenden Granulitlage eingeklemmt und fällt gegen den Gföhler Gneis der Hochscholle ein.

# Profil durch die Waidhofener Deckscholle

G. FUCHS, 1975

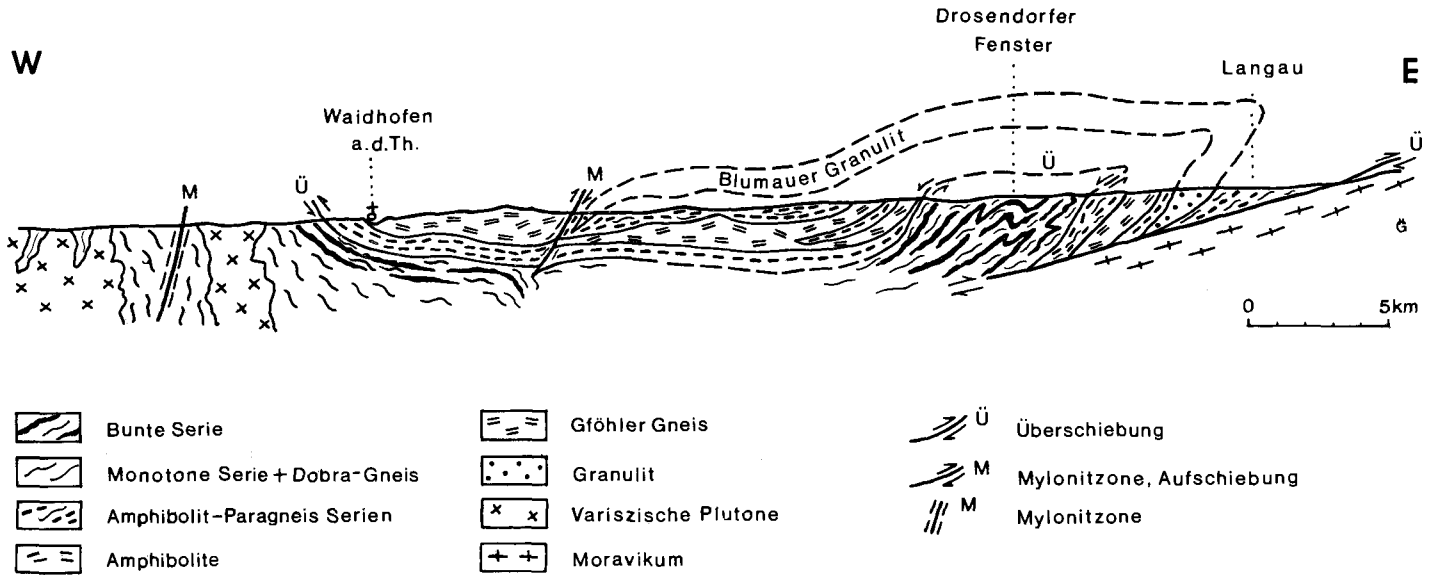


Abb. 1

### 3. Die Abgrenzung von Drosendorfer und Gföhler Einheit

Die Abgrenzung der oben charakterisierten Großeinheiten des Waldviertels ist nicht ganz einfach, da einerseits in den höheren Teilen der Bunten Serie der Amphibolitgehalt zunimmt und andererseits in der Gföhler Einheit Amphibolite generell das Liegende des Gföhler Gneises bilden und mit diesem, wie lokal zu beobachten ist, durch Wechsellagerung primär verknüpft sind. Hinzu kommt noch eine gesteigerte Migmatisation im Liegenden des Gföhler Gneises (siehe FUCHS, 1971, S. 434 unten). Als Kriterien für die Abgrenzung der Großeinheiten in Tafel 1 wurden verwendet: größere Karbonatgesteinszüge und Graphitschiefer für die Bunte Serie der Drosendorfer Einheit, Rehberger (Buschhandlwand-)Amphibolite, Graphitquarzite, Pyroxen- und Anorthositamphibolite, Gföhler Gneis und Granulit für die Gföhler Einheit.

### 4. Der Stil und das Alter des intramoldanubischen Deckenbaues

Wird die Abgrenzung der Einheiten von den derzeitigen Bearbeitern des Waldviertels nicht ganz einheitlich durchgeführt, so gehen die Vorstellungen hinsichtlich der Herkunft und Vergenz der festgestellten Decken sowie des Alters des Baues weit auseinander: So stellt z. B. THIELE (1975) dem W-vergenten im östlichen Waldviertel wurzelnden Deckenbau (FUCHS, 1971) einen einheitlich variszischen, also E-vergenten Deckenbau mit bedeutenden Überschiebungsweiten gegenüber.

Bei der Auseinandersetzung mit diesem Problemkreis muß man einige Tatsachen im Auge behalten.

1. In Süd-Böhmen finden sich ein Gesteinsbestand und Bau, die denjenigen des Waldviertels und Mährens weitestgehend entsprechen. Die Zonenfolge (vom Liegenden ins Hangende) Monotone Serie — Bunte Serie — Gföhler Gneis (+ Amphibolite) — Granulit ist hier wie dort gegeben — sie ist aber spiegelbildlich zueinander. Die interne Zonenfolge scheint, da sie in den genannten Gebieten so übereinstimmt, nicht zufällig zu sein. So haben z. B. die Gföhler Gneise oder die Granulite ihre bestimmte Stellung in den genannten Orogenzonen. Die generelle Erstreckung NE-SW in Süd-Böhmen, NNE-SSW im Waldviertel und in Mähren stimmen ebenfalls gut überein. Es ist somit gerechtfertigt, diese beiden so analogen Bereiche des Moldanubikums als in einer Orogenese entstanden zu denken.

2. Die angegebene Zonenfolge wird im Waldviertel im Raume Waidhofen—Raabs—Blumau durchbrochen. Der Gesteinsbestand der Gföhler Einheit, der sonst generell die Bunte Serie im E bzw. SE überlagert, füllt hier eine ausgedehnte Schüssel westlich der Bunten Serie von Drosendorf. Stark reduziert unterteuft die Bunte Serie allerdings die Deckscholle auch im W bei Waidhofen. Ein solches im Kartenbild unmotiviert erscheinendes Verlassen der Streichrichtung ist charakteristisch für allochthone Massen. Deren Erhaltung in Form von Deckschollen in Depressionszonen oder deren Erosion und die Ausbildung von tektoni-

schen Fenstern in Kulminationszonen sind die Folge späterer meist weitgespannter Verbiegungen. Diese Vorgänge sind unabhängig von der eigentlichen Überschiebung, also eher zufällig, was im Kartenbild zum Ausdruck kommt.

3. Ganz anders ist das Verhalten der Gföhler Gneis-Schüssel im namengebenden Gebiet. Sie ist Teil einer über 170 km im Streichen zu verfolgenden — nur durch die Moravikums-Aufwölbung des Pernegger Rückens unterbrochenen — Gföhler Gneiszone (siehe FUCHS & MATURA, 1976; Tafel 1 der vorliegenden Arbeit). Dieser langgestreckte Gföhler Gneiskörper erscheint bloß auf 30 km streichender Länge als Mulde. Sonst bildet er eine isoklinale Einschaltung zwischen der Bunten Serie und der Granulit-reichen Zone. Die genaue Kartierung des Horner Raumes zeigte, daß KÖLBL (1925) und WALDMANN (1951, 1958) recht hatten, wenn sie von einer „Scheinmulde“ sprachen (FUCHS, 1971). Der E-Flügel derselben wird nämlich von der Hangendserie des Gföhler Gneises gebildet, die sekundär durch Schlepfbewegungen bei der Moldanubischen Überschiebung in das Liegende des Gföhler Gneises geraten ist. Im Raume von St. Leonhard a. Hw., wo diese Serie auf 12 km E-W-Erstreckung flach den Gföhler Gneis überlagert und den Granulit unterteuft, sind noch die ursprünglichen Lagerungsverhältnisse zu beobachten. Der isoklinal E-fallende Schichtstapel des Moldanubikums wird von der sanft W-fallenden Moldanubischen Überschiebungsbahn diskordant geschnitten. Schlepptaltungen bewirkten im Nahbereich der Überschiebung eine Anpassung des Flächengefüges an diese Bewegungsbahn und damit eine Umkehr der älteren Lagerungsverhältnisse (FUCHS, 1971; siehe Tafel 1, 2, 3). Dies läßt sich für sämtliche, in den Bereich der Moldanubischen Überschiebung hineinstreichenden Serien des Moldanubikums zeigen.

Ein weiterer Beleg dafür, daß die Serien östlich des Gföhler Gneises diesen ursprünglich überlagert haben, ist der Fund von Gföhler Gneisvorkommen südöstlich von Horn. Diese kleineren Gföhler Gneiskörper tauchen im Kern E-überkippter Antiklinalen unter den erwähnten Gesteinsserien empore (Tafel 1, 3).

Ich betrachte somit die Gföhler Gneis- und Granulit-Zone des östlichsten Moldanubikums als, wenn auch später z. T. deformierte Wurzelzone der Schubmasse, welche in der Waidhofener Deckscholle erhalten geblieben ist.

4. Die Gesteinsserien östlich und westlich des Gföhler Gneises lassen eine gewisse symmetrische Anordnung erkennen. Anorthositamphibolite, Dioritgneise, Rehberger Amphibolit und Graphitquarziteinschaltungen in den Paragneisen kommen östlich wie westlich des Gföhler Gneises vor, und werden von MATURA (1976) als Beleg für Muldenatur gewertet. Ich sehe in dieser Tatsache einen Hinweis, daß die genannten Serien zu einer Großeinheit gehören und daß sie den Gföhler Gneis, der den Kern einer Antiform bildet, ummanteln. Die erwähnten Gesteine westlich des Gföhler Gneises entsprechen nach dieser Vorstellung dem Liegendschenkel einer Antiform, der bereichsweise (z. B. bei Wegscheid a. Kamp) gänzlich reduziert sein kann. Östlich Drosendorf ist dieser Liegendflügel wieder gut entwickelt (FUCHS & MATURA, 1976, Tafel 1; Tafel 1, 2, 3, Abb. 1 der vorliegenden Arbeit).

5. Für die Beurteilung des Alters des innermoldanubischen Deckenbaues ist von größter Bedeutung, daß die angrenzenden sicher variszischen Zonen diesen Bau diskordant schneiden.

Die Diskordanz gegenüber dem Moravikum kommt im Kartenbild dadurch zum Ausdruck, daß die einzelnen Zonen des Moldanubikums z. T. aus großer Entfernung von der Moravischen Linie an diese heranstreichen (z. B. im Bereich des Messerner Bogens). Auch die bereits erwähnten Deformationen des moldanubischen Baues im Nahbereich der Moldanubischen Überschiebung zeigen, daß dieser älter ist als die bretonisch bis unterkarbon geprägte Störungszone.

Noch augenfälliger ist die Diskordanz zwischen der NE-SW-orientierten süd-böhmischen Zone und dem NW-SE-streichenden Kristallin des Bayerischen Waldes, des Mühlviertels und Sauwalds, das wir als Bavarikum<sup>1)</sup> bezeichnen. Beim Heranstreichen an das Bavarikum wird das süd-böhmische Moldanubikum stofflich umgeprägt (Perlgneis-Grobkorngneisbildung, Granitisation) und in die NW-SE-Richtung eingeregelt. Dies wird durch die zahlreichen Arbeiten der bayerischen Geologen (neueste Zusammenfassung FISCHER & TROLL, 1973) und unsere Aufnahmen in Oberösterreich (FUCHS & THIELE, 1968) eindeutig belegt.

Der Bau der Gneiszonen Süd-Böhmens und des Waldviertels und Südwest-Mährens ist somit älter als die angrenzenden variszischen Zonen.

6. Absolute Altersbestimmungen haben gezeigt, daß außer der durch tschechische Untersuchungen gut belegten assyntischen Orogenese (SVOBODA et al., 1966) und der im gesamten Moldanubikum wirksamen variszischen Aufwärmung auch kaledonischer Metamorphose steigende Bedeutung zukommt (DAVIS & SCHREYER, 1962; GRAUERT et al., 1971; GEBAUER & GRÜNENFELDER, 1972 cit. in: FISCHER & TROLL, 1973; ARNOLD & SCHARBERT, 1973; unveröffentlichte Datierungsberichte 1967 [+ Nachträge], Bundesanstalt f. Bodenforschung, Hannover).

Charaktergesteine des Moldanubikums wie die Granulite, die als die ältesten Gesteine dieser Einheit betrachtet wurden, lieferten Alterswerte von  $469 \pm 11$  Mill. J., wobei die granulitfazielle Metamorphose vor rund 430 Mill. J. stattgefunden haben dürfte (ARNOLD & SCHARBERT, 1973). Die Tatsache, daß diese Gesteine in den innermoldanubischen Deckenbau einbezogen sind in Kombination mit den unter 5. dargelegten Gesichtspunkten, läßt nur ein kaledonisches bis früh-variszisches Alter offen. Die letztgenannte Möglichkeit würde bedeuten, daß innerhalb einer Orogenese sowohl der gesamte Stoffbestand als auch der Strukturplan gänzlich geändert worden seien, und daß der zunächst geschaffene Zonenbau später ausgelöscht und aufgelöst worden sei. Dies ist höchst unwahrscheinlich. Die regelmäßige Verknüpfung des Überschiebungsbaues

---

<sup>1)</sup> Das Kristallin des Bayerischen Waldes und des westlichen Oberösterreich wird als Bavarikum vom Moldanubikum abgetrennt. Es ist ein stofflich wie strukturell variszisch geformtes Kristallin, das wie das Moravikum eine selbständige Zone bildet. Vom Moldanubikum das weitgehend das Ausgangsmaterial geliefert hat sind im Bavarikum nur spärliche Reste erhalten (Kropfmühl). Im Hinteren Bayerischen Wald und dessen Fortsetzung — im Böhmer Wald — sind solche Reste verbreiteter, diese Zone stellt ja auch den Übergangsbereich zum Moldanubikum dar, wird von uns aber noch zum Bavarikum gerechnet.

mit kaledonisch datierten Gesteinen (Gföhler Gneis, Granulit) betrachte ich daher als Hinweis auf dessen Alter.

7. Sicher sind auch die an flache Störungen gebundenen Mylonite, deren Bedeutung vor allem von THIELE (1971, 1975, Vortrag in der Ö. Geol. Ges., 1975) hervorgehoben wird, für den hier behandelten Fragenkreis von großem Interesse. Es handelt sich um Ultramylonite, die Biotit in feinsten Korngröße und Büscheln von Sillimanit führen. THIELE betrachtet diese Minerale als post-mylonitisch gewachsen und, da nach-variszisch keine Aufwärmung erfolgt ist, als Beleg für das variszische Alter der Störungen. Es erscheint mir sehr verwunderlich, daß unter Bedingungen, die das Wachstum von Sillimanit erlauben, die feinsten Zerreibungsprodukte von Quarz und Feldspat nicht rekristallisiert sein sollen. Die Deutung, daß es sich bei Sillimanit und Biotit um Relikte handelt, erscheint mir daher wahrscheinlicher, zumal diese Minerale in den angrenzenden Gesteinen reichlich vorhanden sind. Aber auch, wenn man die Rekristallisation dieser Mylonite anerkennt, folgt daraus lediglich, daß ein post-variszisches Alter nicht in Frage kommt. Als Belege für eine variszische tektonische Platznahme der Gföhler Gneis- und Granulitkörper, die häufig von diesen Mylonitzonen begrenzt werden (THIELE, 1971, 1975), können sie hingegen nicht gelten. Diese Zonen sind nur aus dem Bereich der Waidhofener Deckscholle bekannt. Die Mylonite folgen nicht nur der Basis von Gföhler Gneis und Granulit, sondern schneiden auch bis in die Glimmerschieferzone durch. Ihr diskordanter Charakter wird besonders am S-Rand des Blumauer Granulits deutlich, wo der Granulit an der Störung an die verschiedensten vom S heranstreichenden Formationen grenzt. Andererseits strahlen von der genannten Mylonitzone ebensolche Störungen in das Innere der Waidhofener Deckscholle aus. Es handelt sich bei diesen Myloniten um vermutlich spät-variszische Störungen, die häufig der Begrenzung homogener Körper folgen und dabei ältere Bewegungsbahnen wiederbeleben. Mit dem inner-moldanubischen Deckenbau, der bereits bei der Prägung der Glimmerschieferzone deformiert wird, haben die Mylonitzonen nichts zu tun (FUCHS, 1971, S. 438). Sie setzen in die Glimmerschieferzone fort und sind somit jünger.

Auch das auffällige Schmälerwerden der Inversionszone östlich Japans kann als Hinweis gesehen werden, daß sich der Blumauer Granulit nach den Bewegungen an der Moldanubischen Überschiebung an den Mylonitbahnen noch etwas gegen E bewegt hat. Ich sehe somit in den flachen Mylonitzonen Bewegungsflächen, an denen sich Restspannungen gegen Ende der variszischen Orogenese ausgewirkt haben. Sie sind aber nicht Bildungen im Zuge der Deckenbewegungen innerhalb des Moldanubikums.

Die Berücksichtigung aller angeführten Beobachtungen und Überlegungen führt mich zur Annahme, daß das Moldanubikum Süd-Böhmens und des Gebietes Südwest-Mähren—Waldviertel während der kaledonischen Orogenese geprägt wurde.

In beiden Gebieten lagern die stärkst metamorphen Komplexe zu oberst, was für Deckenbau spricht. Im Waldviertel ist eine Mindestschubweite von rund 30 km durch die Waidhofener Deckscholle belegt. Es besteht keine Notwendigkeit, sämtliche Gföhler Gneise und Granulite des östlichen Moldanu-

bikums als allochthon zu betrachten. Die Schubmassen sind vielmehr aus den östlichen Bereichen des Moldanubikums beziehbar und es gibt keine zwingenden Beweise für Fernüberschiebungen.

Daraus leitet sich eine Vergenz gegen W ab, der in Süd-Böhmen ein SE-gerichteter Bau gegenüber steht. Die variszische Tektogenese scheint nur in den Randbereichen des Moldanubikums intensiv wirksam gewesen zu sein. Germanotype Bewegungen, Granitaufstieg und Metamorphose haben hingegen das gesamte moldanubische Zwischengebirge erfaßt.

## 5. Die Entwicklung der Böhmisches Masse

Nach der schwerpunktmäßigen Behandlung einiger Problemkreise des Moldanubikums wird versucht, ein Bild von der Entwicklung der Böhmisches Masse zu gewinnen.

### 5.1. Die assyntische Orogenese

In zahlreichen tschechischen Arbeiten wurde durch Untersuchung der stratigraphischen Verhältnisse zwischen dem moldanubischen Kristallin und dem Proterozoikum und Alt-Paläozoikum die Existenz einer assyntischen Regionalmetamorphose belegt (SVOBODA et al., 1966; SUK, 1973; u. a.). Diese dürfte den Grad der Amphibolitfazies bereits erreicht haben. Nach dem Geröllbestand in alt-paläozoischen Sedimenten dürften in dieser Orogenese vorwiegend Phyllite, Glimmerschiefer und lichte Orthogneise gebildet worden sein (SUK, 1973, S. 357), was mit den Angaben von FISCHER & TROLL (1973, S. 39—40) gut übereinstimmt. Die im Moldanubikum so verbreiteten NE-Faltenstrukturen dürften in dieser ersten großen Orogenese angelegt worden sein.

Gegenüber der bisher weitverbreiteten Anschauung, daß die höchstmetamorphen Gesteine des Moldanubikums, z. B. die Granulite, im älteren Präkambrium gebildet seien, erbrachten neuere absolute Altersdatierungen überraschende Ergebnisse. ARNOLD & SCHARBERT (1973) belegen ein alt-paläozoisches Edukt- und Metamorphosealter der Granulite, und GRAUERT et al. (1973) können auf Grund der Untersuchungen von Zirkonen aus sandigen Sedimentgesteinen des Grundgebirges des südlichen Mitteleuropas eine hochgradige Regionalmetamorphose zwischen 1500 und 700 Mill. J. ausschließen. Zwischen 600 und 500 Mill. J. hingegen hat eine Veränderung der Zirkone wahrscheinlich stattgefunden. Orthogneise lieferten Intrusionsalter von 550 Mill. J. (GEBAUER & GRÜNENFELDER, 1972).

### 5.2. Die kaledonische Orogenese

Wie bereits erwähnt, ergaben zahlreiche von verschiedenen Arbeitsgruppen durchgeführte Altersbestimmungen Daten, die keinen Zweifel an der Existenz einer kaledonischen Orogenese lassen. Die Metamorphose erreichte Temperaturen einer Anatexis (FISCHER & TROLL, 1973, S. 38). Diese Autoren leiten ab: daß „die regionale Niedrigdruckmetamorphose, die in kaledonischer Zeit mit einer gerichteten Gefügeausbildung einsetzt und unter nachlassendem gerichteten Druck gebietsweise in variszischer Zeit infolge von Metablastese und Alkalisierung mit



einer Entregelung der Gefüge endet“ (S. 40). Bezüglich dieses Neuergebnisses, das vor allem für den bayerischen Raum gilt, muß ergänzt werden, daß auch die Granulite, wie ARNOLD & SCHARBERT (1973) gezeigt haben, während der kaledonischen Orogenese gebildet wurden. Sie entstanden in anderen, tieferen Bereichen des Moldanubikums und wohl entlang bestimmter Zonen (vergleiche STETTNER, 1972). Hier herrschten, wie die Untersuchungen von KURAT & SCHARBERT (1972) sowie SCHARBERT & KURAT (1974) beweisen, Hochtemperatur-Hochdruck-Bedingungen. Granulit und Gföhler Gneis entstanden, wie Übergänge zeigen, in benachbarten Räumen und vermutlich aus ähnlichem Ausgangsmaterial. Geringfügige Unterschiede in den P-T-Bedingungen und die Verfügbarkeit von H<sub>2</sub>O (SUK, 1974) dürften zur unterschiedlichen Ausbildung von Gföhler Gneis und Granulit und ihrer spezifischen Rahmengesteine geführt haben.

In Süd-Böhmen ebenso wie im Raume Mähren-Waldviertel wurde unter starker tangentialer Einengung die ursprüngliche räumliche Verteilung der metamorphen Komplexe umgekehrt. Die Granulite und ihre Rahmengesteine wurden auf den Gföhler Gneis und seine Nachbargesteine bewegt und dieser Komplex — die Gföhler Einheit — wurde der schwächer metamorphen Drosendorfer Einheit aufgeschoben. Diese Deckenbewegungen erfolgten wohl unmittelbar nach der Bildung von Gföhler Gneis und Granulit, also noch unter Metamorphosebedingungen. Die auffällige enge Bindung dieser Leitgesteine an verhältnismäßig schmale Zonen mit Überschiebungsbau ist ein Hinweis für die genetische Verknüpfung von Metamorphose und Tektonik.

Nach den neuesten Ergebnissen ist somit anzunehmen, daß die kaledonische Orogenese nicht auf die West-Sudeten beschränkt blieb, sondern auch das assynitische Kristallin des Moldanubikums zonenweise reaktiviert hat. Diese kaledonisch geprägten Zonen verlaufen NE-SW (Süd-Böhmen) bis NNE-SSW (Mähren—Waldviertel). Die Vergenz der Bewegungen — SE in Süd-Böhmen und WNW im östlichen Moldanubikum — wurde vermutlich durch ältere Strukturen bestimmt. Die kaledonische Orogenese hat eine Einheit geschaffen, die man mit STILLE (1951) als *L u g o d a n u b i k u m* bezeichnen könnte und die sich während der folgenden variszischen Orogenese als Zwischengebirge verhielt.

Wie die vom Kambrium bis ins Mittel-Devon reichende Sedimentation in der Prager Mulde zeigt (SVOBODA et al., 1966), waren die alpinotypen kaledonischen Bewegungen auf das östliche Moldanubikum beschränkt. Sedimentationslücken, der rege Vulkanismus und der Charakter der Sedimente weisen aber auf eine bedeutende Unruhe hin. Was sich im östlichen Moldanubikum im Deckgebirge ereignete, wissen wir nicht, da hier infolge der starken Abtragung nur tiefste Bereiche aufgeschlossen sind. Deshalb fehlten auch bisher Belege für die kaledonische Gebirgsbildung in diesem Raum, sie blieben den verfeinerten Methoden der physikalischen Altersbestimmung vorbehalten. Im östlich angrenzenden Moravikum beweisen die transgredierenden Devon-Ablagerungen deutlich ein kaledonisches Ereignis.

Dies besonders als der Eggenburger Granit, der mit den Plutoniten der Brüner Masse zu vergleichen ist, bei Rb-Sr-Bestimmungen auf eine Gesamtgesteinsisochrone von  $455 \pm 25$  Mill. J. zu liegen kommt (unpublizierter Bericht der Bundesanstalt für Bodenforschung, Hannover); eine

K-Ar-Datierung aus dem Brüner Massiv hatte hingegen ein assyntisches Alter ergeben (DUDEK & ŠMEKAL, 1968).

### 5.3. Die variszische Orogenese

Das Moldanubikum verhielt sich während der variszischen Gebirgsbildung als mehr oder weniger starres Zwischengebirge (STILLE, 1951; ZOUBEK et al., 1960; SVOBODA et al., 1966; u. a.). Es wird von mobilen Orogenzonen umrahmt, die sich seiner äußeren Form anpassen (Saxo-Thuringikum, Bavarikum, Moravikum). Das Zwischengebirge wurde von Plutoniten, vorwiegend granitoider Zusammensetzung, intrudiert und generell aufgeheizt, so daß absolute Altersbestimmungen an Mineralen aus verschiedensten Gesteinen fast durchwegs variszische Werte ergeben. Die Tektonik dürfte über germanotype Formen, wie weitgespannte Verbiegungen und Bruchtektonik, nicht hinausgegangen sein. Es fehlte in den zentralen Teilen somit die Korn für Korn-Durchbewegung zur Umprägung des Gesteinsbestandes. An den Rändern hingegen zeigt sich eine deutliche Umscherung und strukturelle und stoffliche Anpassung an die angrenzenden mobilen Zonen. Die im Moravikum progressive Regionalmetamorphose (bis mittlere Amphibolitfazies) bewirkte im bereits höher metamorphen Moldanubikum entlang der Moldanubischen Überschiebung retrograde Umwandlung. Die „Glimmerschieferzone“ wurde gebildet. Der moldanubische Bau wurde in einer breiten Zone entlang der diskordant schneidenden Moldanubischen Überschiebung durch E-gerichtete Schleppfaltung deformiert. Noch augenfälliger ist das diskordante Verhalten des variszisch geprägten Bavarikums gegenüber dem älteren Bau des Moldanubikums Süd-Böhmens. Der moldanubische Gesteinsbestand wurde bis auf spärliche Reste migmatisiert und granitisiert. Strukturell ist dieses neu geschaffene Kristallin straff NW-SE ausgerichtet.

Die Bewegungstendenz ist in den genannten Randzonen stets von der Zwischenmasse nach außen gerichtet und führt zu Auf- und Überschiebungen. Die mehr oder weniger sarre Zwischenmasse wurde offensichtlich durch die umgebenden, mobilen variszischen Zonen allseitig unterschoben.

Es ist zu erwarten, daß eine solche Subduktion in größerer Tiefe zur **Aufschmelzung** der abwärts bewegten Krustenteile führte. Die Entstehung der variszischen Plutonite wäre so zu erklären (Abb. 2). Tatsächlich sind in der Süd-Böhmischen Tiefenmasse die ältesten Intrusiva im E, die jüngsten im W bzw. NW zu finden. Dies täuscht ein Wandern der Förderzone vor. Dasselbe Verteilungsbild entsteht aber auch bei einer E-gerichteten Relativbewegung des Moldanubikums gegenüber dem unterschiebenden Moravikum und dessen fortschreitender Aufschmelzung in der Tiefe.

Sicher ist dieser komplexe Vorgang noch nicht voll überschaubar. Es ist aber wahrscheinlich, daß die ältesten Tiefengesteine, der Rastenberger Granodiorit und Weinsberger Granit, nicht aus normal magmatischen, sondern aus migmatischen Schmelzen entstanden sind. Diese dürften ihrerseits durch Alkalisierung von Gesteinskomplexen mit intermediärer Pauschalzusammensetzung und darauffolgende Anatexis gebildet sein. Bei der Entstehung der Diorite (Typ 1) scheinen Dealkalisierungsprozesse eine Rolle gespielt zu haben. Die Folge Diorit (Typ 2)—

Feinkorngranite—Eisgarner Granit entspricht einer ruhigeren, von Tektonik weniger gestörten Differentiationsreihe.

Bei Betrachtung der geologischen Karte der Böhmisches Masse fällt im Granitgebiet nicht nur eine gewisse Zonierung auf, sondern es zeigt sich auch ein Einschwenken aus der NNE-SSW-Richtung in das NW-SE-Streichen des Bavarikums. Da ich einen genetischen Zusammenhang sehe zwischen dem Aufstieg der Tiefenmasse und der Moldanubischen Überschiebung, betrachte ich diese SE-konvexe Bogenform als Hinweis, daß auch diese Störungslinie gegen NW umschwenkt. Ihre Fortsetzung ist im kräftig SW-vergent durchbewegten Bavarikum zu suchen. Hier kommt vor allem der Bereich der Donautörung in Betracht. Diese Störung trennt die stark von Weinsberger Granit durchblutete Mühl-Zone von der Sauwald-Zone mit ihrem andersartigen, auffällig anatektischen Gesteinsbestand (FUCHS & THIELE, 1968). Die Mühl-Zone stellt reaktiviertes Moldanubikum dar, wie Reste von Bunter Serie belegen (Kropfmühl). Sie ist gegen SW über die Sauwald-Zone bewegt. Das Sauwald-Kristallin könnte einer unterschobenen Einheit entsprechen, welche die Fortsetzung des Moravikums darstellt — in einer Tiefe, wo dieses fast gänzlich in Anatexis begriffen war — und daher unkenntlich ist. Dieser Vorstellung nach sehe ich im Bavarikum denselben Bewegungshorizont wie an der Moravischen Linie. Dort zeigt seine Umgebung Metamorphosebedingungen der Grünschiefer- bis mittleren Amphibolitfazies an (FRASL, 1970; HÖCK, 1974), während er im Bavarikum in einem sehr tiefen Niveau aufgeschlossen ist — im Bereich der Anatexis.

Dies steht in Einklang mit der Beobachtung, daß am S-Rand der Böhmisches Masse tiefere Bereiche entblößt sind (F. E. SUESS, 1903; DUDEK & SUK, 1965 a). Die absoluten Altersdatierungen aus dem Bavarikum zeigen, daß das in großer Tiefe geprägte Kristallin dieses Raumes erst relativ spät abgekühlt ist.

Nach obigem ist ein Einschwenken der NW-SE-Richtung des Bavarikums in das NNE-SSW-Streichen der Moravo-Silesischen Zone anzunehmen, im Sinne von KOBER (1938, S. 187) und STILLE (1951). Dies widerspricht der von THIELE (1970, S. 23) vertretenen Vorstellung, daß sich die variszischen Stränge in den heutigen Alpenraum fortgesetzt hätten. Interessant ist, daß FAUPL (1973) auf Grund ganz anderer Gesichtspunkte ebenfalls zu dem Resultat kommt, daß die Moravische Zone nicht nach S fortsetzt, sondern gegen W umschwenkt.

Die Unterschiebungen an den Rändern der Böhmisches Zwischenmasse führten dort zu einer Verdickung der Kruste. Die Folge davon waren *i s o s t a t i s c h e* *A u s g l e i c h s b e w e g u n g e n* mit Hebung der Ränder der Zwischenmasse. Dadurch gelangten die tiefsten Teile des Moldanubikums in den Bereich der Erosion. Dies erklärt die Tatsache, daß sich die bereits kaledonisch gebildeten Granulite erst jetzt als Gerölle in Sedimenten finden (im Kulm). Die isostatisch bedingte Aufwölbung der Ränder des kratonen Blocks macht auch verständlich, daß die süd-böhmische Granulit-Gföhler Gneis-Zone gegen NE allmählich abtaucht und verschwindet. Dasselbe Verhalten zeigt der Süd-Böhmische Pluton. Auch DUDEK & SUK (1965 a, b) betonen eine stärkere Hebung der südlichen Randbereiche des Moldanubikums und betrachten diese Hebung als variszisch.

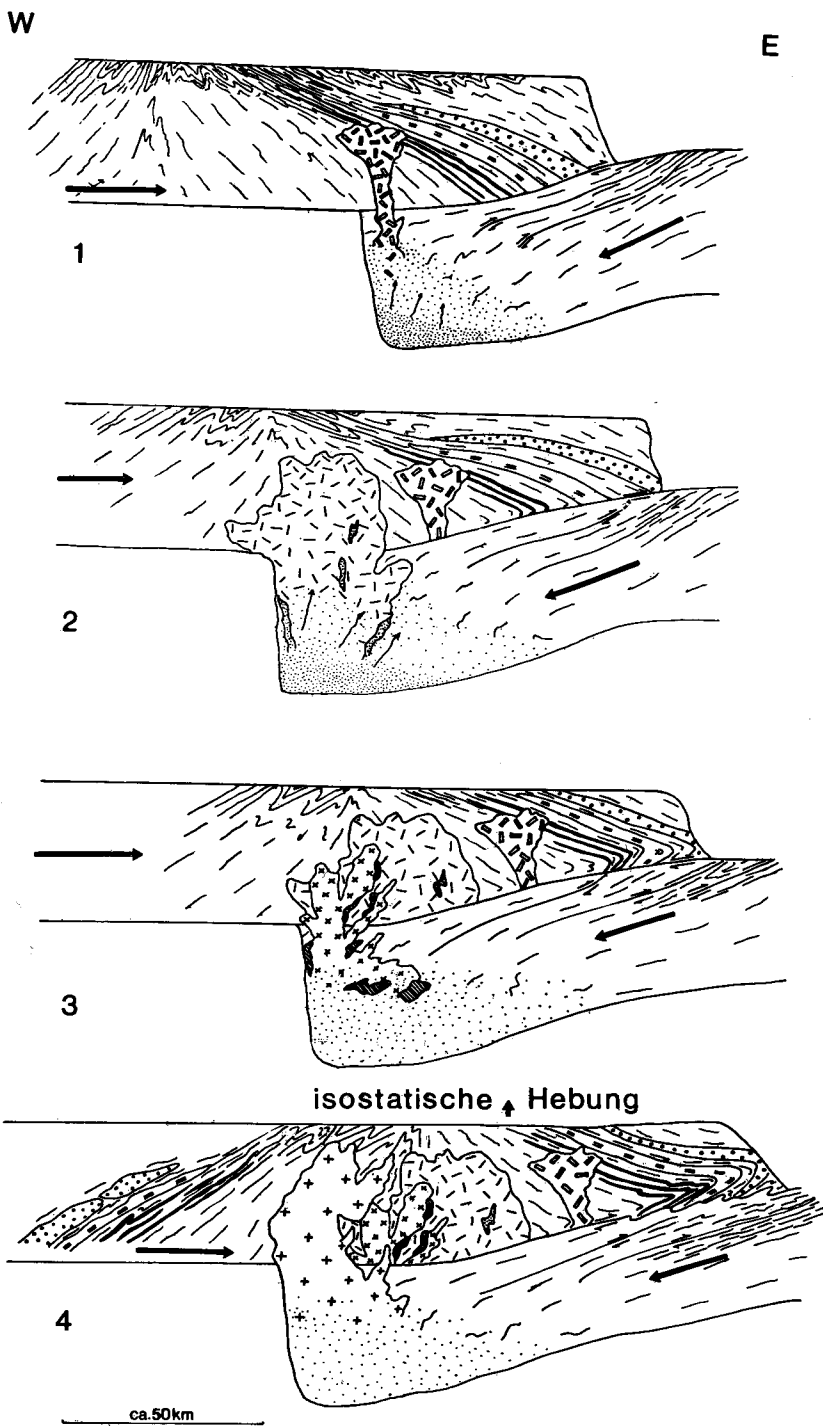


Abb. 2

SCHARBERT (1964, S. 30) unterstreicht mit Recht die räumliche Bindung der Granulite des östlichen Moldanubikums an die Moravische Linie. Eine Platznahme der Granulite kann — wie unsere Kartierungen eindeutig zeigen — nicht mit dem Vorgang der Moldanubischen Überschiebung in Verbindung gebracht werden, aber trotzdem besteht ein ursächlicher Zusammenhang mit dieser Störung: Die der Subduktion folgenden isostatischen Ausgleichsbewegungen brachten eben hier die tiefsten Teile des Moldanubikums empor.

Spät-variszisch, bei oder nach dem Abklingen der Metamorphose dürften die von WALDMANN (1951) und THIELE (1971, 1975) berichteten flachen Mylonitzonen im Bereich der Waidhofener Deckscholle entstanden sein. Sie sind wohl die Folge tangentialer Restspannungen im Gebirgskörper. Die Mylonite folgen häufig der Begrenzung homogener Massen (z. B. Blumauer Granulit) oder älteren Bewegungsbahnen.

Auch die Pfahl- und Donau-Störungen mit ihren Myloniten folgen bereits vorher angelegten Bewegungszonen. Sie wurden in alpidischer Zeit nachbewegt.

#### 5.4. Spät-variszische bis alpidische Bruchtektonik

Die steilstehenden NNE-SSW- bis NE-SW-streichenden Störungszonen (z. B. Diendorfer-, Vitiser-, Rodl-Störung) und diejenigen mit NW-SE-Verlauf (SE Weitra) bilden mit Pfahl- und Donau-Störung ein Störungssystem. Dieses be-












LEGENDE	
	Eisgarnier Granit
	Feinkorngranite
	Diorite Typ 2
	Diorite Typ 1
	Weinsberger Granit
	Rastenberger Granodiorit
	Dealkalisierung und Alkalisierung
	schwächer und stärker metamorphe Serien
	Bunte Serie
	Gföhler Gneis
	Granulit

Abb. 2. Schematische Darstellung der Beziehungen zwischen der Moldanubischen Überschiebung und dem variszischen Magmatismus.

1. Die Unterschiebung der Moravischen Zone führt zur Anatexis der tieferen unterschobenen Krustenteile. Mobilisation und Aufstieg alkalireicher Lösungen führt zur Bildung des Rastenberger Migmas.
2. Alkalisierung und nachfolgende Anatexis führen zu Weinsberger Migma. An tiefreichenden Bewegungsflächen gelangen dioritisch-gabbroide Schmelzen (Dealkalisierungsprodukte) empor — Diorite Typ 1.
3. Aus den tieferen Teilen der unterschobenen Schollen bildet sich ein anatektischer Schmelzkörper. Durch Differentiation entstehen die Diorite Typ 2 und die Feinkorngranite.
4. Die Eisgarnier Granite intrudieren als die jüngsten Differentiationsprodukte.

Die Stadien 1—4 zeigen weiters die fortschreitende Deformation des isoklinal E-fallenden Innenbaues des östlichen Moldanubikums. Zuletzt wird die Bewegungsfläche der Moldanubischen Überschiebung selbst gefaltet.

grenzt einerseits die in tektonischen Gräben abgelagerten permischen Sedimentfolgen (Boskowitzer Furche, Zöbing), was eine spät-variszische Anlage des Störungssystems belegt (vergl. DUDEK & SUK, 1965 b, S. 158). Andererseits schneidet dieses System die Kreide-Ablagerungen der ausgedehnten Sedimentbecken der ČSSR — ein sicherer Hinweis auf die alpidische Aktivierung desselben. Auch der Verstellungssinn an den Blattverschiebungen deutet darauf hin, daß die Böhmisches Masse beim Werden des Alpenkörpers vom S her verstärktem Druck ausgesetzt war (WALDMANN, 1958, S. 5).

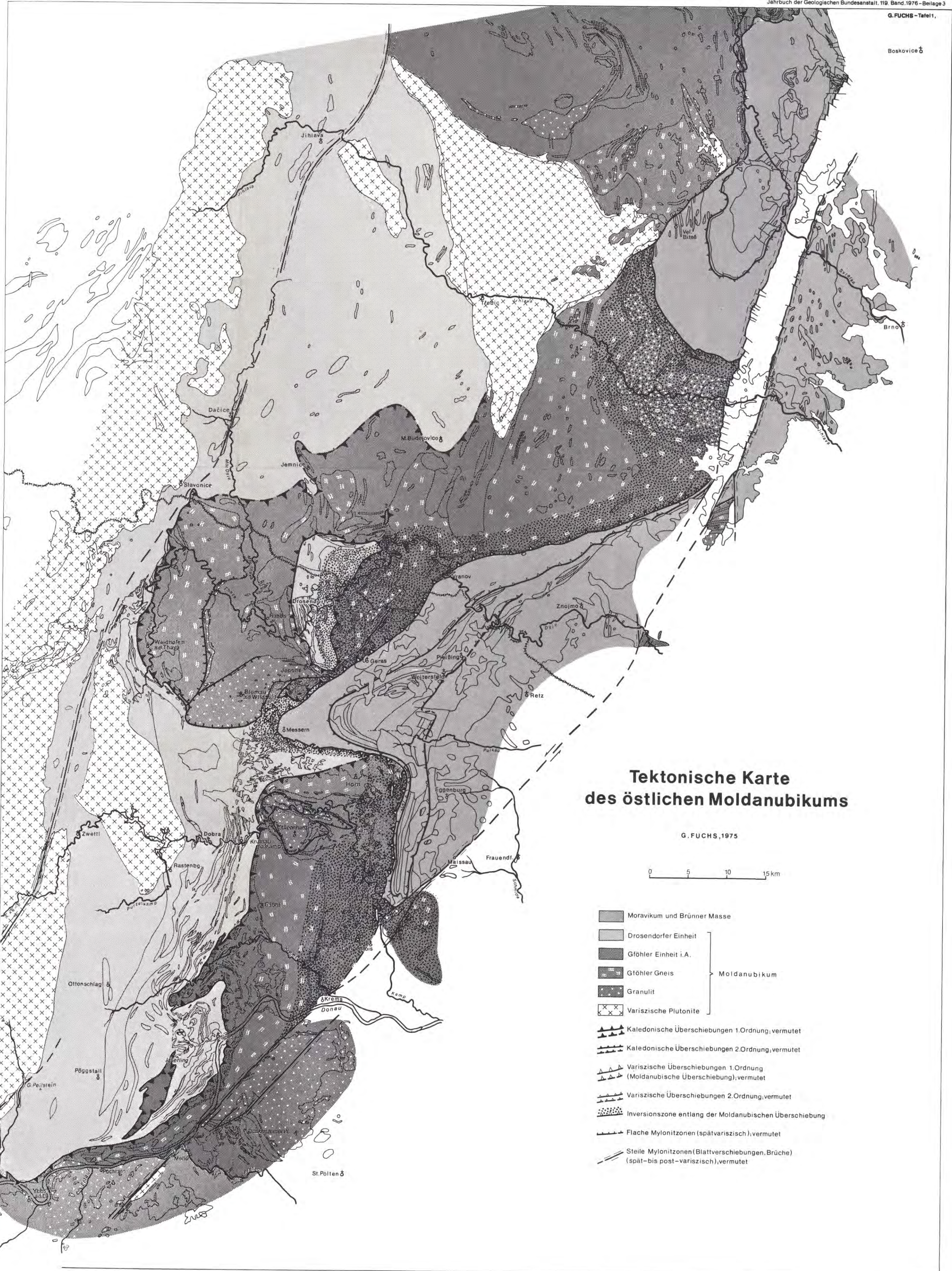
Die vorliegende Darstellung erhebt nicht Anspruch auf Vollständigkeit — zu zahlreich sind die Aspekte betreffend Tektonik, Magmatismus und Metamorphose. Aber es war die Absicht, einige neue Gesichtspunkte in die Diskussion um diese komplexe Materie zu bringen, und wenn auch skizzenhaft, ein einheitliches Bild von der Entwicklung der Böhmisches Masse zu entwerfen.

#### Literatur

- ARNOLD, A. & SCHARBERT, H. G.: Rb-Sr-Altersbestimmungen an Granuliten der südlichen Böhmisches Masse in Österreich. — Schweiz. Min. Petr. Mitt., 53, S. 61—78, Zürich 1973.
- Bundesanstalt für Bodenforschung: Datierungsbericht Nr. 5/67 samt Nachträgen (unveröffentlicht). Zwischenbericht über K/Ar- und Rb/Sr-Datierungen von Gesteinen aus dem ostbayerisch-österreichischen Kristallin, H. R. v. GAERTNER, W. HARRE, H. KREUZER, H. LENZ & P. MÜLLER, Hannover 1967.
- DAVIS, G. L. & SCHREYER, W.: Altersbestimmungen an Gesteinen des ostbayerischen Grundgebirges und ihre geologische Deutung. — Geol. Rdsch., 52, H. 1, S. 146—169, Stuttgart 1962.
- DUDEK, A. & ŠMEJKAL, J.: The age of the Brno pluton. — Věst. ÚÚG, 43, 1, S. 45—52, Prag 1968.
- DUDEK, A. & SUK, M.: The depth relief of the granitoid plutons of the Moldanubicum. — N. Jb. Geol. Pal., Abh., 123, 1, S. 1—19, Stuttgart 1965 a.
- DUDEK, A. & SUK, M.: Zur geologischen Entwicklung des Moldanubikums. — Ber. Geol. Ges. DDR, 10, H. 2, S. 147—161, Berlin 1965 b.
- FAUPL, P.: Der Granit des Leopold von Buch-Denkmales. — Anz. Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., 109 (1972), S. 158—164, Wien 1973.
- FISCHER, G. & TROLL, G.: Bauplan und Gefügeentwicklung metamorpher und magmatischer Gesteine des Bayerischen Waldes. — Geol. Bavar., 68, S. 7—44, München 1973.
- FRASL, G.: Zur Metamorphose und Abgrenzung der Moravischen Zone im niederösterreichischen Waldviertel. — Nachrichten Deutsch. Geol. Ges., 2, S. 55—61, Tübingen 1970.
- FUCHS, G.: Zur Tektonik des östlichen Waldviertels (NO). — Verh. Geol. B.-A., H. 3, S. 424 bis 440, Wien 1971.
- FUCHS, G. & MATURA, A.: Zur Geologie des Kristallins der südlichen Böhmisches Masse. — Jb. Geol. B.-A., 119, S. 1—43, Wien 1976.
- FUCHS, G. & THIELE, O.: Erläuterungen zur Übersichtskarte des Kristallins im westlichen Mühlviertel und im Sauwald, Oberösterreich. — 96 S., 1 Tf., 9 Abb., 3 Tab., Geol. B.-A., Wien 1968.
- GEBAUER, D. & GRÜNENFELDER, M.: Vergleichende U/Pb- und Rb/Sr-Altersbestimmungen im bayerischen Teil des Moldanubikums. — Fortschr. Min., 50, Beih. 3, S. 4, Stuttgart 1972.
- GRAUERT, B., HÄNNY, R. & SOPTRAJANOVA, G.: Isotopic Ages of Paragneisses and Anatectic Rocks of the Moldanubicum of Eastern Bavaria. — Annal. Soc. Géol. Belgique, 94, 2, S. 115, Liège 1971.
- GRAUERT, B., HÄNNY, R. & SOPTRAJANOVA, G.: Age and origin of Detrital Zircons from the Pre-Permian Basements of the Bohemian Massif and the Alps. — Contr. Mineral. and Petrol., 40, S. 104—130, Berlin-Heidelberg-New York 1973.

- HÖCK, V.: Mineralzonen in Metapeliten und Metapsammiten der Moravischen Zone in Niederösterreich. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 66—67, S. 49—60, Wien 1974.
- KOBER, L.: Der geologische Aufbau Österreichs. — 204 S., 1 Tf., J. Springer, Wien 1938.
- KÖLBL, L.: Die Stellung des Gföhler Gneises im Grundgebirge des niederösterreichischen Waldviertels. — Tsch. Min. Petr. Mitt., 38, S. 508—540, Wien 1925.
- KOSSMAT, F.: Gliederung des variszischen Gebirgsbaues. — Abh. Sächs. Geol. Landesamtes, 1, S. 3—40, Leipzig 1927.
- KURAT, G. & SCHARBERT, H. G.: Compositional Zoning in Garnets from Granulite Facies Rocks of the Moldanubian Zone, Bohemian Massif of Lower Austria, Austria. — Earth and Planetary Science Letters, 16, S. 379—387, North-Holland Publ. Comp. 1972.
- SCHARBERT, H. G.: Bemerkungen zur Granulit-Literatur im südlichen niederösterreichischen Moldanubikum. — N. Jb. Min. Mh., 1, S. 30—32, Stuttgart 1964.
- SCHARBERT, H. G. & KURAT, G.: Distribution of Some Elements Between Coexisting Ferromagnesian Minerals in Moldanubian Granulite Facies Rocks, Lower Austria, Austria. — Tsch. Min. Petr. Mitt., 21, S. 110—134, Wien 1974.
- STETTNER, G.: Zur geotektonischen Entwicklung im Westteil der Böhmisches Masse bei Berücksichtigung des Deformationsstils im orogenen Bewegungssystem. — Z. Deutsch. Geol. Ges., 123, S. 291—326, Hannover 1972.
- STILLE, H.: Das mitteleuropäische variszische Grundgebirge im Bilde des gesamteuropäischen. — Geol. Jb., Beih. 2, 138 S., Amt f. Bodenf. Hannover 1951.
- SUCESS, F. E.: Bau und Bild der Böhmisches Masse. — In: C. DIENER et al.: Bau und Bild Österreichs. S. 1—322, Verlag Tempsky-Freytag, Wien 1903.
- SUCESS, F. E.: Bemerkungen zur neueren Literatur über die Moravischen Fenster. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 11, S. 71—128, Wien 1918.
- SUK, M.: Reconstruction of the mantle of the Central Bohemian Pluton. — Časopis pro mineralogii a geologii, 18, 4/1973, S. 345—364, Prag 1973.
- SUK, M.: The role of water in regional metamorphism in the Moldanubicum (Bohemian Massif). — Věst. ÚÚG., 49, S. 141—147, Prag 1974.
- SVOBODA, J. et al.: Regional Geology of Czechoslovakia. Part 1: The Bohemian Massif. — 668 S., Geol. Surv. Czechoslovakia, Prag 1966.
- THIELE, O.: Der österreichische Anteil an der Böhmisches Masse und seine Stellung im variszischen Orogen. — Geologie, Jg. 19, H. 1, S. 17—24, Berlin 1970.
- THIELE, O.: Bericht 1970 über Aufnahmen auf Blatt Großsiegharts (7). — Verh. Geol. B.-A., S. A 85, Wien 1971.
- THIELE, O.: Zur Tektonik des Waldviertels in Niederösterreich (Südliche Böhmisches Masse). — Nova Acta Leopoldina 1975 (im Druck).
- WALDMANN, L.: Das außeralpine Grundgebirge Österreichs. — In: F. X. SCHAFER: Geologie von Österreich, 2. Aufl., S. 1—105, Verl. Deuticke Wien 1951.
- WALDMANN, L.: Führer zu geologischen Exkursionen im Waldviertel. — Verh. Geol. B.-A., Sdh. E, S. 1—26, Wien 1958.
- ZOUBEK, V. et al.: Tectonic Development of Czechoslovakia (Collected papers and the tectonic Map 1 : 1,000,000). — 226 S., Nakladatelství Československé Akademie Věd, Prag 1960.

Manuskript eingereicht im November 1975.



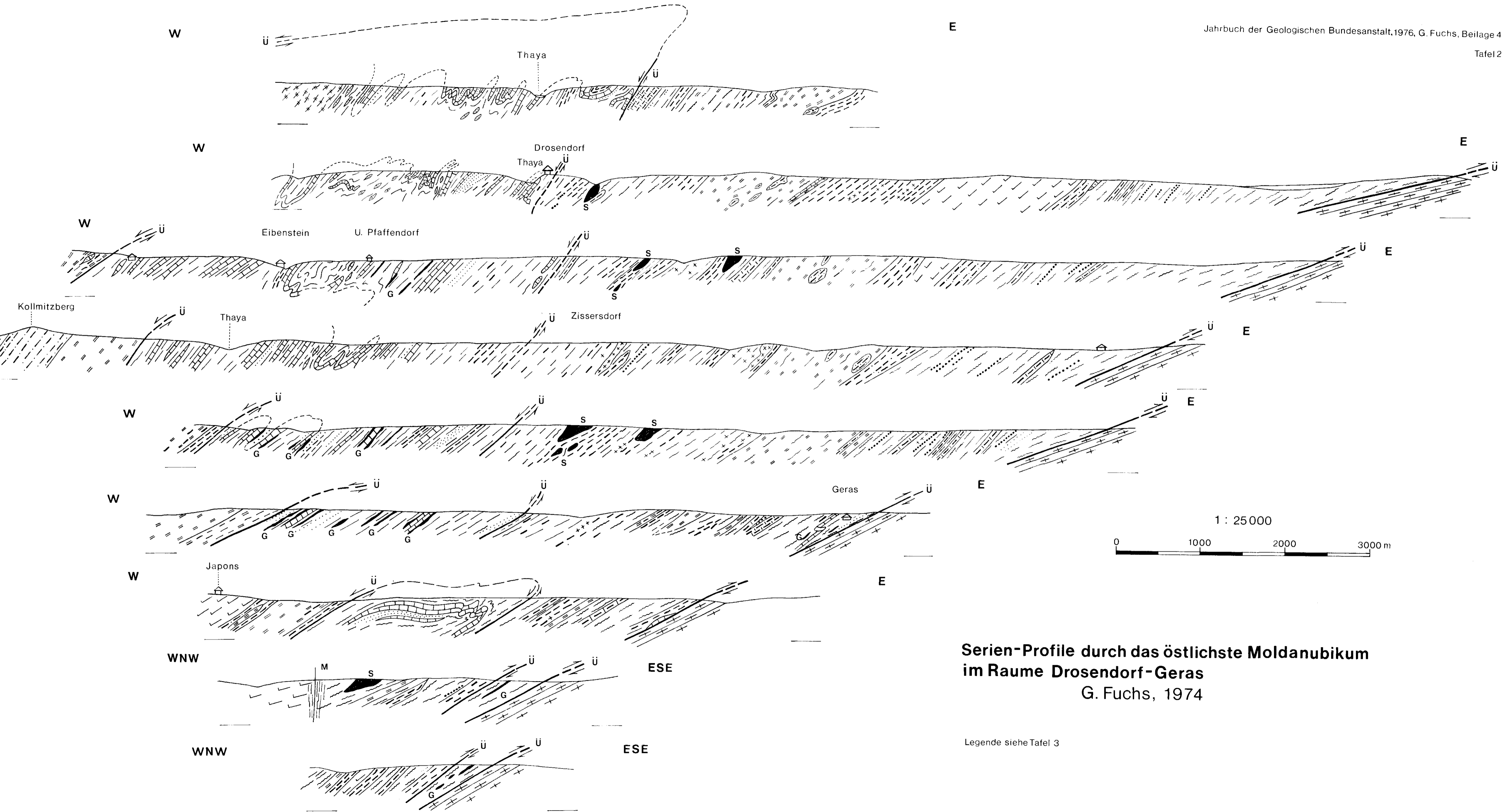
### Tektonische Karte des östlichen Moldanubikums

G. FUCHS, 1975



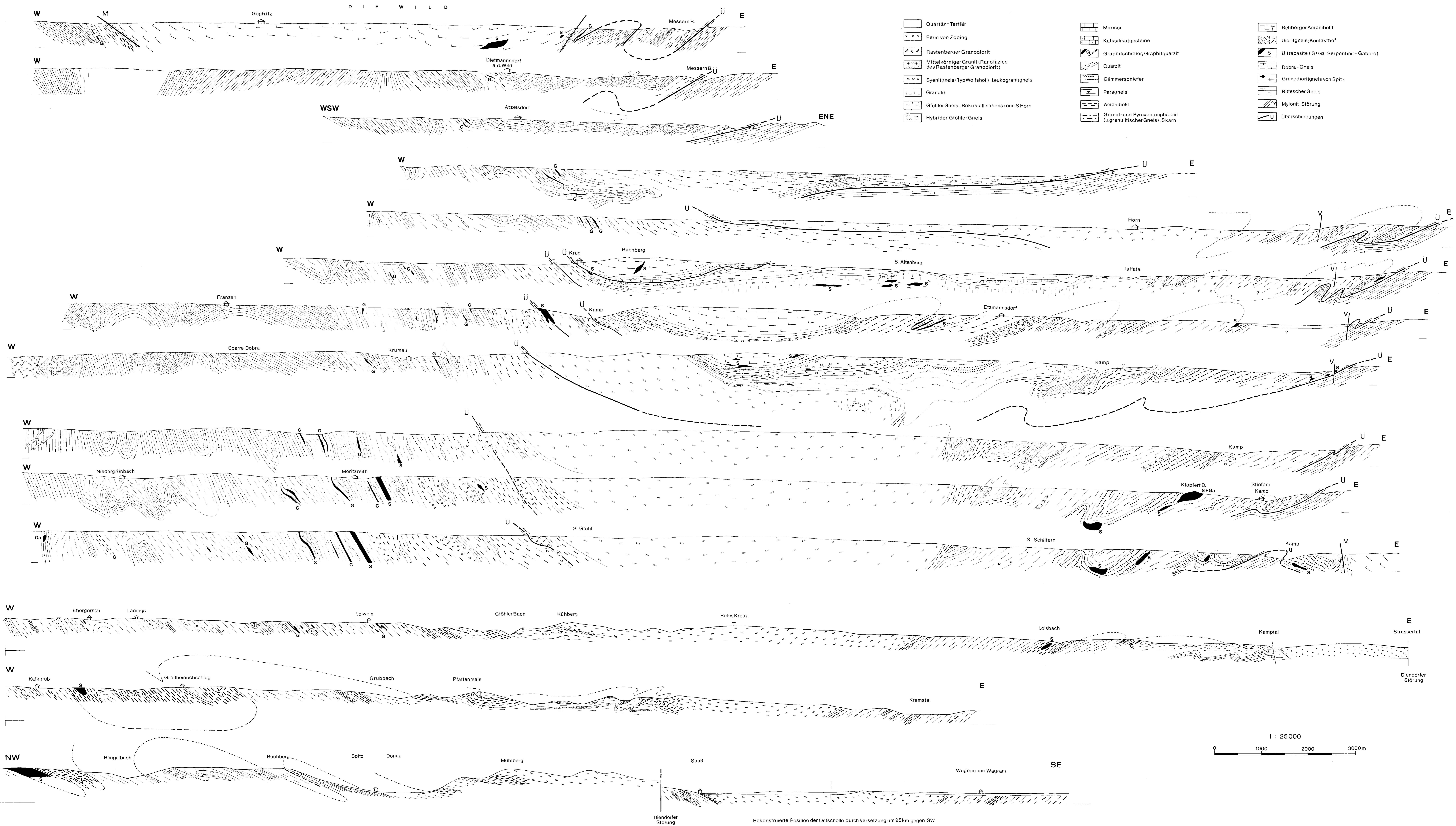
- Moravikum und Brünner Masse
  - Drosendorfer Einheit
  - Gföhler Einheit i.A.
  - Gföhler Gneis
  - Granulit
  - Variszische Plutonite
- } Moldanubikum
- Kaledonische Überschiebungen 1. Ordnung, vermutet
  - Kaledonische Überschiebungen 2. Ordnung, vermutet
  - Variszische Überschiebungen 1. Ordnung (Moldanubische Überschiebung), vermutet
  - Variszische Überschiebungen 2. Ordnung, vermutet
  - Inversionszone entlang der Moldanubischen Überschiebung
  - Flache Mylonitizonen (spätvariszisch), vermutet
  - Steile Mylonitizonen (Blattverschiebungen, Brüche) (spät- bis post-variszisch), vermutet





**Serien-Profile durch das östlichste Moldanubikum  
im Raume Drosendorf-Geras**  
G. Fuchs, 1974

Legende siehe Tafel 3





# Hypothesen zum Bau und zur geologischen Geschichte des kristallinen Grundgebirges von Südwestmähren und dem niederösterreichischen Waldviertel

Von ALOIS MATURA \*)

Mit 1 tektonischen Karte = Beilage 6

Österreichische Karte 1 : 50.000

Blätter 6—9, 19—22, 36—38, 54, 55

Schlüsselwörter

*Böhmische Masse  
Blattverschiebung  
Bittescher Gneis  
Gföhler Gneis  
Granulit  
Kaledonische Orogenese*

## Zusammenfassung

Es werden ältere Ansichten bestätigt, korrigiert und ausgebaut, wonach die Diendorfer Störung mit dem Ostrandbruch der Boskovice Furche in Verbindung steht und sich an dieser Linie eine nachunterpermische Blattverschiebung mit Verschiebungsweiten von 25 bis 50 km und dem Verschiebungssinn SE-Scholle gegen NE ereignet hat. Bittescher Gneis und Dobra Gneis (früher Spitzer Gneis) sind dasselbe und stehen miteinander in Verbindung. Gföhler Gneis und Granulit bilden samt ihrer Amphibolithülle eine allochthone tektonische Einheit. Aus diesen Sätzen und unter Berücksichtigung der letzten absoluten Altersbestimmungen mit ordovizisch/silurischen Rb/Sr-Gesamtgesteinsaltern für Bittescher Gneis, Dobra Gneis, Gföhler Gneis und Granulit wird eine geologische Entwicklung abgeleitet, die mit dem SUESS'schen Konzept (Moldanubische Überschiebung, variszischer Gebirgsbau) nicht übereinstimmt, sondern die orogene Hauptphase mit der Überschiebung der Gföhler Gneis-Granulit-Einheit an die Wende Silur/Devon stellt.

## Summary

Former views are confirmed, corrected and improved concerning the connection of the Diendorf fault and the eastern boundary fault of the Boskovice furrow, and concerning a wrench fault along this line which was active after Lower Permian with amounts of 25 to 50 km for movements of the eastern block towards northeast. Bíteš gneiss and Dobra gneiss (former Spitzer gneiss) are identical and in connection with each other. Gföhl gneiss and granulite together with pertaining amphibolites form an allochthonous tectonic unit. From these points and according to recent age determinations with Ordovician/Silurian Rb/Sr whole rock ages for Bíteš gneiss, Dobra gneiss, Gföhl gneiss and granulite a geological development is inferred which does not coincide with the concept of F. E. SUESS (Moldanubian overthrust, Variscan orogenesis) but assumes the main orogenic events with the overthrust of the Gföhl gneiss-granulite-unit to have occurred at the Silurian/Devonian boundary.

\*) Anschrift des Verfassers: Dr. ALOIS MATURA, Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien.

## Einleitung

Am Beginn unseres Jahrhunderts hat F. E. SUSS als erster ein umfassendes Konzept zum Bau und zur geologischen Geschichte dieses Gebietes entworfen. Einige wichtige Teilaspekte dieses Konzeptes, wie etwa die Frage der „Glimmerschieferzone“, haben schon damals kritische Einwände hervorgerufen. Seither ist zwar das einschlägige Wissen ausgeweitet und vertieft worden, die Diskussion aber zu diesen Fragen noch nicht zum Stillstand gekommen. Im Rahmen dieser Diskussion möchte ich im folgenden Text meine eigenen Anschauungen darlegen. Ausgangspunkt für die Ausführungen bildet die gemeinsame Publikation mit G. FUCHS in diesem Band des Jahrbuches.

### Die Blattverschiebung entlang der Diendorfer Störung und des Ostrandbruches der Boskovice Furche

Schon F. E. SUSS (1912) vermutete eine Verbindung der Diendorfer Verwerfung mit dem Ostrandbruch der Boskovice Furche. L. WALDMANN (1950/51) hat die Natur der Diendorfer Störung als Blattverschiebung eher vorsichtig erwogen. H. G. SCHARBERT (1962) hat die Blattverschiebung an der Diendorfer Störung, mit dem relativen Bewegungssinn Ostscholle gegen Norden, klar als die Ursache der Trennung der Granulitmassen von Wieselburg und Dunkelsteiner Wald erkannt und vertreten. Bei O. SCHERMANN (1965) werden erstmals konkrete Verschiebungsbeträge genannt, und zwar 25 km an der Diendorfer Störung und mindestens 70 km an der Boskovice Furche, und der Zeitpunkt dieses Ereignisses in die asturische Phase gelegt. In der tschechoslovakischen Literatur wurde der Aspekt solcher Krustenverstellungen im westmährischen Raum bisher noch nicht berührt.

Im allgemeinen möchte ich mich den Vorstellungen von O. SCHERMANN, allerdings mit einigen Vorbehalten, anschließen. Zuerst zur Frage der zeitlichen Einstufung.

Die Rotliegendklastika von Zöbing sind an der ostseitigen Randstörung (bei der Ruine Falkenberg), die in der Fluchtlinie der Diendorfer Störung liegt, steilgestellt und mylonitisiert. Es ist naheliegend, daß sowohl das Perm von Zöbing als auch die oberkarbon-permische Fülle der Boskovice Furche ihre Entstehung und Erhaltung einer Grabenbruchtektonik verdankt, die etwa in der asturischen Phase begonnen haben mag. Die vorhin erwähnten Beobachtungen im Bereich der Ruine Falkenberg deuten darauf hin, daß sich ein markanter Scherungsvorgang nach-unterpermisch ereignet hat. Für dieses Ereignis ist nach meiner Meinung die Blattverschiebung verantwortlich. Sie hat vermutlich die östlichen Randbrüche als vorgegebene Schwächezonen benützt.

Für die Blattverschiebung entlang des Ostrandbruches der Boskovice Furche entspricht ein Verschiebungsbetrag von 40 bis 50 km besser den Gegebenheiten, als die 70 km, die O. SCHERMANN annimmt. Dieser, gegenüber den 25 km an der Diendorfer Störung größere Verschiebungsbetrag läßt sich so erklären, daß sich von Süden gegen Norden mehrere Blattverschiebungslinien vereinigen und in ihrer Wirkung summieren. Diese Blattverschiebungen bestehen nicht nur aus einer

Störungsfläche, sondern werden, wie etwa im Dunkelsteiner Wald (A. MATURA, 1975), von einer Schar von subparallelen, gleichsinnigen Blattverschiebungen begleitet.

Mit Hilfe dieses Modells läßt sich eine Ausgangssituation rekonstruieren, die manche Fragen einer einfachen Lösung zuführt. Vor allem würde, wie schon O. SCHERMANN meinte, die Brüner Masse und die Thayamasse in unmittelbare Nachbarschaft geraten. Damit würde der enge räumliche Zusammenhang die so oft erwähnten petrologischen Analogien verständlicher machen. Die Gföhler Gneise und Granulite des „Mißlitzer Horstes“ zusammen mit den moldanubischen Gesteinen von Krhovice, die z. T. vermutlich auch stark zerbrochene Gföhler Gneise oder Granulite darstellen, würden in die Nähe der Granulitscholle von Zöbing-Diendorf rücken. Dies läßt eine größere Gföhler Gneis-Granulitplatte nahe dem Südrand der Thayamasse vermuten. Berücksichtigt man die oben erwähnten geringeren Dislokationsbeträge im Raume Diendorf—Melk, dann würden die Bittescher Gneise aus dem östlichen Stadtbereich von Krems ihre Fortsetzung in den Bittescher Gneisen östlich von Grübern finden und die Gföhler Gneisplatte östlich von Straß (ehem. Mühlbacher Gneis) wäre als die südliche Fortsetzung der Gföhler Gneise von Dürnstein zu verstehen. Wie oben erwähnt hat schließlich schon H. G. SCHARBERT die ursprünglich direkte Verbindung der Granulite von Wieselburg—Pöchlarn mit jenen des Dunkelsteiner Waldes vertreten.

O. KUMPERA (1966) hat die Šternberk-Horní Benešov-Zone aus geologischen und geophysikalischen Gründen als einen bedeutenden Tiefenbruch dargestellt. Nach meiner Meinung könnte diese schmale Zone als nördliche Fortsetzung der Blattverschiebung entlang des Ostrandbruches der Boskovice Furche in Frage kommen. Dabei wäre der Nordmoravische Block mit der Šternberk-Horní Benešov-Zone durch jüngere Bewegungen entlang einer Schar von NW-SE-streichenden Störungen und Blattverschiebungen der Transversalzone des Obermährischen Beckens um etwa 20 km nach SE versetzt worden. Der Kontrast in Bau und Ausbildung der Blöcke beidseits dieser bedeutenden NE-SW-streichenden Blattverschiebung läßt neben der horizontalen auch eine bedeutende vertikale Bewegungskomponente in Betracht ziehen.

### **Bittescher Gneis — Dobra Gneis (früher Spitzer Gneis)**

G. FRASL (1970) und G. FUCHS (1970, 1971) haben die Ähnlichkeit des Dobra Gneises aus dem Moldanubikum mit dem Leitgestein des Moravikums, dem Bittescher Gneis, nachdrücklich betont. Trotz dieser beobachteten Tatsache hält G. FUCHS im Sinne von F. E. SUSS an einer Selbständigkeit von Moldanubikum und Moravikum fest und betrachtet Bittescher Gneis und Dobra Gneis als „ein gemeinsames Schichtglied in Form eines in beiden Gebieten auftretenden, älteren, basalen Komplexes“ (G. FUCHS, 1971, S. 426). Dagegen sieht G. FRASL (1970) aus der festgestellten Identität von Bittescher Gneis und Dobra Gneis einen Einbruch in das klar definierte SUSS'sche Konzept und findet die weitere scharfe Trennung dieser beiden Einheiten als nicht mehr ganz berechtigt. Dieser Ansicht möchte ich mich anschließen.

Bittescher Gneis und Dobra Gneis scheinen vielmehr einen zusammenhängenden Horizont zu bilden, der im Bereich des niederösterreichischen Waldviertels eine etwa NNE-SSW-streichende Mulde bildet. Als Ausgangsmaterial für die genannten Orthogneise dürften größtenteils Vulkanite in Frage kommen (G. FRASL, 1970). Das häufig ungleichkörnige bis porphyrische Gefüge, die konkordante Wechsellagerung mit basischen Lagen sowie die große Erstreckung dieses Horizontes stützen diese Annahme.

Im Raume von Messern nähern einander die geschlossenen Verbreitungsgebiete von Bittescher Gneis und Dobra Gneis an der Oberfläche bis auf weniger als 5 km (siehe G. FUCHS & A. MATURA, 1976, Tafel 1). Dazwischen hat G. FUCHS (1969) bei Nondorf und Haselberg ein neues Vorkommen von Bittescher Gneis entdeckt. Damit ist der räumliche Zusammenhang dieser so identisch ausgebildeten Einheiten noch wahrscheinlicher geworden. Die Situation im Raume Messern läßt sich daher unschwer als eine Schwelle verstehen, die quer zur erwähnten Bittescher Gneis-Dobra Gneismulde verläuft (vgl. auch G. FRASL, 1968, S. 17, Fig. 3: Achsenkulmination im Raum Pernegg).

Dieses räumliche Modell erklärt auch den Umstand, warum sich die Marmorzüge im Hangenden, die von SSW aber auch aus ESE heranstreichen, im Bereich der Messerner Schwelle einander nähern oder vereinigen, je nachdem, welches Niveau sie innehaben. Die höchsten, muldeninnersten Marmorlagen erreichen die Schwelle nicht, sondern drehen südlicher, quer zur Mulde ab, was leider wegen der tertiären Bedeckung des Horner Beckens im Kartenbild nur angedeutet ist. Die unregelmäßige, primäre Verteilung zusammen mit komplizierter Verfaltung sind mögliche Erklärungen, für den gewundenen, unregelmäßigen Verlauf der Marmorzüge im Raume von Brunn/Wild, wo sich die mittleren Niveaus auf diese Art zu vereinigen scheinen. Die tiefsten Marmorhorizonte passen sich dem Verlauf der Obergrenze der liegenden Bittescher bzw. Dobra Gneise an. Der westliche Muldenflügel mit den Dobra Gneisen endet teils abrupt am Blumauer Granulit, teils weicht er gegen Nordwesten in Richtung Waidhofen/Thaya aus und verkümmert. Der Ostflügel (Bittescher Gneis) fällt im Abschnitt zwischen Krems/Donau und Horn flach gegen Westen ein und erreicht an mehreren Stellen (Krems, Langenlois, Schönberg/Kamp usw.) noch in einigem Abstand vom Hauptverbreitungsgebiet durch Auffaltungen die Oberfläche. Im Bereich von Schönberg/Kamp etwa schwenkt das Streichen aus der N-S-Richtung in die W-E-Richtung um (Krems, Kugelberg, Grübern).

Wenn nun die hier entwickelte Vorstellung von einem zusammenhängenden Dobra-Bittescher Gneishorizont richtig ist, dann ist die Annahme einer bedeutenden tektonischen Fuge im Hangenden des Bittescher Gneises im Sinne von F. E. SUSS einer wichtigen Stütze beraubt. Dabei soll nicht ausgeschlossen werden, daß es an der Grenze der eher kompakten Bittescher Gneise zu den bildsameren Glimmerschiefern und Schiefergneisen in mäßigem Umfang zu Relativbewegungen gekommen ist. Bei der Interpretation der „Glimmerschieferzone“ stelle ich mich auf die Seite jener, die, angeführt von F. BECKE, die petrologischen Einwände gegen die Deutung als tektonische Fazies der Moldanubischen Überschiebung für sehr gewichtig halten. Ich bin auch der Meinung, daß im Hangenden des Bittescher Gneises

die primären Verbandsverhältnisse mit den Nachbargesteinen  $\pm$  gut erhalten geblieben sind und der ursprüngliche, höhere Tonerde- und Kalianteil die stoffliche Voraussetzung für die Bildung der Glimmerschiefer war. Stofflich entsprechende Äquivalente der Glimmerschiefer in den westlich anschließenden, höher metamorphen Gebieten sind Sillimanit reiche Paragneise.

Auf die Verwandtschaft der moravischen Orthogneise und Granite (Bittescher Gneis, Weitersfelder Stengelgneis, Brünner Masse, Thayamasse) haben fast alle Bearbeiter seit F. E. SUESS (1912) hingewiesen. L. WALDMANN (1924) nahm eine gemeinsame Wurzel der heute durch Faltung und Schuppung getrennten Züge an. Eggenburger Granit und Bittescher Gneis liegen übrigens auch auf einer Rb/Sr-Gesamtgesteinsisochrone von  $455 \pm 25$  Mill. J. (unveröffentl. Datierungsbericht 5/67, Bundesanstalt für Bodenforschung, Hannover). Neben diesen altbekannten innermoravischen Beziehungen ist mir aufgefallen, daß die oft betonte enge Bindung der granodioritischen Weitersfelder Stengelgneise zu Quarziten ihr Gegenstück in dem Granodioritgneis von Spitz hat, der ebenfalls von Quarziten begleitet wird (A. MATURA, 1968, 1971). Sowohl F. E. SUESS (1912) als auch F. REINHOLD (1913) erwähnten runde Quarzknuern aus dem moravischen Marmorzug im Liegenden des Bittescher Gneises und deuten sie als umkristallisierte Quarzgerölle. Auch H. SCHUMANN (1930) beschrieb aus dem Steinbruch am Ausgang des Loibachgrabens nordwestlich von Langenlois einen Marmor mit geröllverdächtigen Quarzknuern. Doch gehört dieses Vorkommen vermutlich in das Hangende des Bittescher Gneises aus dem westlichen Ortsbereich von Langenlois.

Aus der Berücksichtigung all dieser Hinweise gelange ich zu der Vorstellung, daß nicht nur die moravischen Orthogneise und Granite eine gemeinsame Wurzel haben, sondern daß auch die „inneren Phyllite“ der Bunten Serie, den „äußeren Phylliten“, oder der Vranov-Olesnice-Serie altersmäßig entsprechen. Die wenig metamorphen Gesteine am Nord-, West- und Südrande der Thayamasse wurden schon seit F. E. SUESS mit den Gesteinen von Kvetnice verglichen und ein devonisches Alter auch für einen Großteil der höher metamorphen, moravischen Gesteine diskutiert und daraus letztlich die nachdevonische Datierung der Hauptorogenese abgeleitet. Wenn man aber für die Bunte Serie silurisches Alter in Betracht zieht, was schon von F. E. SUESS und K. HINTERLECHNER u. a. wegen der Ähnlichkeit mit dem Silur des Barrandiums erwogen wurde, und die vorhin erwähnten Zusammenhänge berücksichtigt, dann ist auch eine vordevonische Hauptorogenese, etwa an der Wende Silur/Devon denkbar. Und solange keine handfesten Tatsachen dieser letzteren Version widersprechen, halte ich sie aus Gründen, die weiter unten erörtert werden, für die wahrscheinlichere.

### Die Gföhler Gneis-Granuliteinheit

Die Beachtung der engen räumlichen und petrologischen Beziehungen zwischen Gföhler Gneis und Granulit ist nicht neu. Auf einige Beispiele sei kurz hingewiesen.



Schon seit langem sind neben Granulit und Gföhler Gneis auch sogenannte Granulitgneise (F. E. SUESS, 1904; A. KÖHLER, 1925) oder granulitische Gneise (O. THIELE, 1970) bekannt die innerhalb von Gföhler Gneis- oder Granulit-Arealen auftreten (Emmersdorf, Blumau) und in ihren Eigenschaften zwischen Gföhler Gneis und Granulit stehen. O. MATEJOVSKÁ (1967) versuchte nachzuweisen, daß Gföhler Gneis zumindest teilweise durch Migmatisation aus Granulit entstanden ist. Schließlich bilden Gföhler Gneis und Granulit gemeinsam die Leitgesteine der „Gföhler Einheit“ nach G. FUCHS (1969, 1971), der auf Grund seiner Feldbeobachtungen eine tektonische Gliederung des waldviertler Moldanubikums vonahm.

Ein Blick allein auf die zugänglichen Übersichtskarten genügt, um sich von dem auffallenden Umstand zu überzeugen, daß in Südwestmähren und im Waldviertel Gföhler Gneis und Granulit gemeinsam auftreten, nahe zueinander oder unter direkter Berührung. Darüber hinaus ist eine Tendenz angedeutet, daß sich die Granulite eher östlich der Gföhler Gneise befinden. Doch nicht allein durch diese Konfiguration heben sich diese beiden Gesteinsgruppen von ihrer Umgebung ab, sondern auch dadurch, daß sie beide in den meisten Fällen von den Nachbargesteinen unterteuft werden und daher in diesem Raum die höchste Position innehaben; weiters durch die Eigenständigkeit des Internbaues mit Streckungsrichtungen, die oft quer zum regionalen Streichen liegen. Auch die Ränder verlaufen stellenweise diskordant zum Streichen der benachbarten Gesteinszüge. Aus diesen Gründen drängt sich der Verdacht auf, daß Gföhler Gneis und Granulit auf die gleiche Art und gemeinsam in ihrer heutigen Umgebung Platz genommen haben. Für den Granulit alleine, dem höchst metamorphen Element des betrachteten Bereiches, kann eine intrusive Platznahme oder eine gemeinsame Prägung mit seiner heutigen Umgebung ausgeschlossen werden (man bedenke den Metamorphosekontrast und die hohe Position). Allein aus den vorigen Überlegungen müßte dasselbe daher auch für den Gföhler Gneis gelten. Doch, unabhängig von den Granuliten, zeigt auch der Gföhler Gneis eine ähnliche Beziehung zu seinen Rahmengesteinen. So verläuft zwischen Kremstal und Donautal der Gföhler Gneis diskordant zu seinen Nachbargesteinen (worauf schon L. KÖLBL (1925) hinwies), doch ist er von den intensiven Verfaltungen der benachbarten Serien im Liegenden (Bunte Serie mit Amphibolitzone) im Raume Spitz—Mühldorf unberührt geblieben. Der Gföhler Gneis kann daher nicht zwischen seine heutigen Nachbargesteine intrudiert und gemeinsam zum Gneis geprägt worden sein, sondern hat als Metamorphit so wie und gemeinsam mit Granuliten in seiner heutigen Umgebung Platz genommen. Daher können Gföhler Gneis und Granulit nur als eine tektonische Einheit, als Decke in ihrer heutigen Umgebung Platz genommen haben. Amphibolite und Ultrabasite treten immer wieder als Einschlüsse im Gföhler Gneis oder Granulit auf oder bilden meist die Hülle, zählen also zu dieser Einheit dazu. Eine Unterscheidung von den Amphiboliten der Bunten Serie ist häufig nicht möglich. Daher ist die tektonische Grenze stellenweise nur willkürlich zu setzen. Neben den Amphiboliten dürften auch wechselnde, aber stets untergeordnete Mengen von Migmatitgneisen zur Gföhler Gneis-Granuliteinheit gehören.

Die Platznahme der Gföhler Gneis-Granuliteinheit geschah nach meiner Meinung an der Wende von Silur/Devon. Unter dieser Voraussetzung wäre auch an ein Ursprungsgebiet im Osten jenseits der Brünner oder Thayamasse zu denken und würde bedeuten, daß die Überschiebung noch vor der devonisch-karbonen Sedimentation im Dražanska Vrchovina-Gebiet erfolgte. Dennoch möchte ich die Frage der Herkunftsrichtung der Gföhler Gneis-Granuliteinheit offen lassen, da ich zur Klärung dieser Frage keine Hinweise finden kann.

Die absoluten Altersbestimmungen an Granuliten (A. ARNOLD & H. G. SCHARBERT, 1973) und Gföhler Gneis (Bundesanstalt für Bodenforschung, Datierungsbericht 5/67, Hannover 1967) haben analoge Gesamtgesteinsalter (Ordoviz bis Silur) ergeben — eine weitere Gemeinsamkeit.

Kehren wir nochmals zu den Lagerungsverhältnissen zurück. Die Gföhler Gneisvorkommen von Waidhofen und bei Dürnstein sind altbekannte Paradebeispiele für die Hangendposition derselben. Analoge Lagerungsverhältnisse liegen auch bei der Blumauer Granulitmasse vor sowie für jenes ausgedehnte Gföhler Gneis-Granulitareal bei Náměšť, weil auch diese Massen von den Rahmengesteinen unterteuft werden. Bei den restlichen Vorkommen ist die Hangendposition nicht so eindeutig zu erkennen. Die Gföhler Gneis- und Granulitzüge samt den zugehörigen Amphiboliten östlich Drosendorf und Horn fallen nach Westen ein und stellen nach meiner Meinung ostvergent überkippte Mulden dar.

Die Lagerungsbeziehungen des Granulits von St. Leonhard am Hornerwalde zum benachbarten Gföhler Gneis sind ein interessanter Sonderfall. Bekanntlich wird diese Granulitschüssel im Süden, Westen und Norden von Gföhler Gneis unterteuft. Zwischen Gföhler Gneis und Granulit aber sind Paragneise eingeschaltet, die mit den Paragneisen im Osten in Verbindung stehen. Letztere fallen hingegen unter den Gföhler Gneis ein. Hier dürften also Relativbewegungen zwischen dem Granulit und dem benachbarten Gföhler Gneis die Paragneise aus der angrenzenden Unterlage eingeschleppt haben. Dagegen faßt G. FUCHS die Folge Gföhler Gneis-Paragneis-Granulit als den aufrechten Normalfall auf, als die ursprünglich erhalten gebliebenen Lagerungsverhältnisse (siehe G. FUCHS, 1971 und in diesem Jahrbuch). Da die Paragneise, die hier aufrecht auf dem Gföhler Gneis liegen, mit jenen in verfolgbare Verbindung stehen, die im Osten den Gföhler Gneis unterlagern, folgert G. FUCHS die inverse Lagerung der letzteren. Es ist der Ausgangspunkt für seine Vorstellungen vom Bau des waldviertler Moldanubikums.

Ich halte die Meinung von G. FUCHS zu den vorhin erwähnten Lagerungsverhältnissen bei St. Leonhard am Hornerwalde aus folgenden Gründen für unrichtig. Die Gesteinsfolgen, die den Gföhler Gneis und den Granulit von Westen und Osten im Raume Donau und unteres und mittleres Kamptal meistens mit flachem bis mittlerem Einfallswinkel unterteufen, stehen mit großer Wahrscheinlichkeit miteinander in Verbindung. Freilich ist die Ähnlichkeit der beiden Muldenflügel nicht gerade ins Auge springend — vor allem die Marmorzone ist im Osten stark verarmt —, doch sind charakteristische Gesteinsarten, wie Dobra Gneis-Bittescher Gneis, Buschadlwand-Amphibolit-Rehberger Amphibolit und Syenitgneise zu beiden Seiten zu finden und sogar eine Abfolge-

symmetrie angedeutet (A. MATURA, 1972, S. A 50). Nach G. FUCHS aber sollen diese beiden Flügel unter dem Gföhler Gneis nicht in Verbindung stehen.

In diesem Zusammenhang möchte ich neben den erwähnten Einwänden einen weiteren Umstand kurz beleuchten, der mit den FUCHS'schen Vorstellungen nur schwer in Einklang zu bringen ist. Nach G. FUCHS soll die moldanubische Gesteinsfolge des unteren Kamptales deswegen teilweise überkippt liegen, weil die Reibung an der Moldanubischen Überschiebungsfläche im Hangenden des Bittescher Gneises die Frontpartien nach unten geschleppt hat. Es wäre demnach entlang der Überschiebungsfläche bzw. deren Spur im Gelände eine Schollenkette von charakteristischen Gliedern der hinuntergeschleppten Zonen zu erwarten. An der Stelle von Messern etwa sollte daher theoretisch eine beachtliche Gesteinsfolge vorbeigerieben worden sein, die im Hangenden der Marmorzone von Krumau folgende Schichtfolge umfaßt hätte: Buschadlwand-Amphibolite mit Serpentiniten, Paragneise und Migmatitgneise, Gföhler Gneis mit Amphibolithülle, Paragneisfolge mit Graphitquarziten und Rehberger Amphiboliten, Wolfshofer Syenitgneise und Granulite mit Diallagamphiboliten. Doch sind entlang der Obergrenze des Bittescher Gneises (= Moldanubische Überschiebungsfläche) bei Messern und östlich davon keine Einschaltungen aus dieser Folge zu finden, die als Schubspäne gedeutet werden könnten. Wenn auch bei einem Teil der aufgezählten Gesteinsarten nicht mit einem kontinuierlichen Anhalten der Mächtigkeit in der streichenden Fortsetzung zu rechnen ist, so wären doch wenigstens Schubspäne von Granulit oder Gföhler Gneis zu erwarten, besonders von diesem, da er im nahen Horner Raum sehr präsent ist und bis nahe an den Bittescher Gneis heranreicht. Bei Messern und östlich davon folgt vielmehr über dem Bittescher Gneis direkt die Bunte Serie mit Paragneisen, zahlreichen Marmoreinschaltungen und einzelnen Amphibolitlagen.

Die Gföhler Gneismasse von Gföhl und Dürnstein reicht im Süden bis nahe an die Granulitmasse von Pöchlarn—Wieselburg—Dunkelsteiner Wald (nach Rekonstruktion der Lage vor der Diendorfer Blattverschiebung) heran. Sie sind voneinander durch relativ dünne Amphibolit- und Paragneiszwischenschaltungen getrennt, die steil bis mittelsteil nach Süden unter den Granulit einfallen. Die Gefügeverhältnisse am Südrand dieser Granulitmasse im Raume von Gerolding—Dunkelstein sind deshalb interessant, weil die Schieferung sowohl in den Granuliten als auch in den südlich anschließenden Rahmengesteinen nach Süden einfällt, die Grenze allerdings, markiert durch einen Serpentinizug, steht saiger. Daher bin ich hier der Ansicht, daß der Granulit nur scheinbar von seinen Rahmengesteinen überlagert wird. Die an der Oberfläche steile Grenzfläche wird in der Tiefe vermutlich wieder gegen den Granulit einfallen. Damit wäre auch eine Verbindung der Graphitmarmore von Gerolding unter dem Granulit mit der Bunten Serie im Norden verständlich. Eine ähnliche Vermutung hat schon L. WALDMANN (1950/51) festgehalten.

Als einen besonders problematischen Sonderfall betrachte ich die Situation im Raume Raabs—Drosendorf. Die sog. Raabser Serie (O. THIELE, 1972), eine flachliegende Folge, die vorwiegend aus Biotit-Plagioklasgneisen und Amphiboliten aufgebaut ist, fällt nicht nur unter die Gföhler Gneismasse von Waidhofen (samt

vorgelagertem Granulitspan) im Westen und den Blumauer Granulit im Süden ein, sondern wird nach den Angaben von O. THIELE und G. FUCHS selbst von Gföhler Gneis unterlagert. Dieser liegende Gföhler Gneis markiert auch an einigen Stellen die Grenze zur Bunten Serie des Drosendorfer Fensters. Bis durch die Fortsetzung der Detailkartierung und durch ergänzende petrographische Detailstudien — besonders hinsichtlich des liegenden Gföhler Gneises, der z. B. an manchen Stellen Hornblende führt, was untypisch ist — die bisherigen Kenntnisse besser fundiert sind, betrachte ich mit Vorbehalten den relativ ausgedehnten Raum der Raabser Serie als Untereinheit der Gföhler Gneis-Granuliteinheit. Die Abgrenzung dieser Untereinheit im angrenzenden tschechoslovakischen Gebiet ist wegen der erwähnten Vorbehalte offen zu lassen.

Die Verteilung der Gföhler Gneise und Granulite im tschechoslovakischen Gebiet habe ich einfach von den zugänglichen Kartenwerken übernommen und betrachte die entwickelten Vorstellungen einer tektonischen Gföhler Gneis-Granuliteinheit auch in diesem Gebiet für gültig.

## Die geologische Entwicklung

Neben den in den vorangegangenen Kapiteln erörterten Hypothesen sind auch die bisher vorliegenden Ergebnisse der absoluten Altersbestimmungen an Gesteinen des Waldviertels die Hauptstützen für den folgenden Versuch einer Rekonstruktion der geologischen Entwicklung.

Die Monotone Serie zwischen Dobra Gneis und dem südböhmischen Granitmassiv und die „vorgranitischen“ Anteile des Moravikums repräsentieren hier die ältesten Elemente mit vorsilurischem Alter. Es folgten ungefähr an der Wende Ordovizium/Silur die Intrusion der Plutonite der Thaya- und Brünner Masse und als Edukt für die späteren Bittescher und Dobra Gneise vorwiegend saure bis intermediäre, vulkanische Deckenergüsse. Darüber entwickelte sich während des Silurs die Bunte Serie.

Die mehrphasige Hauptorogenese in diesem Gebiet fand an der Wende Silur/Devon statt. Nach ersten Faltungen und Schuppungen im Moravikum und in der Bunten Serie erfolgte die Fernüberschiebung der Gföhler Gneis-Granuliteinheit. Durch einen Bügeleiseneffekt wurden die näheren, überfahrenen Bereiche derart beeinflusst, daß es stellenweise zu Bildung von Migmatitgneisen oder durch stärkere Mobilisation zum Auftreten von Leukogranitgneisen kam. Die tektonischen Vorgänge klangen in ostvergenten Faltungen (z. B. Einfaltungen der Granulite und Gföhler Gneise bei Stalleck und Maria Dreieichen), lokalen Überschiebungen und der Aufwölbung der moravischen Kuppeln aus. Eine regionale Metamorphose mit einem Gefälle von Westen (Amphibolitfazies) gegen Osten (Grünschieferfazies) aber auch, aus dem Pernegger Raum, gegen Norden und Süden (K. PRECLIK, 1924; V. HÖCK, 1974) begleitete und überdauerte die tektonischen Vorgänge. Sieht man von der anderen zeitlichen Einstufung ab, dann entsprechen diese Ereignisse der „mittelmoravischen Phase“, wie sie G. FRASL (1968) in Übereinstimmung mit F. E. SUESS, L. WALDMANN und K. PRECLIK beschreibt.

Östlich der moravischen Kuppeln entwickelte sich während des Devons und Unterkarbons ein Geosynklinalraum. Die Devontransgression reichte diskordant über den freigelegten Kern der Svratkakuppel (siehe auch die kleinen Devonflecken im Hangenden der Bittescher Gneises nordöstlich von Tišnov, Geologische Karte der CSSR, 1 : 200.000, Blatt Česka Třebova) und an die Flanken der Thaya- (Krhovice) und Brünner Masse heran.

Im Unterkarbon, vielleicht auch schon im Oberdevon, setzte die Intrusion der südböhmischen Granite ein.

Im Oberrhein wurde der vorvariszische, moldanubisch-moravische Block zu einem Gebirge emporgehoben, begleitet von Abkühlung und grobklastischen Schüttungen nach Osten in ein Molassebecken. Schon vor diesen Ereignissen setzten Bruchtektonik und Schollenverstellungen ein. Dabei wurde zuerst das Kvetnice-Devon eingeklemmt und durch die regionale variszische Aufheizung leicht metamorphosiert. Diese Phase entspricht der „jungmoravischen Phase“ nach G. FRASL (1968). Auch in der Thayakuppel ist das Vorhandensein von devonischen Elementen im Nahbereich der Thayamasse, wie es zuletzt G. FRASL (1974, „Serie von Olbersdorf“) betonte, zu erwarten. Den Hauptteil der moravischen Gesteine halte ich aber für vordevonische Metamorphite. Die letzteren wurden während dieser „jungmoravischen Phase“ stellenweise diaphthorisiert, die devonischen Sedimente durch Schuppung eingegliedert und unter den Bedingungen der Grünschieferfazies umgewandelt. Weitere Bruchtektonik mit Schollenverstellungen (Biteš, Náměšť, Mor. Krumlov-Vranov-Korolupy, Göpfritz), z. T. unter Reaktivierung älterer Störungsflächen, mag bis in das Namur angedauert haben.

Im Stefan begann zwischen Boskovice und Zöbing ein markanter Graben einzusinken, der sich bis in das Rotliegende mit klastischen Sedimenten füllte. Der Ostrandbruch dieses Grabens wurde in der Folge als Bewegungsfläche einer Blattverschiebung benützt, an der die Ostscholle relativ nach Nordosten verschoben wurde. Später hat sich im Bereich des kristallinen Grundgebirges von Südwestmähren und im niederösterreichischen Waldviertel vorwiegend Abtragung und bescheidene Bruchtektonik ereignet.

#### Literatur

- ARNOLD, A. & SCHARBERT, H. G.: Rb-Sr-Altersbestimmungen an Granuliten der südlichen Böhmischen Masse in Österreich. — Schweiz. Min. Petr. Mitt., 53, S. 61—78, Zürich 1973.
- BECKE, F., HIMMELBAUER, A., REINHOLD, F. & GÖRGEY, R.: Das niederösterreichische Waldviertel. — Tscherm. Min. Petr. Mitt., 32, S. 1—62, Wien 1913.
- Bundesanstalt für Bodenforschung: Datierungsbericht Nr. 5/67 samt Nachträgen (unveröffentlicht). Zwischenbericht über K/Ar- und Rb/Sr-Datierungen von Gesteinen aus den ostbayerisch-österreichischen Kristallin, R. H. v. GAERTNER, W. HARRE, H. KREUZER, H. LENZ und P. MÜLLER, Hannover 1967.
- DUDEK, A. & SUK, M.: Zur geologischen Entwicklung des Moldanubikums. — Ber. Geol. Ges. DDR, 10, H. 2, S. 147—161, Berlin 1965.
- DUDEK, A.: Kristallinische Schiefer und Devon östlich von Znojmo (Znaim). — Sbornik UUG, 26, S. 101—141, Prag 1960.
- DUDEK, A.: Zum Problem der moldanubischen Überschiebung im Nordteil der Thayakuppel. — Geologie, 11, H. 7, S. 757—791, Berlin 1962.
- DUDEK, A.: Beitrag zum Problem der moldanubischen Überschiebung (Mißlitzer Horst). — Sbornik geol. ved., Geologie, 1, S. 7—20, Prag 1963.

- DUDEK, A., MATEJOVSKA, O. & SUK, M.: Gföhl Orthogneiss in the Moldanubicum of Bohemia and Moravia. — *Krystallinikum*, 10, S. 67—78, Prag 1974.
- DUDEK, A., & ŠMEJKAL, J.: The age of the Brno pluton. — *Věstník UUG*, 43, H. 1, S. 45—52, Prag 1968.
- DVORAK, J.: Synsedimentary tectonics of the Paleozoic of the Drahany Upland (Sudetikum, Moravia, Czechoslovakia). — *Tectonophysics*, 17/4, S. 359—391, Amsterdam 1973.
- FRASL, G.: Zur Metamorphose und Abgrenzung der Moravischen Zone im niederösterreichischen Waldviertel. — *Nachrichten Deutsch. Geol. Ges.*, 2, S. 55—61, Tübingen 1970.
- FUCHS, G.: Berichte über geologische Aufnahmen auf den Blättern Gföhl (20) und Horn (21) in den Jahren 1968 und 1969. — *Verh. Geol. B.-A.*, Wien 1969 und 1970.
- FUCHS, G.: Zur Tektonik des östlichen Waldviertels (NO). — *Verh. Geol. B.-A.*, H. 3, S. 424—440, Wien 1971.
- FUCHS, G. & MATURA, A.: Zur Geologie des Kristallins der südlichen Böhmisches Masse. — *Jahrb. Geol. B.-A.*, 119, S. 1—43, Wien 1976.
- HÖCK, V.: Mineralzonen in Metapeliten und Metapsammiten der Moravischen Zone in Niederösterreich. — *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 66.—67., S. 49—60, Wien 1974.
- HÖCK, V. & VETTERS, W.: Berichte über geologische Aufnahmen auf Blatt Horn (21) in den Jahren 1972 und 1973. — *Verh. Geol. B.-A.*, Wien 1973 und 1974.
- JAROŠ, J. & MÍŠAR, Z.: Deckenbau der Svatka-Kuppel und seine Bedeutung für das geodynamische Modell der Böhmisches Masse. — *Sbornik geol. ved., Geologie*, S. 69—82, Prag 1974.
- KÖHLER, A.: Das Granulit- und Granulitgneisproblem im niederösterreichischen Waldviertel. — *Anz. Akad. Wiss. Wien, mathem.-naturwiss. Kl.*, 62, 1925, Nr. 4, S. 28—31, Wien 1926.
- KÖLBL, L.: Die Stellung des Gföhler Gneises im Grundgebirge des niederösterreichischen Waldviertels. — *Tscherm. Min. Petr. Mitt.*, 38, S. 508—540, Wien 1925.
- KUMPERA, O.: Stratigraphische, lithologische und tektonische Probleme des Devons und Kulms am Nordrande der Sternberk-Horni Benešov-Zone. — *Freib. Forschungsh.*, C 204 Geol., Leipzig 1966.
- KUMPERA, O.: Das Paläozoikum des mährisch-schlesischen Gebietes der Böhmisches Masse. — *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, 122, S. 173—184, Hannover 1971.
- MATEJOVSKÁ, O.: Petrogenesis of the Moldanubian granulites near Náměšť n. Osl. — *Krystallinikum*, 5, S. 85—103, Prag 1967.
- MATURA, A.: Berichte über Aufnahmen auf den Blättern Mautern (37), Krems (38) und Obergrafendorf (55) in den Jahren 1966, 1968—1974. — *Verh. Geol. B.-A.*, Wien 1967, 1969—1975.
- PREČLIK, K.: Zur Analyse des Moravischen Faltenwurfes im Thayatale. — *Verh. Geol. B.-A.*, S. 180—192, Wien 1924.
- PREČLIK, K.: Zur Tektonik und Metamorphose der moravischen Aufwölbung am Ostrand der Böhmisches Masse. — *Geol. Rdsch.*, 18, S. 81—103, Berlin 1927.
- SCHARBERT, H. G.: Die Granulite der südlichen Böhmisches Masse. — *Geol. Rdsch.*, 52, S. 112—123, Stuttgart 1962.
- SCHERMANN, O.: Über Horizontalseitenverschiebungen am Ostrand der Böhmisches Masse. — *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, 16, S. 89—103, Wien 1965.
- SCHUMANN, H.: Über moldanubische Paraschiefer aus dem niederösterreichischen Waldviertel zwischen Gföhler Gneis und Bittescher Gneis. — *Tscherm. Min. Petr. Mitt.*, 40, S. 73—187, Leipzig 1930.
- SUËSS, F. E.: Bau und Bild der Böhmisches Masse. — In: C. DIENER et al.: *Bau und Bild Österreichs*, S. 1—322, Verlag Tempsky-Freytag, Wien 1903.
- SUËSS, F. E.: Das Grundgebirge im Kartenblatte St. Pölten. — *Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst.*, 54, 1904, S. 389—416, Wien 1905.
- SUËSS, F. E.: Die moravischen Fenster und ihre Beziehung zum Grundgebirge des Hohen Gesenke. — *Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., Denkschr.*, 88, S. 541—631, Wien 1912.
- SVOBODA, J. et al.: Regional Geology of Czechoslovakia. Part I: The Bohemian Massif. — 668 S., *Geol. Surv. Czechoslovakia*, Prag 1966.
- SVOBODA, J. & PRANTL, F.: Příspevek k stratigrafii vnitřních fylitů na Tišnovsku. — *Sbornik SGU.*, 18, S. 317—328, Prag 1951.
- THIELE, O.: Berichte über Aufnahmen auf Blatt Großsiegharts (7) in den Jahren 1969 bis 1973. — *Verh. Geol. B.-A.*, Wien 1970 bis 1974.

- THIELE, O.: Der österreichische Anteil an der Böhmisches Masse und seine Stellung im variszischen Orogen. — *Geologie*, 19, H. 1, S. 17—24, Berlin 1970.
- THIELE, O.: The Austrian Part of the Bohemian Massif. — *Tectonics of the Carpathian Balkan Regions*, S. 414—417, Geol. Inst. Dionyz Štúr, Preßburg 1974.
- THIELE, O.: Zur Tektonik des Waldviertels in Niederösterreich (Südliche Böhmisches Masse). — *Nova Acta Leopoldina* 1975 (im Druck).
- WALDMANN, L.: Das Südende der Thayakuppel. — *Jb. Geol. B.-A.*, 72, H. 3 u. 4, S. 193—204, Wien 1922.
- WALDMANN, L.: Vorläufiger Bericht über die Aufnahme des moravischen Gebietes südlich der Bahnlinie Eggenburg—Siegmunshenberg. — *Anz. Akad. Wiss. Wien, mathem.-naturwiss. Kl.*, 61, 1924, Nr. 5, S. 53—56, Wien 1925.
- WALDMANN, L.: Aufnahmen auf den Kartenblättern Krems (4655/3) und Ottenschlag (4654/4) (Bericht 1950). — *Verh. Geol. B.-A.*, 1950/51, H. 2, S. 24—26, Wien 1951.
- WALDMANN, L.: Das außeralpine Grundgebirge Österreichs. — In: F. X. SCHAFER: *Geologie von Österreich*, 2. Aufl., S. 1—105, Verlag Deuticke, Wien 1951.
- VEJNAR, Z.: Grundfragen des Moldanubikums und seine Stellung in der Böhmisches Masse. — *Geol. Rdsch.*, 60, S. 1455—1465, Stuttgart 1971.
- ZOUBEK, V. et al.: *Tectonic Development of Czechoslovakia (Collected papers and the tectonic Map 1 : 1,000,000)*. — 224 S., Nakladatelství Československé Akademie Věd, Prag 1960.

Manuskript eingereicht im November 1975

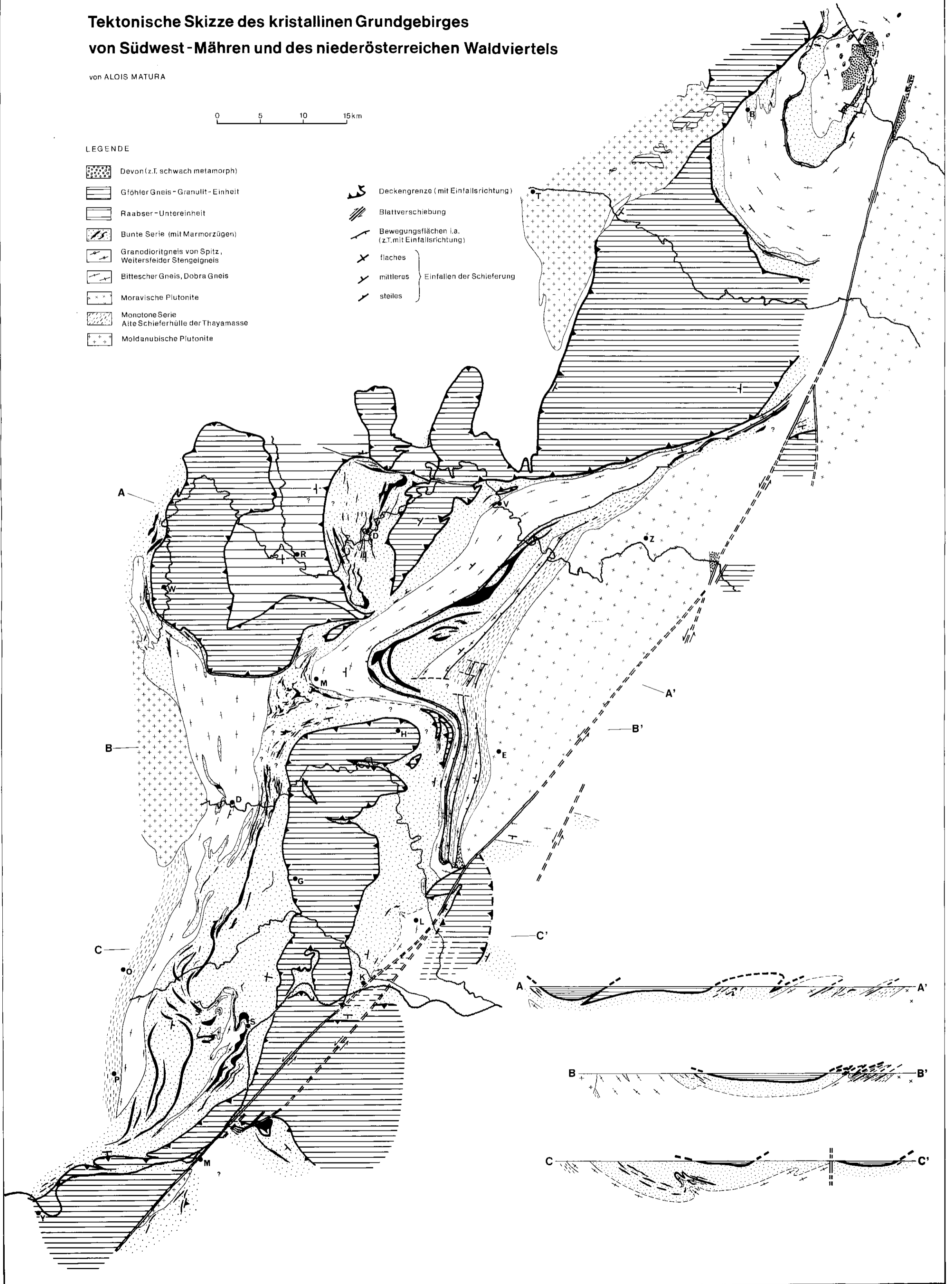
# Tektonische Skizze des kristallinen Grundgebirges von Südwest-Mähren und des niederösterreichischen Waldviertels

von ALOIS MATURA



## LEGENDE

- |  |   |  |   |           |
|--|---|--|---|-----------|
|  | Devon (z.T. schwach metamorph)                        |  | Deckengrenze (mit Einfallsrichtung)               |           |
|  | Gföhler Gneis - Granulit - Einheit                    |  | Blattverschiebung                                 |           |
|  | Raabser - Untereinheit                                |  | Bewegungsflächen i.a. (z.T. mit Einfallsrichtung) |           |
|  | Bunte Serie (mit Marmorzügen)                         |  | Einfallen der Schieferung                         |           |
|  | Granodioritgneis von Spitz, Weiterfelder Stengelgneis |  |   | flaches   |
|  | Bittescher Gneis, Dobra Gneis                         |  |   | mittleres |
|  | Moravische Plutonite                                  |  | steiles   |           |
|  | Monotone Serie  |  |   |           |
|  | Alte Schieferhülle der Thayamasse                     |  |   |           |
|  | Moldanubische Plutonite                               |  |   |           |





# Ein westvergenter kaledonischer Deckenbau im niederösterreichischen Waldviertel?

Von OTTO THIELE \*)

Mit 2 Abbildungen

Österreichische Karte 1 : 50.000  
Blätter 5—9, 18—22, 35—38, 53—56

Schlüsselwörter

Waldviertel  
Moldanubikum  
Kaledonische Orogenese  
Variszische Orogenese  
Granulitalter  
Deckenbau

## Zusammenfassung

Der Deckenbau innerhalb des Waldviertler Moldanubikums muß zufolge der radiometrischen Granulitdatierungen (ARNOLD & SCHARBERT, 1973) als variszisch aufgefaßt werden. Für eine generelle Westvergenz desselben bestehen keine ausreichenden Gründe.

## Abstract

Data of radiometric age determinations on granulites (ARNOLD & SCHARBERT, 1973) indicate that the nappe structures displayed in the Moldanubian Zone of the Lower Austrian Waldviertel are formed by the Variscian tectogenesis. An eastward transport of the Moldanubian sheets can be assumed.

G. FUCHS (1971) hat die Internstrukturen des Moldanubikums im östlichen Waldviertel als das Ergebnis eines großangelegten westvergenten vorvariszischen Deckenbaues gedeutet, welcher später — variszisch — im Zuge der Überschiebung des Moldanubikums auf das Moravikum ostvergent überformt worden wäre. Er gliedert dabei in eine (tiefere) „Drosendorfer Einheit“, mit Monotoner Serie, Dobra- bzw. Spitzer Gneisen und der graphit- und marmorreichen Bunten Serie, und in eine (höhere) „Gföhler Einheit“, deren charakteristische Gesteine Gföhler Gneis und Granulit sind.

Einer der Hauptgründe, derentwegen G. FUCHS zur Vorstellung des westvergenten Deckenbaus kommt, ist seine bei der Kartierung der Blätter Gföhl und Horn gewonnene Überzeugung, daß der Gföhler Gneis, der in weiten Bereichen des Waldviertels ausgeprägte deckschollenförmige Lagerung zeigt, im Osten von Gföhl seine Wurzel hätte — oder zumindest vor der Moldanubisch/Moravischen Überschiebung gehabt hätte. Ein vor variszisches Alter des Deckenbaues wurde wohl nicht nur aus der Beobachtung gefolgert, daß ältere tektonische Strukturen an der sicher variszischen Moldanubisch/Moravischen Überschiebung schräg ge-

\*) Anschrift des Verfassers: Dr. OTTO THIELE, Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien.

schnitten und umgeformt werden, sondern sicherlich auch aus der Erkenntnis, daß die Vorstellung solch großzügiger westvergenter Überschiebungen sich schwerlich mit der tatsächlich erkennbaren großen ostvergenten variszischen Überschiebungstektonik in Einklang bringen läßt.

Zur damaligen Zeit (1971) war allerdings die Annahme vorvariszischer Internetektonik im Waldviertler Moldanubikum nichts Außergewöhnliches, da man auch bezüglich der Edukt- und Metamorphosealter der moldanubischen Metamorphite sich ganz andere Vorstellungen machte, als heute. Bestand doch seit Anfang der sechziger Jahre die starke Tendenz, die moldanubischen Gesteinsserien (mit Ausnahme der variszischen Magmatite natürlich) durchwegs als präkambrische Bildungen zu betrachten (Tectonic Development of Czechoslovakia 1960, SVOBODA et al. 1966, SCHARBERT 1968). Nach den Altersbestimmungen an Granuliten (JÄGER & WATZNAUER 1969, ARNOLD & SCHARBERT 1973) ist diese Auffassung nicht mehr haltbar und die alte Vorstellung F. E. SUESS' gewinnt wieder mehr an Boden, daß wir zumindest Teile des Moldanubikums als metamorphes Paläozoikum ansehen können (THIELE, im Druck).

Nach der ordovizischen Datierung des Granulitedukts oder auch bei einem ordovizisch/silurischen Alter der Granulitmetamorphose (ARNOLD & SCHARBERT) läßt sich die interne Deckentektonik des Waldviertler Moldanubikums nicht mehr assyntisch oder noch älter denken; an vorvariszischen Orogenzyklen verbliebe nur mehr der kaledonische. Bis zum Bekanntwerden der Granulitalter gab es aber Einhelligkeit darüber, daß der Bereich des Moldanubikums von der kaledonischen Orogenese nicht erfaßt wurde: Im Barrandium wurden während dieses Zeitraums konkordante Schichtfolgen sedimentiert. Es fehlen, sowohl hier, wie auch im Saxothuringikum und im Moravosilesikum nicht nur kaledonische Diskordanzen, sondern auch typische Orogensedimente (Flysch- oder Molassebildungen) aus dieser Zeit. Die ersten Gerölle moldanubischer Metamorphite erscheinen hier wie dort im Jungpaläozoikum.

Vor die Wahl gestellt, die internen Deckenstrukturen des Waldviertler Moldanubikums einer kaledonischen Orogenese — für die aus geologischer Sicht jeder Hinweis fehlt — oder aber dem variszischen Zyklus zuzuschreiben, entschied sich der Autor für das letztere und deutete das von FUCHS gegebene tektonische Bild entsprechend um (Abb. 1 und 2): Das einzige, was dem Gedanken an einen variszischen Deckenbau im Waldviertler Moldanubikum entgegenstand, war, wie schon gesagt, die Annahme seiner generellen Westvergenz, die ihrerseits wieder zur Hauptsache auf der Annahme einer im Osten befindlichen Wurzel des Gföhler Gneises beruhte. Über diese beiden letzteren, sich gegenseitig stützenden Annahmen kann man sich aber mit Recht hinwegsetzen, da inzwischen auch MATURA durch genaue Detailkartierung zeigen konnte, daß der in Frage stehende Gföhler Gneis eine perfekte, wurzellose Deckschollenform hat und die ihn beiderseits, im Osten wie im Westen, flach unterteufenden Gesteinsserien seines Rahmens gedanklich unter ihm verbunden werden müssen (MATURA 1972 und Vortrag vom 11. Februar 1975, Geol. B.-A.), eine Tatsache, die auch in den älteren Kartierungen immer wieder zum Ausdruck kam (CZJZEK 1853, BECKE et al. 1913, KÖLBL 1925 und unveröffentlichte Manuskriptkarten, WALDMANN 1951 u. a.).

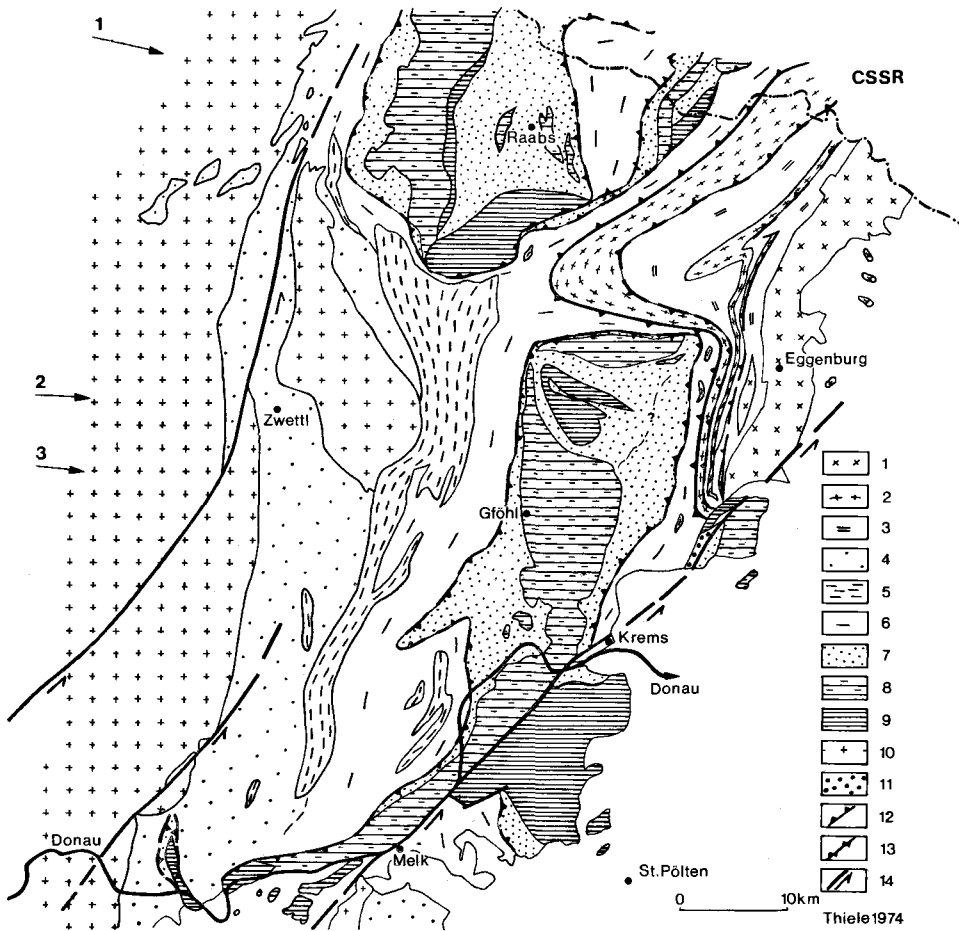


Abb. 1: Geologisch-tektonische Kartenskizze des Waldviertels. Kartengrundlagen: WALDMANN (1958), G. FUCHS (1971) und eigene Aufnahmen. 1: Thaya-Batholith, 2: Orthogneise (Bittescher Gneis, Weitersfelder Stengelgneis), 3: sedimentogene Serien des Moravikums einschließlich Altes Dach des Thaya-Batholithen, 4: Monotone Serie, 5: Spitzer Gneise, 6: Bunte Serie, 7: amphibolitreiche Mischgesteinsserien, 8: Gföhler Gneis, 9: Granulite samt Begleiter, 10: variszische Magmatite, 11: Perm, 12: Deckengrenzen, 13: ? Deckengrenzen, überkippt, 14: Horizontal-Seitenverschiebungen. 1—3 Moravikum, 4—6 tieferes Moldanubikum, 7—9 höheres Moldanubikum.

Somit steht keine konkrete Feldbeobachtung mehr der Vorstellung von einem generell ostvergenten, insgesamt im variszischen Orogenzyklus entstandenen Deckenbaues des Waldviertler Moldanubikums im Wege. Der Deckenbau ordnet sich geo-logisch der gleichsinnig verlaufenden Moldanubisch/Moravischen Überschiebung und dem alt-anerkannten Deckenbau des Moravikums zu <sup>1)</sup>.

<sup>1)</sup> Das Argument (FUCHS, 1971), daß ältere moldanubische Strukturen an der Moldanubischen Überschiebung schräg geschnitten und verschliffen wurden, berechtigt höchstens, zur Entstehung ersterer eine eigene tektonische Phase, nicht aber einen eigenen, mehr als 100 Mill. Jahre weiter zurückliegenden Orogenzyklus zu fordern.

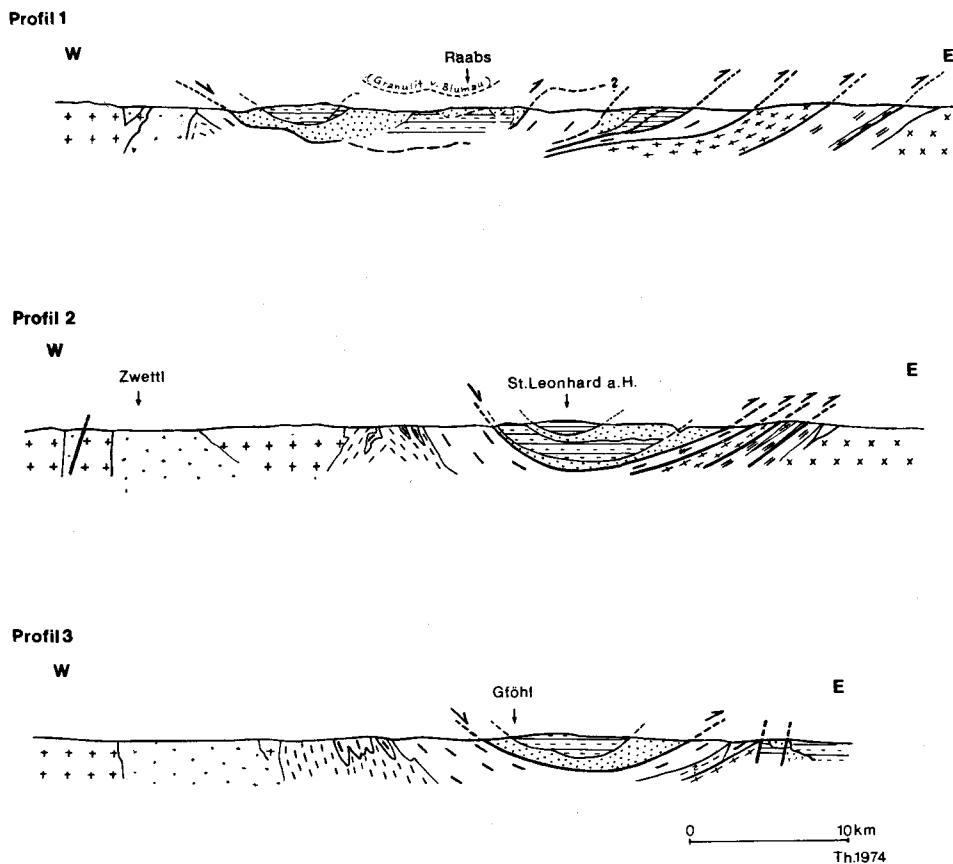


Abb. 2: Querprofile durch das Waldviertel. Gezeichnet unter Benützung der Profile bei G. FUCHS (1971). Gesteinssignaturen wie Abb. 1.

Im Zusammenhang mit einem Deckenbau wird naturgemäß auch gleich die Frage nach der Herkunft der Decken, nach der „Wurzelzone“ gestellt. Eine mögliche Antwort darauf hat schon KOBER (1938) gegeben, indem er auf das ausgedehnte Granitareal des westlichen Waldviertels usw. verwies, in dessen Bereich man sich eine ehemalige Deckenwurzel vorstellen könnte. Nun weist aber FUCHS (1971) zu Recht auf gewisse strukturelle und materialmäßige Analogien zwischen dem Moldanubikum des östlichen Waldviertels und dem Gebiet der oberen Moldau hin. Auch dort scheinen ostvergente Überschiebungen von Granulit-Gföhlergneis-Komplexen auf Bunte Serie vorhanden zu sein. Es sollte daher der Gedanke nicht außer Acht gelassen werden, den Herkunftsbereich der Waldviertler Gföhlergneis-Granulit-Decken („höheres Moldanubikum“ THIELES) jenseits der Bunten Serie von Böhmisches-Krumau zu suchen. Die dann nötigen Überschiebungswerten von größenordnungsmäßig 120 km wären schließlich noch durchaus im Rahmen alpinotyper Bauvorstellungen.

Allerdings haben wir ursprünglich auch bei der Kartierung des oberösterreichischen Kristallins die sich aus Südböhmen hereinziehenden SSW-streichenden Strukturen für vorvariszisch angesehen (FUCHS & THIELE 1968), doch dachten wir damals eben, den Ansichten G. FISCHERS und seiner Schule folgend, an assyntische (G. FISCHER 1959, THIELE 1962). Die nach den neuen Granulitaltern nötige Revision unserer Ansicht sollte natürlich auch hier nicht in Richtung auf die geologisch unmotivierte Postulierung einer kaledonischen Orogenese gehen, auch wenn, wie in oben zitierten Arbeiten beschrieben, im Bayrischen Wald, im Mühlviertel und im Sauwald, eine großräumige Überprägung älterer SSW-NNE-Strukturen innerhalb des variszischen Orogenzyklus erfolgte. Diese herzynisch gerichtete Überprägung der älteren Strukturelemente kann ja mit guten Gründen zu einer sehr späten Zeit der variszischen Orogenese gedacht werden: Zwar „ist es immer noch nicht geklärt, ob nicht die E- bis SE-gerichteten Faltengefüge ganz unterschiedliche Entstehungszeiten haben können“, doch „sicher ist, daß ein Großteil dieser E- bis SE-Achsen das jüngste Stadium der Metamorphose markiert“ (FISCHER & TROLL 1973). Es bliebe also für die hier interessierenden Strukturen Südböhmens immer noch genügend Raum innerhalb der variszischen Orogenese, zumindest der zeitliche Bereich der „Reußischen“ und der „Bretonischen Phase“. — An eine variszische Tektonik in Südböhmen dachte schließlich auch WALDMANN (1951), wenn er von den dortigen Granuliten schreibt: „Ihre heutige Grenze entspricht Abscherungsflächen, gelegen über der marmorreichen Gneisamphibolitgruppe von Krumau-Horitz ... Dieser Vorgang fiel zeitlich ... wohl auch mit dem Eindringen der großen Granitmassen und ihrer Gefolgschaft zusammen.“

Um jedoch wieder auf das Waldviertel zurückzukommen, soll erwähnt werden, daß schon die von FRASL (1970) herausgestellten Konvergenzen bei der Metamorphose einzelner Bereiche des Moravikums und Moldanubikums als Anzeichen variszischer Tektonik auch innerhalb des letzteren gewertet werden können, da im Moravikum die betreffende Metamorphose die „bretonische“ Tektonik zum Teil noch nachweislich überdauerte. Vor allem aber ist hervorzuheben, daß nun auch H. G. SCHARBERT, der bereits in seinen früheren Arbeiten immer wieder das relativ höhere Alter der Granulitmetamorphose gegenüber der, generell in den moldanubischen Serien herrschenden, amphibolitfaziellen Metamorphose und der mit ihr in Bezug stehenden Tektonik betonte, auf Grund der Altersdaten und der Petrologie folgert, daß die granulitfaziellen Gesteine erst in variszischer Zeit <sup>2)</sup> in höhere Krustenteile gelangt sind (SCHARBERT & KURAT 1974).

So verdichten sich immer mehr die Indizien, daß die interne Deckentektonik des Waldviertler Moldanubikums — mitsamt der des Moravikums — einem einheitlichen Gestaltungsprinzip des variszischen Orogenzyklus untergeordnet war.

Wegen des Mangels einer oberflächlich ausgeprägten kaledonischen Orogenese in der südlichen Böhmisches Masse dürfen aber tektonische und metamorphe Tiefenprozesse zu dieser Zeit nicht ausgeschlossen werden. Daß solche stattgefunden haben, belegen außer den Granulit-Altersdaten auch Gesteinsalter aus dem Bayerischen Wald (vergl. FISCHER & TROLL 1973). Geochronologisch datierbare Hochdruckmetamorphite, deren „Bildung mit keiner Orogenese in Zusammen-

<sup>2)</sup> Im englischen Text: „Hercynian time“.

hang steht“ (MAASS 1974), sind aber ein allgemeines Problem, das nicht auf die südliche Böhmisches Masse beschränkt ist. Die diesbezügliche Literatur zu referieren, würde den Rahmen dieses Beitrages sprengen. Jedenfalls erscheint es aber auch für unser Gebiet sinnvoll, die radiometrisch „kaledonisch“ datierten metamorphen Prozesse, die der oberflächlich wirksamen Orogentektonik vorausgingen, dem variszischen Zyklus beizuordnen, wie es WATZNAUER (1966, 1970) und STETTNER (1969) aus der Sicht des stratigraphisch weitaus besser bekannten Saxothuringikums schon taten.

#### Literatur

- ARNOLD, A. & SCHARBERT, H. G.: Rb-Sr-Altersbestimmungen an Granuliten der südlichen Böhmisches Masse in Österreich. — Schweiz. Min. Petr. Mitt., 53, 61—78, Zürich 1973.
- BECKE, F., HIMMELBAUER, A., REINOLD, F., & GÖRGEY, R.: Das niederösterreichische Waldviertel. — Tschem. Mitt., 32, 1—62, Wien 1913.
- CZJZEK, J.: Geognostische Karte der Umgebung von Krems und vom Manhartsberg. — Wien 1853.
- FISCHER, G.: Der Bau des vorderen Bayerischen Waldes. — Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver., N. F., 41, 1—22, Stuttgart 1959.
- FISCHER, G. & TROLL, G.: Bauplan und Gefügeentwicklung metamorpher und magmatischer Gesteine des Bayerischen Waldes. — Geologica Bavarica, 68, 7—44, München 1973.
- FRASL, G.: Zur Metamorphose und Abgrenzung der Moravischen Zone im niederösterreichischen Waldviertel. — Nachr. Deutsch. Geol. Ges., 2, 55—61, Hannover 1970.
- FUCHS, G.: Zur Tektonik des östlichen Waldviertels. — Verh. Geol. B.-A., 1971, 424—440, Wien 1971.
- FUCHS, G. & THIELE, O.: Erläuterungen zur Übersichtskarte des Kristallins im westlichen Mühlviertel und im Sauwald, Oberösterreich. — 96 S., Geol. B.-A. Wien, 1968.
- JÄGER, E. & WATZNAUER, A.: Einige Rb-Sr-Datierungen an Granuliten des sächsischen Granulitgebirges. — Mber. Deutsch. Ak. Wiss., 11, 420—426, Berlin 1969.
- KOBER, L.: Der geologische Aufbau Österreichs. — 204 S., Springer, Wien 1938.
- KÖBL, L.: Die Stellung des Gföhler Gneises im Grundgebirge des niederösterreichischen Waldviertels. — Tschem. Mitt., 38, 508—540, Wien 1925.
- MAASS, R.: Zur Tektogenese. — N. Jb. Geol. Pal. Mh., 1974, 11, 685—701, Stuttgart 1974.
- MATURA, A.: Bericht 1971 über Aufnahmen auf Blatt Mautern (37) und Blatt Krems (38). — Verh. Geol. B.-A., 1972, A 49—A 51, Wien 1972.
- SCHARBERT, H. G.: The Bohemian Massif in Austria. The Moldanubian Zone. — Intern. Geol. Congr., 23, Sess., Guide to Excursion 32 C, 5—12, Geol. B.-A., Wien 1968.
- SCHARBERT, H. G., & KURAT, G.: Distribution of some elements between coexisting Ferromagnesian minerals in Moldanubian granulite facies rocks, Lower Austria, Austria. — Tschem. Mitt., 21, 110—134, Wien-New York 1974.
- STETTNER, G.: Die Prägung von Granulit und Eklogit in innerkontinentalen Orogenen, aus der Sicht des oberfränkisch-sächsischen Varistikums. — Geologica Bavarica, 60, 7—28, München 1969.
- SVOBODA, J. et al.: Regional Geology of Czechoslovakia, Part I. — 668 S, Ústr. úst. geolog., Praha 1966.
- TECTONIC DEVELOPMENT OF CZECHOSLOVAKIA, Collected papers. — 226 S., Ústr. úst. geol., Praha 1960.
- THIELE, O.: Neue geologische Ergebnisse aus dem Sauwald (OO). — Verh. Geol. B.-A., 1962, 117—129, Wien 1962.
- THIELE, O.: Zur Tektonik des Waldviertels in Niederösterreich (südliche Böhmisches Masse). — Nova acta Leopoldina, im Druck.
- WALDMANN, L.: Das außeralpine Grundgebirge Österreichs. — In: F. X. SCHAFFER, Geologie von Österreich, 10—104, F. Deuticke, Wien 1951.

- WALDMANN, L.: Führer zu geologischen Exkursionen im Waldviertel. — Verh. Geol. B.-A., Sonderh. E, 25 S., Wien 1958.
- WATZNAUER, A.: Der Einfluß der Anschnittiefe auf die zeitliche Einstufung orogener Vorgänge. — Etages tectoniques, Wegmann Festschrift, 53—58, Inst. Géol. Univ. Neuchatel 1966.
- WATZNAUER, A.: Beitrag zur Frage des zeitlichen Ablaufes der Granulitgenese (Sächsisches Granulitgebirge). — Krystallinikum 10, 181—192, Prague 1974.

Manuskript eingereicht im Juli 1975





# Untersuchungen des Beanspruchungsplanes im Einflußgebiet der Diendorfer Störung

ADRIAN E. SCHEIDEGGER \*)

Mit 22 Abbildungen

Österreichische Karte 1 : 50.000  
Blätter 37, 54, 55

Schlüsselwörter

Böhmische Masse  
Diendorfer Störung  
Klüfte  
Tektonische Spannungen

## Abstract

An attempt was made to determine, on the basis of the orientation of rock joints, the geotectonic strain system in the region of influence of the Diendorf Fault which forms the SE boundary of the Bohemian Massif in Austria. It was shown that the principal joint system on the North side of the Diendorf Fault is one that corresponds to steeply ( $80^{\circ}$ — $90^{\circ}$ ) dipping conjugate fractures that strike  $N 32^{\circ} E$  and  $N 55^{\circ} W$ . The first of the strike directions is sub-parallel to the strike ( $N 40 E$ ) of the Diendorf Fault. A less prominent joint system corresponds to steeply dipping fractures striking  $EW$  and  $NS$ . The joint systems mentioned above cannot only be recognized in the crystalline rocks of the Bohemian Massif but also in overlying recent sediments indicating that the Diendorf Fault whose main activity is commonly ascribed to the Carboniferous, is still active at the present time. South of the Diendorf Fault one finds parts of the Bohemian Massif that have been cut off and have presumably been displaced. The joint systems in these "cut-off" blocks scatter widely and do not show a consistent picture. Hence, one has to conclude that the blocks in question were indeed subject to varied differential movements. Finally, the joint systems in the vicinity of the Diendorf Fault do not correlate with the joint systems in neighbouring outcrops of the Little Carpathians, indicating a different geotectonic history for the two features.

## 1. Einleitung

Es wurde der Versuch unternommen, den Beanspruchungsplan am südöstlichen Rand der Böhmischen Masse zu erforschen.

Die geologische Übersichtskarte der Republik Österreich 1 : 1,000.000 von 1964 zeigt für dieses Gebiet Aufschlüsse von Gneisen, Graniten und Granuliten. Von Melk bis nach Maissau verläuft eine Bruchzone, die als Diendorfer Störung bekannt ist. Diese Störung bildet über lange Strecken den Abschluß der Böhmischen Masse gegen Südosten. An gewissen Stellen wurden Teilkörper der Böhmischen Masse (Dunkelsteiner Wald, Göttweig Hügel) vom Hauptteil der Masse abge-

\*) Anschrift des Verfassers: Prof.Dr. A. E. SCHEIDEGGER, Technische Hochschule, Institut für Geophysik, 1040 Wien, Karlsplatz 13.

schnitten. Zum Teil ist die Störung auch durch diluviale Sedimente (oft Löß) verdeckt. SCHERMANN (1966) stellte Literatur über diese Störung zusammen und vermutete, daß sie vom Melker Raum bis zum Mislitzer Horst am Südende der Boskowitz Furche verfolgt werden kann. Wahrscheinlicher scheint aber, daß die eigentliche Diendorfer Störung bei Maissau aufhört. Nach Ansicht von SCHARBERT (1962) stellt die Störung eine sinistrale Blattverschiebung von 25 km dar. Als Hauptbewegungszeit nimmt er das Oberkarbon an, eine Ansicht, die allerdings von THENIUS (1974) bezweifelt wird, der ein alpidisches Alter postulierte.

Es ist von Interesse, die durch die Störung hervorgerufenen Beanspruchungen im Gestein in deren Umgebung zu untersuchen, um möglicherweise Informationen über ihre Natur zu erlangen.

## 2. Die Messungen

Zur Ermittlung des Beanspruchungsplanes wurden Kluftorientierungen (Fallrichtung N→E und Fallen) an Aufschlüssen eingemessen. Zur Auswertung wurde die bekannte, von MÜLLER (1963) propagierte Methode verwendet, wonach der Pol jeder Kluftfläche in einer flächentreuen Projektion der unteren Hälfte einer Einheitskugel aufgetragen wird. Wegen der Flächentreue der Kugelprojektion ist die Dichte der Pole der Klüfte von einem Aufschluß der Frequenz der entsprechenden Kluftorientierung proportional. Es ist üblich, die Poldichte auf „Prozent“ zu normalisieren: Das ist die Zahl (in Prozent) der Klüftepole, die sich in 1% der Halbkugeloberfläche um die betrachtete Richtung finden.

Für unsere Messungen wurden 14 „Punkte“ im Kristallin entlang der Diendorfer Störung ins Auge gefaßt. Dabei entspricht ein „Punkt“ oft mehreren, bis zu 3 km voneinander entfernten Aufschlüssen, um eine bessere Definition des entsprechenden Beanspruchungsplanes zu erhalten. Die „Punkte“ wurden mit 1—14 numeriert. Dazu kommen noch ein „Punkt“ im Löß bei Langenlois (mit L bezeichnet), und Vergleichsmessungen von SCHERMANN (1965) im Raume südlich von Melk (Punkt S). Die erwähnten „Punkte“ wurden im in Fig. 1 gezeigten Ausschnitt der geologischen Karte Österreichs eingetragen. Zu Vergleichszwecken wurde auch noch ein Aufschluß am Braunsberg bei Hainburg (Punkt B) untersucht.

Wir wollen nun die einzelnen Aufschlüsse diskutieren, wobei wir mit jenen nördlich der Störung beginnen, und dann mit denen im südlichen, abgeschnittenen Teil der Böhmisches Masse weiterfahren.

**Punkt 1.** 41 Klüfte wurden in einem Aufschluß (Thaya-Granit) in einem Graben am Haseneck bei Oberdürnbach eingemessen. Die Meßresultate sind in Fig. 2 dargestellt.

**Punkt 2.** 195 Klüfte wurden in 5 Aufschlüssen am Klosterbühel hinter Maissau im massiven Thaya-Granit eingemessen. Die Meßresultate sind in Fig. 3 dargestellt.

**Punkt 3.** 86 Klüfte wurden in 5 Aufschlüssen an der Straße von Langenlois nach Mittelberg im Gföhler Gneis eingemessen (Photo 1). Die Meßresultate sind in Fig. 4 dargestellt.

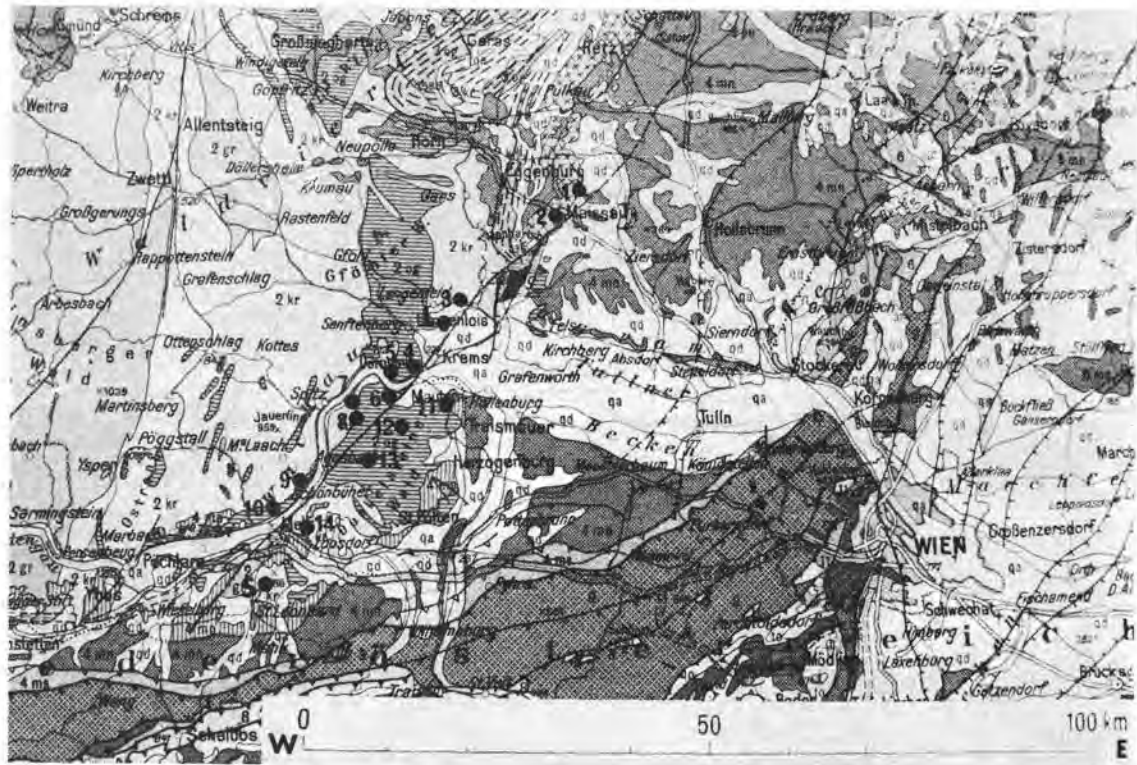


Fig. 1

Fig. 1: Ausschnitt aus der geologischen Übersichtskarte Österreichs; die Messstellen sind darauf eingetragen.



Photo 1: Aufschluß im Gföhler Gneis hinter Langenlois (Punkt 3)

P u n k t L. Um zu untersuchen, ob die Beanspruchung der Diendorfer Störung sich eventuell in rezenten Ablagerungen bemerkbar machen könnte, wurden 107 Klüfte im Löß (Photo 2) in den Hohlwegen der Weingegend nordwestlich von Langenlois aufgenommen. Die Resultate sind in Fig. 5 gezeigt.

P u n k t 4. An der Felsnase, die von der Wachaubahn zwischen Stein und Unterloiben untertunnelt wird, wurden im Gföhler Gneis 41 Klüfte eingemessen. Das Dichtediagramm ist in Fig. 6 gezeigt.

P u n k t 5. Es wurden Klüfte an zwei Aufschlüssen im Gföhler Gneis am Hügel von Dürnstein eingemessen; der eine befindet sich bei der Schiffstation an der Donau, der zweite etwa 500 m entfernt davon oberhalb der Post. Das Resultat der Auswertung ist in Fig. 7 gezeigt. Die Klüftepolmaxima korrelieren mit denen, die gewöhnlich auf der Nordseite der Störung gefunden werden.

P u n k t 6. Es wurden 50 Klüfte in verschiedenen Aufschlüssen, die sich über etwa 1 km der Straße der Hohen Wand gegenüber Dürnstein entlang erstreckten, eingemessen. Die Streuung war recht groß, doch ergaben sich wieder 3 Maxima (Dichtediagramm in Fig. 8).

P u n k t 7. Bei Bacharnsdorf befindet sich am südlichen Donauufer eine aus Gföhler Gneis bestehende Wand (Photo 3), in der an zwei Stellen (rund 200 m voneinander entfernt) total 30 Klüfte gemessen wurden. Das Resultat ist in Fig. 9

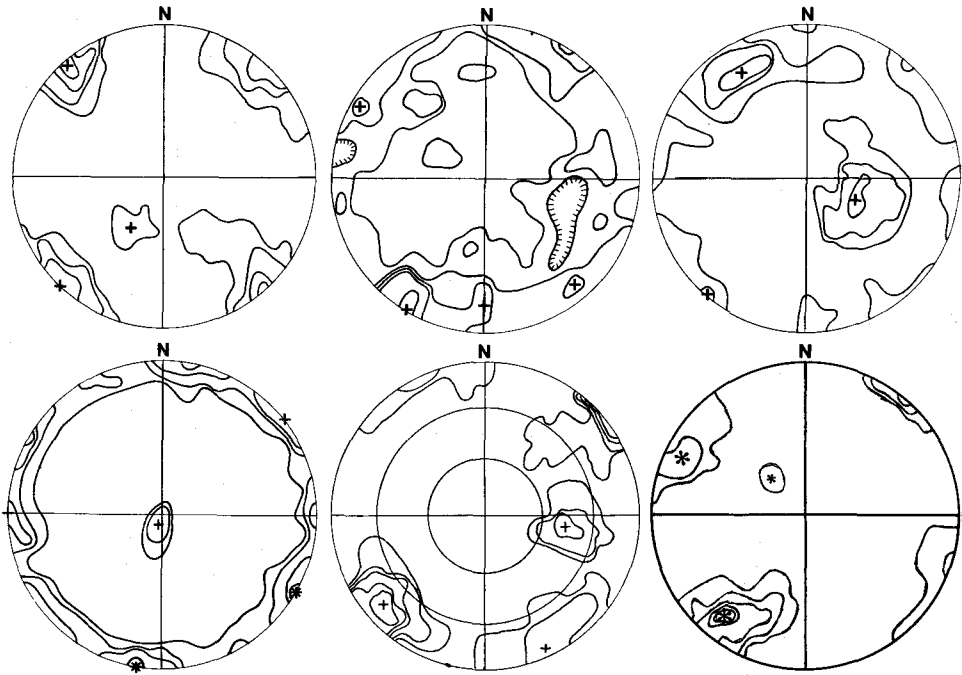


Fig. 2—7

Fig. 2: Klüfte am Haseneck bei Oberdürnbach (Punkt 1) im Thayagranit Dichtelinien 2, 4, 6, 8‰; 41 K. — Fig. 3: Klüfte am Klosterbühel bei Maissau (Punkt 2) im Thaya-Granit. Dichtelinien der Klüftepole für 1, 2, 3, 4, 6‰; 195 K. — Fig. 4: Kluftorientierungen im Gföhler Gneis hinter Langenlois. Dichtelinien 2, 4, 6‰; 86 K „Punkt 3“. — Fig. 5: Klüfte im Löß bei Langenlois (Punkt L). Dichtelinien 2, 4, 6, 7‰; 10 K. Sterne, Hauptmaxima; Kreuze, Nebenmaxima. — Fig. 6: Dichtediagramm der Klüftepole bei Punkt 4 (Wachaubahn Unterloiben). Die Linien entsprechen 1, 3, 5, 7, 10‰. Data von 31 Klüften. — Fig. 7: Dichtelinien an zwei Aufschlüssen bei Dürnstein (Granulit); Punkt 5. 2, 4, 6, 8, 10‰; 31 K.

gezeigt. Während ein starkes, einer NW-SE streichenden Kluft entsprechendes Polmaximum, das den normalen Verhältnissen nördlich der Störung entspricht, vorhanden ist, fehlt das konjugierte dazu. Dafür findet sich ein Maximum, das ungefähr E-W streichenden Klüften entspricht.

**Punkt 8.** Mühlberger Region. Es handelt sich um 3 Aufschlüsse im Gföhler Gneis an der Linie Maria Langegg—Mühlberg—Kupfertal, die alle sehr gut korrelierbar sind. Die Aufschlüsse entlang der Wasserscheide erscheinen oft als bizarre Türme (Photo 4). Die Meßresultate sind in Fig. 10 dargestellt; man erhält ein fast „klassisches“ Bild eines Kluftkörpers, der durch NE-SW, NW-SE und horizontale Flächen begrenzt wird.

**Punkt 9.** Donauleiten. In 4 Aufschlüssen über eine Distanz von rund 5 km entlang dem Höhenweg zwischen Grimsing und Aggsbach Markt wurden total 97 Kluftorientierungen gemessen. Es handelte sich durchwegs um Gföhler Gneis.



Photo 2: Aufschluß im Löß bei Langenlois (Punkt L)



Photo 3: Wand bei Bacharnsdorf

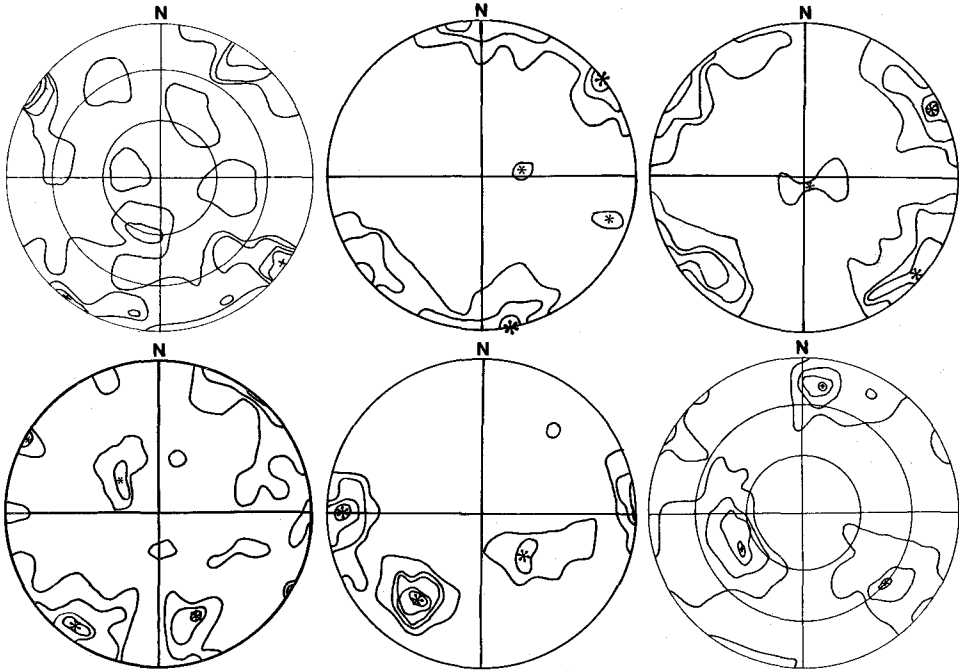


Fig. 8—13

Fig. 8: Dichtediagramm der Klüftepole bei Punkt 6 (Hohe Wand). Die Linien entsprechen 1, 3, 5, 6‰. Data von 50 Klüften. — Fig. 9: Punkt 7: Wand an der Donau (südl. Ufer) bei Bachmannsdorf. Dichtelinien für 2, 4, 6‰; 30 K. — Fig. 10: Mühlberg (3 Aufschlüsse auf Linie Maria-Langegg bis Kupfertal). Dichtelinien für 2, 4, 6, 8‰; 87 K. „Punkt 8“. — Fig. 11: Punkt 9 (Donaufleiten): Dichtelinien für 2, 4, 6, 8‰; 97 K. — Fig. 12: Punkt 10: Lichtmühle bei Gossam. Dichtelinien für 2, 4, 6, 8, 10‰; 37 K. — Fig. 13: Dichtelinien der Klüftepole bei Punkt 11 (Göttweig-Hügel). Die Linien entsprechen 1, 3, 5, 6‰. Data von 117 Klüften.

Das Resultat der Auswertungen ist in Fig. 11 dargestellt. Man erkennt die „normalen“ NW-SE und NE-SW streichenden steilen Kluftorientierungsmaxima, dazu aber auch noch die Andeutung eines etwa EW streichenden Kluftsystems.

**Punkt 10.** An einem Aufschluß bei der Lichtmühle von Gossam wurden 37 Klüfte im Gneis eingemessen. Das Resultat ist in Fig. 12 gezeigt. Die Klüftepolemaxima korrelieren mit gar keinem System in der Gegend. Daher kann man vielleicht annehmen, daß es sich irgendwie um ein lokal gestörtes Gebiet handeln dürfte. Eventuell ist man hier auch schon außerhalb des Einflußgebietes der Diendorfer Störung, da man sich jedenfalls an deren südlichem Ende befindet.

**Punkt 11.** Wir kommen nun zu Punkten südlich der Diendorfer Störung, in die vermutlich nach Nordosten bewegten Schollen. Punkt 11 befindet sich am Hügel, auf dem das Stift Göttweig steht. Hier wurden Aufschlüsse oberhalb der Station Kleinwien und 250 m südlich vor dem Tunnel zwischen Kleinwien und



Photo 4: Turmartige Aufschlüsse im Gföhler Gneis auf dem Mühlberg



Photo 5: Aufschluß bei Punkt 12 (Kohlgraben). Granulit



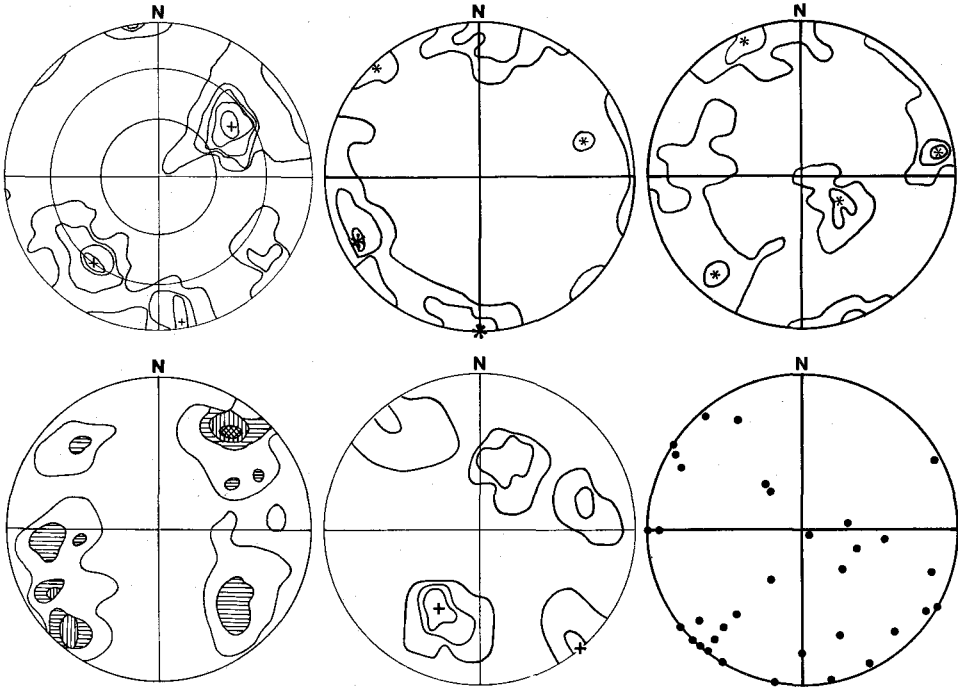


Fig. 14—19

Fig. 14: Dichtediagramm der Klüftelepole bei Punkt 12 (Kohlgraben). Die Linien entsprechen 1, 3, 5, 6, 9‰. Data von 41 Klüften. — Fig. 15: Punkt 13 bei Gansbach südlich der Diendorfer Störung. Dichtediagramm für 2, 4, 6‰; 36 K. — Fig. 16: Punkt 14: Aufschlüsse entlang dem rechten Ufer der Pielach bei Melk. 2, 4, 6‰; 75 K. — Fig. 17: Dichtelinien (2, 3, 4, 5‰; 1600 K.) von Klüften südlich von Melk (Punkt S), nach SCHERMANN 1965. — Fig. 18: Klüfte im Alttertiärkalk am Braunsberg bei Hainburg. (Punkt B), Dichtelinien für 2, 4, 6‰; 25 K. — Fig. 19: 34 Klüftelepolemaxima von Meßstellen nördlich der Diendorfer Störung.

Furth im Granulit untersucht. Es wurden 117 Klüfte gemessen. Die Dichtelinien sind in Fig. 13 dargestellt. Man findet 3 wohldefinierte Maxima der Flächennormalen. Diese Maxima definieren den Klufkörper.

**Punkt 12.** Im Kohlgraben, an der Weggabelung des Weges von Paudorf und dem von Wölbling, wurde ein Aufschluß im Granulit (Photo 5) untersucht. Es wurden 41 Klüfte eingemessen. Das Dichtediagramm ist in Fig. 14 gezeigt. Es waren wieder 3 Maxima der Klufnormalen zu erkennen; dasjenige im SE-Quadranten war das schwächste.

**Punkt 13** befand sich im Granulit nahe der Störung bei Gansbach. Das Resultat der Messungen ist in Fig 15 gezeigt.

**Punkt 14.** Schließlich wurden noch 75 Klüfte an drei Aufschlüssen am rechten Ufer der Pielach im Mauthausner Granit bei Melk eingemessen. Das Resultat

ist in Fig. 16 dargestellt. Die Aufschlüsse bieten auch dem oberflächlichen Betrachter einen recht gestörten Eindruck.

P u n k t S. SCHERMANN (1966) hat in einem Kristallinkörper SW von Melk (also südlich der Diendorfer Störung) 1600 Klüfte eingemessen. Sein Resultat ist hier in Fig. 17 reproduziert.

P u n k t B. Da die Störungen am Rande des Leitha Gebirges—Kleine Karpaten parallel zur Diendorfer Störung verlaufen, wurden zum Vergleich 25 Klüfte am Braunsberg (beim Parkplatz) bei Hainburg (Kalk, Alttertiär, Photo 6) aufgenommen. Die Meßresultate sind in Fig. 18 dargestellt. Es wäre ja denkbar, daß die entsprechende Störung mit der Diendorfer Störung mechanisch verwandt ist.



Photo 6: Aufschluß im Kalk am Braunsberg bei Hainburg (Punkt B)

### 3. Diskussion

#### a) Allgemeines

Da bekanntlich die Diendorfer Störung auf ihrer Südseite von der eigentlichen Böhmischen Masse eine ziemlich große Granulitmasse (Dunkelsteiner Wald, Göttinger Hügell usw.) abtrennt, welche sich bis zu 25 km (seit dem Karbon) nach Nordosten bewegt haben soll, ist es angezeigt, die Klüftmessungen auf der Nordseite von denen auf der Südseite der Störung zu trennen, zumal es in den früheren

Auswertungen erschien, daß die auf der Südseite gefundenen Kluftorientierungen nicht mit denen auf der Nordseite korrelierbar sind.

### b) Aufschlüsse nördlich der Störung

Die Polmaxima der Aufschlüsse nördlich der Störung zeigen im ganzen ein konsistentes Bild. In den einzelnen Dichtediagrammen wurden die Maxima durch Kreuze oder Sterne angezeigt. Alle so bezeichneten Maxima von Meßstellen nördlich der Diendorfer Störungen wurden dann auf Fig. 19 übertragen. Man erhält auf diese Weise 34 Polmaxima, für welche man wieder, wie das mit Klüftepolen gemacht wird, Dichtelinien zeichnen kann. Das Resultat dieses Vorgehens ist in Fig. 20 gezeigt. Man erkennt sofort zwei wohldefinierte Maxima der Maxima (4%), die Klüften mit einer Orientierung (Fallrichtung und Fallen N→E von

$$\begin{array}{l} 302^\circ/90^\circ \\ 35^\circ/80^\circ \end{array}$$

entsprechen. Diese sind steilstehende Klüfte, die N 32° E und N 55° W streichen. Die Streichrichtungen stehen somit fast senkrecht zueinander. Die eine dieser Streichrichtungen (N 32° E) ist daher ungefähr der Streichrichtung der Diendorfer Störung (etwa N 40° E) parallel, die andere ist normal dazu.

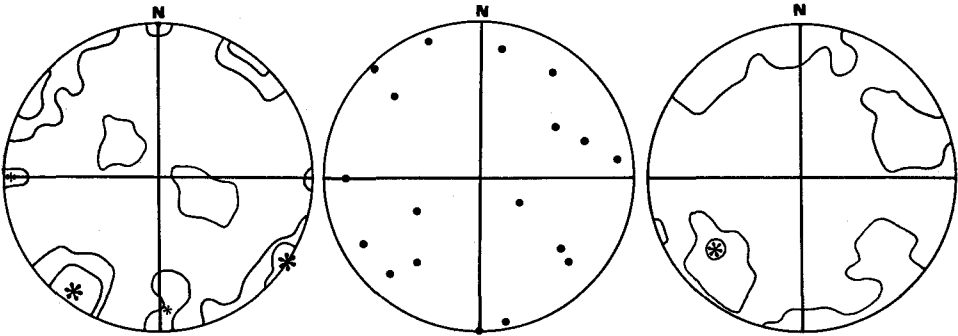


Fig. 20—22

Fig. 20: Dichtelinien der Klüftepolmaxima von Meßstellen nördlich der Diendorfer Störung. 2—4%, 34 Maxima. — Fig. 21: 18 Klüftpolmaxima von Meßstellen südlich der Störung („Punkte“ 11, 12, 13, 14, S). — Fig. 22: Dichtelinien der 18 Klüftpolmaxima von Meßstellen südlich der Diendorfer Störung. 2—4%.

In Figur 20 erkennt man noch zwei weitere konjugierte Klufsysteme, welche NS und EW streichen und wieder sehr steil einfallen. Diese Klufsysteme sind aber sehr viel weniger ausgeprägt als das ersterwähnte (2% Maximum der Maxima).

Abgeschlossen wurden die jeweiligen Klufkörper durch irreguläre flachliegende Foliationen.

### c) Aufschlüsse südlich der Störung

Südlich der Diendorfer Störung, in dem „abgeschnittenen“ Teil südlich der Wachau, wurden 5 „Punkte“ (Nos. 11, 12, 13, 14, S) untersucht. Es ergaben sich daraus 18 Polmaxima (in den Aufschlußdiagrammen durch Sterne oder Kreuze bezeichnet), die auf Fig. 21 übertragen wurden. Wiederum kann man für diese Maxima, wie wenn es Pole wären, Dichtelinien zeichnen, welche in Fig. 22 dargestellt sind.

Es ergibt sich kein wohldefiniertes Bild; d. h. die Klüftepolmaxima zeigen eine stark streuende Verteilung; nur ein Maximum der Maxima ist bei  $50^{\circ}/60^{\circ}$  (Fallrichtung  $N \rightarrow E$  und Fallen der entsprechenden Klüfte) definierbar, welches nicht mit Polen nördlich der Störung korrelierbar ist. Man kann aus diesen Tatsachen schließen, daß die „abgeschnittenen“ Blöcke südlich der Störung stark differenziell bewegt wurden.

### d) Schlussfolgerungen

Man kann die Resultate der vorliegenden, den Beanspruchungsplan im Bereich der Diendorfer Störung betreffenden Untersuchungen wie folgt zusammenfassen.

1. Die Polmaxima der Messungen von Aufschlüssen auf der Nordseite der Diendorfer Störung zeigen ein konsistentes Bild:

a) Das Hauptkluftsystem ist ein steil einfallendes ( $80^{\circ} - 90^{\circ}$ ) konjugiertes System, welches  $N 32^{\circ} E$  und  $N 55^{\circ} W$  streicht. Davon ist die erste Streichrichtung ungefähr dem Streichen der Diendorfer Störung ( $N 40^{\circ} E$ ) parallel, die andere streicht senkrecht dazu. Man wird daher dieses Kluftsystem der tektonischen Wirkung der Diendorfer Störung zuordnen. Die Hauptwirkung der Diendorfer Störung wird gewöhnlich dem Oberkarbon (SCHARBERT, 1962) zugeschrieben, von THENIUS (1974) allerdings ins Alter der Alpenogenese verlegt.

b) Ein viel schwächeres konjugiertes Kluftsystem, welches auch steil einfällt und NS und EW streicht, ist zuweilen erkennbar. Ein solches wurde schon von SCHERMANN (1965) als ein dem Tertiär zugeordnetes postuliert.

c) Die obigen Kluftsysteme werden durch flachliegende ( $0^{\circ}$  bis  $38^{\circ}$ ) Klüfte, die oft im Felde als Foliationen zu erkennen waren, zu „Kluftkörpern“ abgeschlossen.

d) Die obigen Kluftsysteme sind nicht nur im Kristallin der Böhmisches Masse, sondern auch im diluvialen Löß erkennbar. Da das unter (a) genannte Hauptsystem tektonisch zur Diendorfer Störung gehört, muß man den Schluß ziehen, daß diese Störung auch heute noch aktiv ist.

2. Die Polmaxima von Aufschlüssen südlich der Diendorfer Störung in den „abgeschnittenen“ Teilen der Böhmisches Masse (wie Gütweig Hügel, Dunkelsteiner Wald) zeigen kein konsistentes Bild. Daher muß man schließen, daß diese Teile in verschiedener Weise differentiell bewegt wurden.

3. Die Kluftsysteme im Bereiche der Diendorfer Störung korrelieren nicht mit denen an den Ausläufern der Kleinen Karpaten (Braunsberg), so daß die ent-

sprechenden tektonischen Spannungsfelder als verschieden betrachtet werden müssen.

### Dank

Die in der vorliegenden Arbeit rapportierten Untersuchungen wurden unter den Auspizien des Geodynamik Komitees der Österreichischen Akademie der Wissenschaften unter dem Vorsitz von Herrn Prof. Dr. F. Steinhauser durchgeführt. Der Schreibende ist Herrn Prof. Dr. F. Steinhauser für die Vermittlung der nötigen Geldbeträge sehr verbunden.

Die Feldarbeiten wurden durch die Herren Dr. Z. Danes, Dr. F. Kohlbeck und F. Stricklin, sowie durch die beiden Söhne des Schreibenden, Theodor und Paul Scheidegger, maßgeblich unterstützt, was hier dankbar erwähnt sei.

### Literatur

- BECK-MANNAGETTA, P., Mitarbeiter BRAUMÜLLER, E.: Geologische Übersichtskarte der Republik Österreich, Geol. B.-A. Wien 1964.
- MÜLLER, L., 1963: Der Felsbau. Stuttgart: F. Enke, 624 S.
- SCHARBERT, H. G., 1962: Die Granulite der südlichen Böhmisches Masse. — Geol. Rundschau, 52, 112—123.
- SCHERMANN, O., 1965: Über Horizontalseitenverschiebungen am Ostrand der Böhmisches Masse. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 16, 89—103.
- THENIUS, E., 1974: Niederösterreich. 280 pp. Wien, Verlag der Geologischen Bundesanstalt.

Manuskript eingereicht im Juni 1975

# The Geology of the Nilaw Area in Central Nurestan, Afghanistan

By GERHARD FUCHS and ALOIS MATURA \*)  
With 25 figures, 2 plates (= Beilagen 7 and 8)

*Schlüsselwörter*  
Afghanistan  
Nurestan  
Crystalline Complex  
Be-Li-Pegmatites  
Geological Map 1:50.000

## CONTENTS

Abstract . . . . .	97
Zusammenfassung . . . . .	98
1. Introduction . . . . .	98
2. Petrology and Regional Geology . . . . .	99
2.1. The Migmatite Complex . . . . .	99
2.2. The Complex of Metasedimentary and Metavolcanic Rocks . . . . .	102
2.2.1. Metavolcanic and Non-carbonate Metasedimentary Rocks . . . . .	102
2.2.2. Staurolite-Garnet Micaschists and -Gneisses . . . . .	107
2.2.3. Carbonate Rocks . . . . .	109
2.3. The Igneous Complex . . . . .	111
2.3.1. Diorite and Gabbro . . . . .	111
2.3.2. Hornblende-Biotite Granite and -Gneiss . . . . .	116
2.3.3. Two-Mica Granite . . . . .	120
2.3.4. Pegmatite . . . . .	121
2.3.5. Lamprophyre . . . . .	125
2.4. The Faults . . . . .	126
3. The History of the Nurestan Crystalline . . . . .	126
4. References . . . . .	127

## ABSTRACT

An area of about 700 square kilometers was mapped around Nilaw in Nurestan, Afghanistan, on a scale of 1:50.000. The migmatite complex is the oldest part and is composed of migmatite gneiss and augen granite-gneiss. Later a complex of volcanics, carbonate, and non-carbonate sediments was deposited. Extensive intrusions of diorites and gabbros, immediately followed by hornblende-biotite granite, caused contact metamorphism. Tectonic movements and related regional metamorphism succeeded. Diorite and hornblende-biotite granite were partly foliated in the southern parts of the mapped area. The metamorphism was of greenschist facies in the N and of staurolite-almandine subfacies of almandine-amphibolite facies of Barrow type in the S. The intrusion of the two-mica granite is the last plutonic event. This granite is the mother rock of remarkable rare-metal pegmatites in the country rocks especially in the diorite of Nilaw.

The regional strike is NNE—SSW, the dip commonly steep. Late tectonic movements caused faulting.

\*) Anschrift der Verfasser: Dr. G. FUCHS und Dr. A. MATURA, Geologische Bundesanstalt, A-1031 Wien, Rasumofskygasse 23, Postfach 154

## ZUSAMMENFASSUNG

Ein 700 km<sup>2</sup> großes Gebiet um Nilaw in Nurestan, Afghanistan, wurde im Maßstab 1:50.000 kartiert. Als ältester Teil gilt der Migmatitkomplex, der aus Migmatitgneisen und Augengranitgneisen besteht. Darauf wurden Vulkanite, karbonatische und nichtkarbonatische Sedimente abgelagert. Ausgedehnte Intrusionen von Diorit und Gabbro sowie anschließende Hornblende-Biotit-Granite bewirkten Kontaktmetamorphose. Tektonische Bewegungen folgten in Verbindung mit regionaler Metamorphose. Die Diorite und Hornblende-Biotit-Granite wurden im südlichen Bereich teilweise geschiefert. Im N herrschten Bedingungen der Grünschieferfazies, im S die der Staurolith-Almandin-Subfazies der Almandin-Amphibolit-Fazies des Barrow Typs. Die Intrusion des Zwei-Glimmer-Granits ist das jüngste plutonische Ereignis. Dieser Granit ist das Muttergestein jener bemerkenswerten Pegmatit-Lagerstätte im Diorit von Nilaw. Das regionale Streichen verläuft NNE-SSW, das Einfallen ist gewöhnlich steil. Einzelne Störungen sind das Produkt der jüngsten tektonischen Bewegungen.

## 1. Introduction

According to a bilateral development agreement between Afghanistan and Austria (IKFE-Projekt 500-Afghanistan) a team of four Austrian experts was delegated to Afghanistan. The Afghan authorities suggested the investigation of the Nilaw area in Nurestan, where Soviet experts had previously discovered occurrences of rare-metal pegmatites.

The field work was accomplished from July to November 1972. An area of about 700 square kilometers was mapped around Nilaw on a scale of 1:50.000 (Pl. 1) by G. FUCHS and A. MATURA (both Geological Survey, Vienna). O. SCHERMANN (Geological Survey, Vienna) and H. GROHMANN studied the mineral distribution in the pegmatites and carried out an intensive sampling programme. Sheet numbers 505 C II—IV and 505 E I—IV of the official topographic map of Afghanistan 1:50.000 cover the mapped area.

A preliminary report based on the field observations was given already in early 1973 and was published later. After the microscopic investigation of 176 samples the petrology and regional geology can be presented more detailed. A special report on the pegmatites will be published as soon as the laboratory analyses are finished.

Nurestan is the region of the southern Hindukush ENE of Kabul near the Pakistan border. The highest peaks range above the 5000 m level but are almost non-glaciated. Up to 3000 m the slopes are covered by light forests (oak, pine, cypress, etc.). The fields on the terraced slopes around the sporadic villages are artificially irrigated. The larger valleys are deeply eroded. Some gorge-like courses are accessible only with great difficulties. The working area can be reached only on foot. It takes three or five days respectively to reach Nilaw from the ends of the motor roads.

The most prominent physiographic feature in our working area is the main valley, which is drained towards S. The different parts of its course have different names. The upper course running towards SW is called Darrahe \*) Nurestan and marks the boundary of our working area towards NW and W. Further downstream at the lake Mundol, which is dammed up by a huge mountain slide, the main valley turns towards S, near Nespal towards E. At this place the Darrahe Bandol joins the main valley. The following course of the main valley is named Darrahe Posal. E of that point, where the Nilaw valley coming from the N joins it, the Posal valley turns towards SE.

\* Darrahe = valley.

At Dahane Pyar there is the junction of the Darrahe Kolum and the Posal valley. The Kolum valley demarcates our working area in the E.

Nurestan is composed of crystalline rocks. Migmatites with subordinate zones of metamorphic sedimentary rocks build up wide areas. They are invaded by various granites and diorites. The country rocks are penetrated by swarms of dikes of granite, pegmatite, and aplite. Steeply inclined bedding planes and schistosity striking NNE—SSW are prominent structural features. The zones of metasedimentary rocks within the migmatite complex indicate narrow synclines. A system of vertical faults more or less follows the general strike.

## 2. Petrology and Regional Geology

Rock complexes are treated as to their assumed age beginning with the oldest. The microscopic, macroscopic, and field data of the various rocks are given. As the structural features are so closely related to the metamorphic and magmatic processes they are both dealt with in one chapter.

### 2.1. The Migmatite Complex

The migmatite complex consists of streaky, laminated, and also highly schistose gneisses with transitions to homogeneous, inequigranular, fine- to coarse-grained granite-gneisses (Fig. 1, 2). Augen gneiss texture is very common. The size of the augen may attain 5 cm.



Fig. 1: Migmatite gneiss. Southern face of Kohe Kajgal.

Under the microscope: Quartz, plagioclase, alkali feldspar, biotite, and muscovite are the main constituents. Plagioclase with 25 to 35% An is more frequent than alkali





Fig. 2: Augen gneiss of the migmatite complex. Note aplitic laminae. ESE of Nalu.

feldspar. The accessory minerals are apatite, zircon, zoisite, monazite, and opaques. Garnet and graphite—the latter closely related to biotite—occur in the inhomogeneous migmatite types. Ilmenite was found in the augen gneiss varieties.

The microscopic texture reflects the macroscopic appearance. For the inhomogeneous gneisses the changing character of the textural features is typical. For example, some laminae display equigranular, fine-grained mosaic pattern and alternate with layers of inequigranular texture and distinct intergranular interlocking. The preferred orientation of the minerals and the inhomogeneous distribution show conform symmetry. The augen gneisses appear more uniform under the microscope too. The feldspar grains show simple contours with some trend to idiomorphic forms. Usually the alkali feldspars are bigger and contain non-oriented inclusions of plagioclase and biotite. Myrmekite attacks the alkali feldspar. Zoning is common in plagioclase. Inclusions of muscovite flakes follow the cleavage directions of the host plagioclase, forming sets of oriented flakes crossing each other. This is a remarkable phenomenon of the augen gneisses of the migmatite complex. To explain this special type of decomposition it is quite likely that the cleavage of the larger plagioclase crystals was activated by postcrystalline tectonic stress. The An-content of the plagioclases of the migmatites varies from oligoclase to andesine and is uniform all over the area. The micas, biotite predominating muscovite, form more or less continuous streaks along the schistosity, and bend around single feldspars or aggregates of feldspars. Postcrystalline squeezing of the micas is common. Among the accessory components monazite-apatite-zoisite aggregates are very peculiar and seem to be typical for all the varieties of the migmatite complex. They cause pleochroic haloes in biotite. In the ideal case xenomorphic monazite forms the core surrounded by successive zones of apatite and zoisite (Fig. 3). Usually only the zoisite cover appears in the sections, whereas the monazite core is rarely found. Concerning the relation of crystallization

to deformation it seems that pre- to syncrystalline deformation predominates the post-crystalline deformation (micas).

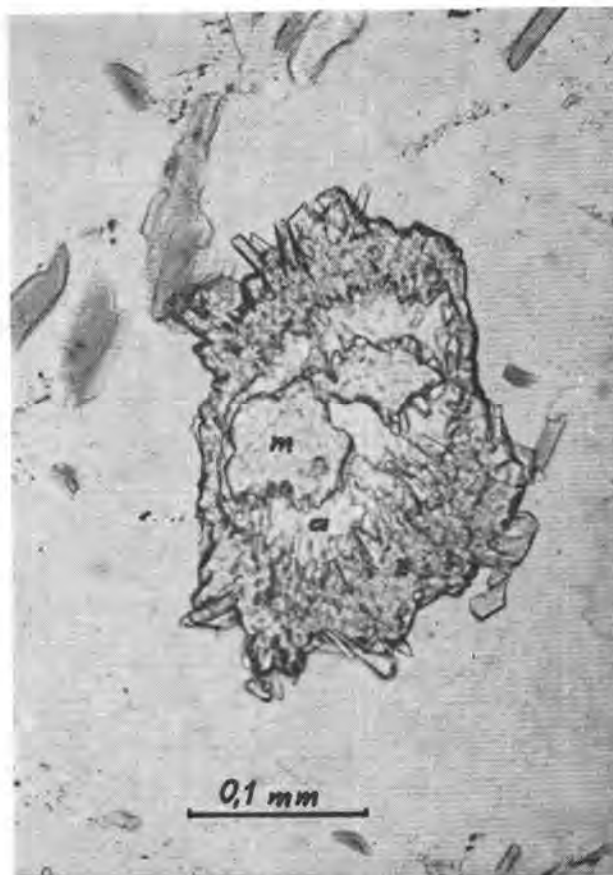


Fig. 3: Monazite-apatite-zoisite aggregate in migmatite gneiss. Valley NW of Mangor (m = monazite, a = apatite, z = zoisite).

The migmatite complex has large extension in the western part of the area mapped. Both flanks of the Darrahe Nurestan from Nalu in the N towards Nespal consist of migmatites. More homogeneous augen gneiss varieties occur as more or less continuous zones in the tributary valley NW of Mangor and in the eastern flank of the Darrahe Nurestan. There are some minor bodies of younger granites in the migmatites of that zone, e. g. Nalu and Warestor. N of Nespal the migmatite belt splits and surrounds the Nespal diorite in the W and in the E. The latter branch becomes much reduced, whereas the migmatites in the W show a thick development in the Bandol valley and continue into the Darrahe Nawya.

This migmatite zone strikes NNE-SSW with generally steep inclinations towards WNW or ESE. The migmatites E of the Nespal diorite strike NNW-SSE and are vertical. This deviation from the regional strike is caused by the emplacement of the Nasdel diorite. Later tectonic movements may have accentuated these deviations.

The migmatites NW of the Atati fault in the northern corner of the area mapped appear to represent the continuation of the migmatite zone of the Darrahe Nurestan described above.

The rest of comparatively smaller migmatite occurrences is situated among younger plutonic bodies with locally very complicated spatial relations.

One migmatite belt in the Kohe \*) Kajgal and the lower Bedak valley becomes very narrow towards N and pinches out between the Nilaw diorite and the granite-gneiss of the western side of the Bedak valley. Where this zone ends in an intrusive breccia quartzitic intercalations within this migmatites appear as most resistant. The generally N—S striking rocks dip towards the E against the Nilaw diorite. In the Posal valley S and W of the mouth of the Nilaw valley the internal structure of this migmatite belt is adapted to the form of the southern end of the Nilaw diorite.

Another zone of migmatites with frequent augen gneiss and episodic intercalations of marble and less migmatitic paragneisses crosses the Posal valley NW of Dahane Pyar. The rocks are intensely penetrated by small bodies and dikes of two-mica granite and pegmatite. The general strike direction is parallel to the contact of the Nilaw diorite. N of Dahane Pyar the strike is NE and turns towards N in the middle course of the Kolum valley between Alomari and Wecir. The schistosity is inclined against the Nilaw diorite. The cross-sections on plate 1 show that the latter is placed in the center of a fan-like structure. NE of Wecir the migmatite gneisses again attain NE—SW strike.

The migmatite gneisses of the Woser and Wonasgel valleys are completely surrounded by diorite and hornblende-biotite granite. The latter invaded the migmatites with numerous small bodies. Originally this occurrence of migmatites was connected with that of the Kolum valley.

At last the migmatites in the upper Darrahe Cono in the northeastern corner of the mapped area should be mentioned. They abut against the hornblende-biotite granite with intrusive contacts in the S, and along a steep fault in the W.

## 2.2. The Complex of Metasedimentary and Metavolcanic Rocks

As indicated in the title a very heterogeneous association of rocks is described in this chapter. The heterogeneity concerns the material as well as the type and grade of metamorphism. The subdivision in the following text was made with special respect to field observations. The order of succession is optional as the rock groups are of about the same age. Original succession as well as facies patterns are almost obliterated by later tectonic and metamorphic phases. Sharp contacts against the migmatites are common, suggesting that the migmatite complex is older. Local migmatization in meter dimensions, such as SW of Bandol or in the south-face of Kohe Kajgal, is rare within the metasedimentary rocks and is interpreted as a later event.

### 2.2.1. Metavolcanic and Non-carbonate Metasedimentary Rocks

The rock group consists of fine-grained gneiss, metasiltstone, phyllite, quartzite, metatuffite, metaagglomerates and metalavas of intermediate chemism. These rocks pass into each other. Their colours are light, grey, or greenish-grey. Fine granularity, streaking, and platy destruction are common. The described metasedimentary and

---

\*) Koh = mountain.

metavolcanic rock series are distinctly thick-bedded. In the northern parts of the mapped area only low grade regional metamorphism seems to have affected these rocks. Locally contact metamorphic influence related to the younger plutonites can be observed.

The volcanic origin of some metatuffites and metaagglomerates is confirmed by microscopic investigations: Idiomorphic feldspar phenocrysts, rounded or angular quartz grains with intragranular corrosion-tubes, or very fine-grained lithic components appear within a fine-grained matrix. The composition of the volcanic components varies from dacitic to andesitic. The main constituents of these are quartz, plagioclase, alkali feldspar, and sometimes epidote. Minor constituents are hornblende, biotite, and muscovite. Tourmaline, orthite, opaques, leucoxene, apatite, and zircon occur as accessories. Some peculiar varieties contain carbonate, wollastonite, vesuvianite, garnet, or even glaucophane. Certain rocks with more or less idiomorphic phenocrysts and epidote-filled amygdales of cm-size can be recognized as metavolcanites with the unaided eye. The metaagglomerates are very conspicuous in the field. They contain dm-sized (up to 30 cm) elongated, but frequently still angular to subangular fragments of greenschists, metasilites, gneisses, dark schists, light-coloured carbonate rocks, carbonate quartzites, and quartzites (Fig. 4).



Fig. 4: Metaagglomerate, 3 km ESE of Nalu.

Another group of rocks consists of fine-grained, banded gneisses, usually rich in quartz. S-planes transversal to the lamination were found locally. Preserved sedimentary structures such as graded bedding and current ripple cross-lamination were observed. This and the fine grain size give the rock more the appearance of a metasilite than of a gneiss. Some varieties show relation to the metavolcanites. Usually the grain size is below 0.3 mm, frequently it is even below 0.01 mm. Preferred orientation and mineral distribution show the same symmetry under the microscope. The petrographic composition is rather variable. Main constituents: Quartz, feldspar,

biotite and muscovite. Minor constituents and accessories: Hornblende, garnet, epidote, sphene, opaques, carbonate, apatite, tourmaline, and zircon. The major part of these rocks may be interpreted as former arkoses and siltstones.

The quartzites are white, yellowish, greenish, grey, or brownish. Inconspicuous banding is not seldom. In some places primary sedimentary structures such as graded bedding and cross-bedding are still preserved (Fig. 5, 6). The grain size changes from fine to middle, coarse-grained types are exceptional. Under the microscope quartz usually shows undulate extinction. In some cases clouds of fibrous microlites and/or gas and liquid bubbles within the quartz grains were observed. Minor constituents and accessories: Plagioclase, alkali feldspar, biotite, muscovite, hornblende, pyroxene, carbonate, epidote, tourmaline, garnet, sphene, apatite, and zircon.



Fig. 5: Cross-bedded quartzite. SSW of Nawkozung.

In the mapped area the rocks described above form narrow zones. Most prominent is that which can be followed from the utmost northern corner as far as to the southern boundary of the area. The phyllites, carbonate rocks, and metatuffites, which cross the lower Darrahe Cono in a thickness of 300 to 400 m, show a low grade of metamorphism. This zone overlies steeply dipping migmatites, and abuts against the Atati-Pusal diorite along the Atati fault; it is highly squeezed NNE of Atati.

This zone probably is continuous with that development E of Nalu. There, however, metavolcanics are prevalent. Metamorphic agglomerates, lavas, and tuffs alternate with metasiltstones, psammitic and psephitic rocks etc. rich in quartz. The extraordinary thickness of the series may be the result of the volcanic activity. The above series dips WNW at medium to steep angles, and thus overlies the marbles, quartzites, and metasiltstones. These latter rocks occur as components within the metaagglomerates, which indicates reworking. But alternation of typical rocks of the underlying series with the metavolcanics shows that apparently there was no larger time interval



Fig. 6: Graded bedding and cross-bedding in quartzite. SSW of Nawkozung.

between their deposition. Therefore we deduce that the deposition of the carbonate and clastic series was in part contemporaneous with the volcanism. The sharp vertical contact against the migmatites in the W may be tectonic.

SE of Warestor the series consists of quartzites, metasiltites, agglomeratic and tuffaceous rocks. As in the Nalu area the migmatite complex borders the metasedimentary zone in the W with sharp contacts. In the E the steeply WSW dipping beds abut against biotite granite-gneiss with unconformable intrusive contact (Fig. 7).

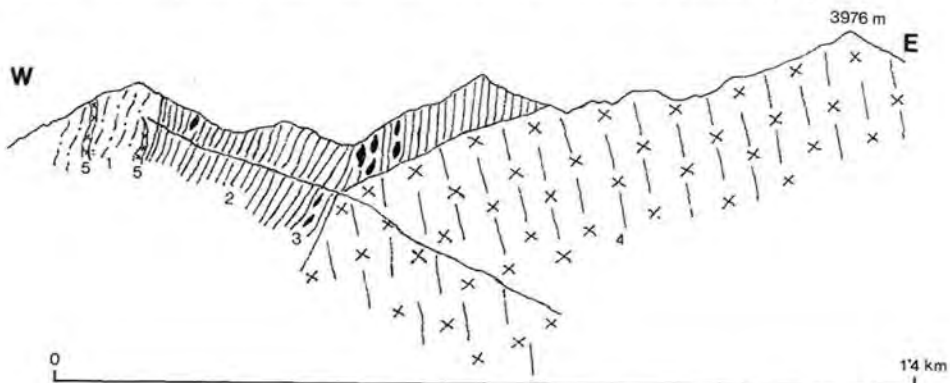


Fig.7

Fig. 7: Section across the metasedimentary zone. Kohe Mabikhana

- 1 migmatites
- 2 quartzites, metasiltites, etc. of non-carbonate metasedimentary series
- 3 agglomerates, tuffites etc.
- 4 biotite granite (near the margins leucogranite)
- 5 dikes of granite

Towards the SSW the metasedimentary zone becomes much reduced and finally ends E of the Kohe Gawati. In the same area another sedimentary zone starts in the E of the biotite granite-gneiss. This fact suggests that originally there was one continuous metasedimentary zone, which is crossed by the intrusion of the younger granite-gneiss.

In this new zone the metasilites are replaced by biotite-rich schists and paragneiss, which, however, is already indicated in the southern parts of the zone W of the biotite granite-gneiss. S of the Posal valley in the western flanks of the Kohe Kajgal quartzites show preserved sedimentary structures such as cross-bedding (Fig. 5, 6). Also the graded bedding and laminations of the former siltstones and tuffs are still recognizable. The garnet-staurolite micaschists accompanying the quartzites are described in chapter 2.2.2.

Another occurrence of metasedimentary rocks is exposed around the Kotale\*) Bandol. The series is intruded by the two-mica granite in the E and borders to migmatites in the W (see Fig. 8). Close to the migmatites the sequence consists of a thin-bedded alternation of light quartzites, metaarkoses, and fine-grained green-grey phyllites with sporadic larger grains of feldspar (Fig. 9). These beds are succeeded by sombre phyllites, finely layered metasilites, impure fine-grained quartzites and carbonate quartzites. S of the pass metavolcanic rocks also occur in this rock assemblage.

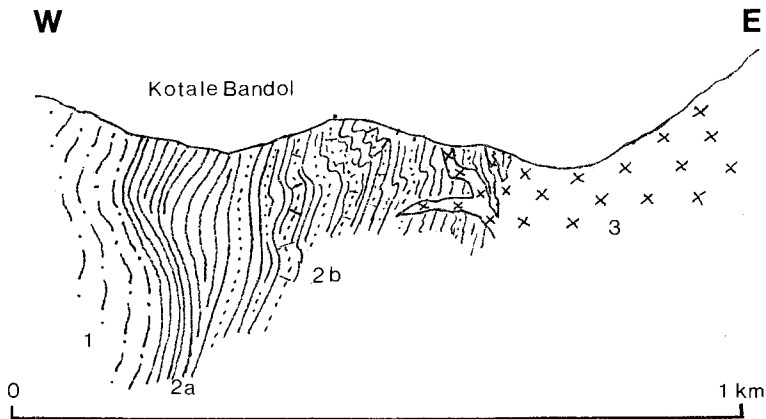


Fig. 8

Fig. 8: Section across the metasedimentary zone. Kotale Bandol.

- 1 migmatites (diaphthoritic)
- 2a alternation of quartzites, metaarkoses, and phyllites containing larger grains of feldspar.
- 2b metasilites, quartzites, and carbonate quartzites
- 3 two-mica granite

Studying the contact with the migmatites at the Kotale Bandol one gets the impression that the metasedimentary sequence was deposited on the gneisses and that re-working produced the quartzitic and arkosic layers in the basal portion of the series.

In the upper Bedak valley and in the mountains between the Bedak and Nilaw valleys numerous bands and lenses of quartzite are exposed as relictic inclusions within the Nilaw diorite and the granite-gneiss.

\*) Kotal = pass



Fig. 9: Alternation of quartzites, metaarkoses, and phyllites with sporadic grains of feldspar. Kotale Bandol.

Other occurrences of the series described were found outside the mapped area on the approach march to Nilaw between Amire Sahid in the Alingar valley and Pasagar. Phyllites, quartzites, paragneisses containing pseudomorphs after chiastolite, graphite gneiss, amphibolite, and marble form a generally thin-bedded or laminated alternation.

### 2.2.2. Staurolite-Garnet Micaschist and -Gneiss

The chapter comprises inhomogeneous, equi- to inequigranular, fine- to coarse-grained para-rocks. Their colour is brownish-grey to middle-grey, the micas show strictly preferred orientation parallel to *s* with partly open-incontinuous partly continuous arrangement. Garnet as well as cm-sized idiomorphic staurolite can be recognized with unaided eye. Andalusite occurs less frequently. Locally fresh individuals attain a length up to 20 cm, but usually andalusite is replaced by aggregates of light mica, which form cm-sized more or less deformed pseudomorphs. Sometimes these aggregates show X-like arrangement of impurities, which is typical for chiastolite. Some rock types are graphitic (Fig. 10).





Fig. 10: Staurolite-garnet micaschist. Note light mica pseudomorphs after chialstolite (st = staurolite, ga = garnet, ch = former chialstolite).

Under the microscope the staurolite-garnet micaschist and -gneisses display inhomogeneous, inequigranular, anisotropic fabric. Main constituents are quartz, biotite, muscovite, and oligoclase, minor constituents: andalusite or its light mica pseudomorphs, garnet, and staurolite. Apatite, graphite and other opaques, zircon, monazite, tourmaline, and sillimanite occur as accessories. The preferred orientation of the fabric is particularly shown by micas and graphitic impurities.

Two different mineral generations can be distinguished. Andalusite and garnet belong to an older generation. Besides the X-like arrangement of impurities the fresh andalusites as well as garnets usually are free of inclusions. As the graphitic impurities are in some cases concentrated near the well-developed crystal faces of andalusite and garnet, the graphitic flakes seem to be pushed away selectively during blastesis. The general pattern of petrofabrics indicates that andalusite and garnet acted as rigid elements during later deformation. The second mineral generation is contemporaneous or younger than this deformation phase and comprises almost the total remaining mineral assemblage. Staurolite is critical for this second generation. But as some examples indicate staurolite partly began to grow already syntectonically. It forms more or less idiomorphic crystals with sieve structure. Andalusites were altered to light mica

aggregates. Some peculiar aggregates composed of staurolite, biotite, and quartz are well-defined against their neighbourhood by form and different grain-size. They might be interpreted as pseudomorphs after cordierite. Monazite-apatite-zoisite aggregates, similar to those mentioned in connection with the migmatites, also occur within the rocks described here. They cause pleochroic haloes within biotite. Occasionally chlorite was found attacking biotite as well as staurolite. The chlorite is probably the product of a late retrogressive metamorphism of low intensity.

From the microscopic observations the genesis of the staurolite-garnet micaschists and -gneisses might be interpreted as follows: An argillaceous sedimentary succession was metamorphosed at first under conditions of the hornblende-hornfels facies probably related to the intrusion of the diorites and hornblende-biotite granites. This event was succeeded by a period of regional metamorphism under conditions of the staurolite-almandine subfacies of the almandine-amphibolite facies of Barrow type. In the early phase of this period tectonic movements occurred. The intensity of the regional metamorphism was different from place to place. Towards the end of this period or during a later independent metamorphic event some diaphthoritic influence was active. Thus by their special composition the staurolite-garnet micaschists and -gneisses are very sensitive indicators of metamorphic conditions.

The occurrence of staurolite-garnet micaschists and -gneisses is restricted to the southern part of the mapped area. There they form distinct zones intimately related with the amphibolites and quartzites described already in chapter 2.2.1. That zone W of Kohe Kajgal is the direct continuation of the northern sedimentary zone dealt in chapter 2.2.1. Thus a gradual increase of metamorphic grade from the N to the S is indicated.

The contacts are generally sharp. Against the diorite and biotite granite or -gneiss they are intrusive, against the migmatite complex tectonic or quasi-transgressive.

In the south face of the Kohe Kajgal we found a 80 m thick zone of andalusite-staurolite-garnet schists and -gneisses within the migmatites. Definitely the contacts are not tectonic, though they are generally sharp. Occasionally, however, in the schists and paragneisses migmatitic banding and blastesis of feldspar were observed in a marginal zone up to one meter thick. Similar observation was made SW of the village Bandol. There graphitic andalusite-staurolite-garnet gneisses and -schists alternate with the migmatites. Our interpretation of the above observations is that the migmatite complex was partially rejuvenated in connexion with later metamorphic events. This has locally superimposed migmatitic phenomena on the former sedimentary contacts.

Staurolite-garnet schists and -gneisses are exposed as lens-shaped inclusions within the Nilaw diorite (e.g. tributary valley W of Nilaw and ridge between lower Nilaw valley and Darrahe Posal).

### 2.2.3. Carbonate Rocks

There are various rock types due to the changing quantities of primary silicate impurities or to the type of metamorphism. We found light-grey, yellowish, or white, coarse-crystalline marbles. Sporadic to frequent intercalations of sedimentary silicate impurities are common. Such silicate-rich varieties present coarse as well as very fine granularity with porcelain-like fracture-faces and streaking in light to yellowish colours. Another group of calc-silicate rocks is the contact metamorphic reaction product between carbonate rocks and diorite or granite.

Under the microscope calcite, quartz, oligoclase-andesine, diopside, and epidote can be found as main constituents. Biotite, muscovite, and alkali-feldspar are minor constituents. The occurrence of wollastonite and vesuvianite is restricted to the contact zones bordering to diorite and granite. Accessories are sphene, apatite, and opaques.

In the mountains between the three villages Nalu, Pesenta, and Nilaw we find a thick carbonate formation. It may be identified from afar because of its banded character, which is due to the alternation of marbles with calc-silicate rocks, carbonate quartzites, metasilites, phyllites, etc. (Fig. 11). These rocks form beautiful isoclinal folds. Prevalent dip of schistosity is towards WNW.



Fig. 11: Marble with calc-silicate layers. Upper Nilaw valley.

There is a continuous outcrop of the carbonate series in the range between the villages Nalu and Pesenta (see Pl. 1). Towards the N the marble series ends abruptly along an intrusive contact against a stock of biotite granite. Almost on all sides the series is surrounded by intrusiva either metagranite or diorite. To the SSW the carbonate rocks may be followed into the Nilaw valley. But there the series dissolves more and more into relictic bands and lenses. These relics still show predominantly the NNE—SSW strike, which trend is apparent already from their occurrence. However, there are

also deviations of the strike, which either go back to pre-intrusive folds or to magmatic distortion of the inclusions. The latter definitely is the case with the marbles in the southernmost portion of the Nilaw diorite, which show trends parallel with the boundary of the diorite.

It is interesting that these relics are much more numerous on crests of ranges and ridges than in neighbouring valleys and ravines. The fact that the frequency of the relics is related with elevation shows that the country rock is „swimming“ in the top-most portions of the diorite.

As to the relation of the carbonate series to the non-carbonate metasedimentary series and the metavolcanites we have already pointed out that we regard them penecontemporaneous, the carbonate rocks may be somewhat older (see chapter 2.2.1.).

Soviet experts (unpublished reports and Geological Map of Afghanistan, DENIKAEV et al, 1971) suggested a Permo-Triassic age for the „Alingar suite“ which is identical with our complex of metasedimentary rocks and metavolcanites described in the last chapters. Similar series from other localities were designated by them as stratigraphic units of Palaeozoic as well as different Precambrian ages. Based on our observations we consider it quite likely that these various units are of almost the same age. In the case of the mapped area the difference in metamorphic grade is no evidence for different age. We do not have indications for the geological age of the formations in the area mapped, but regional correlations suggest Palaeozoic age.

### 2.3. The Igneous Complex

This chapter is dealing with different generations of intrusive rocks. The order of succession corresponds with the genetic sequence and begins with the diorites as the oldest.

#### 2.3.1. Diorite and Gabbro

Homogeneous, equigranular, fine- to middle-grained, massive varieties predominate. But also slightly banded or schistose types are not rare. The diorites frequently show sandy disintegration and form smooth weathering surfaces of brown colour. Locally ellipsoidal „boulders“ of diorite swim in a matrix of diorite differing in grain size as well as composition and thus give a „conglomeratic“ appearance (Fig. 12). Like the mutual penetration of diorite varieties this indicates a formation of the diorite stock in several steps. Exceptionally the grain size may increase enormously, and hornblendes attain a length up to 40 cm (valley head of Darrahe Gamata).

Under the microscope the fabric appears homogeneous, non-oriented, or occasionally with more or less well-developed preferred orientation. Generally the primary texture is still preserved. The average grain size is about one millimeter. The main constituents are plagioclase and hornblende. Minor constituents are biotite, pyroxene (diplage), and quartz. As accessories we found magnetite, ilmenite, apatite, sphene, rutile, and occasionally forsterite and spinel. The anorthite content of the plagioclase ranges from 25% to 80%, andesine is the most common. Quartz never exceeds 10% of the rock volume. Colourless pyroxene is dimmed very often, or is more or less completely transformed into hornblende and biotite (Fig. 13). In such cases a thin rim of biotite flakes surrounds the secondary hornblende aggregate. The latter itself is zoned with a narrow greenish margin around an almost colourless core. Very often these secondary hornblende aggregates are dimmed by clouds of microlitic inclusions.



Fig. 12: Conglomerate-like diorite variety. About 3 km NNW of Alomari (Darrahe Kolum).

The hornblendes are predominantly pale green or colourless. Fine-grained aggregates of hornblende are by far more common than bigger individuals. Generally biotite is brown but a touch of green is not seldom. Biotite and hornblende often include xenomorphic magnetite or ilmenite. The sphene content occasionally attains 1% of rock volume, rutile is very rare. One gabbroic variety from the Darrahe Gamata contains 3% forsterite with traces of spinel. In one sample we found 10% of laumontite filling the interstice between the hypidiomorphic plagioclase crystals.

The contact of diorite and gabbro against the country rocks is sharp and discordant. Parts of the country rocks are enclosed. Along the contact plane contact metamorphic reactions took place. Against carbonate rocks calc-silicate rocks were formed with a mineral assemblage of calcite, quartz, garnet, epidote, diopside, vesuvianite, and wollastonite. Melilite, periclase, talc, sphene, apatite, and opaques occur as accessories. Exceptionally reactions between diorite and marble may be missing (Fig. 14). A hornblende-cordierite gneiss included in the southern part of the Nilaw diorite is another example for a contact metamorphic product. It exhibits a mineral assemblage of cordierite, hornblende, quartz, oligoclase, biotite, garnet, and opaques. Quartzite inclusions in the diorite are frequently coated by thin rims of hornblende. It may be expected that the metamorphic influence of the diorites was not confined to the immediate neighbourhood of the intrusions.

Other rocks in the diorite such as dikes of granite and pegmatite are discussed later.

In the mapped area diorites and gabbros form three major plutonic bodies. The one of Nilaw was in the center of our investigations. Its NNE—SSW longitudinal axis measures about 20 km, maximum width is 10 km. The eastern portions of the diorite are poor or free of inclusions of country rock, whereas the western parts are full of larger and smaller relics of the neighbouring series, with which the diorite is interton-

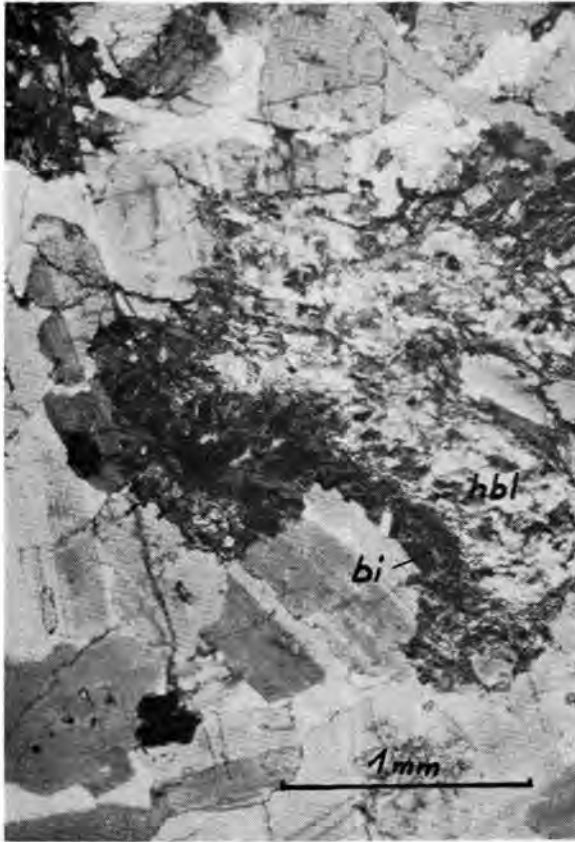


Fig. 13: Diorite. Hornblende and biotite replaced diagenesis.

going locally (e.g. upper Nilaw valley). The contacts are generally steep and are frequently tectonized by later movements. Apart of the superimposed schistosity banding parallel to the contacts is recognizable in the diorite, which goes back to layering during the intrusion. The inclusions are also generally parallel to this banding and to the boundary of the diorite. These parallel structures dip steeply towards the ESE in the W and WNW in the E. This indicates fan structure of the diorite body (Pl. 1). In the NW the turn of the boundary against the younger biotite granite is an exception. There the diorite appears to dive at medium angles beneath the granite towards the W (e.g. head of Bedak valley).

The roof of the diorite is preserved in the crest of the range N of the Nilaw valley (Pl. 2). Discordant intrusive contacts are frequently observed there. Dikes of diorite in the surrounding rocks were observed in several localities though they are not frequent (Fig. 15).

Swarms of Li-Be-pegmatites invaded the Nilaw diorite, which is the reason of our special attention to that intrusion. The occurrence and genesis of these pegmatites are dealt in chapter 2.3.4. The dikes of granite, which penetrate mostly the northern parts of the Nilaw diorite are commonly thin.



Fig. 14: Contact of diorite and marble without any reaction rim. Upper Nilaw valley.

The Atati-Pusal diorite in the northern portion of the mapped area was studied along a series of traverses. Migmatites and hornblende-biotite granite intrusions separate this diorite from the Nilaw diorite in the S. A continuation of the two diorite bodies in depth may be expected. S of Pusal we observed a transitional contact of the diorite and the hornblende-biotite granite. This is brought about by intermediate rock types. Intrusive breccias and dikes show that the granite is younger than the diorite. This age relation is particularly clear in the Cono and Wonasgel valleys where the granite invades the diorite with hundreds of sharply defined dikes. The age interval, however, appears to be small as gradational contacts were observed not only near Pusal, but also along the western boundary of the Nilaw diorite. Further there is a close relation in occurrence between the diorites and the hornblende-biotite granites, inasmuch as the latter are very common near the margins of the diorite.

Whereas transitions or intrusive breccias of huge dimensions make it sometimes difficult to draw the boundaries of the Atati-Pusal diorite, the diorite is well-defined where faults delimit it. N of Atati the diorite abuts against the metasedimentary series along a SW—NE striking fault. In the valley head of the Darrahe Wonasgel the diorite as well as the adjoining hornblende-biotite granite have become schistose in a broad



Fig. 15: Diorite dike crossing migmatite gneiss. N-face of Kohe Kajgal.

shearing zone. This strikes N—S and dips steeply towards E. Pegmatites as those of Nilaw are absent from the Atati-Pusal diorite.

The third diorite body is exposed around and S of Nespal in the southwestern portion of the mapped area. It builds up the major part of the Eskando and Gamata-Koraj valleys. It is surrounded by migmatites with generally steep contact planes. At its northern end, N of Nespal, the lower portions of the mountains consist of diorite, whereas the higher parts are built by migmatite gneiss. In this rugged terrain again we get a three-dimensional picture of the intrusions, which shows the preserved roof in the crest region of the mountains and the intrusive rocks in the adjacent valleys.

N of the Nespal diorite we find a series of smaller and larger lenses of diorite in the gneisses (e.g. Darrahe Doni, Kohe Gawati, Kohe Wazergawan). In part they represent small scale intrusions in continuation of the Nespal diorite, part of them are distorn blocks in the migmatites. Such block-like inclusions of diorite in the migmatites were occasionally observed also along the boundaries of the Nespal diorite. These peculiar occurrences may be interpreted as the result of local rejuvenation of the migmatites under a later phase of metamorphism and deformation.

Along the margins of the diorite in the western Darrahe Eskando biotite granite is found again. It intrudes the diorite and contains inclusions of diorite. Swarms of aplite and granite dikes are found throughout the Nespal diorite; they are generally thin. Regarding number and extension pegmatites are of no importance in the Nespal diorite. Just three occurrences are known in the Koraj valley.

The close genetic connexion between the diorite and the younger hornblende-biotite granite indicates that they belong to one magmatic cycle. Therefore with the description of the diorite a lot of features concerning the younger hornblende-biotite granite had to be anticipated. Moreover, before we enter the next chapter dealing with



the hornblende-biotite granite, it is appropriate to refer to those specific rock types which are the product of interaction between diorite and hornblende-biotite granite.

Along the western margins of the Nilaw diorite we found a zone of massive or gneissic rocks of intermediate composition (e.g. dioritic, quartz-dioritic, monzonitic, granitic). Porphyric texture is very common.

Under the microscope inhomogeneous, fine-grained, inequigranular to porphyric, rather isotropic texture was observed. Main constituents are quartz, andesine, and microcline; minor constituents are biotite, hornblende, and leucoxene; accessories are orthite, zircon, opaques, and apatite. The primary hypidiomorphic texture is partly preserved, partly there are fine-grained domains with distinct intergranular interfingering. The feldspar phenocrysts may attain cm-sizes. Microcline is perthitic. Andesine usually shows zoning with epidote-filling in the core. Radial aggregates of leucoxene frequently surround a core of ilmenite. Biotite is ordinarily green. A conspicuous component is orthite, zoned red-brown to brown and with strong pleochroism. The frequent porphyric texture, the content of leucoxene and orthite, and the green colour of the biotites are characteristic features of this rock group.

### 2.3.2. Hornblende-Biotite Granite and -Gneiss

Under this heading homogeneous, fine- to coarse-grained, massive as well as gneissose granitic rock types are comprised. Biotite is accompanied very often by hornblende.

Under the microscope the massive rock types show granitic texture. Occasionally intergranular interlocking can be observed, which is interpreted again as a phenomenon of recrystallization. Major constituents are andesine, microcline, and quartz; minor constituents are biotite and hornblende; magnetite, ilmenite, apatite, sphene, sagenite, epidote, zircon, and orthite occur as accessories. Plagioclase shows zoning with about 70% An in the core and 40% An in the margins. Occasionally the core is dimmed, rarely filled with epidote as an alteration product. Microcline sometimes presents strong cross-hatching and is usually surrounded by myrmekite. Perthite is rather seldom. In one sample amoeboidic muscovite blasts occur together with microcline, which is interpreted as growth of the first at the expense of the latter. Biotite displays brown or green colour. Inclusions of sagenite, sphene, apatite, and magnetite are common. It can be surrounded sometimes by a peculiar myrmekite-like intergrowth of biotite and quartz accompanied by epidote. Aggregates or single individual crystals of hornblende prefer to occur together with biotite. The hornblende looks almost colourless or light-grey-greenish stained. The zircons are idiomorphic and oblong. Isometric, fresh orthite with strong pleochroism from pink to dark red-brown caused pleochroic haloes in biotite. Orthite is a characteristic component of the hornblende-biotite granites and -gneisses. Thus the microscopic studies prove the field observation that the formation of the transition zone between the diorite and the hornblende-biotite granite with its intermediate rock types is related with the intrusion of that granite.

The hornblende-biotite granite forms several larger or smaller intrusions around the Atati-Pusal diorite. The shapes of some of these intrusions are rather complicated. So it is impossible to draw the exact line of demarcation between granite and diorite in the Darrahe Cono, as the granite invades the diorite with a swarm of dikes and apophyses, and large inclusions of diorite are found within the granite. The individual dikes, however, are sharply defined. But, as mentioned above in chapter 2.3.1. there are also transitional contacts between the granite and diorite (e.g. S of Pusal, upper Darrahe Purdum, upper Bedak valley, etc.). Granodioritic rocks of various shades form the link between the diorite and the granite. Such types frequently make up the compo-

nents of intrusive breccias, which are common along the diorite-granite contact (Fig. 16, 17, 18, 19).



Fig. 16: Diorite components swimming in hybrid hornblende-biotite granite. This intrusive breccia forms a zone several hundred meters thick. Upper Bedak valley.



Fig. 17: Hornblende-biotite granite with ghost-like inclusion of diorite, which itself contains inclusion of darker diorite variety. 4 km ESE of Nalu.

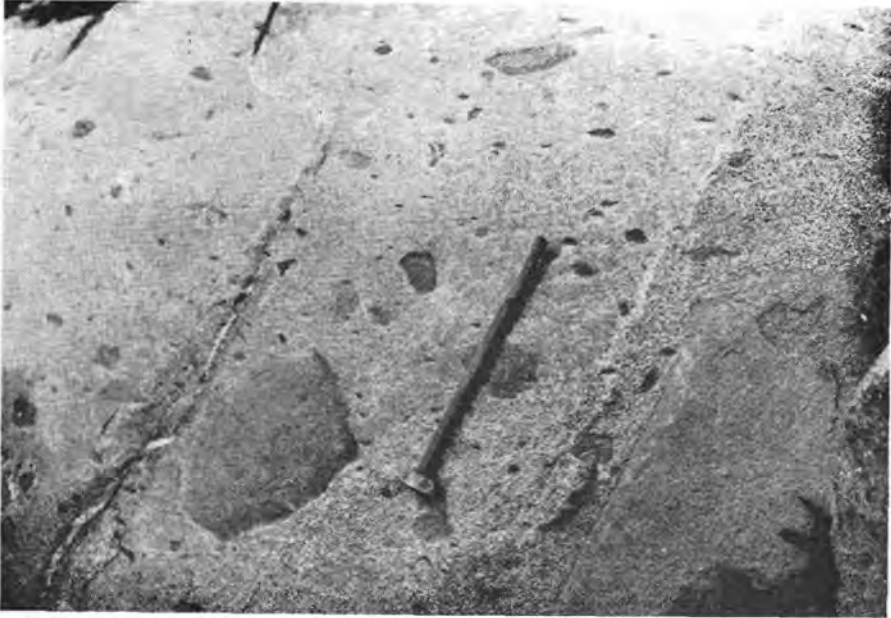


Fig. 18: Angular, well-defined inclusions of various diorite types within hornblende-biotite granite. Upper Bedak valley.

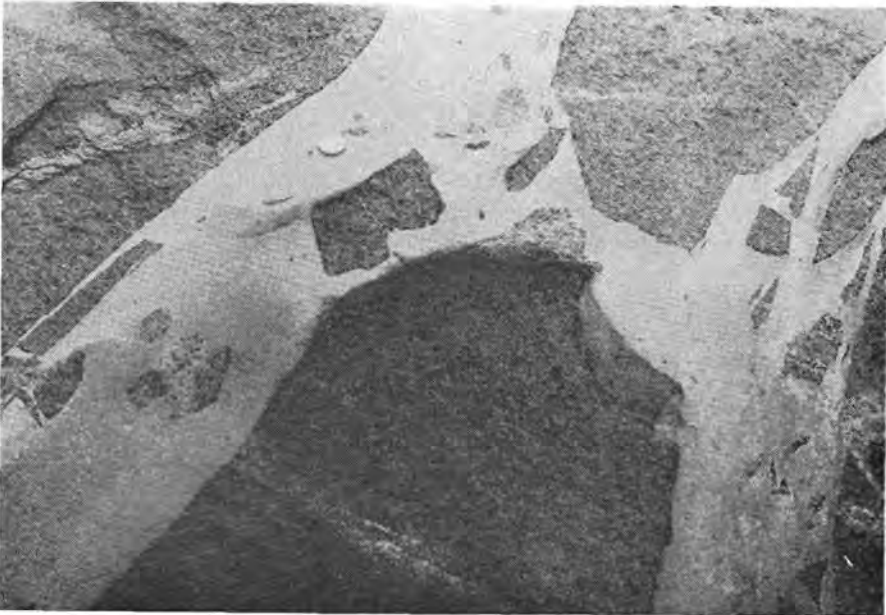


Fig. 19: Dikes of granite penetrate diorite. The latter is broken up into angular pieces. Upper Nilaw valley.

The granite bodies in the northern part of the mapped area are rather massive and are rarely foliated to gneiss. The same type of massive rock is found in the upper Be-

dak valley (Fig. 20, 21). When followed to the S, however, the granite becomes more and more foliated. There it is often very difficult to distinguish the granite-gneiss from homogeneous types of the migmatite complex. This internal structural features correspond with the shape of the different bodies. In the N the original intrusive form is still preserved, whereas in the S the granite-gneiss is generally conform with the neighbouring rock series (e.g. western Bedak valley, Pyar).



Fig. 20: Massive, homogeneous biotite granite-gneiss. Note the contrast to the migmatite block in the foreground, Kohe Wazergawan (Bedak valley).

The Pyar-Kajgal granite intrudes the Nilaw diorite unconformably. Here too transitional contacts were found. The pegmatites of that area intersect both rocks.

The granite dikes which penetrate the diorite in the upper Nilaw valley, in the Penta- and Nespjal-Eskando areas are older than the pegmatites. Therefore it is reasonable to assume that these granite dikes are related with the intrusion of the biotite granite. The microscopic investigation indicates a curious relation with the migmatite complex: Some granite dikes contain the same radioactive zoisite aggregates which seem to us characteristic for the rock varieties of the migmatite complex. Thus the dikes seem to be either derived from the biotite granite directly or from material mobilized by that granite.



Fig. 21: Relics of metablastite of the migmatite complex in biotite granite-gneiss. Kohe Wazergawan (Bedak valley).

At last we have to note those deviating varieties of the granite which crop out in the Nawe Setaki and the western head of the Bedak valley. They display alkali-granitic or leuco-granitic composition. Under the microscope the fabric appears inequigranular with distinct intergranular interlocking. The alkali feldspars show pronounced perthitic exsolution. In the field the massive and light-coloured appearance is conspicuous.

### 2.3.3. Two-Mica Granite

This granite is homogeneous, massive, fine- to coarse-grained and light-coloured. Anisotropic textures such as preferred orientation of mica or banding are rare. Muscovite and biotite always occur together. Tourmaline seems to be a characteristic component of this granite.

The microscopic analyses demonstrate a typical granitic texture, which is hardly affected by later recrystallization or deformation. Interlocking of muscovite and biotite is the rule. Occasionally the oligoclase shows a dimmed core. Quartz, oblioclase, and microcline are major constituents, muscovite and biotite are minor constituents; apatite and zircon are accessories.

There are some smaller intrusions of two-mica granite in the Darrahe Nurestan, larger stocks are those of the Dahane Pyar area and E of Kotale Bandol-Darrahe Nawya.

This youngest granite cuts all described rocks with discordant contacts (Fig. 22). The Dahane Pyar intrusion shows complicated lobate forms unaffected by later tectonics. The relation of the granite to its roof is beautifully exposed in the steep slopes and rock faces of the deeply eroded Posal and Kolum valleys (Pl. 2 A). The lobe in the Posal valley, for instance, crops out only in the lowest parts of the slopes. The higher portions are composed of the gneisses of the roof. The country rock is intimately invaded by dikes of granite and pegmatite. Bands of gneiss are also enclosed in the granite (Fig. 22).



Fig. 22: Unconformable contact between migmatite gneiss and two-mica granite. Note pegmatitic margin of the dike. 3 km NE of Dahane Pyar.

The outcrops clearly show that the dikes have their source in the two-mica granite. They either purely consist of this granite or, as in many cases, it can be traced how a pegmatite develops from a granite dike (Fig. 23). Such transitional dikes are often composite, consisting of layers of two-mica granite as well as of pegmatite (Fig. 24). Although the granite dikes in the migmatite gneisses prefer the general N—S strike direction and steep dips towards the E they are comparatively irregular. But as soon as they enter the diorite, they become regular and subhorizontal.

#### 2.3.4. Pegmatite

The most remarkable rocks in the mapped area are the pegmatites. The many parallel bands of light-coloured pegmatite somewhat like steps protruding the brownish slopes formed by the diorite, are a significant feature of the landscape around Nilaw.

As we mentioned in the introduction, a special report regarding the petrography of the pegmatites will be published as soon as the laboratory analyses are finished.



Fig. 23: Root of pegmatite in two-mica granite. Note the ill-defined boundary between pegmatite and granite. 4 km NE of Dahane Pyar.

The pegmatites are concentrated along the Nilaw valley, E and SE of its lower course. As noted above the pegmatites form a swarm of irregular steeply dipping veins in the gneiss complex. In the diorite they are gently dipping or subhorizontal and are continuous over great distances. The dikes are parallel to each other and are very regular. Occasionally a vein may split up into subparallel veins. Exceptionally, steeply dipping or vertical dikes intersect the regular dike system (e.g. S of point 2338 SW of Nilaw, area 3.5—4 km NNE of Nilaw). We have observed that locally one dike pinches out and close by another begins; a system of such lenticular veins gives the impression of “fiederkluft”-like tension joints. Commonly the thickness of the dikes is rather constant, but naturally there are also certain changes. Rapid swelling up and decrease of thickness are rare. Most of the dikes are from a few dm to 20 m thick, locally they attain thickness of 40 m (e.g. 1 km N of Posal-Nilaw valleys junction). Towards the margins of the pegmatite area the thicknesses decrease and the dikes finally pinch out.

The pegmatites dip SE in the south-eastern part of the pegmatite area within the diorite, and towards the SW in the lower Nilaw valley. Up that valley the direction



Fig. 24: Composite dike consisting of biotite pegmatite and granite zones. Darrahe Kolum.

of the dip turns to W and then to NW. In the western part of the uppermost Nilaw valley the dip towards W of the dikes prevails again. SE of Nilaw the veins are horizontal. The pegmatite system of southern Nilaw shows a form similar to the glass of a watch (Pl. 2).

The pegmatites of the area around the Darrahe Mawi are different from those of Nilaw: They form a system of lenticular bodies. Only the thickest pegmatite (50 m) in the Darrahe Mawi may be traced over a distance of ca. 2 km. Dip of the dikes is towards the NW. N of the Darrahe Mawi area a few pegmatites were found W of Surič. The rest of the eastern diorite area is free of pegmatites.

The pegmatites penetrate the biotite granite as well as the diorite (e.g. Darrahe Posal N of Kajgal, eastern flank of Kohe Sopnal in the inner Nilaw valley). However, we observed that pegmatites end along the contact against gneiss (e.g. S of Darrahe Mawi) or marble (Nilaw valley).

The mineral composition and development of the pegmatites shows regional zoning.



Near their mother rock—the two-mica granite of Dahane Pyar—the dikes are either composed of granite, aplite, and pegmatite zones, or consist of biotite pegmatite (Fig. 24). Biotite, muscovite, black tourmaline, and sporadic beryl are characteristic.

In the diorite the above types disappear and the veins consist of fine-grained plagioclase pegmatite with mica zones, block pegmatite, block microcline, and rare quartz lenses. Beryl is sporadic, in the neighbourhood of block quartz it is relatively frequent. Further minerals are green-blue and black tourmaline, muscovite, phlogopite, fine-grained garnet, and cassiterite.

NW of Nilaw, in the higher veins, there is a slight change in mineral composition. Spodumene and lepidolite enter the mineral assemblage and beryl becomes unfrequent and is missing at last.

In the mountains W of the Nilaw valley and in the Bedak valley we find tension joints filled with quartz ( $\pm$  fine-fibrous tourmaline aggregates) or an alpine paragenesis of quartz, epidote, chlorite, adulara, and axinite. These thin veins form a W-dipping system, and thus show an orientation like the Nilaw pegmatites. Probably they are the westernmost representatives of the Nilaw vein system.

The Darrahe Mawi pegmatites not only form an exception as to their form and orientation, but also as to their mineral composition. Large crystals of beryl (30 cm) are found together with spodumene, lepidolite, black and blue-green tourmaline (Fig. 25). These pegmatites accompany biotite bearing types. The somewhat extraordinary pegmatite assemblage of the Darrahe Mawi seems to be caused by a telescoping effect.

All the described pegmatites are related with the two-mica granite of Dahane Pyar, and most of them occur in the Nilaw diorite. There are also pegmatites in the Bandol-Mundol (Darrahe Nurestan) area. Like in Nilaw these pegmatites show fine-grained albite-, mica-, block microcline- and block quartz zones. They contain also sporadic beryl crystals. The veins, which penetrate the migmatite complex, are very irregular, with respect to their form, thickness, as well as orientation, and are not so continuous as those of Nilaw. We assume that the pegmatites of that area are also derived from two-mica granite, though we only found minor intrusions of that granite.

Three occurrences of pegmatites are known from the Nespal diorite. In the middle course of the Darrahe Koraj a pegmatite, up to 1 m thick, contains black tourmaline and green beryl crystals (up to 1 cm). The N-dipping vein may be followed for ca. 100 m. In the upper course of the Koraj valley two pegmatite lenses, ca. 50 m long and 1 m thick, gently dip towards the NW. The fine-grained albite pegmatite contains coarse muscovite, microcline, and blue-green tourmaline.

After the description of the known pegmatite occurrences there remains the challenging problem of the genesis of the Nilaw pegmatites: Why are the veins so regular in the diorite, and how did they get their peculiar form (Pl. 2)?

Certainly the regularity of the dikes is related with the homogeneous character of the host rock, the diorite. The fact that several dikes end on the boundary against larger inclusions of country rock is consistent with this assumption. In other words the continuity of the veins ends where the homogeneity of the diorite is disturbed. The pegmatites in the biotite granite display the same characteristics.

It is reasonable to assume that stress and temperature differences caused tensions in the diorite, which led to a joint system. Later a certain set of these joints was used by the pegmatites as ways of least resistance.

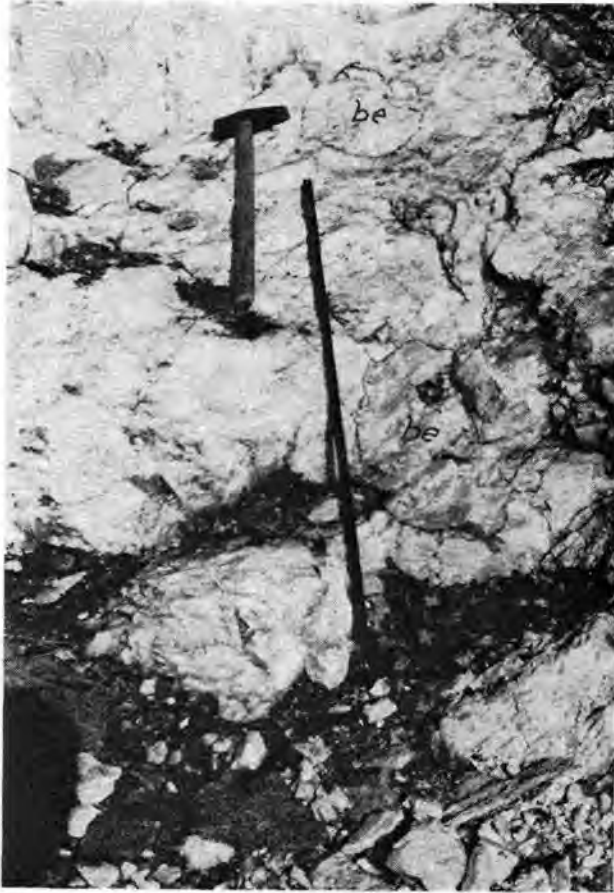


Fig. 25: Pegmatite containing 30 cm crystals of beryl (be) Darrahe Mawi.

Apart from the structural anisotropy (banding) due to the intrusion, deformation after the emplacement of the diorite caused foliation in certain zones. Thus N—S striking schistosity reflects fan structure, inasmuch as the dip is towards the E near the western boundary, towards the W near the eastern boundary of the diorite. Shrinkage of the cooling diorite in combination with E—W directed stress caused a system of vertical and horizontal joints. Upwarping of the subhorizontal joint system to the above mentioned watch-glass pattern may be related to the formation of the fan structure (Pl. 2). The lateral compression of the diorite body kept the vertical joints closed, whereas it enabled the pegmatites to intrude the subhorizontal tension joint system. This explains the fact that the pegmatites keep to certain levels for several kilometers, but do not intrude the higher portions of the diorite.

### 2.3.5. Lamprophyre

The lamprophyres appear as homogeneous, massive, fine-grained, and dark-grey rocks.

Under the microscope one representative sample is of kersantitic composition with 65% andesine, 15% biotite, 10% quartz, 7% hornblende, 2% opaques, and 1% apatite. Rather sporadic phenocrysts of plagioclase are in the fine-grained hypidiomorphic matrix.

A few outcrops of lamprophyres were found in the northern parts of the mapped area (e.g. S of Atati, Darrahe Purdum, Kohe Purdum, and pass N of Wezir). The dikes invade the diorite and hornblende-biotite granite. Their thickness attains maximally few meters. Regarding quantity and extension of occurrences this rock group is not important. The strike of the dikes follows approximately the N—S direction. Obviously the lamprophyres belong to the youngest rocks in the northern part of the area mapped. The relation to the two-mica granite is unknown as these two rock types are not exposed together.

#### 2.4. Faults

In certain areas steep angle faults are significant structural elements. N of Atati such a fault strikes SW—NE, and forms the boundary between the Atati-Pusal diorite and a low-grade metamorphic sedimentary series. The rocks in the neighbourhood of the fault show diaphthoresis, but some granitic dikes seem not to be affected.

A parallel fault crosses the Darrahe Nurestan at the junction with the Darrahe Wonasgel. Along a broad approximately N—S striking zone of disturbance the adjoining rocks—biotite granite and diorite—became highly schistose in the upper Cono and Wonasgel valleys. It appears that the eastern block has slipped towards the S.

### 3. The History of the Nurestan Crystalline

As the surrounding areas of Nurestan are only roughly investigated (DENIKAEV et al, 1971) it is somewhat difficult to deduce the geologic history from a comparatively small area.

Another critical point is the limited time of field work, and the fact that we were not able to prove the results of the laboratory analyses in another field season. Despite of this the amount of compiled data seem to be sufficient for presenting a genetic model of the investigated crystalline.

On a migmatite complex of probably Precambrian age carbonate and non-carbonate series were deposited. The sedimentary marine environment was shallow (marbles and quartzites) to medium deep (metasiltstones and phyllites). Basic to intermediate volcanism was active penecontemporaneously with the deposition of the sediments. Similar series in Pakistan have yielded fossils (HAYDEN, 1915; PASCOE, 1959; Geological Map of Pakistan, 1964); this and comparison with the sedimentary development in other parts of Afghanistan (WEIPPERT et al., 1970) suggest a Palaeozoic (to Triassic?) age. In the same direction points the correlation of the metavolcanic rocks either with the Agglomeratic Slate of Kashmir (Permo-Carboniferous) or with the Doab Volcanism of Central Afghanistan (Triassic).

The sedimentary and volcanic rocks together with the migmatite gneisses have been involved in Alpine orogenic events. Physical age determinations of magmatic rocks have given Tertiary age (HARRE et al, 1966/67, cit. in WEIPPERT et al, 1970, p. 26). The structural pattern governed by NNE—SSW B-axes seems to have remained constant.

During the early stage of this orogenic period gabbro and diorite intruded, succeeded by hornblende-biotite granite. Where the diorite already had attained a solid state, the contacts against the granite are sharp, and the fragments in intrusive breccias are angular. But transitional contacts and intrusive breccias with rounded components, which consist of intermediate rock types, form a gradation between diorite and granite. This indicates that other parts of the diorite bodies were not yet consolidated, when the granite intruded. The country rocks were metamorphosed under conditions of the hornblende-hornfels facies. Corresponding phenomena are found far beyond the defined contact zones.

The following regional metamorphism was accompanied by tectonic movements in the beginning. The metamorphic effect of this period was not uniform. In the northern part of the mapped area the alteration was under conditions of the greenschist facies. The southern part, however, was metamorphosed under conditions of the staurolite-almandine subfacies of the almandine-amphibolite facies of Barrow type. Retrogressive transformations of primary pyroxene into biotite and hornblende in the diorite, for example, is due to this metamorphic phase rather than to late intrusive autometamorphic influence. Locally the diorites became schistose near the margins, and the Nilaw diorite got its fan-like structure (Pl. 1). The hornblende-biotite granite became a gneiss in the southern regions. After this tectonic activity the regional metamorphism continued. In appropriate rock types post-tectonic staurolite was formed. Local migmatitic phenomena might be related to the biotite-granite intrusion or to the regional metamorphism as well.

After a certain time gap the emplacement of the two-mica granite began. A swarm of granite and pegmatite dikes invaded the country rocks. Contemporary to lateral compression of the Nilaw diorite a set of subhorizontal joints opened the way for pegmatites. The lamprophyric dikes of the northern region are also unfoliated; the age relation to the two-mica granite is doubtful.

Later block movements occurred along vertical or steep angle faults.

It is worth to note that there are no indications of nappe movements, which are so important in the near Himalayas. So there is a marked difference in structural style between the Hindukush and the Himalayas.

#### 4. References

- BLAISE, J., BORDET, P., LANG, J., de LAPPARENT, A. F., LEUTWEIN, F. & SONET, J.: Mesures géochronologiques de quelques roches Cristallines d'Afghanistan central. — C. R. Acad. Sc. Paris, Série D, 270, 2772—2775, Paris 1970.
- BRÜCKL, K.: Die Minerallagerstätten von Ost-Afghanistan. — N. Jb. f. Min. Geol. Paläont., 1936, Beilagenbd. 72a, 1—97, Stuttgart 1936.
- DENIKAEV, Sh. Sh., FEOKTISTOV, V. P., ROSSOVSKY, L. N., AJRUDDIN, A., NARBAEV, Sh. N., KONEV, Yu. M. & BOGDANOV, V. V.: Geological Map of Northern Part of Eastern Afghanistan, 1:500 000 and unpublished reports, 1971.
- GAMERITH, H. & KOLMER, H.: Untersuchungen an Intrusivgesteinen des östlichen Hindukush. — Geol. Rundschau, 62, 1, 161—171, Stuttgart 1973.
- FUCHS, G., MATURA, A. & SCHERMANN, O.: Vorbericht über geologische und lagerstättenkundliche Untersuchungen. — Verh. Geol. B.-A., 1974, 9—23, Wien 1974.
- Geological Map of Pakistan, 1:2,000,000. — Geol. Surv. Pak., 1964.
- HAYDEN, H. H.: Notes on the Geology of Chitral, Gilgit and the Pamirs. — Rec. Geol. Surv. India, 45, (4), 271—335, Calcutta 1915.


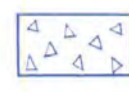






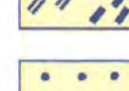






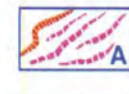


- MENESSIER, G.: Afghanistan. Lexique Stratigr. internat., *III*, Fasc. 9 a, 171 pp, Paris 1961.
- PASCOE, E. H.: A Manual of the Geology of India and Burma. — 2, 1343 pp., 3. Edition Govt. Press, Calcutta 1959.
- POPOL, S. A. & TROMP, S. W.: The stratigraphy and main structural features of Afghanistan. — Koninkl. Nederl. Akad. Wetens, Proc., sér. B, 57, Nr. 3, 370—394, 1954.
- RAUFI, F. & SICKENBERG, O.: Zur Geologie und Paläontologie der Becken von Lagman und Jalalabad. — Geol. Jb., *B 3*, 63—99, Hannover 1973.
- WEIPPERT, D., WITTEKINDT, H. & WOLFART, R.: Zur geologischen Entwicklung von Zentral- und Südafghanistan. — Beih., Geol. Jb., H. 92, 99 pp, Hannover 1970.

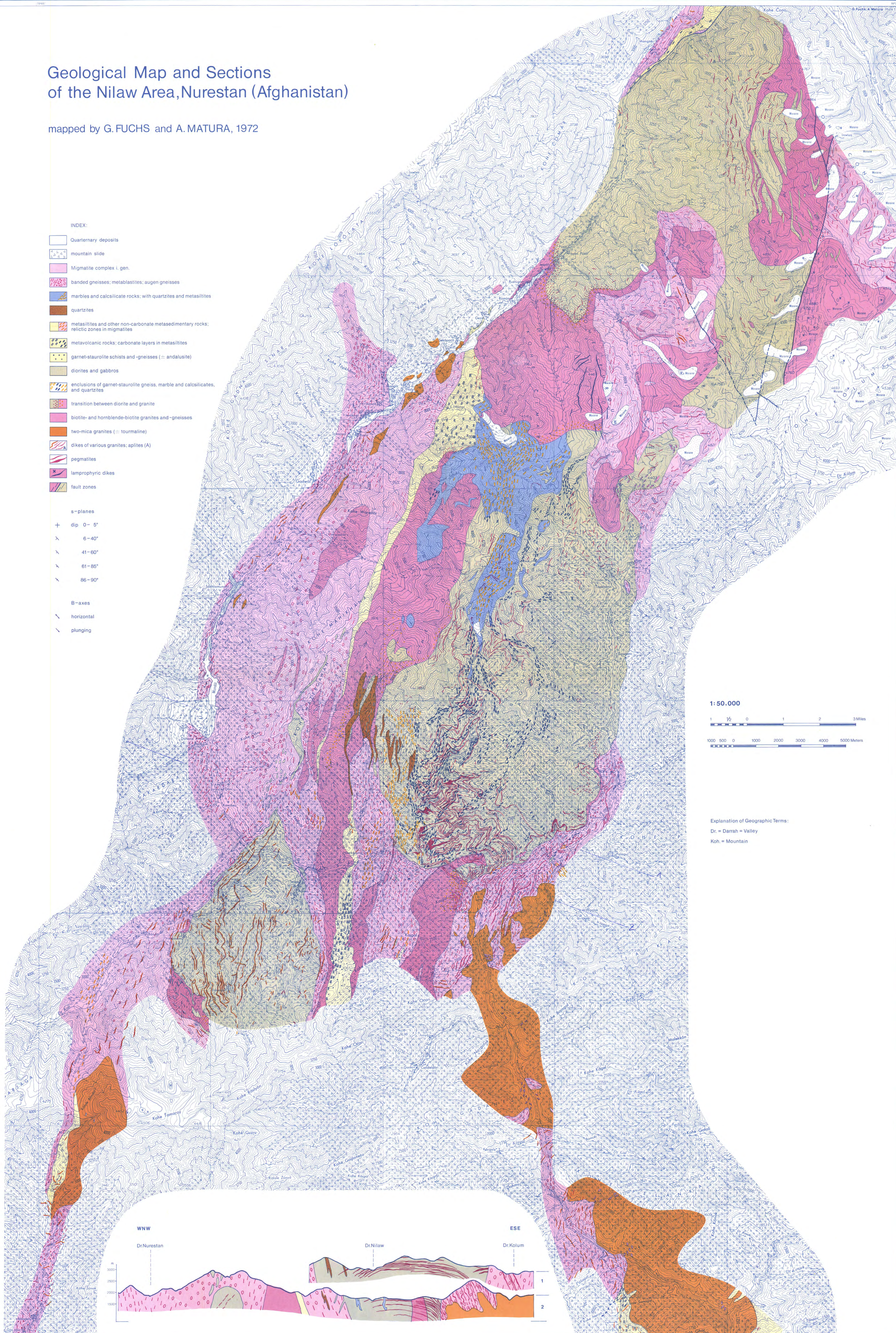
Manuscript received by the editor in January 1975.

# Geological Map and Sections of the Nilaw Area, Nurestan (Afghanistan)

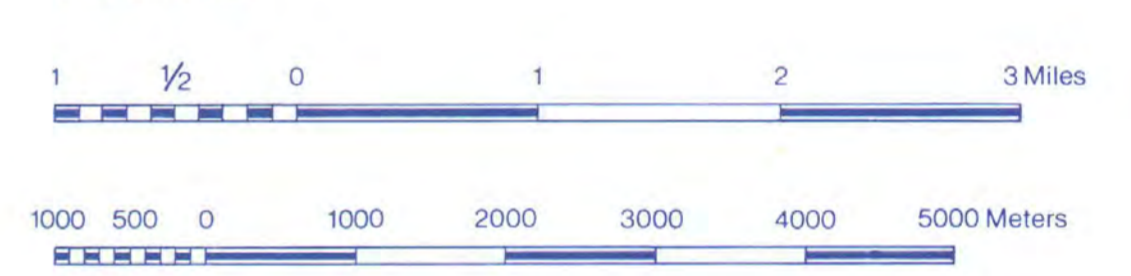
mapped by G. FUCHS and A. MATURA, 1972

### INDEX:

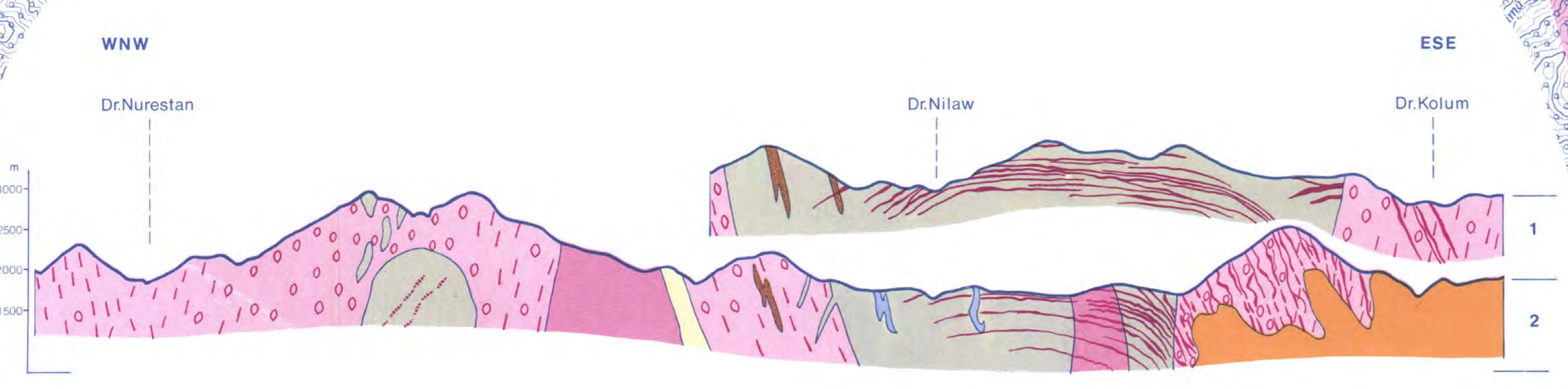
-  Quaternary deposits
  -  mountain slide
  -  Migmatite complex i. gen.
  -  banded gneisses; metabasites; augen gneisses
  -  marbles and calcisilicate rocks; with quartzites and metasilites
  -  quartzites
  -  metasilites and other non-carbonate metasedimentary rocks; relictic zones in migmatites
  -  metavolcanic rocks; carbonate layers in metasilites
  -  garnet-staurolite schists and -gneisses (= andalusite)
  -  diorites and gabbros
  -  inclusions of garnet-staurolite gneiss, marble and calcisilicates, and quartzites
  -  transition between diorite and granite
  -  biotite- and hornblende-biotite granites and -gneisses
  -  two-mica granites (= tourmaline)
  -  dikes of various granites; aplites (A)
  -  pegmatites
  -  lamprophyric dikes
  -  fault zones
- 
- s-planes
  - + dip 0-5°
  - x 6-40°
  - x 41-60°
  - x 61-85°
  - x 86-90°
- 
- B-axes
  - horizontal
  - plunging



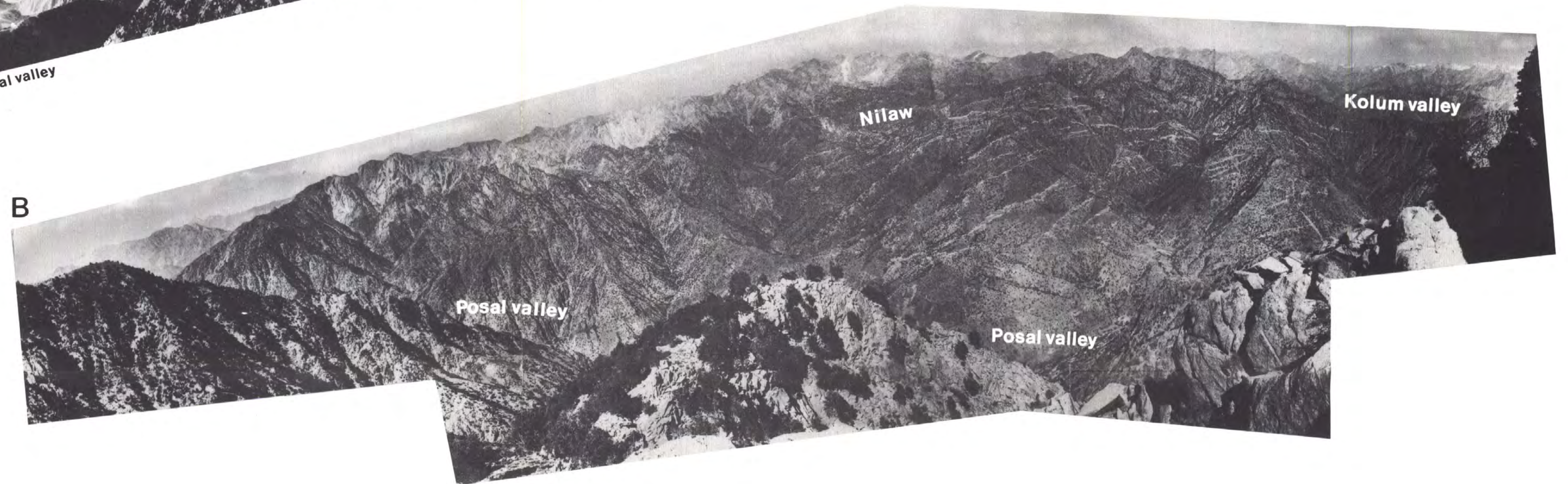
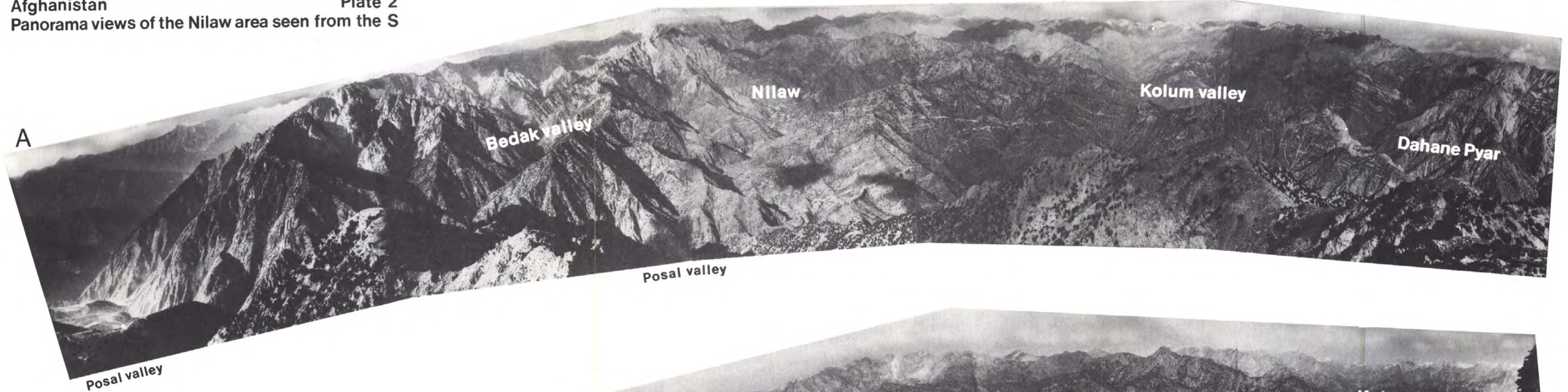
1:50,000



Explanation of Geographic Terms:  
 Dr. = Darrah = Valley  
 Koh. = Mountain



**Afghanistan** **Plate 2**  
**Panorama views of the Nilaw area seen from the S**



## Zur Geologie der Wolframlagerstätte Bugarama, Rwanda Afrika\*)

Mit 5 Abbildungen

VON WALTER POHL \*\*)

Schlüsselwörter  
Wolfram  
Rwanda  
Afrika

### Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung . . . . .	129
Abstract . . . . .	130
1. Einleitung . . . . .	131
2. Geologischer Rahmen . . . . .	131
2.1. Morphologie . . . . .	131
2.2. Stratigraphie und Gesteine . . . . .	132
2.3. Tektonik . . . . .	135
2.4. Mineralisation . . . . .	138
3. Geologie der Lagerstätten . . . . .	139
3.1. Geologischer Bau . . . . .	139
3.2. Mineralisation . . . . .	142
4. Literaturhinweise . . . . .	148

### ZUSAMMENFASSUNG

Bugarama, im Norden Rwandas gelegen, ist eine von mehreren Wolframlagerstätten, die alle an eine breite Aufwölbung der Série Inférieure des Burundien (Präkambrium) gebunden sind.

Bugarama liegt am überkippten Ostschenkel einer Brachyantiklinale, deren Kern aus dunklen Schiefer (CF) besteht, die von einem mächtigen Psammithorizont (QK, vermutlich dem Quarzit von Nduba gleichzustellen) und gutgeschichteten Sandsteinen mit rhythmischen Schiefereinlagerungen (CB) überlagert werden.

Die unterschiedliche Kompetenz des Gesteinsinhaltes der drei stratigraphischen Einheiten verursacht eine ausgeprägte disharmonische Faltung: In den CF sind enge Biege- und Scherfalten und die teilweise Entwicklung einer Makroschieferung unter dem weitgewölbten Dach des QK charakteristisch; letzterer reagiert auf stärkere tektonische Beanspruchung vor allem durch bruchhafte Verformung, die CB aber durch Biegefaltung und Gleitung an Schichtflächen. Eine Längsstörung akzentuiert die Überwältigung der Ostflanke der Antiklinale durch die Kerngesteine.

Dieser Faltung dürfte eine relativ seichte Basis um rund 500 m unter dem heutigen Talniveau entsprechen. Darunter werden weitwellige Strukturen angenommen, die möglicherweise das Dach des in der Tiefe vermuteten Granitbatholithen nachpausen.

Die Vererzung ist an Quarzgänge gebunden, die grundsätzlich in durch den tektonischen Bauplan vorgegebene Trennfugen eintreten, welche sowohl Schichtflächen wie auch diskordante Rupturen sein können. Die Gänge haben eine durchschnittliche Mächtigkeit von wenigen Dezimetern.



Die Platzname der Gänge erfolgte synkinematisch, wobei eine erste Phase der Faltung und eine übergangslos nachfolgende mit Faltung und bruchhafter Verformung unterschieden werden können. Schwache Nachbewegungen an Brüchen überdauerten die Mineralisation, so daß manche der Gänge nachträglich zerbrochen wurden.

Neben Quarz enthalten die Gänge lamellaren (primären) Ferberit, Reinit (Ferberit nach Scheelit) Scheelit, Tungstit und Anthoinit; weiters Muskovit, Kaolinit und Turmalin sowie sehr selten auch Zinnstein und Fe-Sulfide.

Die Ausscheidung des Ferberites in Wolframittracht, von Scheelit, Quarz, Muskovit, Turmalin und vermutlich Feldspat wird als eine erste, hochtemperierte, pneumatolytische Phase der Vererzung aufgefaßt, der eine kühlere, hydrothermale Phase der Reinitbildung aus Scheelit und wohl auch der Kaolinisierung der Feldspäte folgte.

Pneumatolytisch-hydrothermale Veränderungen des Nebengesteines sind Silifizierung, Sericitisierung und Turmalinisierung.

Eine tiefgreifende Verwitterung, vermutlich der vorvulkanischen (präpleistozänen) Morphologie entsprechend, verursachte Oxydation und teilweises Auslösen der Wolframminerale unter Anreicherung von Eisenhydroxyden im Erz; sie manifestiert sich auch im Zustand der Nebengesteine und der Auslösung von Pyrit aus denselben. Die Erze sind pneumatolytisch-hydrothermal, epigenetischer Entstehung.

## ABSTRACT

Bugarama in northern Rwanda is one of several tungsten deposits which occur along a broad anticlinorium of the Série Inférieure, Burundian, Precambrian.

The mine lies on the overturned eastern limb of a short anticline with dark schists (CF) in the core, overlain by a thick bed of psammities (QK) which are possibly equivalent to the quartzite of Nduba, and well bedded sandstones with rhythmic intercalations of schists (CB).

The differing competence of these three units caused a pronounced disharmonic folding: Concentric and oblique shear folds, and in part fracture cleavage are characteristic for the CF; whereas QK reacts to the tectonic stress primarily by rupture. CB show concentric folds, little faulting, and to some extent parallel concentric shear planes in the flanks of the folds. A major longitudinal crest fault accentuates the upwards thrust of the core of the anticline.

The bottom of this and the neighbouring folds is probably at a depth of only 500 meters below the present surface; further down wide arched structures are thought to exist, which may copy the shape of the roof of the granite assumed below.

Mineralization is bound to quartz veins, which are principally located in joints either parallel to or cutting the bedding planes at an angle. The average thickness of the veins is some decimeters.

The emplacement of the quartz veins was contemporaneous with folding and the ensuing phase of folding with faulting; the latter lasted somewhat longer than ore deposition, so that some veins have been fractured or faulted.

The veins contain besides quartz lamellar (primary) ferberite, reinit (ferberite pseudomorph to scheelite), scheelite, tungstite and anthoinite; further muscovite, kaolinite and tourmaline, as well as rare cassiterite and Fe-sulfides.

The desposition of primary ferberite, scheelite, quartz, muscovite, tourmaline, and probably feldspar is considered as a first high temperature pneumatolytic phase of mineralization, which is followed by the cooler hydrothermal phase causing the replacement of scheelite by ferberite, and probably kaolinization of the feldspars.

Pneumatolytic-hydrothermal wallrock alteration includes silicification, sericitization, and tourmalinization.

Profound weathering, probably in relation to the prevolcanic (prepleistocene) morphology of the area caused oxydation and dissolution of a part of the tungsten minerals, and some enrichment of iron-hydroxides in the ore. Deep reaching superficial alteration of the country rocks is pronounced, including the almost complete leaching of pyrite.

The origin of the tungsten mineralization is pneumatolytic-hydrothermal and epigenetic.

\*) Gekürzte Fassung eines unveröffentlichten Berichtes an den Service Géologique du Rwanda

\*\*) Anschrift des Verfassers: Dr. WALTER POHL, Institut für Geologie und Lagerstättenlehre, Montanistische Hochschule, A-8700 Leoben

## 1. EINLEITUNG

Der Verfasser hatte von 1972 bis 1974 die Gelegenheit, im Rahmen der Österreichischen Technischen Hilfe in Rwanda zu arbeiten. Unter der Führung der Geologischen Bundesanstalt Wien war am Service Géologique du Rwanda eine Abteilung für Montangeologie einzurichten, und in Zusammenarbeit mit dem Projet de Recherches Minières der UNO sollten konkrete Arbeiten in Bergbau und Prospektion durchgeführt werden. Die vorliegende montangeologische Untersuchung Bugaramas war die erste in der Reihe solcher Arbeiten.

Für die fachliche und organisatorische Unterstützung seiner Tätigkeit in Rwanda dankt der Verfasser den Herren Direktor Dr. A. W. RUTTNER und Vizedirektor Dr. T. E. GATTINGER.

Die Wolframlagerstätte Bugarama liegt im Nordwesten Rwandas, zwischen dem Nordufer des Lac Bulera und der Staatsgrenze gegen Uganda. Die Bergbaukonzession umfaßt im wesentlichen die Einzellagerstätten Bugarama s. s., Murundi und Fumbwe, dazu östlich anschließend Kagogo und Entebbe sowie einige andere, geringerer Bedeutung. Alle diese Minen liegen innerhalb einer Fläche von rund 3 km<sup>2</sup>.

Seit der Auffindung der Lagerstättengruppe im Jahre 1950 wurden aus den Bergbauen der Konzession rund 2000 Tonnen Wolframkonzentrat gewonnen. Davon kam der größte Teil, wohl mehr als drei Viertel dieser Menge, aus dem Tag- und Grubenbau der Mine Bugarama selbst. Zurzeit ist die Produktion nicht bedeutend, da die relativ niedrigen Erlöse nicht die Entwicklung der für eine planmäßige Exploitation notwendigen Vorräte gestatten.

Trotz ihrer wirtschaftlichen Bedeutung für Rwanda hat die Mine bis heute keine gründliche geologische Bearbeitung erfahren; so ergriff der Verfasser gerne die sich ihm bietende Möglichkeit einer montangeologischen Untersuchung des Bergbaues und seiner Umgebung, die mit Unterbrechungen von November 1972 bis Februar 1973 dauerte.

Um die notwendige Übersicht zu gewinnen, wurde ein Gebiet von rund 150 km<sup>2</sup> um den Bulera-See schwerpunktmäßig und in Profilen rekognosziert, wobei die Schließung der ugandischen Grenze eine Ausdehnung der Vergleichsbegehungen in die nordwestliche Fortsetzung des Lagerstättenzuges verhinderte.

Weiters wurde die unmittelbare Umgebung Bugaramas im Maßstab 1:10 000 geologisch kartiert, der Bergbau selbst 1:2 000. Dazu kommen Detailaufnahmen aller zugänglichen Untertagsaufschlüsse.

Die resultierende Kenntnis der Lagerstättengesetzlichkeiten ermöglichte die Planung von Diamantkernbohrungen zur Klärung der Fortsetzung und Natur der Vererzung in der Tiefe, von denen die Bohrung „Bugarama 1“ vom Projet de Recherches Minières de l'ONU im ersten Halbjahr 1973 durchgeführt wurde. Ebenfalls in Zusammenarbeit mit dieser Institution wurden zwei geochemische Profile durch wichtige Bereiche der Lagerstätten gelegt, womit nun Daten über die Verteilung des Wolframs in Gesteinen des vererzten Bereiches vorliegen.

## 2. GEOLOGISCHER RAHMEN

### 2.1. Morphologie

Der Lagerstättenzug Bugarama—Murundi—Fumbwe folgt der gleichnamigen nordwestlich streichenden Hügelkette bis rund 2100 m Seehöhe und einer Längserstreckung

von über 2000 m. Die Hügel versinken gegen Nordwesten halbinselartig unter die Lavaströme des Vulkans Muhabura (4127 m), im Süden werden sie durch die Depression des Bulera-Sees abgeschnitten. Westlich an Fumbwe schließt der Hügel Rusagara (2110 m) an, der fast zur Gänze von Lavafeldern umgeben ist. Nördlich von Fumbwe erheben sich noch vier kleine Hügel inselartig wenige Zehnermeter aus den Laven, aus welchen alte Gesteine erst jenseits der Staatsgrenze wieder auftauchen.

Östlich von Bugarama liegen die Hügel Entebbe und Kagogo, deren Fortsetzung nach Nordwesten ebenfalls lang auslaufend in die Laven abtaucht und gegen Südosten die Halbinseln Rwamakara und Musangabo im Lac Bulera (1864 m) bildet. Gegen Osten folgt an eine schwache Längsfurche anschließend die Hügelkette Yangarama — Muruwumbu — Sozi — Busamba. Weiter östlich folgt die Depression von Sozi, offensichtlich ein ehemals tieferes Tal, nun von Laven und jüngsten Sedimenten aufgefüllt, dann die über 2000 m ansteigende Hügelgruppe Butare — Bugamba.

Die Morphologie des Bodens des Lac Bulera wurde von DAMAS (1954) auf Grund zahlreicher Lotungen dargestellt; der See erreicht seine größte Tiefe von 173 m zwischen den Inseln Munanira und Bushongo, bis wohin also die Laven vorgedrungen sind. Die Entwässerung in vorvulkanischer Zeit erfolgte sicherlich nach Nordwesten, und der damalige Abfluß des Seebeckens muß seinen Weg westlich von Rusagara genommen haben. Heute entwässert der Lac Bulera über die Fälle der Ntaruka in den Lac Luhondo (1760 m), aus dem der Fluß Mukungwa nach Südwesten abfließt.

Wohl der vorvulkanischen Morphologie und Entwässerung zuordenbar ist eine tiefe Verwitterung, welche sich sowohl im Erscheinungsbild der Gesteine wie auch in der Mineralogie der Lagerstätten ausdrückt.

Eine grundlegende Veränderung der vorvulkanischen Oberflächenformen ist abgesehen von der Füllung tieferer Täler durch Laven nicht auffällig, und auch die Umkehrung des hydrologischen Regimes hat sich nur in Details verschiedener Landformen ausgewirkt. Das Absinken des Grundgebirges nach Nordwesten folgt auch ohne Zweifel der alten Morphologie, und echte Randbrüche gegen das Vulkanmassiv sind nicht nachweisbar, wenn auch zum Teil wahrscheinlich.

## 2.2. Stratigraphie und Gesteine

### Holozän

Kleine Flächen einzelner Talböden und die Mündungen einiger Gerinne in den See weisen jüngste alluviale Sedimente auf; es sind meist schlechtersortierter Schutt und tonige Sande mit reichlich organischem Detritus.

### Pleistozän

Sämtliche Laven des Bereiches sind nach ANTUN (1971, Champ Volcanique des Birunga — Karte 1:150 000) Abkömmlinge des Vulkans Muhabura, ihr Alter wird in der gleichen Karte mit Pleistozän angegeben. Gleicher Abkunft sind vulkanische Lockersedimente (Bomben, Lapilli, Sande und Aschen) auf Rusagara, dessen gegen den Vulkan gekehrte Seite stellenweise eine mehrere Meter mächtige grobblockige Überdeckung aufweist, die im Lee in dicke Aschenlagen übergeht. Eine kleine Verbnungsfläche auf Busamba ist in ähnlicher Weise mit Blöcken bis 40 cm Durchmesser bestreut. Auf den anderen Hügeln des Bereiches findet man nur vereinzelt solche Bomben und Lapilli.

## Präkambrium

Die Lagerstättengruppe Bugarama liegt in anchimetamorphen Sedimenten, die nach der „Carte Géologique du Rwanda 1:100 000, Feuille Ruhengeri Nord“ von P. ANTUN, J. GERARDS und V. PETRICEC (1971) der Série Inférieure des Burundien (Präkambrium) angehören. Nach der in dieser Karte getroffenen Unterscheidung treten im Bereich des Lac Bulera die folgenden Schichtglieder auf (von oben nach unten):

	Mächtigkeit
Série de Byumba .....	2500 m
hier nicht weiter unterteilt	
Série Inférieure	
Assise pelitique (Si) .....	850 m
Quarzite de la Mulindi (QM) .....	50—100 m
Assise pelitique (Si) .....	800 m
Quarzite de Nduba (QNd) .....	50 m
Assises pelitiques et arénacées non distinguées (SQ)....	3600 m

Die angegebenen Mächtigkeiten sind der Arbeit von GERARDS und LEPERSONNE (1964:25) entnommen.

Eine ähnliche Unterteilung bestätigte sich auch im Laufe dieser Arbeit, doch wurden die stratigraphischen Bezeichnungen der vorzitierten Karte 1:100 000 nicht übernommen, da infolge der isolierten Lage des Gebietes die Zusammenhänge mit den gesicherten Profilen im Raum nördlich von Kigali nicht verlässlich genug erscheinen.

So werden in dieser Arbeit folgende sedimentäre Einheiten unterschieden (von oben nach unten):

	Mächtigkeit
Couches de Kiringo (CK) = Si .....	400 m
Couches de Bugarama (CB) = Si .....	370 m
Quarzite de Kabindi (QK) = QNd.....	50 m
Couches de Fumbwe (CF) = SQ .....	+150 m

In der zweiten Spalte wird die vermutete Parallelisierung mit der oben angeführten Stratigraphie der Série Inférieure angegeben, in der dritten die aus eigenen Profilen für CF bis CB bzw. aus einem Profil von WALEFFE (1957) für CK entnommenen Mächtigkeiten.

Nun zur Petrologie der vorgenannten Schichten:

## Couches de Kiringo (CK)

Sie enthalten vorwiegend einförmige Gesteine pelitischer Natur, wie graue, oft dickplattige Tonschiefer, z. T. mit serizitischen Schichtflächen, seltener schwarze graphitische Schiefer, und auch rötliche Bänke; alle diese Gesteine sind mehr oder weniger sandig und gehen manchmal in tonige Sandsteine über, welche linsenförmig in die Schiefer eingelagert sind. Durch Verwitterung entstehen aus diesen Schichten gebleichte, feinglimmerige Feinsande und sandige Tone, welche lokal zu Töpfereizwecken u. ä. verwendet werden.

Gute Aufschlüsse dieser Einheit findet man entlang der Seestraße östlich von Bugarama im Bereich der Halbinsel Busamba und bei Sozi. Hier dürfte aber nur ein Teil der Gesamtmächtigkeit, nämlich die untersten 100 bis 150 m, aufgeschlossen sein. Ein vermutlich vollständiges Profil über 400 m Mächtigkeit ermöglichen die Aufschlüsse des E-Werkes von Ntaruka, die WALEFFE (1956, 1957) eingehend beschrieben hat.

#### Couches de Bugarama (CB)

Diese sind charakterisiert durch ein Überwiegen gutgeschichteter psammitischer Sedimente, mit rhythmischen Einschaltungen von pelitischen Lagen. Die besten Aufschlüsse der tieferen Anteile der Einheit befinden sich im Tagbau von Bugarama — Kabindi, wo weiche, fein- bis mittelkörnige leicht tonige Sandsteine, quartzitische Sandsteine und Quarzite grauer Farbe in Bänken von 10 bis 400 cm Mächtigkeit mit grauen bis schwarzen, oft graphitischen Tonschiefern von 1 bis 100 cm Dicke wechsel-lagern. Sedimentäre Strukturen sind häufig, wenn auch z. T. tektonisch überprägt. Dazu gehören die linsenförmige Ablagerung vieler Sandsteine, angedeutete Kreuz-schichtung und fragliche Strömungsrümpel und eine häufig auftretende gradierte Schichtung in Sandbänken bestimmter Horizonte, von Kies bis Feinsand reichend.

Solche sedimentäre Strukturen dürften bisher in der Série Inférieure in Rwanda nicht beobachtet worden sein, wurden aber vor kurzem von TANNER (1972:30) aus Schichten ähnlicher stratigraphischer Position im benachbarten Uganda beschrieben. Sie dürften dem sedimentären Milieu von Trübeströmen entsprechen. Nicht selten sind lagenweise Lösungshohlräume nach Pyritwürfeln bis zu 40 mm Kantenlänge.

Höhere Anteile dieser Schichten sind entlang der Seestraße bei Bugarama und in den kleinen Tagebauen auf Entebbe und Kagogo aufgeschlossen. Der typisch rhythmische Charakter der Sedimente ist gleich dem in Bugarama.

#### Quarzite de Kabindi (QK)

Das ist eine ausschließlich psammitische Schicht von 30 bis 50 m Mächtigkeit, mit gelegentlicher Einschaltung von Kieslagen mit maximal 2 mm Korndurchmesser. Gute Aufschlüsse über die volle Mächtigkeit findet man sowohl im Tagbau Bugarama — Kabindi wie auch in den Querschlägen der Galerie I und Galerie Murundi Inférieur.

Es sind im Ausbiß vor allem massige, seltener gebankte Sandsteine von grauer bis gelblicher Farbe, und graue massige Quarzite, in denen trotz der weitgehenden Rekrystallisation oft noch Reste feiner Kreuzschichtung erkennbar sind. Der Anteil echter Quarzite am Gesamtvolumen dürfte unter 50% liegen, ist aber offensichtlich abhängig vom Ausmaß der Verwitterung, die alle Übergänge vom frischen, harten Gestein bis zu weißen, gebleichten Sanden erzeugte.

#### Couches de Fumbwe (CF)

Diese sind am besten in den Tagebauen von Murundi und Fumbwe zu studieren. Es handelt sich um vorwiegend dunkle, pelitische Sedimente mit häufigen unreinen, sandig-quartzitischen Lagen. Man findet schwarze graphitische (stark abfärbende) und graue serizitische Schiefer, oft sandig, mit klastischen Muskovititen auf den Schichtflächen, und graue, grobe, immer tonige Sandsteine und Quarzite. Lagenweise sind Lösungshohlräume nach Pyrit äußerst häufig, mit Kantenlängen bis 30 mm; sehr selten enthalten sie limonitische Reste. Manchmal sind diese Vakuolen durch die tek-

tonische Beanspruchung des Gesteines gestreckt oder verzerrt, subsequeute Füllung durch Fremdminerale konnte nicht beobachtet werden.

Die aufgeschlossene Mächtigkeit der CF liegt um 150 m, ist aber durch die starke Internfaltung und Zerschering nicht exakt bestimmbar; sie sind das tiefste Schichtglied der Abfolge und sicherlich den Schieferungen der Lagerstätte Kifurwe südlich des Lac Bulera gleichzustellen.

Sämtliche Gesteine der Region haben eine schwache Metamorphose erlitten, die sich vor allem durch Sammelkristallisation in den Psammiten und durch Serizitbildung in manchen Peliten äußert. Schon die Bezeichnungen der Gesteine zeigen aber, daß die Epizone kaum erreicht wurde — man spricht wohl am besten von einer Anchi-metamorphose.

Mit der regionalen Erscheinung nicht zu verwechseln ist manche lokale Ausbildung der Gesteine, durch stärkere Durchbewegung und Zufuhr fremden Materials verursacht. Diese Phänomene hängen offensichtlich mit der Vererzung zusammen, und sollen weiter unten besprochen werden.

### 2.3. Tektonik

Die vorzitierte geologische Karte 1:100000 zeigt für den untersuchten Bereich nördlich des Bulera-Sees einen engen Faltenwurf der Série Inférieure mit einem Achsenstreichen von NW/SE und einer Amplitude von rund 800 m. Von Rusagara nach Sozi werden drei Antiklinalen (SQ im Kern) und zwei Synklinalen (Si im Kern) gezeichnet.








Die Kartierungsergebnisse des Verfassers ergeben ein davon abweichendes Bild des geologischen Baues (siehe Abb. 1 und 2): Die Hügel Rusagara, Fumbwe und Murundi gehören einer Brachyantiklinale von rund 2 mal 1 km Größe an, deren Kern aus Couches de Fumbwe besteht. Darüber liegt auf Rusagara in welliger, subhorizontaler Lagerung der Quarzit von Kabindi, welcher an der Südseite des Hügels steil nach Südwesten und Süden abtaucht. In Fumbwe ist der Ostteil der Antiklinale durch eine Längsstörung gegen Rusagara herausgehoben und die Ostflanke der Antiklinale von hier bis Bugarama überkippt und weiter durch Störungen kompliziert, welche vor allem an der Basis des QK auftreten. Über letzterem liegen die Couches de Bugarama und Kiringo als Schichtpaket generell flach nach Osten abfallend, doch sind sie intern in lokal überkippte und gestörte, gegen Osten weiter werdende Falten gelegt.

Die Richtung und der Typus der Faltung kommen auch recht gut im Gefügediagramm (Abb. 3) zum Ausdruck; die ss-Flächen sind offensichtlich unsymmetrisch verteilt, was auf die Ostvergenz der Faltung zurückgeht. Die B-Achsen fallen gewöhnlich flach nach  $330^\circ$  bzw.  $150^\circ$ , können aber lokal von da bis Nord/Süd pendeln; diese Variation ist nach Ansicht des Autors nicht signifikant.

Es treten alle Phänomene disharmonischer Faltung bzw. Verformung auf: In den CF findet man eine kräftige Internfaltung unter dem mächtigen kompetenten Quarzit, die je nach der Natur der erfaßten Gesteine Scher- bis Biegefalten sein können. Der QK ist im wesentlichen bruchhaft deformiert, während die hangenden CB und CK eine ausgeprägte Biegefaltung aufweisen, mit relativen Gleitungen zwischen den einzelnen durch Schieferlagen getrennten kompetenten Bänken.

Mit diesen Ergebnissen ist folgerichtig die Frage nach der Einordnung des kleinen kartierten Bereiches in die regionale Geologie gegeben:

LEGENDE

-  Lavafelder
-  CK - Schiefer von Kiringo
-  CB - Sandsteine von Bugarama
-  QK - Quarzit von Kabindi
-  CF - Schiefer von Fumbwe
-  Störung
-  Wolframminen, -vorkommen

- |   |          |    |           |
|---|----------|----|-----------|
| R | Rusagara | K  | Kagogo    |
| F | Fumbwe   | M  | Musangabo |
| B | Bugarama | S  | Sozi      |
| E | Entebbe  | Bu | Busamba   |

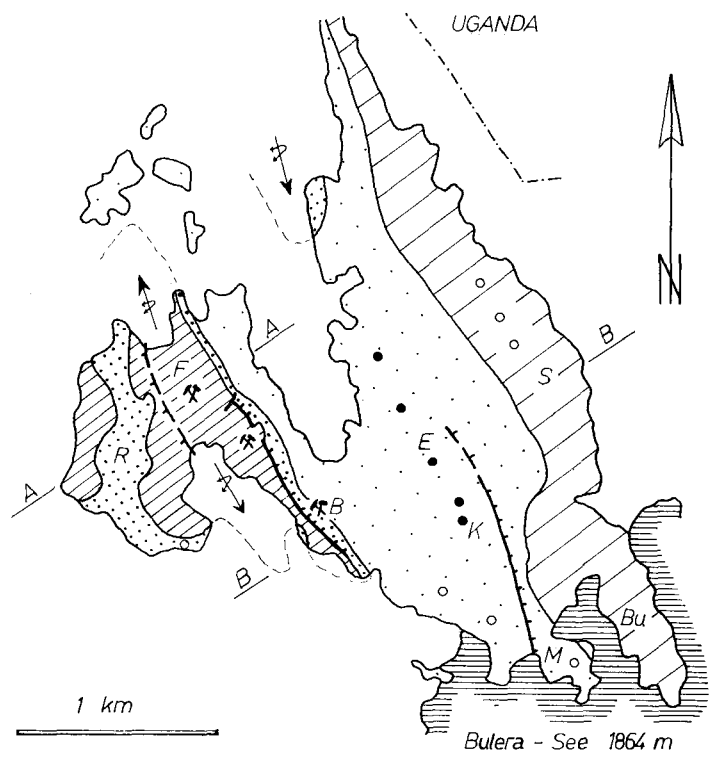


Abb. 1 — Geologische Skizze von Bugarama-Umgebung (nach der geologischen Karte 1:10 000 von W. POHL 1973)

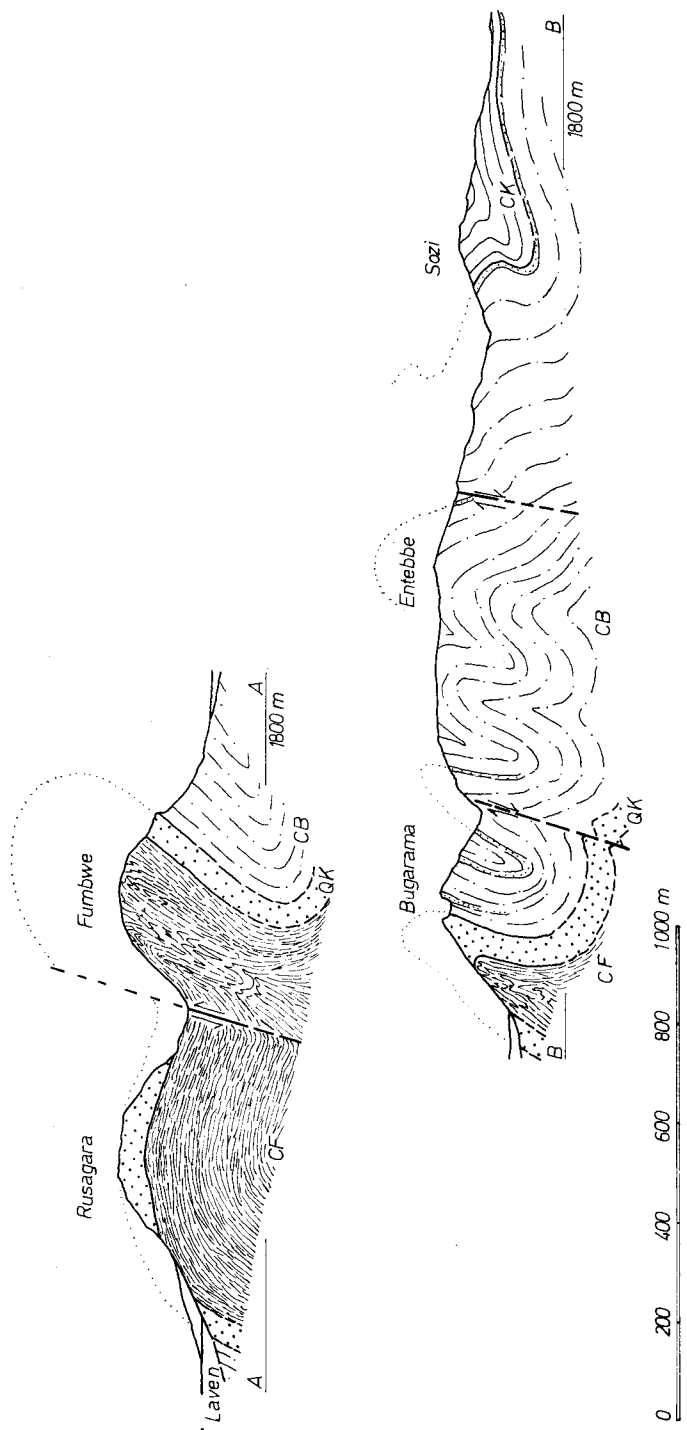


Abb. 2 — Geologische Profile zur Abbildung 1



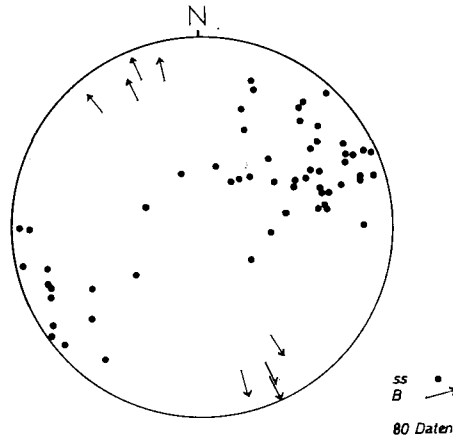


Abb. 3 — Lagenkugeldarstellung von ss-Flächenpolen und Faltenachsen in Bugarama-Umgebung (zur Abb. 1)

Der Bulera-See befindet sich in der Achsendepressionszone eines Antiklinoriums, das stratigraphisch im wesentlichen die Série Inférieure umfaßt; es ist gegen Osten und Westen durch jüngere Schichten des Synklinoriums von Byumba bzw. des Synklinoriums von Ndiza im Luhondo-See begrenzt. Gegen Süden geht es in das breite Antiklinorium von Bumbogo über. Die wichtigsten axialen Aufbrüche sind die Antiklinalen von Kifurwe südlich des Bulera-Sees, von Rusagara-Fumbwe bei Bugarama und von Mutanda im nördlich benachbarten Uganda, die alle drei bedeutende Verzerrungen aufweisen.

Jenseits der Staatsgrenze bzw. der von Lagen gefüllten Depression kann dieser Bauplan analog weiterverfolgt werden; das Antiklinorium von Bumbogo-Bulera setzt sich in der breiten Doppelaufwölbung von CF unter QK um den Mutanda-See fort, intensiv gefaltete CB schließen gegen Westen und Osten an. Dem Synklinorium von Byumba entspricht das von Mulindi; nach Osten folgt das Antiklinorium von Bunyoni mit dem Granit von Rubanda, letzterer in rund 25 km Entfernung von Bugarama.

#### 2.4. Mineralisation

Folgende Erzvorkommen und -lagerstätten liegen, nach dem Alter der sie enthaltenden Gesteine geordnet, im betrachteten Bereich:

In den Couches de Fumbwe —	Kifurwe (W)
	Murundi-Fumbwe (W) in Rwanda
	Mutolere (W)
	Mugumbero (W)
	Ruhangiro (Sn)
	Karamba (Sn) in Uganda *)
Im Quarzit von Kabindi —	Bugarama (W) in Rwanda
	Murambi (Sn)
	Ruhangiro (Sn)
	Kihimbi (Ta, Be) in Uganda

\*) für die ugandischen Lagerstätten benützte und interpretierte der Verfasser die vom Geological Survey, Kampala, publizierten geologischen Karten 1:100000, Blatt Kabale 1961 und 1965.

In den Couches de Bugarama — Insel Kidwa (W)  
 Menengini Mine (W)  
 Bugarama s. s. (W)  
 Kagogo-Entebbe (W) in Rwanda  
 Kirwa (W)  
 Nyahanga (W)  
 Bahati (W)  
 Butongo (Sn) in Uganda

Stratigraphisch höhere Einheiten enthalten in beiden Ländern seltene und unbedeutende Goldvorkommen, die ausschließlich in alluvionären Anreicherungen abgebaut wurden.

Die obige Aufstellung zeigt die Unabhängigkeit der Mineralisation von einem stratigraphischen Horizont und die räumliche Vergesellschaftung der W-Lagerstätten mit pegmatitischen (Nb/Ta, Be) und pneumatolytischen Lagerstätten (Sn). Deutlich wird vielmehr die „structural control“, im Großen durch die Aufwölbung der Sedimente in den Antiklinorien verursacht, im einzelnen durch lokale Eigentümlichkeiten des geologischen Baues.

### 3. GEOLOGIE DER LAGERSTÄTTEN

#### 3.1. Geologischer Bau

##### Grundzüge

Die Lagerstättengruppe Bugarama — Murundi — Fumbwe liegt an der Ostflanke der Brachyantiklinale von Rusagara-Fumbwe. Der Hügel Fumbwe bildet den topographisch und geologisch höchsten Teil der Struktur, zum Großteil aus den Kerngesteinen aufgebaut (CF), welche über Murundi und die Westseite des Hügels Bugarama nach SE unter den QK abtauchen, womit sich die Antiklinale schließt.

Die Ostflanke dieser Antiklinale ist überkippt und durch Längs- bzw. Querstörungen weiter kompliziert; es sind alle drei stratigraphischen Einheiten einbezogen.

Die CF sind intern stark gefaltet, wobei allgemein Biegefaltung und Zerschering vorherrschen; durch den großen Anteil dieser Einheit an Peliten ergeben sich im Aufschluß- bis in den Handstückbereich die typischen Verformungsbilder von Schiefen zwischen kompetenten Bänken; Transversalschieferung, Kleinfälderung bis zu fließfaltenartigen Strukturen, bis zu Zerbrechung und Breccienbildung. Die wichtige Störungszone an der Basis des QK, die von Fumbwe bis Bugarama durchkartierbar ist, dürfte in den CF vor allem durch Bewegungen entlang von Schichtflächen verwirklicht worden sein. Aus diesem Grunde ist sie hier oft nicht genau lokalisierbar.

Der QK ist im großen weitspannig gefaltet, im Detail jedoch durch Zerschering und Zerbrechung deformiert. Der enge, aus den Kartierungsergebnissen postulierte, überkippte und zum Teil liegende Faltenscheitel östlich der Hauptlängsstörung zeigt das sehr schön in den Aufschlüssen von Murundi I. Dort wird der Quarzit durch intensive Zerschering und Serizitisierung fast gneisig, mit schiefriger bis stengeliger Struktur. Anderswo, etwa im Bereich des „Bureau Vert“, ist er nicht weniger gestört, doch hier entlang steilstehender Rupturen der Hauptlängsstörung, die eher zerbrechend gewirkt haben.

Die CB sind durch Biegefaltung charakterisiert; Längs- und Querstörungen spielen eine untergeordnete Rolle. Durch den rhythmischen Wechsel kompetenter und inkompetenter Bänke ergeben sich Teilbewegungen zwischen diesen und auch nicht selten schwächere Internfaltung oder Transversalschieferung in Schieferlagen.

Die Kartierung ergibt grundsätzlich Erscheinungen einer Einengungstektonik, die mit einer Faltung begann (Phase I), im gleichen Beanspruchungsplan einen Höhepunkt von Faltung mit zunehmend bruchhafter Verformung erreichte (Phase II), die mit geringen Nachbewegungen die Faltung überdauerte (Phase III). Es wurden keine Anzeichen einer späteren bzw. im Bauplan verschiedenen Tektonik gefunden, alle Züge des geologischen Baues sind einem einzigen tektonischen Zyklus zuordenbar; dieser ist zweifellos die burundische Orogenese, welche nach GERARDS und LEPPERSONNE (1964:16) um ungefähr 1200 m. a. anzusetzen ist.

#### Beschreibung (siehe Abb. 4)

Der Hügel Fumbwe besteht vorwiegend aus CF, welche an seiner Ostseite infolge der Überkipfung von westfallendem QK und CB unterlagert werden. Aufschlüsse existieren nur in den drei Tagebauen Fumbwe Nord, Süd und Südost. Diese dürften im wesentlichen Antiklinalachsen des internen Faltenbaues entsprechen, doch ist das infolge der Einförmigkeit der Gesteine und der lückenhaften Aufschlüsse kartierungsmäßig kaum exakt nachweisbar.









Die Darstellung der in Fumbwe Nord gemessenen ss-Flächen und B-Achsen im Lagenkugeldiagramm unterstützt jedoch diese Annahme; deutlich ist ein ziemlich steiles Achsenabtauchen nach WNW, was dem Absinken des Aufbruches in die gleiche Richtung entspricht; ein Gürtel von ss-Polen veranschaulicht sowohl den Antiklinalschluß mit umlaufendem Streichen wie auch durch die unsymmetrische Besetzung die Ostvergenz der Faltung.

Das Lagenkugeldiagramm der Gefügeelemente in Fumbwe Süd zeigt etwa gleiche Besetzung von ss-Polen in E und W und vorwiegend SSE abtauchende Achsen. Das bestätigt die als „diapirartig“ beschreibbare Heraushebung Fumbwe's gegenüber seiner Umgebung; diese eigenartige Erscheinung muß wohl im Sinne der von DE SITTER (1959:196) beschriebenen Entwicklung einer konzentrischen Falte durch Verdickung und Aufbrechen eines inkompetenten Schichtpaketes unter einer kompetenten Lage verstanden werden. In Fumbwe und Murundi sind es die Schiefer der CF, die die mächtige starre Lage des QK mit den hangenden Schichten durchbrochen bzw. durch seitliches Überquellen überkippt haben. Zeichnet man geologische Profile dieser Falte (siehe Abb. 2), so ergibt sich, daß ihre Basis wohl nur um 500 m unter dem heutigen Niveau liegen dürfte. Darunter sind flachwellige Strukturen wahrscheinlich, die möglicherweise dem Dach des in der Tiefe vermuteten Granites entsprechen.

Murundi — der Sattel zwischen Fumbwe und Murundi entspricht einer Zone von Querstörungen, die Fumbwe gegenüber Murundi herausgehoben haben. Den Hügel Murundi selbst ist von flach liegendem QK und CF bedeckt, was dem gewöhnlich fehlenden, erodierten Hangendschenkel der Antiklinale entspricht. Zwischen ihm und dem QK des Liegendschenkels sind die CF in liegende bis selbst abtauchende enge Falten gelegt. Hier tritt auch die den Mittelteil der Antiklinale gegen Osten heraushebende Längsstörungszone in Erscheinung, wobei ihre Einzelstörung hauptsächlich entlang der steil westfallenden Schichtflächen verwirklicht werden.

Das im Tagbau Murundi Supérieur aufgenommene Gefügediagramm zeigt nach Süden und Norden abtauchende Achsen, und durch ungleichmäßige Besetzung der ss-Pole die Ostvergenz der Verformung.

LEGENDE

-  Lavafelder
-  CB-Sandsteine von Bugarama
-  GK-Quarzit von Kabindi
-  CF-Schiefer von Fumbwe
-  Erzzone Typ Bugarama
-  Erzzone Typ Fumbwe
-  Störungszone, Störung
-  Schichtflächen
-  Stollen

- MS Murundi Supérieur
- MI Murundi Inférieur
- K Kabindi
- B Bugarama s.s.
- BV Bureau vert
- BS Bugarama Süd
- G Gitare
- N Nyamuha
- SB1♦ Kernbohrung Bugarama 1

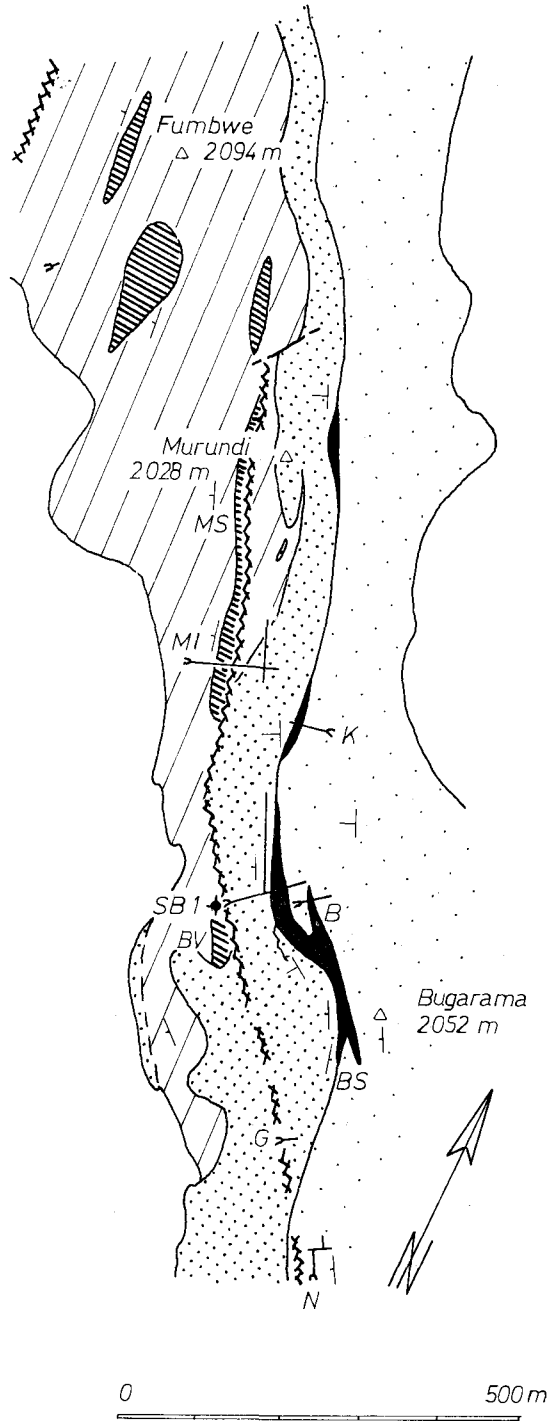


Abb. 4 — Geologische Skizze des Bergbaues Bugarama (nach der geologischen Karte 1:2 000 von W. POHL 1973)

Murundi Inférieur — in diesem Abschnitt bildet der QK eine liegende Falte fast ohne Kern, die im Westen durch die Hauptlängsstörungszone abgeschnitten ist, welche im Niveau der Galerie an der stratigraphischen Basis des QK wirksam war. Darüber befindet sich ein kleiner Tagebau in stark zerbrochenem und silifiziertem Quarzit; isolierte Schollen von stark serizitisierten und turmalinisierten Schiefen markieren dort vermutlich den ausgepreßten Kern der Falte.

In auffälligem Kontrast zum höheren Teil des Hügels fallen in der Galerie Murundi Inférieur alle drei stratigraphischen Einheiten steil nach Südwesten ein, was auch in den Gefügediagrammen zum Ausdruck kommt.

Tagebau Bureau Vert — hier kann man sehr gut die Ausbildung der Längsstörungszone studieren; die Schiefer der CF sind entlang mehrerer steiler Störungen von unten keilförmig in scheinbar flach westfallenden Quarzit (QK) eingepreßt, was hier dem südöstlich absinkenden Dach der Antiklinale entspricht.

Das Gefügediagramm bestätigt diese Deutung mit Südsüdost abtauchenden Achsen und einem wieder unsymmetrisch besetzten Gürtel von ss-Polen.

Bugarama/Kabindi — das geologische Profil durch die Galerien I und 7 zeigt steiles Westfallen aller drei Einheiten, und in der Rekonstruktion der höheren Teile der Falte die gegen Südosten abnehmende Überkipfung der Antiklinalostflanke, was dem Abtauchen der Aufwölbung in die gleiche Richtung entspricht. Im Tagebau Bugarama s. s. ist vor allem auffallend das scharfe Versetzen der Hangendfläche des QK nach Osten. Sonst ist ruhige, steil westfallende Lagerung die Regel.

Die in den CB aufgenommenen Gefügediagramme lassen recht gut die von Norden nach Süden steiler werdende Lagerung bei vorwiegend flachen Achsen erkennen.

Bugarama Süd — hier sind QK und CB infolge der Nähe der Faltenstirn intensiv zerbrochen, gefaltet und silifiziert, ihr Streichen schwenkt in fast südliche Richtung. In den Galerien Gitare und Nyumaha ist aber normales Streichen mit steilem Westfallen ausgebildet, da sie in einem tieferen Niveau aufgefahren sind. In beiden sind Auswirkungen der Längsstörungszone vorhanden; in Gitare häufige Störungen mit in den QK eingepreßten Schiefen ähnlich wie im Tagebau Bureau Vert, in Nyumaha ungewöhnlich starke Zerschierung und Faltung der CB im Portalbereich und entlang der Auffahrung 1, wogegen der Nordostquerschlag und die Auffahrung 2 in ungestörten Schichten verlaufen.

### 3.2. Mineralisation

Alle drei stratigraphischen Einheiten der Lagerstätte können vererzt sein, wenn auch in unterschiedlichem Grade. Sämtliche Vererzung ist an Quarzgänge oder Silifizierungszonen gebunden, im Nebengestein wurde kein Erz beobachtet.

#### Die Quarzgänge

Diese treten grundsätzlich in durch den tektonischen Bauplan vorgegebenen Trennflächen auf, welche infolge der vorgegebenen Anisotropie der Schichten häufig den Schichtflächen entsprechen, aber auch diskordant zu diesen verlaufen.

Durch Reihenmessungen der Raumlage von Schichtflächen (ss), Quarzgängen (q) und Achsen (B) in den einzelnen Abbaubereichen und Eintragung dieser Daten in Lagenkugeldiagrammen wurde versucht, die Gesetzmäßigkeit des Auftretens der

Gänge aufzuzeigen:

Es ergibt sich, daß in den CF konkordante und diskordante Gänge in etwa gleicher Häufigkeit auftreten; in den Diagrammen kommt diese Tatsache allerdings kaum zum Ausdruck, da in dieser Einheit die Homogenbereiche sehr klein sind und die Messungen offensichtlich mehrere solche Bereiche erfaßten. In der Natur ist dem steil einfallenden ss häufig eine Transversal- bzw. Makroschieferung aufgeprägt, deren Flächen dann Quarz in hol-Lage lokalisieren. Ersichtlich ist aber, daß die Gänge fast ausschließlich parallel zur jeweiligen Streichrichtung der Gesteine liegen und andere Richtungen nur ausnahmsweise vertreten sind; letztere sind dann gewöhnlich in hko, bis okl-Lage eingedrungen.

Der Quarzit von Kabindi zeigt eine reiche Ausbildung verschiedener Rupturen; man findet Quarzgänge in ss, hko, okl und bc. Im Gegensatz zu CF und CB sind im Quarzit wolkige Silizifizierungszonen häufig, die offensichtlich tektonisch besonders beanspruchte Partien erfaßten. Oft ist der Übergang von unverändertem Quarzit über eine Zone mit deutlicher Kornvergrößerung (Sammelkristallisation) bis zu muschelig brechenden, glasigen Quarzmassen (mit oder ohne Turmalin, Muskovit, Erz) zu beobachten, immer auch von intensiver Durchhäderung mit „normalem“, milchigem Quarz begleitet.

Die Quarzgänge in den CB liegen gleich oft konkordant und diskordant zu den Schichtflächen der Nebengesteine. Auch hier sind die Homogenitätsbereiche klein, verursacht durch den rhythmischen Wechsel von Psammiten und Peliten. Da letztere jedoch kaum über 100 cm Mächtigkeit erreichen und höchstens 20% der Gesteinsmasse ausmachen, ist ihr Einfluß erst im Detail feststellbar. Im allgemeinen ist die Lokalisation der Gänge aus den Diagrammen gut erkennbar, sie liegen einerseits im ss, sonst in hko, okl und bc. Festzuhalten ist, daß selbst in diesem höchsten Niveau der Lagerstätte ac zu fehlen scheint; nur in Bugarama Süd wurde ein Gang in solcher Lage gemessen, was wohl mit der Nähe der Faltenstirn zusammenhängt.

Die Quarzgänge können eine Mächtigkeit von mehreren Metern erreichen, sie liegt aber im Durchschnitt um 2 bis 4 dm. Meist sind die Gänge linsenförmig bis boudinagenartig ausgebildet, oft mit beträchtlicher zusammenhängender Länge, die im Durchschnitt jedenfalls mehrere Zehnermeter beträgt.

Der Quarz der Gänge ist gewöhnlich milchigweiß oder grau, seltener klar; im allgemeinen ist er frisch und wenig beansprucht, doch treten offensichtlich zerbrochene, zuckerkörnige Partien auf. In schmalen Schieferlagen zwischen härteren Bänken und an Salbändern mächtigerer Gänge können feine Adern von nadeligem, asbestartigem Quarz auftreten, welche Ausbildung wohl durch synkinematische Kristallisation verursacht ist.

Die Kernbohrung „Bugarama 1“ ermöglichte einen Vergleich des Auftretens der Quarzgänge in verschiedenen Niveaus der Lagerstätte (siehe Abb. 5). Es ergab sich für den Abschnitt innerhalb der Couches de Bugarama von 1890 bis 1850 m Seehöhe eine Verminderung der Gesamtmächtigkeit der Quarze auf rund 70% derjenigen im Schnitt der Galerie I auf 1950 m. Es ist dabei eine Abnahme sowohl der Anzahl wie auch der Mächtigkeit der individuellen Gänge feststellbar.

Das Eindringen der Quarzgänge erfolgte generell synkinematisch und fällt in die tektonischen Phasen I und II (siehe oben). Konkordante, noch mitgefaltete Gänge sind zum Teil von jüngeren, diskordanten durchschlagen; beide nach Ansicht des Verfassers keineswegs streng zu scheidende Systeme sind Träger der Vererzung.

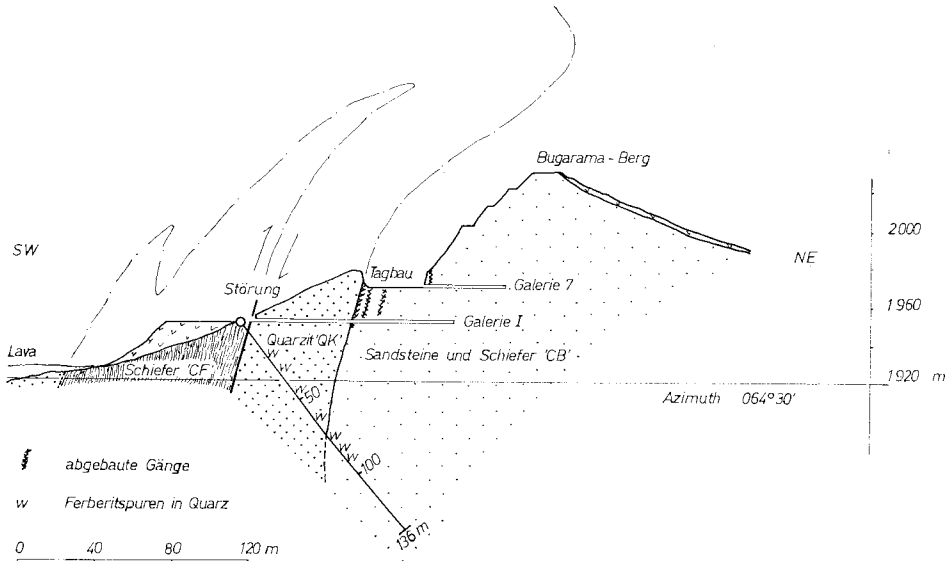


Abb. 5 — Kernbohrung Bugarama 1: Geologisches Profil

### Die Vererzung

Man kann in Bugarama grundsätzlich zwei Typen der Wolframvererzung unterscheiden:

- eine Stockwerksvererzung in den Couches de Fumbwe; gebunden an ein mehr oder weniger dichtes Netz von Quarzgängen mit unregelmäßig verteilten Erztaschen oder -nestern, was im allgemeinen eine ökonomische Gewinnung einzelner Gänge ausschließt und den Abbau der gesamten vererzten Gesteinsmasse verlangt.
- eine Gangvererzung in den Couches de Bugarama; hier sind wenige, wohldefinierte Gänge ausgebildet, gewöhnlich in den liegendsten 30 m direkt über dem QK. Dieser „Kontaktbereich“ enthält den nach Nordwesten abtauchenden Erzkörper von Bugarama s. s., der über 75% der bisherigen Gesamtproduktion der Mine lieferte. Lokalisiert ist er vermutlich durch eine flexurartige Verbiegung des Quarzites, die zusammen mit der Biegefaltung die Spaltenbildung in den unmittelbar benachbarten CB begünstigte. Sicherlich waren auch physikochemische Kriterien wesentlich beteiligt — der Autor vermutet, daß der Aufstieg der Lösungen bzw. Dämpfe relativ schnell durch Zerrüttungszonen im Quarzit erfolgte, wogegen die geringere Durchlässigkeit und das reduzierende Milieu (Graphit) in den hangenden Schichten das Ausscheiden begünstigte —, doch sind echte Aussagen dazu mit nur feldgeologischen Methoden kaum zu erwarten.

In der Lagerstätte Bugarama treten folgende Wolframminerale auf:

Ferberit	$\text{FeWO}_4$	in tafeliger Wolframittracht (nach 100)	häufig
Reinit	$\text{FeWO}_4$	Ferberit pseudomorph nach Scheelit	vorherrschend

Scheelit	$\text{CaWO}_4$		selten
Tungstit	$\text{WO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$	füllt zum Teil auch zelligen Reinit, auch selbständig	selten
Anthoinit	$\text{Al}(\text{WO}_4)(\text{OH}) \cdot \text{H}_2\text{O}$		selten

In vielen Fällen ist das Erz an den Salbändern der Gänge angereichert, was besonders im Falle mächtigerer Quarze zutrifft; man findet es aber auch innerhalb der Quarzmasse selbst oder manchmal an Gesteinsfragmente im Quarz gebunden. In schmalen Adern scheint keine Bevorzugung zu bestehen, obwohl Quarz und Wolframit eher gegen die Mitte, Muskovit gegen die Salbänder zu auftritt. Die Erzanreicherungen sind in den Gängen unregelmäßig und unvorhersagbar verteilt, meist in Form von Taschen und Nestern. Die meisten Gänge außerhalb des Kontaktbereiches QK/CB sind für praktische Zwecke steril.

Neben den Wolframmineralien finden sich in den Gängen häufig Muskovit (durchschnittlich bis 6 mm Blättchendurchmesser, entlang der Salbänder, oft auch Rosetten im Quarz), Kaolinit (in Putzen und Nestern ähnlich wie das Erz), selten feine grüne Turmalinnadeln bis 5 mm Länge (meist auf serizitischen Flächen von Quarz oder Erz), kleine Zinnsteinfragmente und Fe-Sulfide (Pyrit, Magnetkies) sowie häufig erdige Eisenhydroxyde. Alle diese Mineralien können voneinander unabhängig oder zusammen vorkommen.

Tonig-graphitische Salbänder sind fast die Regel, sie unterstreichen die Lokalisierung der Gänge in Störungen, parallel oder diskordant zu den Schichtflächen.

Die Ferberite in Wolframtracht treten oft in gut ausgebildeten Kristallaggregaten auf; sie sind gewöhnlich frisch und unverwittert, mit starkem Metallglanz auf den 100-Flächen.

Die Reinite können in gut ausgebildeten tetragonalen Bipyramiden bis 30 cm Kantenlänge vorkommen, sind aber häufiger in unregelmäßigen Erzaggregaten. Charakteristisch ist die zellige Natur aller Reinite, wobei die Zahl der Hohlräume gegen außen abnimmt, so daß die Außenhaut regelmäßig unverletzt ist. Die Reinite sind oft zu Tungstit oder Anthoinit oxydiert und enthalten diese Minerale in Hohlräumen oder als Kruste. Sie werden letztlich unter Weglösung des Wolframs in Eisenhydroxyde umgewandelt bzw. stellenweise völlig ausgelöst.

Scheelit findet sich gewöhnlich in kleinsten Körnchen im Quarz den Eisenwolframaten benachbart, wie das FRISCH (1972:53) auch aus Kifurwe gezeigt hat. In Bugarama konnte er aber auch in Form selbständiger Taschen reicherer Imprägnation in Gangquarz beobachtet werden (Tagebau Bugarama Süd, und Galerie I, Auffahrung 3). Eine Zunahme von Scheelit gegen die Teufe, wie das von BERTOSA und FRISCH (1970:4) in Kifurwe festgestellt wurde, konnte in Bugarama nicht beobachtet werden. In den Abbauen auf Murundi und Fumbwe ist Scheelit sehr selten. Aller Scheelit in Bugarama hat unter kurzwelligem UV-Licht blaue Fluoreszenzfarbe, was nach ZESCHKE (1964:34) einem Molybdängehalt von unter 0,05% entspricht.

Tungstit und Anthoinit können auch selbständig in kleinen Nestern oder als Krusten auftreten, wobei letzterer von Kaolinit leicht durch seine weiße Fluoreszenz unter UV-Licht zu unterscheiden ist.



Analysen eines tafeligen Ferberites und eines frischen Reinites aus Bugarama durch das Analytische Institut der Universität Wien ergaben folgende Werte:

	% FeO	% MnO	% WO <sub>3</sub>	% TiO <sub>2</sub>	% Hübnerit-Anteil
Ferberit .....	21,8	0,95	74,8	0,04	4,2
Reinit .....	22,6	0,55	72,4	0,034	2,4

Vom gleichen Institut wurden folgende Spurenelemente festgestellt (alle Werte in ppm):

	Cu	Ni	Mo	Co	Pb	Cr	Ta	Sc	Sn	In	Zn	Hg
Ferberit .....	160	10	10	8	50	2—3	0,1	0,9	5	1	14	0,7
Reinit .....	130	5	10	6	50	2—3	0,1	0,4	5	1	9	0,08

Die Tiefenfortsetzung der Vererzung wurde durch die Kernbohrung „Bugarama 1“ untersucht. Es wurden Ferberitspuren in Quarz bis zu einer Seehöhe von 1870 m angetroffen; sie dürften den Wurzeln der Lagerstätte entsprechen. Erzabbau findet in Bugarama zwischen 2100 und 1940 m Seehöhe statt; dieser bekannten vertikalen Erstreckung der Lagerstätte sind nach oben wohl noch 50 bis 100 m zuzufügen (heute erodiert), bei 1940 m dürften die wirtschaftlichen Erze nach unten auskeilen. Die vermutete ursprüngliche Vertikalerstreckung abbauwürdigen Erzes liegt demnach bei 210 bis 260 m.

Die Erstellung geologisch-geochemischer Profile im Bereich der Galerie I und des Tagebaues Bugarama Süd ermöglicht folgende Beobachtungen:

— Die allgemeine Erkenntnis, daß alle sichtbare Vererzung an Quarzgänge oder Silifizierungszonen gebunden ist, wird durch die Feststellung hoher, nur mit analytischen Methoden konstatierbarer Wolframgehalte im Nebengestein ergänzt.

— Die angetroffenen durchschnittlichen Werte außerhalb der Quarzgänge sind im Quarzit (QK) sowohl obertags (21 Proben) wie auch untertags in der Galerie I (17 Proben) rund 1000 ppm Wolfram. Der größte Teil davon dürfte als feinstes Oxyd vorliegen, wie beobachtbare Gängchen oder Krusten von Eisenhydroxyden mit Tungstit in Verein mit der allgemein starken Verwitterung des Quarzites vermuten lassen.

— In den Sandsteinen und Schiefeln (CB) wurde in Bugarama Süd über die liegendsten 46 m Mächtigkeit aus 24 Proben ein durchschnittlicher Wolframgehalt von rund 300 ppm errechnet, ebenfalls unter Ausschluß der Quarzgänge. Hier ebenso wie in der Galerie I sind die Quarzgänge nicht selten ärmer an Wolfram als die benachbarten Gesteine, was sich ohne weiteres aus der bekannten Anreicherung des Erzes an bzw. in den Salbänken der Gänge erklären läßt. In der Galerie I enthalten die Gesteine der Einheit CB im Durchschnitt rund 600 ppm Wolfram (30 Proben).

Aus Gründen beschränkter Analysenkapazität konnten diese Untersuchungen bedauerlicherweise nicht auf andere Lagerstättenbereiche ausgedehnt werden.

#### Pneumatolytisch-hydrothermale Nebengesteinsveränderungen

Regelmäßig beobachtbar sind in Bugarama

- Silifizierung
- Serizitisierung
- Turmalinisierung

und teilweise wohl Auslaugung oder selten Assimilation des Pyrits der dunklen Gesteine. Im Gegensatz zu FRISCH (1972:52) und in Übereinstimmung mit DE MAGNEE

und ADERCA (1960:41) deutet der Autor die Beobachtungen in Bugarama dahin gehend, daß die Umwandlung des nicht ferberitisierten Scheelites in Tungstit und Anthoinit ebenso wie die Auslaugung der Hauptmasse des Pyrites im Nebengestein in erster Linie auf Verwitterungsprozesse zurückgeht.

In diesem Zusammenhang ist auf Kapitel 2.1. zu verweisen, wo die wichtige Rolle der Verwitterung während der vorvulkanischen Periode angedeutet wurde. In Bugarama Süd findet man unter einer gering mächtigen Zone rezenter Verwitterung mit braunen Farben eine mächtige Zone leuchtend roter Kluftfüllungen und -beläge; das wird als Parallelismus zu den mächtigen Lateritdecken des östlichen Rwanda aufgefaßt, die im Westen generell durch Aufwölbung und Umformung der Morphologie sowie damit auch Klimaänderung zerstört wurden. Die Spuren einer tief unter die alte Oberfläche reichenden Verwitterung sind aber noch allenthalben aufzufinden.

Die Nebengesteinsveränderungen sind nicht an den unmittelbaren Gangbereich gebunden, sondern dürften recht getreu die mineralisierten Zonen im Bereich mehrerer Zehner bis über 100 Meter nachzeichnen. Silifizierung und Serizitisierung mögen mangels guter Aufschlüsse außerhalb von Lagerstätten schwer zu erkennen sein, die feinen Turmalinnadeln auf den ss- und sf-Flächen von Schiefen sind jedoch besonders gut im angewitterten Zustand zu erkennen. Somit ist die Turmalinisierung als ein vermutlich recht einfaches und brauchbares Mittel bei der Lagerstättensuche und -abgrenzung dieses Mineralisationstypus in Rwanda anzusehen.

#### Der zeitliche Ablauf der Vererzung

Dieser wird in Bugarama folgendermaßen vermutet:

1. Ausscheiden des primären Ferberites und des Scheelites mit Quarz, Muskovit, Turmalin, Zinnstein und Feldspat (?)
2. Hauptmenge des Quarzes, gelegentlich Pyrit und Magnetkies
3. Reinitisierung des Großteiles der Scheelite durch Fe-reiche Lösungen, Absatz von Eisen(hydr)oxyden, vermutlich Kaolinisierung der Feldspäte

Die Umwandlung des meisten restlichen Scheelites und mancher Reinite in Tungstit und Anthoinit, weiters ein generelles Weglösen des Wolframs unter Anreicherung von Eisen im Erz und letztlich möglicherweise die Kaolinisierung der früheren Feldspäte halten wir für Auswirkungen der tertiären bis rezenten Verwitterung. Diese dürfte besonders wirksam gewesen sein, weil durch die Zersetzung der Pyrite im Nebengestein die zirkulierenden Verwitterungslösungen einen ausgeprägt sauren Charakter gehabt haben müssen.

Die Phase 1 entspricht in ihrer Paragenese den Wolframitquarzgängen nach SCHNEIDERHÖHN (1955:88), die dort dem pneumatolytischen Stadium zugeordnet werden. Gut in Einklang mit einer solchen Auffassung steht die allgemeine Natur der Gänge in Bugarama, die Art der Nebengesteinsveränderungen und die geringe Teufenstreckung der Lagerstätte von wenig über 200 m.

Die Phasen 2 und 3 dagegen sind zweifellos niedrigerer Temperatur, sie entsprechen einem hydrothermalen Stadium der Mineralisation.

#### Genese der Vererzung

Diese wurde von VARLAMOFF (1958:53) mit hydrothermal-epigenetisch angegeben, wogegen DE MAGNEE & ADERCA (1960:46) eher eine sedimentär-syngenetische Quelle des Wolframs annehmen; sie ziehen aber sowohl die Möglichkeit einer Entstehung

der Ganglagerstätten durch Lateralsekretion wie auch durch hydrothermale Phänomene magmatischen Ursprungs in Betracht. Sie postulieren weiters die Existenz einer wohldefinierten stratigraphischen Einheit schwarzer Schiefer, in der die Lagerstätten Nyakabingo, Kifurwe, Insel Kidwa, Bugarama, Bahati und Kirwa aufgereiht wären. Diese Schiefer hätten generell einen erhöhten Wolframgehalt, welche Annahme vor allem auf der Arbeit von PARGETER (1956) und anderer Autoren in Uganda begründet wurde.

In dieser Arbeit konnte die stratigraphische Position der Wolframlagerstätten um den Bulera-See gezeigt werden, die in mehreren wohl unterscheidbaren Niveaus liegen, ebenso wie ihre Nachbarschaft zu pegmatitisch-pneumatolytischen Beryll-, Niobit- und Zinnlagerstätten unmittelbar jenseits der ugandischen Grenze. FRISCH (1972:65) gibt die Resultate geochemischer Analysen von Gesteinen in und um Kifurwe, wobei er eine deutliche Anomalie von mehreren Zehner ppm W um den mineralisierten Bereich feststellte, außerhalb dessen sinken die Werte rasch auf unter 5 ppm W ab.

Es wäre ohne Zweifel wünschenswert, die geochemischen Wolframgehalte in den Gesteinen des Antiklinoriums von Bumbogo-Nulera-Mutanda eingehend zu studieren, um so weitere Grundlagen zum Problem der Genese und der Aufsuchung von Lagerstätten zu gewinnen. Die von FRISCH (1972:85) gesammelten Argumente zusammen mit den Ergebnissen dieser Arbeit lassen jedoch eine hypogen-epigenetische Entstehung der Wolframlagerstätten dieses Bereiches als gesichert erscheinen.

Es erscheint gerechtfertigt, den Ausdruck „tungsten-belt“ wie von FRISCH (1972: 116) vorgeschlagen zu verlassen. Die Quelle des Wolframs der Lagerstätten, selbst wenn sie in Sedimenten gelegen wäre, muß jedenfalls in der Tiefe liegen und kann nicht eine zu Tage anstehende Schiefereinheit sein; die Konzentration zu Lagerstätten wurde ohne Zweifel durch magmatische Vorgänge bewirkt. Eine Lateralsekretion kommt als Genese für die vom Autor untersuchten Lagerstätten im Raum des Bulera-Sees nicht in Frage.

Die Genese der Wolframvererzung in Bugarama und den benachbarten Lagerstätten ist pneumatolytisch/hydrothermalepigenetisch.

#### LITERATURHINWEISE

- DAMAS, H., 1954: Etude Limnologique de quelques Lacs Ruandais. — Inst. Roy. Col. Belge, Sect. Sci. Nat. Méd., Mém. 24. fasc. 2, I, Bruxelles.
- DE MAGNEE, I. et ADERCA, B., 1960: Contribution à la connaissance du Tungsten-belt ruandais. — Acad. roy. Sci. Outre-Mer, Cl. Sci. Nat. Méd., Mém. 8<sup>o</sup>, nouv. sér. 11/7, 1—56, Bruxelles.
- DE SITTER, L. U., 1959: Structural Geology. — McGraw Hill, London.
- DE TREY, M., 1957: Etude de la Mine de Wolfram de Bugarama (Ruanda). — Rapp. Remina, unveröffentl., 1—16, Bukavu.
- , 1970: Mines de Wolfram de Bugarama (Ruanda). — Rapp. Cometain, unveröffentl., 1—10, Bruxelles.
- FRISCH, W., 1970: Die Zinn-Wolfram-Provinz in Rwanda (Zentralafrika) aus montangeologischer Sicht. — Erzmetall 24 (1971), H. 12, 593—600, Stuttgart.
- , 1972: Die Wolframlagerstätte Gifurwe (Rwanda) und die Genese der zentralafrikanischen Reinitlagerstätten. — Unveröffentlichte Habilitationsarbeit Montanistische Hochschule Leoben, 1—123, 36 Fig., 16 Tab.
- GERARDS, J. et LEPERSONNE, J., 1964: La Stratigraphie du Burundien dans le Nord-Est du Rwanda et les Régions Avoisinentes. — Bull. Serv. Géol., 1, 13—33, Ruhengeri.
- LHOEST, A., 1957: Note préliminaire sur la géologie de la région Kigali-Rutongo dans le Ruanda. — Bull. Soc. Belge Géol. 66, 190—198, Bruxelles.
- PARGETER, R. C., 1956: The Ruhizha ferberite deposit, Kigezi. — Rec. geol. Surv. Uganda 1954, 27—46, Entebbe.

- POHL, W., 1973: Géologie de la mine de Bugarama et de ses environs. — Rapp. Serv. Géol. Rwanda, unvéröfentl., 1—28, 4 Fig., 13 Taf., Kigali.
- RAMELOT, R., 1954: Rapport géologique sur les extensions Kagogo et Entebbe du Polygone d'Exploitation de la Mine de Bugarama. — Unvéröfentl. Bericht, 1—5, carte 1:1 000, Bugarama.
- SCHNEIDERHÖHN, H., 1955: Erzlagerstätten — Kurzvorlesungen zur Einführung und zur Wiederholung. — G. Fischer Verlag, Stuttgart.
- TANNER, P. W. G., 1972: Structural control of economic wolfram mineralization at Nyamulilo mine, S. W. Uganda. — Res. Inst. Afr. Geol. Dep. Earth Sci., Univ. Leeds, Annual Rep. 16, 29—32, 1 Fig., Leeds
- VARLAMOFF, N., 1958: Les gisements de tungstène au Congo et au Ruanda-Urundi. — Acad. roy. Sci. Coloniales, 1958, 1—70, Bruxelles.
- WALEFFE, A., 1956: Amenagement hydroélectrique de la rivière Taruka (Ruanda) — Etude géologique. — Unvéröfentl. Bericht, 1—19, carte et 12 coupes 1:20 000, Ruhengeri.
- , 1957: Amenage hydroélectrique de la Taruka (Ruanda). — Unvéröfentl. Bericht, 1—6, coupe 1:1 000, Usumbura.
- ZESCHKE, G., 1964: Prospektion und feldmäßige Beurteilung von Lagerstätten. — Springer-Verlag, Wien.



# Der geologische Bau der Seckauer und Rottenmanner Tauern

VON KARL METZ \*)

Mit 5 Abbildungen und 3 Tafeln (= Beilagen 9—11)

Österreichische Karte 1 : 50.000  
Blätter 130, 131

*Seckauer und  
Rottenmanner Tauern  
Granitische Gneise  
Metamorphe Serien  
Tektonischer Bau  
Pölsensteinmasse*

## INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
1. Einleitung . . . . .	151
2. Übersicht über ältere Literatur . . . . .	152
3. Die Gesteinswelt . . . . .	156
3.1. Die sauren, granitischen Gneise . . . . .	156
3.2. Die metamorphen Gesteinsserien . . . . .	160
4. Der tektonische Bau der Seckauer Tauern . . . . .	165
4.1. Das östliche Gebiet bis zum Seckauer Zinken . . . . .	165
4.2. Das zentrale Kammgebiet des Zinken-Hochreichartzuges . . . . .	168
4.3. Das Bergland zwischen Ingering und Gaal . . . . .	169
4.4. Der Westabschnitt der Seckauer Tauern zwischen Gaal-Triebental und dem Pölstale . . . . .	172
5. Die geologischen Grenzen der Seckauer Tauern . . . . .	179
5.1. Die Nordgrenze . . . . .	180
5.2. Die Südgrenze . . . . .	181
6. Die Pölsensteinmasse . . . . .	183
6.1. Das Verhältnis der Pölsensteingruppe zu den Seckauer Tauern . . . . .	183
6.2. Der Bau des Pölsenstein-Kristallins . . . . .	184
6.2.1. Der Hauptkamm mit Gr. und Kl. Pölsenstein bis zum Drei- stecken und zugehörige Seitenkämme . . . . .	184
6.2.2. Hengstkamm, Firstkamm und die S- und SW-Grenze der Pölsen- steinmasse . . . . .	187
6.2.3. Der Nordteil des Hauptkammes (Hochheide, Wetterkreuze, Steinernes Mandl) bis zum Strechengraben . . . . .	190
6.2.4. Der Bau des Kristallins westlich des Strechengrabens . . . . .	193
7. Tektonische Übersicht und Schlußfolgerungen für den Gesamtbau . . . . .	194
8. Literatur . . . . .	203

\*) Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. KARL METZ, Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Graz, 8010 Graz, Heinrichstraße 26.

Die vorliegende Arbeit entstammt vorwiegend den für die Geologische Bundesanstalt, Wien vom Verfasser ausgeführten Kartierungsarbeiten auf den Kartenblättern 1:50.000 Kalwang und Oberzeiring. Die jenseits dieser Kartenblätter liegenden Anteile wurden auf privater Basis bearbeitet. Seit 1970 konnten besonders gefügekundliche Untersuchungen und petrographische Einzelstudien im Rahmen von Forschungsprojekten des Fonds für die wissenschaftliche Forschung, Wien ausgeführt werden, wofür an dieser Stelle der besondere Dank des Verfassers zum Ausdruck gebracht wird.

## 1. EINLEITUNG

Innerhalb des ostalpinen Kristallins der Niederen Tauern bilden die Seckauer Tauern die Hochgebirgskämme südlich der Furche des Liesing- und Palntales und nördlich des Murtales zwischen St. Michael (bei Leoben) und Judenburg. Die Rottenmanner Tauern gipfeln in der Bösensteingruppe, die westlich der Pöls-Störung bei Hohentauern beginnt und weiter im Westen im Bereich des Gullingtales, westlich Oppenberg tektonisch in die Tiefe sinkt. \*) Beide Gebirgsgruppen werden im wesentlichen von granitischen Gesteinen und sauren Gneisen sehr unterschiedlicher und vielfältiger Prägung aufgebaut. An Paragesteinen liegen nur dunkle biotitreiche Schiefer und Quarzite sowie feinkörnige Biotit-Paragneise vor oder vor allem im nördlichen Anteil helle Serizitschiefer und -quarzite mit Lagen von Quarzkonglomeraten. Diese letztere Gesteinsgruppe entspricht der Rannachserie des Liesing-Palntales. Auffallend ist das fast völlige Fehlen von Karbonatgesteinen, die allein in dünnen linsigen Körpern oder in diffuser Karbonatführung innerhalb der Rannachserie auftreten.

Damit steht die Gesteinswelt beider Gebirgsgruppen in schroffem Gegensatz zu den Gesteinsserien der umgebenden Baukörper: nördliche Grauwackenzone, Wölzer Tauern im Westen und Gleinalm-Stubalmkristallin im Süden. Diesem Gegensatz entspricht auch die allseitige tektonische Abgrenzung der Seckauer-Rottenmanner Tauern von ihrer Umgebung.

Im Osten ist das Seckauer Kristallin tektonisch stark reduziert und tritt zwischen Kraubath und St. Michael nur als schmaler und stark zerbrochener Gneiszug an das Murtal heran. Er überschreitet die Mur im Raum von St. Michael und ist gegen Osten weiterziehend noch in den Mugelgneisen SE von Leoben vorhanden. Die geologischen Aufnahmen zeigten, daß besonders im Bereich von Leoben und des Liesingtales eine enge Verbundenheit des Seckauer-Kristallins und der Rannachserie mit den tieferen Anteilen der Grauwackenzone hinsichtlich der Metamorphose und gemeinsamer tektonischer Bewegungen besteht. Es wird daher notwendig sein, bei einschlägigen Fragen im Laufe der folgenden Abschnitte auch auf Details der Grauwackenzone Bezug zu nehmen.

## 2. ÜBERSICHT ÜBER DIE ÄLTERE LITERATUR

Wenn wir von älterer Literatur absehen, die etwa bei E. KITTL 1929 oder R. SCHWINNER 1923 zusammengefaßt ist, so müssen wir in erster Linie der Arbeiten E. KITTL 1914, 1919 über die Pölsensteingruppe und ihre Umrandung gedenken. Zum ersten Male finden wir hier nähere petrographische Beschreibungen über die Gesteine. Kittl

---

\*) Die richtige Bezeichnung für „Bösenstein“ ist „Pölsenstein“ nach dem Pölsbach, bzw. Pölsen. Diese richtige Bezeichnung findet sich auch in der geologischen Ausgabe der österr. Karte 1 : 50.000. In dieser Arbeit wird daher auch der Name „Pölsenstein“ verwendet.

beschreibt Orthogneise mit verschiedener Faziesentwicklung (saure Randfazies, basische Schlieren) und trennt in rohen Umrissen granitische Intrusivkörper von Gneisen und Paragesteinen ab. KITTL erwähnt den oft allmählichen Übergang solcher Paraschiefer zu Gneisen. Unter den Paraschiefern faßt er allerdings „quarzphyllitartige“ Gesteine mit den allenthalben auftretenden Biotit-Schiefergneisen zusammen, was nach unseren heutigen Kenntnissen nicht durchführbar ist.

Unter den mengenmäßig im Bösenstein sehr zurücktretenden Hornblendegesteinen scheidet er ein von ihm gefundenes Gestein (Gefroren See-Scharte) als Hornblende-porphyr aus, dessen Porphyritnatur schon von F. ANGEL, 1924 wegen des Mangels an Plagioklasen bezweifelt wird.

Ganz richtig erkannte KITTL, daß in den granitischen Gesteinen verschiedene Plagioklastypen neben Kalifeldspäten auftreten, weswegen er auch erstmalig eine typologische Unterteilung versucht. Er gibt überdies von den granitischen Gesteinen 4 Analysen, die von F. ANGEL 1924 näher ausgewertet wurden.

KITTL gibt einige geologische Profile, die wir aber heute infolge allzu starker Generalisierung und wegen ihrer heute nicht mehr annehmbaren stratigraphischen Voraussetzungen außer acht lassen können. Interessant ist, daß KITTL auf Grund eigener Untersuchungen und Arbeiten IPPENS die granitischen Gneise sowie Augen- und Flasergneise mit denen der Schladminger Tauern vergleicht und große Ähnlichkeit feststellt.

1921 bringt F. HERITSCH in seiner Geologie von Steiermark neue geologische Details der Seckauer-Pölsensteingruppe. Er betrachtet die Gneise der Seckauer und Pölsensteinmasse als an der „Pölslinie“ über die westlich anschließende Gruppe der Wölzer Glimmerschiefer überschoben. Die gleiche Auffassung bringt R. SCHWINNER in seiner Übersicht über die Niederen Tauern (1923) und wir finden sie von H. WIESENEDER 1938 wieder übernommen. Auch W. SCHMIDT (1921, 103) vertritt aus theoretischen Gründen eine gleiche Auffassung, betont aber ausdrücklich, daß sich diese Lagerung aus den Aufschlüssen nicht strikte beweisen läßt.

F. HERITSCH betont den starken Wechsel von Graniten, Gneisen und Paragneisen und versucht in den Seckauer Tauern die Ausscheidung granitischer massivartiger Körper.

W. SCHMIDT (1921) betont in seiner vorwiegend tektonisch orientierten Arbeit den scharfen petrographischen Unterschied, der zwischen den Seckauer Gneisen und den Gesteinen der Gleinalmsriehe besteht. Nach ihm haben die Seckauer Gneise eine „alpine Deformation“, wobei auch die Quarzphyllite der entsprechenden tektonischen Einheiten als zu Quarzphylloniten ausgewalzte Grobgneise anzusprechen seien. Diese Quarzphyllonit-Natur wird auch vom „Liegendquarzphyllit“ der Grauwackenzone (weitgehend entsprechend unserer Rannachserie) angenommen. W. SCHMIDT erwähnt dabei, daß dieser Liegendquarzphyllit mit den südlich folgenden Seckauer Gneisen viel enger verbunden sei, als mit der Grauwackenzone. W. SCHMIDT verwarf die vorübergehend erwogene Deutung der „Liegendquarzphyllite“ mit dem Rannachkonglomerat als triadische Aufarbeitungsprodukte älterer Gneise wieder zugunsten der Phyllonitnatur dieser Gesteine. Folgerichtig erklärt er auch das Rannachkonglomerat als ausgeplättetes Gestein mit Quarzschwielen aus Quarzgängen (ähnlich L. HAUSER).

Gegen die nicht alpin deformierten mesozonalen Gleinalmgesteine (Muralpen) sind nun die Seckauergneise (Grobgneise) durch eine tektonische Nahtzone getrennt (Trasattel-Linie). Zur Grobgneisgruppe werden auch die Gneise des Mürztales gerechnet.



W. SCHMIDT meint, daß in ältere Paragesteine zweimal Granite eingedrungen seien, wobei die ältere Gruppe noch eine Regionalmetamorphose erlebt habe, während die jüngere davon verschont geblieben sei. Letztere seien die Granite der zentralen Seckauer Tauern. Hier wird also zum ersten Mal von einer älteren und jüngeren Generation granitischer Orthogesteine in den Seckauer Tauern gesprochen, was wir für die späteren Erörterungen festhalten müssen. Es wird auch der alpidische Deformationscharakter dieser Gesteine gegenüber denen der Muralpen betont.

R. SCHWINNER hat 1923 und später die Untergliederung des steirischen Kristallins im Sinne von W. SCHMIDT entschieden abgelehnt und hat alle Gneise und ihren internen Deformationstypus als alt (voralpidisch) angesehen. Nach ihm hat das gesamte steirische Kristallin der Alpenfaltung als zusammenhängender Block gegenübergestanden und daher auch keine intensive Durchbewegung erlitten. Wir werden den Deformationstypus der Seckauer Gneise später näher zu betrachten haben. Die Kaltreckung W. SCHMIDT's müssen wir ablehnen, da in entsprechenden Gesteinen auch ältere, stark deformierte und umgewandelte Feldspäte auftreten. Übereinstimmend mit W. SCHMIDT ist auch R. SCHWINNER der Auffassung, daß wir alte und jüngere Intrusionen vorliegen haben, die aber alle voralpidisch seien.

Neue und wichtige petrographische Daten brachte F. ANGEL, 1924 (Gesteine der Steiermark). Die Zusammengehörigkeit von Seckauer- und Pölsensteinmasse wird von der Petrographie her betont. Auch er ist der Auffassung, daß es jüngere und ältere Gneise gäbe. In den granitischen Gesteinen findet er Kristalloblastese neben noch erhaltenen Erstarrungsstrukturen. Die Augen- und Flasergneise werden als wahrscheinliche Mischgesteine, durch Aufnahme von Tonerde aus Hülsedimenten entstanden, gedeutet. Für die prinzipielle Richtigkeit dieser Deutung spricht auch die sich aus der neuen Kartierung ergebende bunte Verschiedenheit dieser Gesteine. Quarz-Feldspat-Biotit liegen in ganz variablen Mischungsverhältnissen vor.

F. ANGEL betont den Zentralgneishabitus der Plagioklase, die Doppelformen von Apatit, Titanit, das Auftreten von Chlorit. Diese Eigenschaften lassen die Seckauer Gneise von denen der Gleinalm-Granodiorite unterscheiden. Wie dies schon von E. KITTL angedeutet wurde, läßt sich dies als eine Diaphthorese in die erste Tiefenzone deuten. ANGEL zeigt ferner, daß auch noch eine posttektonische Kristallisationsphase mit der Bildung von Biotit nachweisbar ist. ANGEL betont die Verwandtschaft der Seckauer Gneise zu den Zentralgneisen der Hohen Tauern, ferner über die Flasergneistypen zu den Mürztaler Grobgneisen und zu den Schladminger Tauern. Wichtig in diesem Zusammenhang ist der sich ergebende Schluß, daß ebenso wie in den Mürztaler Grobgneisen auch in den Seckauer Gneisen schon ursprünglich saure Plagioklase vorhanden gewesen sein müssen.

1927 wurde von H. BÖCHER eine erste detaillierte Studie über das Gebiet des Hochreichart und des Seckauer Zinken veröffentlicht. Einige Gesteinstypen wurden beschrieben und Analysen gegeben. Allerdings kann weder die Gesteinsbeschreibung noch die beigegebene Karte der geologischen Vielfalt der Gesteine und ihres Baues genügen. Es werden auch Sedimentabkömmlinge, die zwischen den Orthogesteinen liegen, beschrieben: Paragneis-Quarzlagenphyllit und Serizitquarzit mit Fe-reichen Karbonateinlagerungen. (Nach Vergleich und Fundort handelt es sich hier um Abkömmlinge der Rannachserie.)

Die reichlichen Gesteinswechsel im bearbeiteten Gebiet werden als ein Gleitbretterbau gedeutet, was aber teilweise wegen der Übergänge der Gesteine ineinander widerlegbar ist.

Die petrographisch engen Beziehungen der Seckauer Gneise zu den Zentralgneisen der Hohen Tauern sind für ANGEL-HERITSCH (1931) maßgeblich, um beide Gesteinsgruppen in den alpidischen Zyklus einzureihen.

Wichtige und interessante Beiträge zur Petrographie der Seckauer (-Pölsenstein-) Masse wurden 1938 von H. WIESENER geliefert. Besonders für die Gneise der Pölsensteingruppe wird die Mischnatur und ihr Hervorgehen aus Biotit-reichen Paragneisen beschrieben. WIESENER wendet sich gegen das alpidische Alter der Pölsensteingruppe im Sinne von ANGEL-HERITSCH, weil sie sonst nach seiner Auffassung durch die Granat-Glimmerschiefer der Wölzer Gruppe hätten durchbrechen müssen, von denen sie aber tektonisch scharf getrennt sind (pag. 275). Wie wir heute wissen, lassen sich diese Einwände allerdings nicht mehr aufrechterhalten.

Besonders interessant für die hier zu besprechenden Seckauer Gesteine sind eingehende petrographische Beschreibungen. Der Autor erwähnt klare Oligoklase in den Biotitschiefergneisen der Hülle gegenüber den gefüllten Plagioklasen der Granite und Gneise. (Dieser Unterschied ist nach unserer jetzigen Kenntnis nur z. T. richtig, da auch in den Biotitschiefergneisen gefüllte Plagioklase vorkommen.) Der Autor sucht daher die Ursache der Plagioklasfüllung in den Graniten und Gneisen selbst. (Deutero-Granit im Sinne KÖLBLS aus den Hohen Tauern.)

Auf Grund ausgedehnter Kartierungen erschienen 1932, 1934 zwei kurze Übersichtsstudien über die Seckauer Tauern von H. SCHUMANN. Er betont die Mischgesteinsnatur der Gneise in den südlichen Randzonen sowie das Auftreten arteritischer und nebulitischer Gneise in den zentralen Teilen der Gebirgsgruppe. Auch im Nordrand der Pölsensteinmasse treten solche Mischgneise auf.

Einige einheitliche Orthogneis- bzw. Granitmassen werden ausgeschieden sowie auch dioritische Gesteinskörper. Der Autor versucht eine Typenteilung der Orthogneise in 6 Typen auf Grund petrographischer Merkmale. Es wird hervorgehoben, daß die Flasergneise das Endprodukt aus der Umgestaltung sehr verschiedenartiger Gneistypen sein können.

An Einzelbearbeitungen von Gesteinen, der Seckauer Masse zugehörig, sind besonders die Arbeiten über die Mugelgneise hervorzuheben. 1921 wurde dieser Gneiszug von W. SCHMIDT als Grobgnais zusammen mit den Seckauer Gneisen den Gesteinen der Gleinalm gegenübergestellt. 1925—1927 erfolgten petrographische und gefügetektonische Arbeiten desselben Autors über die Mugelgneise.

1936 wurde das Gebiet der Mugel (SE von Leoben) von L. HAUSER geologisch aufgenommen und petrographisch beschrieben. HAUSER unterschied neben Gneisgraniten (Typus des Grobgnaises) und Apliten auch granodioritische Gneise, die nach Aufnahme von Injektionsmaterial aus Paragneisen entstanden sind. Gegenüber der eigentlichen Seckauer Masse überwiegt nach ihm im Mugelzug das Material der alten Hüllgesteine (Paragneise und Amphibolite), wobei alle Stadien von Injektionen und nebulitischer Durchdringung durch saures Orthomaterial zu beobachten sind. (Migmatische Paragneise und Amphibolite bis zu granodioritischen und granitischen Gneisen). Das Eindringen des Orthomaterials erfolgte nach ihm paratektonisch. Postkristalliner Gleitbretterbau sowie Zerbrechung und Mylonitisierung der Gesteine erfolgten später.

Anknüpfend an die Gefügeuntersuchungen von W. SCHMIDT beschrieb J. LADURNER (1949) das Quarzgefüge von Mugelgneisen aus dem Gössgraben südlich Leoben. Die Quarze des Grundgewebes ergeben einen deutlichen geschlossenen (ac)-Gürtel, bezogen auf die annähernd E—W streichende tektonische Achse des gesamten Gebietes.

Demgegenüber besitzen die Quarze in den Feldspathöfen eine Eigenregelung, bezogen auf die von ihnen bewachsenen Feldspatflächen.

Hinsichtlich der 1953 von H. HELFRICH-K. METZ erfolgten Übersichtsbearbeitung der Orthogneise der Seckauer Tauern wird das Nötige im Zusammenhang mit der Gesteinsbeschreibung im folgenden Abschnitt behandelt werden.

### 3. DIE GESTEINSWELT

Während die Probenahmen für die gesteinskundlichen Studien der älteren Literatur im wesentlichen mit nur unzureichenden Kenntnissen der geologischen Zusammenhänge verknüpft waren, ist es nun auf Grund der aus den Einzelkartierungen gewonnenen Übersicht möglich, einzelne Gesteinstypen in ihrem geologischen, aber auch in ihrem petrogenetischen Zusammenhang zu erfassen.

F. ANGEL, H. SCHUMANN, W. WIESENER haben schon eindringlich auf die Existenz von Mischgesteinen, hybriden Gneisen usw. sowie auf den lebhaften Wechsel verschiedener Gesteine auf engem Raum hingewiesen. Heute wissen wir auf der Basis der Kartierung und Aufnahme detaillierter Profile, daß viele Übergänge reiner Paragneise zu Orthogneis-Typen bestehen, daß weiterhin auch die stark variierenden Gneistypen untereinander in einem fließenden Übergang stehen. Daraus ergaben sich bei der Kartierung zunächst große Schwierigkeiten der Ausscheidung für die geologische Karte. Eine endgültige, wenn auch rohe Ausscheidung zusammengehöriger und typisierbarer Gesteinsgruppen wurde erst nach langwieriger, sorgfältiger Prüfung möglich.

So gründen sich die in der eingangs erwähnten Karte getroffenen Ausscheidungen wohl auch nach dem makroskopisch erkennbaren Geländebefund, sind jedoch durch eingehende mikroskopische Untersuchungen begründet.

14 neue Gesteinsanalysen von Proben aus den Seckauer Tauern, die wichtige Gesteinstypen repräsentieren, verdanke ich dem hilfsbereiten Einsatz von Herrn Dipl.-Ing. F. LASKOVIC, Kirchdorf/Krems. Die Analysen sind im Anhang an die Gesteinsbeschreibung angefügt, Hinweise im Text finden sich unter A 1—13.

#### 3.1. Die sauren granitischen Gneise

Die sauren, granitischen Gneise wurden in der Arbeit von H. HELFRICH-K. METZ, 1953 zusammenfassend dargestellt. Viele Einzelbeschreibungen finden sich in unveröffentlichten Dissertationen von F. RONNER, W. HAUSWIRTH.

Die späteren, im Zusammenhang mit speziellen Problemen durchgeführten Untersuchungen erweiterten diese Kenntnisse erheblich. Sie werden in der folgenden Übersicht zusammengefaßt.

Wir können zunächst granitische Gesteine ausscheiden, die makroskopisch keine oder nur schattenhaft bevorzugte Richtungen erkennen lassen, fein- bis grobkörnig sind und in weit überwiegenderem Maße den Biotit als Glimmer führen (A 1, 2). Ohne eine geologische Grenze zu überschreiten, können wir aber aus solchen sauren Endtypen in biotitreiche dioritische oder in tonalitische Typen gelangen (A 4). Der Biotitgehalt sowie der Prozentsatz von Kalifeldspat kann hierbei innerhalb weniger Meter stark wechseln, was zum Erscheinungsbild nebulitischer Typen oder im größeren Handstück zu „Fischchenbildung“ führt. Auch im Großaufschluß zeigt sich die enge Kristallisationsverbundenheit granitischer und gneisiger Gesteine.

Weder die sauren Endtypen noch die hier angeführten migmatischen Typen (A 9) sind hiebei auf die inneren Regionen des Gebirges beschränkt, sie sind überall vorhanden, wo größere Gneiskörper vorliegen. Eine eigentliche Kernmasse im klassischen Sinne existiert weder in den Seckauer noch in den Rottenmanner Tauern. Wenn es auch auffallend ist, daß die mächtigsten Körper solcher Granite und Gneise in den zentralen Anteilen des Gebirges auftreten, so handelt es sich nicht um massive Plutonkörper, sondern immer sind es im tektonischen Streichen des Gebirges eingebaute Platten oder Lamellen, deren primäre Verbindung mit Paragesteinen eindeutig ist. Dabei fingern Biotitschiefer und granitische Lagen ineinander, und innerhalb einiger Kilometer entwickeln sich granitische, migmatische Körper von über 1000 m Dicke. Ein solches Beispiel bietet der Pabstriegel der südlichen Seckauer Tauern.

Gelegentlich finden sich auch Fluidaltexturen, die als Palingenese gedeutet werden können. So im Kar westlich des Perwurzpolder (M. HELFRICH-K. METZ, 1953).

Charakteristisch ist in jedem Falle das Auftreten zahlreicher Mischtypen, die miteinander fließend verbunden sind. Grob- bis mittelkörnige Augengneise finden sich meist ohne erkennbare Regel im Verband dieser Gruppe der sauren Gneise. Pegmatite sind quantitativ nur bescheiden vertreten, wenn auch zahlreich in schwächtigen Gang- oder Linsenkörpern. Sie führen zumeist Muskowit, während der Biotit und Turmalin stark zurücktreten (A 10).

Basischere Anteile innerhalb von Körpern der Biotitgranite wie etwa im Gebiete des Ringkogel-Pletzenzuges, zeigen starke Zunahme des Biotitgehaltes, während Hornblende nur selten und dann in kleinen Gneiskörpern auftritt, deren Migmatitnatur klar erkennbar ist.

Ein sehr wichtiger und mengenmäßig stark auffallender Gesteinstyp ist der Flasergneis, der bereits in der älteren Literatur die Aufmerksamkeit erweckt hatte.

Es sind dies zunächst gutgeschieferte Gneise, deren reichlicher Biotit sich in mehr oder minder geschlossenen Häuten zusammenschließt. Es entstehen so auskeilende Lagen oder Linsen von Biotit, die die sauren Anteile des Gesteins in sich einschließen. Die Gesteine sind zumeist mittel- bis grobkörnig, wobei das s immer durch den Biotit markiert ist.

Das saure Grundgewebe schwankt sehr stark in seiner Zusammensetzung, wie auch in der textuellen Entwicklung, und es ergibt sich daraus, wie zu zeigen sein wird, daß wir unter dem Typus der Flasergneise genetisch durchaus Verschiedenes zusammenfassen.

Der Gehalt an Kalifeldspäten schwankt sehr stark in der Menge wie auch in der Ausbildungsform.

Wie schon bei den granitischen Gneisen erwähnt, führen von diesen auch schöne Übergangsreihen zu typischen Flasergneisen:

Diese Übergänge zeigen sich zunächst in einer Zunahme des Biotitgehaltes, wobei gleichzeitig auch das in den sauren Typen oft nur schwach angedeutete s nunmehr schärfer in Erscheinung tritt. Gelegentlich findet sich statt eines Lagengefüges auch ein vorwiegendes Lineargefüge, ohne daß ein solches auf eine postkristalline Verformung zurückgeführt werden könnte (unveränderte Biotite, mitunter große Kalifeldspat-Blasten ohne nennenswerte Zerbrechung). Die Spuren intensiver Verfaltung in solchen Gesteinen sind präkristallin, bezogen auf den heutigen Mineralbestand. Typen solcher Übergangsreihen finden sich schön im Zug des Ringkogel-Pletzen/Hirschfeld in der Westbegrenzung des Ingeringtales (A 12 u. 7.8).

Flasergneise stehen aber auch in engster Verbindung zu Paragesteinen. Solche Beziehungen können im Ingeringtal nördlich des Ortes Ingering im südlichsten Zug der Seckauer Tauern beobachtet werden. In feinkörnigen Biotitschiefern oder Schiefergneisen (A 11) kommt es zur Ausbildung von Quarz-Feldspatlagen im s, die gelegentlich untereinander durch querverlaufende Gänge verbunden sind. (A 6a, b). Örtlich kommt es dabei auch zum Wachstum größerer Biotite, die sich zu Häuten zusammenschließen, oder zu unscharf gegen das Nebengestein abgegrenzten Lagen mit augigen Feldspatblasten, (Mikroklin und Plagioklase). Dies führt dann in kontinuierlicher Folge zu typischen Flasergneisen. Solche Gesteinsfolgen sind aber nicht nur an die Randgebiete des Gebirges gebunden wie im Ingeringtal, sie liegen z. B. auch im Kamm östlich des Pölstales (Rosenkogel-Lerchkogel-Amach) oder auch in der zentralen Pölsensteingruppe vor.

a) Die Zusammenhänge mikroklinführender oder auch mikroklinfreier Flasergneise mit Paragesteinen einerseits oder mit granitischen Gneiskörpern andererseits enthüllen sich vielfach erst im Großbereich, wo oft kilometerlange Lamellen solcher Gneise untrennbar und s-parallel mit Paraschiefern verbunden sind, oder wo Schwärme flacher Linsenkörper von Biotitschiefern oder -quarziten in den Gneiskörpern schwimmen.

Ohne Zweifel handelt es sich bei diesen Gesteinstypen um das Neuwachstum von Quarz-Feldspat ( $\pm$  Kalifeldspat) und Biotit. Wahrscheinlich sind es solche Typen gewesen, die F. ANGEL infolge ihrer Al-Übermacht zum Schluß bewogen haben, sie als Mischgneise zu betrachten.

Im nordöstlichen Hauptkamm der Seckauer Tauern (Seckauer Zinken-Hochreichart) und westlich des Triebentales im Großen Griesstein finden wir eine Entwicklung von Flasergneisen, die ziemlich arm an Biotit sind und ein serizit-quarzitische Grundgewebe mit linsigem s aufweisen. Leicht rostige knopfartige Feldspatblasten (auch Mikroklin) stecken in diesem Gewebe. Die Gneise zeigen weiße Verwitterungsfarbe, sind im frischen Bruch grau bis graubraun, mit dünnen Biotithäuten um die feinkörnigen quarzitären Linsen (A 3, 5). Bei weiterem Biotitwachstum entstehen flaserartige Gneise, wie sie etwa in grobkörnigen Typen auf dem Hochreichartkamm auftreten. Immer zeigen sie Erhaltung eines serizitreichen quarzitären Grundgewebes.

In den nördlichen Grenzarealen des Seckauer Kristallins gegen die Rannachserie erkennt man, daß die eben beschriebenen Typen von Flasergneisen aus den Serizitquarziten der Rannachserie hervorgehen. Davon sind auch die konglomeratischen Zwischenlagen (Rannachkonglomerat) nicht ausgeschlossen.

Im Hochreichart, an der Basis der Gamskögel, am Eberlsee nördlich des großen Griesstein, sind in den ehemaligen Serizitquarziten noch die dünnen grobspätigen Karbonatlinsen erhalten geblieben. Solche sind aus der Rannachserie der nördlichen Vorlage der Seckauer Tauern wohl bekannt und im Kartenblatt 1:50.000 vermerkt.

Es sind dies auch die wenigen Karbonatvorkommen im Rahmen des Seckauer Kristallins. Nur auf ihnen finden sich die wenigen Standorte von Edelweiß. Die von H. BÖCHER, 1927 genannten Sedimentgesteine des Hirschkarl (Hochreichart) gehören ebenfalls hieher.

Die aus den Serizitquarziten der Rannachserie hervorgegangenen Gneistypen zeigen bis auf wenige Ausnahmen einen auffallend geringen Glimmerbestand, abgesehen vom übernommenen Serizitgehalt der Quarzite. Dazu kommen die knopfartigen Feldspäte (Oligoalbite und auch Mikroklin) mit ihrer rostigen Anwitterung. Mit W. HAMMER 1924 können wir diese Typen der gut geschieferten Gneise mit ihren

hellen Feldspatknöpfen treffend als „Perlgnese“ bezeichnen. Sie sind infolge ihrer Eigenart auch im Gelände meist gut erkennbar.

Solche Gneise, die oft noch in gut erkennbarem Zusammenhang mit sicheren Vertretern der Sedimente der Rannachserie stehen, können sich nun auch bis zu massigen, oft aplitischen oder mit aplitischen Lagen durchsetzten Granitgneisen weiterentwickeln. Abgesehen von ihrer relativen Glimmerarmut sind sie meist auch heller, fast weiß im frischen Bruch, gelblich bis gelbbraun in der Verwitterung. Weitere Kennzeichen gegenüber den anderen Typen von Granitgneisen, die aus der Gruppe der Biotitschiefer entstanden sind, sind vor allem die Reste des serizitquarzitischen Grundgebewes, der eigenartige Typus der Feldspatblasten, sowie das Fehlen von älteren, durch Tektonik stark beanspruchten Biotiten in den s-Lagen.

Wir bezeichnen die Gesamtheit dieser nach unserer Auffassung aus den Sedimenten der Rannachserie hervorgegangenen Gneistypen als „R-Gneise“ (A 3, 5).

Während das stark s-betonte Gefüge der bisher genannten Flasergneise zum größten Teil bereits vor der letzten Kristallisation entstanden war, wobei vorwiegend Biotit oft rein posttektonisch erscheint, kennen wir auch flaserige Gneise, die ihre Gesamtstruktur erst posttektonisch erhalten haben. Solche, oft bis zum vollkommenen Phylonit verschieferte Typen zeigen vielfach auch eine beachtliche Chloritisierung und sind auch im Gelände erkennbar an besondere Bewegungsbahnen gebunden.

b) Stark postkristallin verformte saure Gneise zeigen durch enge Schieferung oft streifige Querbrüche (Streifengneise, METZ-HELFRICH, 1953, 143) oder es sind stengelig brechende B-Tektonite.

Sowohl im Verband mit Flasergneisen, wie auch mit granitisch sauren Gneisen finden sich vielfach Augengneise. In den Flasergneisen sind es vielfach augenartige Mehrkorngebilde aus Quarz-Feldspataggregaten, die deutlich die Rekrystallisation älterer Zerkochung zeigen. In den granitischen Gneisen sind es vielfach fleischrote Mikroklin-Porphyroblasten, gelegentlich auch große Plagioklase, die das randliche Gewebe auseinanderdrücken. Örtlich erscheinen solche Porphyroblasten auch in Linsenform und durch spätere Tektonik zerbrochen.

Aus typischen augenführenden Gneisen gehen nicht selten ohne scharfe Grenzen porphyrische Granitgneise hervor mit großen Kalifeldspat-Blasten. Diese zeigen mitunter ein si, welches meist unverlegt ein älteres s abbildet und so die Spätkristallisation der K-Feldspäte innerhalb des Gesamt-Mineralbestandes anzeigt.

Augengneise, wie auch porphyrisch entwickelte Gneisgranite sind im wesentlichen an die massiert auftretenden sauren Granitgneiskörper gebunden, mit denen sie im Kristallisationsverband stehen. Sieht man von rein postkristallinen Zerkochungen und Dislokationen ab, ergibt sich in solchen Körpern das grobe Bild einheitlicher Granite. Erst in größeren Aufschlußbereichen zeigt sich die starke Variabilität der untereinander verbundenen Einzeltypen, was auch für die strukturellen Unterschiede gilt. Es erweist sich, daß, verbunden durch einen letzten Akt der Kristalloblastese, Gesteine verschiedener migmatischer Zustände, verschiedener Zusammensetzung und verschiedener struktureller Entwicklung zu einem mehr oder minder einheitlichen Block zusammengeschweißt wurden.

An die sauersten Anteile solcher Körper sind auch die mengenmäßig spärlich entwickelten Aplite und Pegmatite gebunden. Sie treten teils im s der Gesteine, teils gangförmig, teils in unregelmäßig verlaufenden Adern auf. Die Pegmatite (A 10) sind oft reich an Muskowit mit Blättchen bis zu mehreren Millimetern im Durchmesser.

Turmalin ist selten und dann feinnadelig entwickelt. Die Aplite sind sehr arm an Glimmer, zeigen starke Schwankungen ihres Gehaltes an K-Feldspat und liegen gelegentlich auch in unregelmäßig geformten Körpern in der granitischen Matrix. Die Aplitgänge sind meist stark zerbrochen und grusig. Vielfach sind sie in den zentralen Seckauern hellrosa gefärbt (A 13). Das so verschiedenartige Erscheinungsbild im Auftreten der Aplite legte den Gedanken nahe, daß man es mit zwei altersverschiedenen Generationen zu tun habe.

Die Frage ist nur schwer entscheidbar, da allen Apliten gemeinsam die Spuren der letzten tektonischen Verformungen sowie auch der letzten gemeinsamen Kristallisation mit dem Nebengestein sind. Die Rekristallisationserscheinungen der oft bizarr verformten Aplitkörper in Granitgneisen sprechen für paratektonische Kristallisation. Andererseits weisen viele Aplite noch die Spuren starker Mylonitisierung eines Teiles ihrer Feldspäte auf, die dann durch Quarz- und Feldspatsubstanz wieder verheilt sind.

Sowohl in Apliten als auch in den Pegmatiten gibt es K-Feldspäte einer späten Kristallisationsphase, wie dies in den Porphyrgneisen schon gezeigt wurde.

### 3.2. Die metamorphen Sedimentserien

Wie schon im Zusammenhang mit den möglichen Ausgangsgesteinen für die migmatischen Bildungen des Seckauer Kristallins angedeutet wurde, liegen in den Seckauer Tauern zwei Paragesteinsserien vor, deren Umwandlungsprodukte auch in sehr verschiedenen Typen der Gneise zum Ausdruck kommen.

Die erste dieser Serien besteht aus stets karbonatfreien feinkörnigen Biotitschiefern, Biotitquarziten, Biotit-Schiefergneisen, die im südlichen Anteil der Seckauer Tauern, sowie im ganzen Pölsensteinmassiv stark verbreitet sind. Es sind dunkle, graue, graubraune bis grauviolette Schiefergesteine, die gelegentlich im Querbruch kleine Quarzgeröllchen von nur Zentimetergröße zeigen. Ihre Metamorphose ist durch feinen Biotit, wenig kleinen Granat und kleine Oligoklasblasten charakterisiert, wobei diese Metamorphose sicher älter ist als die die Granitgneise erzeugende Kristallisation (A 11).

Während die Schiefergneise im eigentlichen Gebiet der Seckauer Tauern nur geringe Verbreitung haben, treten sie im nordwestlichen Anteil der Pölsensteingruppe (Steiner Mandl, westlich des Strechengrabens) massiert auf. Sie entsprechen durch das häufige Auftreten Hornblende führender Gesteine nicht voll dem Typus der Seckauer Tauern, können jedoch im Rahmen der Pölsensteinmasse nirgends anders eingeordnet werden. Sie lassen sich außerdem vom Südosten her über den Kambereich von Dreistecken-Hochheide direkt mit den Biotitschiefern und -quarziten verbinden.

H. BACHMANN beschreibt aus der Gruppe von Epidot-Chloritgneisen der Pölsensteingruppe neben grünen Gesteinen auch Übergänge zu quarzitischen Gliedern, in denen als offenbar ältester Mineralbestand grüne Hornblende, Plagioklas (mit 10—15% an) neben Quarz und Serizit nachweisbar ist. Seine Untersuchungen ergaben auch eine Abnahme der Metamorphose gegen Nordwest, so daß dort statt Hornblende und Biotit vor allem Chlorit und Epidot auftreten.

Aus den Kartierungen im Raume des Steiner Mandl ergibt sich, daß Lamellen von Gneisen des Pölsensteintypus s-parallel in diese Schiefergneise eingeschaltet sind und westlich der Streden, im Schüttkogelzug fand ich mehrfach Hornblendite neben amphibolitischen Gesteinen im Verband mit den Schiefergneisen. Die Hornblendite deute ich als Reaktionsgesteine mit der Gneis-Kristallisation vom Pölsenstein her. In diesen Zonen kam es vielfach auch zur Biotitisierung der Hornblenditen zusammen mit Titanit, Epidot. Die Chloritisierung dürfte einer späteren Phase angehören.

Eine auffallende Ähnlichkeit der Biotitschieferserie der Seckauer Tauern kann nun auch nach den neuen Bearbeitungen mit denen des Stubalmraumes festgestellt werden. Auch hier liegen feinkörnige Biotitschiefergneise sowie Biotitquarzite vor. Daneben finden sich Einschaltungen von Amphibolitlagen, während wie im Seckauer- und Pölsensteinmassiv Karbonatgesteine völlig fehlen.

Auch im Stubalmbereich ist die zu den Biotit-Schiefergneisen führende Metamorphose älter, als die Kristallisation der heutigen Ameringgneise, mit denen sie jetzt in engem migmatischem Verband stehen.

Die zweite der Paraserien im Rahmen unserer Gebirgsgruppen ist die Rannachserie im vollen Sinn des von mir im Zusammenhang mit der steirischen Grauwackenzone beschriebenen Umfanges (K. METZ, 1938, 1940, 1947, 1953). Das Rannachkonglomerat, Serizit-Quarz-Schiefer, Serizit-Quarzite mit gelegentlich diffus, oft auch in Flatschen und Linsen auftretenden grobkristallinen Kalken stellen die Schichtfolgen im Rahmen der Seckauer und Rottenmanner Tauern dar. Der reine Plattelquarzit wurde im Rahmen des Kristallins nicht gefunden; er ist im Osten auf die Bereiche der Rannachserie bis in das untere Liesingtal und westwärts auf die tektonisch als Fenster auftauchenden Antiklinalen nördlich Wald am Schoberpaß und in der Flietzenschlucht bei Gaishorn beschränkt.

Ganz im Sinne meiner Ausführungen (1947) halte ich die Rannachserie als Äquivalent der Semmeringquarzite und mit diesen als permo-skythische Basis des zentral-alpinen Mesozoikums. Die so charakteristische Abfolge der zumeist weißlich hellen oder silbrig-grauen Gesteine, vielfach mit Limonittüpfeln (nach Pyrit) ist stets unverkennbar und kann gegen West auch im Radstätter Quarzit und seiner Begleitung wiedergefunden werden. Gegenüber dem Semmeringquarzit und seiner Schieferbegleitung findet sich schon im Murtal bei Bruck eine stärkere, gegen Westen sich steigernde Metamorphose, die mit einer außerordentlich starken mechanischen Verformung dieser bildsamen Gesteine gekoppelt ist. Besonders im Bereich südlich des Liesingtales ist hier eine verstärkte Feldspatung festzustellen, in deren Folge die Gesteine eine grobblockige Verwitterung zeigen.

Auch im inneren Körper der Seckauer und des Pölsenstein zeigen die Gesteine dieser Rannachserie eine bis zur Vergneisung gehende Umwandlung, was in starkem Gegensatz zu der bescheidenen Metamorphose ihrer Äquivalente im Osten steht. Dies führt zur Auffassung, daß die andere Paraserie der Seckauer älter ist als die Rannachserie, da sie zur Zeit der Gneisbildung bereits wesentlich höher metamorph war als diese. Unterstützt wird dieser Gedanke dadurch, daß mehrfach innerhalb des Kristallins beide Serien gemeinsam auftreten, wobei die Biotitschiefer bzw. Schiefergneise stets im engeren Verband mit Gneisen stehen als die Reste der Rannachserie. Dies trifft auch im westlichen Pölsensteingebiet zu, wo die Biotit-Chlorit-Epidot-Schiefergneise liegend zur äußeren Umhüllung, der Rannachserie, auftreten.

Auch in den südlichen Randschuppen der Seckauer Tauern tritt die Rannachserie im Verband mit der Gaaler Schuppenzone und in deren Fortsetzung auf dem Perwurzpolster und in der Strechen auf (K. METZ 1971).

### Hornblende führende Gesteine

Diese gehören im Bereich der Seckauer-Pölsensteinmasse zu den quantitativ nur geringfügigen Gesteinen. Sie sind aber infolge ihrer Ausbildung und ihrer Umbildungsspuren von großem genetischen Interesse.



Im Bereich südlich des Großen und Kleinen Pölsenstein kennen wir zahlreiche Kleinvorkommen, die zusammen mit Biotitschiefern auftreten und in Lagen und Linsen in s eingebaut sind. Sie wurden im Zusammenhang mit den Kartierungsarbeiten erstmalig von H. HELFRICH zusammenhängend beschrieben (195).

Im Gebiet der eigentlichen Seckauer Tauern sind solche Vorkommen seltener und sind bis auf wenige kleinste und verstreute Einzellinsen beschränkt (A 8).

Von besonderem Interesse für die Natur der SW-Grenze der Seckauer Tauern sind jene Amphibolgesteine, die im Zusammenhang mit den bänderigen Amphiboliten des Flatschacher Zuges stehen. Sie gerieten im Bereich zwischen dem Oberen Gaaltal und St. Oswald bei Möderbrugg in den Einflußbereich der Feldspatung der Seckauer Gesteine. Diese Zone wurde im Gelände vom Verfasser gemeinsam mit W. HAUSWIRTH studiert und von letzterem näher untersucht und beschrieben (1950).

Im folgenden wird eine Übersicht über diese Gesteinsgruppe für die Pölsenstein- und Seckauer Masse gegeben.

### Die Amphibolite

Es sind mittelkörnige, geschieferte Para-Amphibolite von etwas variabler Zusammensetzung, gelegentlich diaphthoritisch (chloritisiert, Epidot in Adern und Gängen). Die Plagioklase sind meist kleine xenomorphe Oligoklase, zersetzt, mit Serizit gefüllt. Nur gelegentlich tritt jüngerer Albitwachstum auf, welches jünger als die Schieferung ist.

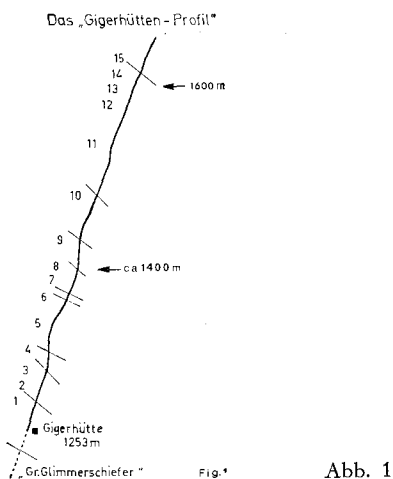
Alle Amphibolite sind sicher primäre Anteile der Biotitschiefergruppe und stehen immer mit diesen im Zusammenhang.

Im Pölsenstein wie auch in den Seckauer Tauern entwickeln sich aus diesen Para-amphiboliten Sondertypen, die vor allem durch ihre Plagioklasaugen gekennzeichnet sind. Solche Augen treten zusätzlich zum normalen Grundgewebe auf, sie sind meist xenomorph, zeigen eine Klinozoisit-Füllung und sind, soweit sie bestimmbar waren, Oligo-Albite.

Zur näheren Kennzeichnung dieser Typen soll nun ein Profil beschrieben werden, in welchem diese Gesteine besonders gut erschlossen sind. Es ist das Profil nördlich der Giger Hütte (1253 m) im oberen Wenischgraben nordöstlich von St. Oswald bei Möderbrugg. Es führt in Richtung gegen NE im steilen Bachanriß bis über 1600 m. Das Streichen der Amphibolite wird hierbei annähernd senkrecht vom Liegenden ins Hangende gequert. Die Gesteine streichen NW und fallen im Durchschnitt zwischen 45—65° nach NE ein.

Die liegendsten Amphibolitbänke sind normale bänderige Amphibolite, wie sie genau dem Typus des Flatscherzuges entsprechen (K. METZ). Über einen Bestand Hornblende führender aplitischer Gneise folgen nun mächtige Amphibolite der zu beschreibenden Typen. Ich folge nun der Beschreibung des Profiles von W. HAUSWIRTH 1950, 61 ff, (Abb. 1, nach HAUSWIRTH).

Die Amphibolite Nr. 3 des Profiles haben bereits die Ebenfächlichkeit der normalen Bänderamphibolite verloren und enthalten Schollen sehr dunkler Amphibolite, durchzogen von Aplitbändern. Es folgen Bänderamphibolite (4), geflaserte Zoisit-Epidot-Amphibolite (5). Darüber folgt eine Mylonitzone mit zerbrochenen Amphibolit und Hornblende führenden Biotitschiefern, nur wenige Meter mächtig (6) und mit leichter Diskordanz folgen darüber Plagioklas-Amphibolite (7), Biotit, Hornblende



führende Gneise (8), Plagioklas-Amphibolite (9), Biotitschiefergneise des Seckauer Typs (10). Plagioklasaugen-Amphibolite (11) werden über 150 m mächtig und enthalten neben groben Hornblendegarbenschiefern auch Hornblendefels (12). Es folgt eine Lage pegmatitischer Gneise, z. T. Mikroklin-Augengneise mit Schiefergneisen (13), Hornblende führende Schiefergneise (14), normale feinkörnige Biotit-Schiefergneise (15).

Gegen das Hangende zu nehmen in den Amphiboliten sowohl die Feldspatäugen, wie auch der Biotitgehalt zu. In besonders biotitreichen Gesteinen nehmen die Plagioklas mengenmäßig ab. Im Hangenden des Profiles häufen sich die Biotitschiefergneise, mit sauren Lagen und Linsen oft kräftig gefaltet. Während das Liegende, südlich der Giger Hütte, die geschlossene Masse der Wölzer Glimmerschiefer zeigt, liegen im beschriebenen Profil selbst nur die Biotitschiefer des Seckauer Typs vor. Das Profil quert ohne Zweifel eine Zone der Schuppung zwischen der nördlich folgenden Seckauer Gneisfolge und dem Amphibolit des Flatschacher Zuges. Dies bezeugen die Mylonite (6) und die ebenfalls oft stark mylonitisierten Garbenschiefer und Hornblendefelse (12). Diese letzteren enthalten außer Hornblende auch Erz, kohlige Substanzen, Titanit und Zoisit (über die tektonische Stellung siehe Profil 10, Tafel II.).

Petrographisch sind vor allem die Plagioklasaugen-Amphibolite und die besonders schön auf dem Sommertörl an der neuen Straße aufgeschlossenen Hornblende führenden Biotitflasergneise von Interesse.

In den Plagioklas-Augenamphiboliten liegen Augen von 5 bis 8 mm Kantenlänge in einem mörteligen, feinkristallinen rekristallisierten Grundgewebe aus Plagioklas und wenig Quarz, welches diablastisch mit Hornblende und Biotit verzahnt ist. Die Grundgewebs-Plagioklas lassen sich von denen der Augen gut unterscheiden. Im Grundgewebe sind sie klein, xenomorph, lappig in die dunklen Gemengeteile einfingernd, wenig verzwilligt, flammig auslöschend und kataklastisch. Sie sind ungefüllt und enthalten 18—20% an. Die Augenplagioklas haben eine Füllung mit Serizit und Klinozoisit sowie Einschlüsse von Epidot und Hornblende. Sie sind nur wenig und undeutlich verzwilligt. Ihr Verhältnis zu den Hornblenden verdient besondere Beachtung. Die Hornblenden liegen in diesen Plagioklas teilweise in Form resorbierter Einschlüsse vor. Sie zeigen am Kontakt mit den Plagioklasaugen eine Bleichung, was schon von I. A. IPPEN, 1896, festgestellt wurde.

Somit sind die Plagioklasaugen jünger als die Hornblenden. Ihr Typus entspricht dem der übrigen Seckauer Hornblendegesteine. So wie die Hornblende zeigt auch der Biotit im Verband mit den Plagioklasaugen Resorptionserscheinungen.

#### Der „Dioritporphyrit“, E. KITTL 1919

Die von E. KITTL als Porphyrite bezeichneten Gesteine liegen an eine Störung gebunden, die durch die Gefrorensec-Scharte südlich des Dreistecken Gipfels in der nördlichen Pölsensteingruppe zieht. Es konnten 4 Lagen ausgeschieden werden, zwischen denen Gneise und Aplite liegen. Im nördlichsten Zug dieser Hornblendegesteine liegen auch Bänderamphibolite vor (Profil 16, 16 b, Tafel II).

Die Gesteine zeichnen sich durch große Hornblendekristalle ohne erkennbare Regelung im Gestein aus. Sie liegen in einem makroskopisch nicht auflösbaren hellen Grundgewebe, u. d. M. als vornehmlich aus Plagioklas mit wenig Quarz erscheinend. Es ist mylonitisch und rekristallisiert, die noch erkennbaren Plagioklase sind sehr stark serizitisiert, gefüllt und gelegentlich zwillingslamelliert. Es sind vorwiegend Oligoalbite.

Die Hornblende-Holoblasten sind sicher jünger als das mylonitisierte Grundgewebe, welches sich gelegentlich als Einschlüsse in den Hornblenden findet. Umgekehrt liegen gelegentlich auch kleine stark umgesetzte Hornblendenfetzen im Grundgewebe zusammen mit kleinen Biotitleisten und Titanitkrümeln als Umsetzungsprodukte einer offenbar älteren Hornblende.

Interessant ist, daß die Grenzen dieses Gesteins gegen die Aplite und Gneise oft unscharf sind und die Größe sowie auch die Menge der Hornblende gegen das Nebengestein zu graduell abnimmt.

Das Gestein kann wohl nicht als Porphyrit angesprochen werden, denn es entstand offenbar durch ein lebhaftes posttektonisches Wachstum der Hornblende in einem mylonitisierten älteren, schon metamorphen Gestein \*). Ähnliche Bildungen finden sich auch im Giger-Hütten-Profil, wo im Verband mit den Plagioklasaugen-Amphiboliten ebenfalls große garbenartig gewachsene Hornblenden auftreten sowie Knollen fast reiner Hornblendite. Ähnliche Vorkommen fand ich auch im Schüttkogelzug westlich der Strächen im Verband mit feinkörnigen Plagioklasgneisen der Pölsensteingruppe.

#### Die Hornblendegneise

Es handelt sich hier um Gneise mit faseriger Textur, die schon makroskopisch neben großen Biotiten in stark wechselnder Menge auch Hornblende enthalten. Vielfach zeigen sich in diesen Gesteinen die Spuren lebhafter Durchbewegung des alten Gewebes, welches stets feinkörnig ist. Die Hornblenden zeigen oft Umwandlung in Biotit, Klinozoisit, Titanit. Biotit liegt in großen Scheitern gelegentlich auch mit Hornblende verwachsen vor, wobei die Biotite oft ein  $s_1$  zeigen sowie Sageniteinschlüsse. Die Plagioklase haben eine Füllung von Klinozoisit in Form von Besen und Rosetten, sind rekristallisiert. Nach einer Zertrümmerung sind sie gelegentlich noch als Oligoklase des Altbestandes zu erkennen. Albit kann als letztes Kristallisationsprodukt gelegentlich gefunden werden. Wie schon im Giger-Hütten-Profil beschrieben, zeigt sich auch hier, daß die Hornblenden im Kontakt mit Plagioklas stark zerstört werden.

Im Sommertörl zeigt sich, daß die Biotitisierung mitunter so weit fortgeschritten ist, daß Hornblenden nur mehr in letzten Resten in einem Biotitfasergneis vorliegen (A 7).

\*) Siehe dazu F. ANGEL, 1924, S. 63.

Ein textueller Sondertyp der Hornblende führenden Gneise ist ein von uns als „Wabengneis“ bezeichnetes Gestein. Namengebendes Merkmal ist eine im Längs- wie im Querbruch auffallende wabige Textur. Sie entsteht dadurch, daß Hornblende und Biotit als dunkle Gemengteile um mehr oder weniger kugelige Aggregate der hellen Gemengteile herum gewachsen sind. Der Durchmesser dieser „Waben“ ist rund 1—1,5 cm.

Die lichten Gemengteile bestehen zum größten Teil aus Plagioklasen mit 15—25% an. Gelegentlich zeigt sich auch ein anderer Typ, der ein Albit ist und kaum eine Füllung zeigt. Die Oligo-Albite sind mit Klinozoisitbesen und -rosetten gefüllt. Diese Oligo-Albite bilden mit wenig Quarz ein feinkörniges, stark zerbrochenes, aber rekristallisiertes Grundgewebe. In den plagioklasreichen Anteilen ist auffallend zonarer und idiomorpher Orthit. In diesen Anteilen des Gewebes treten in Fundorten der östlichen Seckauer Tauern gelegentlich auch schöne idiomorphe Titanitkristalle in Erscheinung.

Die basischen Ringanteile bestehen aus stark resorbierter und korrodierter Hornblende mit Biotit, der vielfach aus Hornblende entstanden ist. Die Zusammensetzung der Gesteine wechselt örtlich stark:

Hornblende .....	20—45 Vol.%
Biotit .....	20—30 Vol.%
Plagioklas .....	30—50 Vol.%
Quarz .....	kaum mehr als 10 Vol.%
Titanit .....	örtlich 5 Vol.%
Epidot, Zoisit .....	bis 5 Vol.%
kl. Granat .....	nur akzessorisch

In einem Wabengneis des Feistritzgrabens unterhalb der Sautratten ist der größte Teil der Hornblende bereits durch Biotit, Epidot, Titanit, Zoisit, Erz, ersetzt. Dies, sowie die Beobachtungen auf dem Sommertörl, zeigt die Wahrscheinlichkeit, daß viele biotitreiche Flasergneise der Seckauer Tauern mit auffallenden Konzentrationen von Epidot-Zoisit-Titanit ursprünglich Hornblende führende Plagioklasgneise waren. Sie ergeben somit einen Hinweis dafür, daß vor der Vergneisung ursprünglich weit größere Mengen von Amphiboliten in den Serien der Biotitschiefer vorhanden waren, daß diese aber im Zuge der späteren Metamorphose nahezu restlos verschwunden sind.

Aus dem Pölsensteingebiet beschreibt H. Helfrich den Verband solcher Wabengneise mit Aplit, wobei sich die Auflösung der Hornblende im Zuge der Feldspatung der Gesteine erweist. Auch hier ist in Zonen reicher Feldspatführung auffallend häufig idiomorpher Orthit zu finden.

#### 4. DER TEKTONISCHE BAU DER SECKAUER TAUERN

Die Besprechung des vielgestaltigen und oft komplizierten tektonischen Baues erfolgt von Ost nach West in einzelnen Abschnitten. Die zugehörigen Profile der Tafeln I und II sind ebenfalls von Ost nach West angeordnet, siehe dazu auch Blatt Oberzeiring-Kalwang 1:50.000 und Textfigur 5.

##### 4.1. Das östliche Gebiet bis zum Seckauer Zinken

Mit dem nun zu besprechenden Profil 1 treten wir in das Kartenblatt Kalwang ein, und von hier westwärts entwickelt sich das Seckauer Kristallin zu seiner vollen Breite.

Das Profil setzt in der Grauwackenzone südlich Mautern ein, führt südwärts über den Kristallinzug des Speikbühel (1878 m) in den oberen Feistritzgraben und weiter über den Kamm der Sautratten (1420 m) zum Seckauer Tertiärbecken.

Im Norden zeigten sich im Profilstück über dem Alpensteinerhof zum Gaisgraben sowohl die Rannachserie mit den Zügen der Leimser-Frauengrabengneise und das eingeschuppte Karbon überaus steil gestellt und durch Bündel von steilen Querstörungen (NNE bis NE streichend) zerhackt.

Die Grenze gegen die Gneisgranite, Flasergneise und Biotit-Schiefer des Speikbühelzuges ist zum Teil durch solche Querbrüche diktiert. Dabei ist auch der Bau des Kristallins nördlich der Alpsteiger Kuppe (1801 m), Profil 2, in sich geschuppt, mit steil nordfallender Tendenz und enthält eine Scholle von stärker metamorpher Rannachserie. Die allgemeine Tendenz des Kristallins ist ein steiles Einfallen gegen Nord unter die Rannachserie.

Der Speikbühelzug des Kristallins wird mit seinen Granitgneisen, Porphyrgniten und grobkörnigen Mikroklin-Flasergranitgneisen durch die Bruchzone des Feistritzgraben-Freudentales im Süden abgeschnitten.

Verfolgen wir nun die Rannachserie im Westen des Speikbühelgranitzuges vom Bremstein (1868 m) gegen Süden, Profil 3, so zeigt sie sich teilweise gefeldspatet, normal nord- bis NNE fallend bis zum Kamm der Hochreut (2172 m) und unter ihr tauchen nun meist stark gefälte oder auch in Großfalten gelegte glimmerarme graue Gneise auf, die wir teilweise als aus der Rannachserie entstanden betrachten (R-Gneise). Sie umrahmen den gesamten Weinmeisterboden und bauen den Kammzug über Schwaigerhöhe (2216 m) und Kumpitzstein auf. Auffallend beim Zug dieser R-Gneise ist gegenüber der nördlich folgenden Rannachserie, daß deren meist ruhigerem Nordfallen nun eine stärkere Falten tektonik gegenübersteht. Weiterhin ist zu bemerken, daß im Bereich von Hochreut und Kumpitzstein sowie südlich des Feistritztales die R-Gneise in fließendem Übergang zu biotitreichen bankigen Gneisen stehen.

Eine verbindlich genaue Teiltektonik des letztgenannten Zuges der R-Gneise kann infolge der stark schuttbedeckten Waldgehänge hier nicht erkannt werden.

Die tektonische Stellung dieses Gneiszuges Schwaigerhöhe-Kumpitzstein ist aus dem bisher beschriebenen Abschnitt allein nicht mit Sicherheit erkennbar. Es zeigt sich nur im Gebiet des Bremsteinkammes, daß diese R-Gneise ebenso liegend zur Rannachserie sind, wie die Speikbühel-Granitgneise.

Im Südteil des hier besprochenen Profiles zeigt sich nun, daß der Zug der R-Gneise souverän durch ein WNW-streichendes Bündel von sehr steilen Bewegungsbahnen abgeschnitten wird. Gegen Osten schwenken diese zu Schuppungen führenden tektonischen Bahnen mehr und mehr in E-W-Streichen ein.

Gegen Westen setzen sie sich über die Kämme des Hammerkogel (2256 m) zum Seckauer Zinken (2398 m) und zum Hochreichart (2416 m) fort.

Die tektonische Position dieser R-Gneise läßt sich erst aus dem Bau des Seckauer Zinken erkennen. Sie bilden hier, zusammen mit sauren Muskowit-Granitgneisen den Gipfelaufbau und werden im SE und Süden von Biotitflasergneisen und Graniten unterlagert. Diese letzteren Flaser- und Granitgneise streichen gegen ESE in den Rücken von Maria Schnee (1816 m) weiter und bilden auch hier die tektonische Basis der R-Gneiszüge von Schwaigerhöhe und Kumpitzstein (Profil 1, 4).

Diese tektonische Nahtzone liegt hier sehr steil und bildet mannigfach Schuppungen. Im Südfall der Schwaigerhöhe liegt ein steiler Span stark durchbewegter Flaser-

gneise. Diese steile Zone quert den hinteren Talschluß des Schwaigerbaches und zieht weiter in den obersten Dürnbergergraben. Hier zeigt sich ein Profil, welches dem des Seckauer Zinken fast ganz gleicht. Vom Liegenden im Süden hat man hier flach nordfallende Gneisgranite in den beiden Flanken des obersten Dürnbergergrabens. Darüber liegen mit 50—70° Nordfallen sauer geäderte Biotitschiefer entsprechend denen der Südflanke des Seckauer Zinken. Sie verlieren gegen SE an Mächtigkeit, nehmen aber breite Gneislamellen auf, die über den Nordkamm der Sautratten (1420 m) streichen.

Über den Schiefergneisen des obersten Dürnbergergrabens liegt nun, mitunter senkrecht aufgerichtet, eine Schuppe von R-Gneisen, die allerdings noch vor Erreichen von Maria Schnee durch eine Querstörung abgeschnitten wird. Diese Schuppe entspricht dem Gipfelaufbau des Seckauer Zinken, denn über ihr folgt, steilgepreßt und verfaltet, die Gruppe von Paraschiefern, auf denen auch Maria Schnee steht. Sie sind örtlich zu Flasergneisen umgewandelt und haben die gleiche Position wie das Flasergneisband unter der Nordwand des Seckauer Zinken.

Auch auf dem Nordkamm der Sautratten konnte trotz schlechter Aufschlüsse ein senkrecht stehendes Band von Serizitquarziten und feinkörnigen Serizitgneisen als Äquivalent der R-Gneise des Zinken gefunden werden.

Auf dem Seckauer Zinken sinken die Granitgneise des Gipfelaufbaues unter mancherlei Verfaltungen steil gegen Norden ab und werden hier von einer fast senkrecht stehenden Schuppe von Flasergneisen abgeschnitten.

Erst über dieser Schuppe folgt gegen Nord die Gruppe von Gneisgraniten und Mikroklin-Flasergneisen, die die Felsrippe östlich des oberen Gotstalkessels aufbauen und sich im Westen, im Hochreichart mächtig entfalten. Im Bereiche des hier besprochenen östlichen Profiles stellt die südliche Gruppe von Maria Schnee-Sautratten bis zum Südrand bei Dürnberg (NNE von Seckau) die südlichste und gleichzeitig tiefste Einheit der Seckauer Tauern dar (Profil 1).

Diese Einheit zeigt einen bunten Wechsel von Biotit-Gneis-Graniten, die mit biotitreichen groben Flasergneisen verbunden sind. Im Sautrattenkamm ist der Zug dieser Gesteine stark zerschissen, da mehrere dünngebankte Züge von Biotit-Schiefergneisen mit wechselnder Durchaderung zwischengeschaltet sind.

In der Westflanke des oberen Dürnbergergrabens (etwas unter „Siebenherz“ d. K.), sowie im Gehänge nordöstlich des Sattels nördlich des Sautrattengipfels liegen auch kleine Lamellen von hellen R-Gneistypen, ohne daß sich diese als selbständige tektonische Körper herausheben ließen.

Auf dem Kamm nördlich des Aiblkogels (1491 m), NNW von Seckau (Prof. 3), liegt eine gut ausscheidbare Schuppe von typischen Serizitquarziten der Rannachserie und etwas nördlich davon eines der seltenen Hornblendegesteine. Die Gesteine sind stark verfaltet mit Biotitschiefern und werden tektonisch unterlagert von Porphyrgneisgraniten und Flasergneisen.

Die eigentliche Südgrenze des Kristallins wird nördlich und nordöstlich von Seckau von mehr/minder durchaderten Paraschiefern gebildet, die im Gegensatz zu den flacher gegen Nord fallenden Gneisgraniten steil bis senkrecht stehen. Sie zeigen starke Spuren postkristalliner Beanspruchung und sind stark in Linsenkörper aufgelöst.

Diese Schieferzüge ziehen in die nördliche Kuppe des Aiblkogels hinein. Südlich davon und liegend folgt die den Pabstriegel (1871 m) aufbauende Gesteinsgruppe, welche nun gegen Westen ihrerseits bis zum Vorwitzgraben den tektonischen Südrand des Gebirges darstellt.

#### 4.2. Das zentrale Kammgebiet des Zinken-Hochreichartzuges

Auf der Nordflanke des Seckauer Zinken tauchen über den steil nach Norden abtauchenden Gipfelgneisen mächtige Biotitgranite, Gneisgranite und grobkristalline Kalifeldspat führende Flasergneise auf. Sie liegen verhältnismäßig flachwellig und bauen die Kämmе des Moarangerkogels (2358 m), Havenbrecher (2128) und die Gipfelkappe des Hochreichart (2416) auf. Im Norden ziehen sie hinab bis zur Vereinigung des Stubenbachgrabens mit dem Gotstal, stehen aber hier von der Hochreicharthütte ostwärts im Störungsverband zur Rannachserie.

Ein Nord-Süd-Profil durch den Gipfelbau des Hochreichart (Profil 6) zeigt, daß diese Gneisgranite im Norden unter Vermittlung eines Bandes feinkörniger Biotit-schiefer von hellgrauen, ziemlich biotitarmen Gneisen des R-Gneistypus unterteuft werden. Die nach Süden ausstrahlenden Kämmе bestehen ebenfalls aus Gneisgraniten, z. T. sehr biotitreichen Flasergneisen und auch Schiefergneisen. Diese Gesteinsgruppe fällt jedoch mit mäßigem NNE-Fallen unter die Gneise der Gipfelkappe ein.

In den Graten und Rinnen westlich des Hochreichartgipfels sieht man nur mehr die R-Gneise der Nordflanke. Die hangende Gipfelkappe des Hochreichart fehlt hier, die R-Gneise greifen in die Südabstürze über und bauen den Hauptkamm mit Hirschkarlgrat, Grieskogel (2336 m), Geierhaupt (2418 m) auf.

In den Rinnen nordwestlich und nahe dem Hochreichartgipfel enthalten die Mikroklin führenden R-Gneise auch Schollen von gelbem, grobkristallinem Marmor mit einer schwachen Vererzung von etwas Cu-Kies, Pyrit und nadeligem Turmalin.

Unter den R-Gneisen des Hauptkammes tauchen in den Südhängen Biotitgneisgranite auf. In der Südflanke des Hirschkarl zeigen sie noch nördliches Einfallen. Westlich des völlig durch Schuttmassen verkleisterten Hölltales stellt sich unter dem Geierhaupt jedoch ein völlig abnormales, steiles SSW-Fallen ein (Profil 7).

Obwohl diese Liegendgneise östlich und westlich des Hölltales einander anscheinend in ihrer tektonischen Position entsprechen, dürfte doch zwischen beiden eine im Schutt verborgene tektonische Bewegungsbahn liegen.

Zusammenfassend ergibt sich nun das Bild, daß eine Hangendmasse von Gneisgraniten den Hochreichart und Moaranger aufbaut (Hochreichart-Schuppe). Sie liegt auf der Nordseite über den R-Gneisen, die in gleicher Position erst im Seckauer Zinken und einigen kleinen Schuppen weiter im Südosten wieder heraustauchen. Hier sind sie Anteile der Schuppenzone südlich von Schweigerhöhe und Kumpitzstein, die sich dann über den Seckauer Zinken bis in die Südflanke des Hochreichart fortsetzt.

Damit gibt sich die als „Hochreichartschuppe“ benannte Einheit als höchstes tektonisches Element des besprochenen Abschnittes zu erkennen. Ein Äquivalent findet sich nach einer störungsbedingten Unterbrechung im Bremstein, Freudental weiter im Osten. Hier nehmen die Granit- und Flasergneise des Speikbühel (Profil 1) die gleiche Position im Hangenden der R-Gneise des Zuges Schweigerhöhe—Kumpitzstein ein, wie die Hochreichartschuppe.

Dies zeigt sich allerdings mit Klarheit erst weiter östlich, wo die Granitgneise über Blutsattel (1572 m) zum Kraubathgraben weiterziehen. Bei durchwegs herrschendem Nordfallen kommt unter ihnen im südlichen Feistritzgraben (bei Luckbauer bzw. im unteren Irlinggraben) die Fortsetzung der R-Gneise des Kumpitzstein herab und zieht stark reduziert bis zum Ort Kraubath, bis zum Murtal.

Im Liegenden der Schuppenzone zieht der komplex aufgebaute Zug von Gneisen von der Sautratten über die Südhänge von Maria Schnee in den Südaufbau des Seckauer Zinken, des Moaranger und des Hochreicharts.

In der Karte 1:50.000 findet sich nun südlich dieses letztgenannten Zuges eine Störung verzeichnet, die parallel zum Streichen der Gesteinszüge vom Südrand des Kristallins nördlich Seckau gegen WNW bis NW zieht. Sie zeichnet sich bis zum Eintritt in das obere Ingeringtal durch Geländedepressionen, Sättel usw. ab. Sie konnte jedoch nur im Bau des Aiblkogels infolge einer Einschuppung von Rannachserie in den steilstehenden Gesteinen als wichtige tektonische Linie markiert werden. Erst im oberen Ingeringtal zeigt sie ihre Bedeutung für den Gebirgsbau. Dies wird später noch zu behandeln sein. Die Liegend-Einheit unter der Schuppenzone setzt sich westlich des Seckauer Zinken im Kamm des Gelter-Kuhbeutel (1929 m) fort. Hier liegen die Gneisgranite des Gipfels über einer ziemlich kompliziert gefalteten Gruppe von Schiefergneisen und Migmatiten. Diese ziehen gegen WNW in den unteren Brandstätter Graben und bis in den untersten Teil des Südgrates des Hochreichart. Auch hier liegen über ihnen Biotit-Flasergneise und granitische Lagen, unterbrochen durch Schiefergneisbänder.

Diese letztere, dem Gipfel des Gelter-Kuhbeutel entsprechende Gruppe wird unter dem Gipfelaufsatz des Hochreichart (Hochreichartschuppe) durch steil nach NE fallende und postkristallin stark laminierte Schiefergneisbänder nach oben abgeschlossen, womit die tektonische Grenze zur Hochreichartschuppe markiert ist.

Dieser liegende Gesteinszug findet nun im Süden an der zuvor erwähnten streichenden Störung einen gewissen Abschluß. Er ist im Osten nur im Profil des Aiblkogels durch die Einschuppung eines Spans von Rannachserie deutlich gemacht. Eine tektonische Grenze zeichnet sich jedoch auch im Bereich des Ingeringtales östlich der „Waldsäge“ d. K. (=Bär WH) ab. In der hier vorliegenden Gruppe von Schiefen und migmatischen Gneisen liegen weithin streichende Mylonitzonen mit oft völliger mehlfeyner Gesteinszerreibung. Ein Gleiches konnte auch nordwestlich davon auf der anderen Talseite in den Schiefen beobachtet werden.

Dies spricht eindeutig dafür, daß die genannte Störung eine tektonische Trennung zwischen den nördlichen und südlichen Gesteinskörpern bewirkt hat. Auf der Ostseite des Ingeringtales liegt nun südlich der Störung der Bergstock des Pabstriegels (1871 m). Sein Gesteinsaufbau entspricht in der bunten Folge von Paraschiefern, Migmatiten und Gneisgraniten dem der nördlichen Einheit. Bemerkenswert ist dabei, daß sich aus den mächtigen Schieferserien mit wenigen Granitgneislamellen im SE (zwischen Seckau und Aiblkogel) gegen NW immer mehr Granitgneise und Flasergneise aller Typen entwickeln, so daß im Pabstriegel selbst diese eine mächtige Masse bilden. Bei generellem Einfallen nach NNE überqueren diese den Vorwitzgraben und kommen in breiter Front bis zur Ingering.

Erst im Zuge der letzten Untersuchungen konnte hier die Bedeutung einer Störungzone erkannt werden, die im Kartenblatt 1:50.000 lediglich nördlich Bischofffeld (bei Puchschachen) mit NW-Streichen eingetragen ist. Sie setzt sich als steilstehende Zerbrechungszone über den Vorwitzgraben hinweg, über den Sattel (südlich P 1628) in die Ingering hinein fort, wo sie mit NNW-Streichen etwa beim Bär-WH mündet. Ihre Bedeutung wird im Zusammenhang mit dem folgenden Abschnitt zu diskutieren sein.

#### 4.3. Das Bergland zwischen Ingering und Gaal

Wie sich aus den Erläuterungen des vorstehenden Abschnittes ergab, dürfen wir die Gruppe der R-Gneiszüge des nordöstlichen Abschnittes (Schweigerhöhe—Kumpitzstein) unter der Hochreichart-Schuppe hinweg mit den R-Gneisen nördlich und westlich des Hochreichart stofflich und tektonisch gleichsetzen.



Schwierigkeiten der Parallelisierung ergeben sich erst beim Vergleich beider Talseiten der Ingering bis in das Quellgebiet im Bereich des Kettenthörls (1870 m). Zunächst läßt sich die Hochreichart-Schuppe nur bis in die Wände und Rinnen westlich des Gipfels verfolgen. Sie endet hier. Schon im Hirschkarl und westwärts unter dem Geierhaupt und bis zum Kettentalkogel (2139 m) setzen sich die Gneise der Südflanke des Hochreichart als tektonisch Liegendes der nördlich folgenden R-Gneise fort. Dabei zeigen sich in dem unter dem Höllkogel eingeschalteten Schieferband starke Verfaltungen und Zerbrechungen als Zeichen der tektonischen Vorgänge.

Die Schwierigkeiten der Tektonik beginnen nun aber damit, daß auf der Westseite des Hölltales die Granitgneise in den Abhängen zur Ingering nicht mehr mit dem normalen NNE-Fallen fortsetzen, sondern steil bis fast senkrecht südwärts einfallen. Diese unvermittelte Steilstellung ist ungewöhnlich und steht in starkem Gegensatz zur regelmäßig flachen Lagerung der Granitgneise auf der gegenüberliegenden Talseite. Dies ist allerdings infolge der starken Moränen- und Hangschuttverhüllung des breiten Talbodens eine Feststellung auf 1—2 km Distanz.

Südlich des Ingeringsees zeigen die Steilabbrüche migmatische Gneise und Lamellen von Granit mit mittelstem SSW-Einfallen und gelegentlichen starken Abweichungen, wogegen auf der anderen Talseite die Gesteine des unteren Südkammes des Hochreichart das normale NNE-Fallen zeigen (Profile 6, 7, 9).

Infolge dieser Diskrepanz beider Talseiten wurde in der Karte hier eine Bruchlinie gezeichnet, die sich zwanglos als Fortsetzung der Störung nördlich des Pabstriegelkörpers ergibt. Mit dieser Störung dürfte auch der Knick des Ingeringgrabens gegen NW in Zusammenhang stehen. In diesen Knick zielt aber auch die im vorigen Abschnitt kurz beschriebene Störung hinein, die von Puchschachen im SE die Vorwitz überquert und gegen NNW streichend in die Ingering mündet. Sie zielt genau in das Hölltal und in dessen tief gegen NNW eingeschnittenes Kar.

Der Abschnitt des Ingeringtales zwischen „Waldsäge“ (= Bär-WH) und Ingeringsee liegt also im Schnitt mehrerer Bruch- und Zerlegungszonen was auch morphologisch zum Ausdruck kommt.

Auch südlich dieses Abschnittes entspricht dem mittelsteilen bis steilen NE-Fallen der Gneise der Ostseite ein flaches SW-Fallen der Ringkogel-Granitgneise. Allein im untersten Abschnitt des Ingeringtales nördlich des Ortes Ingering II darf ein ungestörtes Durchstreichen der Schiefergneise und migmatischen Gneise angenommen werden.

Das Problem der tektonischen Auflösung liegt nun darin, welche Bedeutung der Wirksamkeit wir den eben beschriebenen Störungszonen beimessen.

Ohne Zweifel steht die mächtige zentrale Gneismasse der Ringkogel-Pletzen-Sonntagskogel-Masse gegen Ost isoliert gegenüber dem Hauptkammzug Sekkauer Zinken — Hochreichart — Geierhaupt — Schrimpfkogel — Kettentalkogel.

Gegen West schneidet der obere Gaalgraben die zentrale Masse von einer westlichen Fortsetzung ab: östlich der Gaal entwickeln sich die Gneise in den Südkämmen des Ringkogel (2277 m) tiefer unten mit steilerem, höher oben mit flacher werdendem NNE-Fallen, wobei im Liegenden mehr Biotitschiefergneise und Flasergneise, höher oben mehr Granitgneise auftreten. In den Kammgebenden herrscht flache Lagerung der Granitgneisbänke mit synklinalen Verbiegungen vor.

Eine der WNW streichenden Faltenachse annähernd parallele postkristalline Störung zieht von der Ingering in den Madlgraben und läßt sich unter den Nordwänden des Gr. Ringkogel am Sundlsee deutlich feststellen.

Ihre Fortsetzung gegen NW ist zwar als individuell ausgeprägte Bewegungsbahn nicht erkennbar, doch spricht verstärkte Aufklüftung der Granitgneise im Gebiet der Thierscharte (2165 m) und an der Basis des S-Grates des Sonntagskogels (2345 m) für eine Fortsetzung. Insgesamt hat diese Störungsbahn einen parallelen Verlauf zum NW-Teil der oberen Ingering und zielt genau in den NW-Verlauf des Hammerlbach-Zuflusses des obersten Gaalkessels.

Auf der Westseite der Gaal liegt nördlich des Rosenkogels (1819 m) in den Kämmen von Salzlecke — Lanneck (2314 m) eine steil südfallende Schuppenzone mit bunter Gesteinsmischung (Profil 10—12). Diese tektonische Bewegungszone kommt mit SE-Streichen als senkrecht stehende Nahtzone und mit Mylonitbildungen bei der Grafenhuben zur Gaal herunter. Sie findet aber auf der Ostseite des Gaalgrabens keine sichtbare Fortsetzung. An ihrer Stelle liegen hier harte, offenbar ungestört gegen NE — NNE einfallende Granitgneise (Wilfinggraben — Gehänge bei Bleikoll.). Die bachaufwärts folgende Gaalschlucht enthüllt stark gestörte und miteinander verfaltete Granitgneise und Biotitschiefer + Biotitschiefergneise bei häufig senkrechter, meist steiler Lagerung und NNW-Streichen. Die unmittelbare Verbindung der Gesteine des jungen Schluchtdurchbruches nach Ost ist durch quartäre Schuttmassen verhüllt, östlich folgen erneut flach liegende, harte, kompakte Granitgneise und Mikroklin-Flasergneise. Dies spricht für einen Störungsverband der westlichen Gesteine gegenüber den Granitgneisen des Ringkogelmassivs.

Die Komplikationen im obersten Gaalgraben mit seinen Quellbächen werden durch starke Störungen und mächtige Moränenverkleidung undurchsichtig. Hier ergeben sich folgende Probleme:

Östlich der Gaal setzen sich zusammenhängend die Granitgneise vom Ringkogel her über Sonntagskogel (2345 m) bis zum Kadl (2027 m) fort, dessen Westflanke mit Einschaltung zerbrochener aplitischer Gneise zum Gaalthörl (= Kneisl Thörl) abbricht. Auf der Westseite des Gaalthörls liegen sehr flach grobkörnige Granitgneise als Liegendes der den ganzen Speikleitenberg (2126 m) aufbauenden R-Gneise. Das damals vom Eis überflossene Thörl bildet ohne Zweifel eine Störung ab, die mit NNE-Streichen gegen das Triebenthörl (= Kettenthörl) zieht und sich dort mit der NW-Störung der Ingering scharf. Die Verbindung der Granitgneise beiderseits des Gaalthörls wird dadurch problematisch. Das gleiche gilt aber auch für die Granitgneise der Kneislspitze (2047 m) und die anderen nördlich des Hammerlbaches aus den Moränen auftauchenden Gneisbastionen. Somit wäre die zentrale Granitgneismasse zwischen Ingering und Gaal vollkommen von ihrer östlichen und westlichen Nachbarschaft abgetrennt.

Wollte man trotz der Störung am Gaalthörl eine Gleichsetzung der Granitgneise von Kadl-Sonntagskogel mit Speikleitenbasis und Kneislspitze durchführen, so würde man damit die zentrale Masse als tektonisches Äquivalent der Liegend-Granitgneise der R-Gneisgruppe auffassen. Für diese Deutung gibt es nun tatsächlich Hinweise beiderseits des unteren Ingeringgrabens.

Man könnte nämlich die Biotitschiefer und die Biotitschiefergneise mit Injektionslagen, die in der Talgabel zwischen Ingering und Gaal liegen, mit denen der Ostseite der unteren Ingering verbinden, wenngleich beide durch die Ingeringstörung voneinander getrennt sind.

Macht man die Annahme der Gleichsetzung beider jedoch trotzdem, so kommen die Granitgneise der Ringkogelmasse ebenso ins Hangende der Biotitschiefergruppe

zu liegen wie die des Pabstriegels auf der Ostseite der Ingering\*). Man muß beide Granitgneisgruppen als tektonisch äquivalent betrachten. Da aber die Pabstriegelgneise im Liegenden der vom Seckauer Zinken herstreichenden R-Gneise liegen, müßte das gleiche auch für die Ringkogelmasse angenommen werden. Das heißt, die zentrale Granitgneismasse wäre ein Äquivalent der Liegendgranitgneise der R-Gneis-Einheit.

Sie muß allerdings im Ringkogel-Pletzen-Sonntagkogel sehr stark herausgehoben sein, so daß alles, was östlich bzw. nordöstlich der Ingeringtalung liegt, relativ tiefer liegt (Ingering-Störung).

Haben schon von SE her die Granitgneise des Pabstriegels eine starke Mächtigkeitsanschwellung erfahren, so haben sie westlich der Ingering im Ringkogel das Maximum erreicht. Gegen NW (Sonntagkogel-Kadl, eventuell Kneislspitze) nimmt die Mächtigkeit anscheinend wieder ab, was allerdings auch auf die postkristalline Tektonik zurückgeführt werden kann. Die hier vorgelegte Deutung der tektonischen Position der Ringkogel-Einheit zwischen Ingering und Gaal scheint auf Grund der vorliegenden Beobachtungen die wahrscheinlichste zu sein. Sie gründet sich einerseits auf die Hangendposition der Granitgneismasse des Ringkogels über den Schiefen ihrer südlichen Basis, die wir mit denen auf der Ostseite der Ingering identifizieren. Andererseits ist die Deutung des tektonischen Charakters des oberen, NW—SE verlaufenden Ingeringtales entscheidend.

Die in der Karte 1:50.000 von nördlich Seckau bis in das Quellgebiet der Ingering als Störung eingezeichnete Zone hat ohne Zweifel eine sehr steile Stellung und hat auch Mylonitbildungen, Schuppungen in den Schiefergesteinen sowie Steilpressungen der Gesteine bewirkt. Sie kann aber nicht als Überschiebung im Sinne einer weiträumigen Dislokation erkannt werden. Diese Feststellung erscheint deswegen wichtig, weil sie durchwegs im tektonischen Streichen der Gesteinskörper liegt und damit nicht als querende Bruchzone allein aufgefaßt werden kann. Die hier stattgehabten Bewegungen liegen als postkristalline Ereignisse noch im Kräfteplan des gesamten Baukörpers der Seckauer Tauern im Rahmen der Einspannung in seiner Umgebung begründet. Sie können, wie noch auszuführen sein wird, nur im Rahmen eines Großraumes verständlich gemacht werden.

Damit können wir die Großgruppe der Gesteinsfolgen von Pabstriegel-Ringkogel nicht grundsätzlich von der nördlich folgenden Gesteinsfolge der Südflanken von Seckauer Zinken und Hochreichart abtrennen.

Das gleiche gilt — wenn auch in regional vermindertem Maße — auch von den Bewegungsbahnen Puchschachen — Vorwitz — Ingering und Madlgraben-Sundlsee-Thierscharte — oberer Gaalgraben. Alle diese Bewegungszonen schneiden aus den Großkörpern nur lenticuläre Teilkörper heraus, ohne diese aber grundsätzlich voneinander zu trennen und zu selbständigen Einheiten zu machen.

#### 4.4. Der Westabschnitt der Seckauer Tauern zwischen Gaal-Triebental und dem Pölstale

Man kann aus dem südlichen Abschnitt des Gaaltales nordwärts ohne Berührung mit anstehenden Felskörpern über die Thörl des Quellgebietes der Gaal in das Triebental und in die nördliche Grauwackenzone gelangen. Dieser Umstand zeigt, welche tiefgreifende Zäsur zwischen der zentralen Seckauer Gruppe und ihrem westlichen Abschnitt besteht.

\*) Dazu Profilvergleich 4, 5, 8, 9.

Daß beide Talflanken des NNW—SSE streichenden Abschnittes des Gaaltales nicht zusammenpassen, konnte schon im vorigen Abschnitt gezeigt werden. Auch das Kartenbild zeigt deutlich, daß die Gesteinszüge des Rosenkogels (1819 m) mit ihren reichlichen Einschaltungen von Paraschiefern und ihrer steilen Lagerung anders gebaut sind als die Profile der östlichen Talseite. Dasselbe gilt auch für den weiter nördlich anschließenden Zug Salzlecken — Lanegg — Kesseleck (2314 m) — Amachkogel (2317 m) mit durchgehendem Südwestfallen. Auch hier sind die reichlichen Einschaltungen von Paragneisen, Migmatiten und aplitischen Graniten typisch im Gegensatz zum östlichen Ringkogelmassiv (Profil 10—12).

Im einzelnen zeigt sich, daß die zahlreichen Paragesteinslinsen in durchaus verschiedenem Verbandsverhältnis zu den Granitgneisen bis Flasergneisen stehen. Wir finden einerseits die beschriebenen Übergänge ohne scharfe Grenze, andererseits scharf markierte Grenzen, meist mit Zerbrechung der Gesteine, die anzeigen, daß es sich in diesen Fällen um postkristalline Bewegungen handelt, die oft einen beachtlichen Faltenbau verursacht haben. Alle Falten folgen einem scharf geregelten und sehr flachen NW—B.

Zwischen dem nordöstlichen Zug und dem Rosenkogelzug im SW scheint ein Verband in Form einer vielfach zerschlissenen und durch steile, NW streichende Flächen zerlegten Synklinale zu bestehen. Dies ist jedoch nur im südlichen und mittleren Teil feststellbar. Vom Lerchkogel gegen NW zum Schleifberg (2052 m) liegt eine mächtige und ungegliederte granitische Masse vor, die gegen Osten hin zum Nordkamm des Lerchkogels deutliches SW-Fallen zeigt. Die Granitmasse des Schleifberges entwickelte sich mit Volumenzunahme aus dem Kern der südöstlichen Synklinallstruktur. Der westliche Flügel der sich gegen N zu erweiternden Synklinale wäre allerdings bei St. Johann a. T. durch das Pölser Bruchsystem abgeschnitten.

Dieser hier geschilderte Bau schließt nordwärts mit scharfer Grenze am Leitschachbach und unter den Nordwänden der Gamskögel ab. Nordwärts folgt eine gänzlich anders zusammengesetzte Gesteinsgesellschaft, die wieder in den Bereich der R-Gneise der nördlichen Seckauer Tauern führt.

Vom Amachkogel (2317 m) führt ein klares und gut aufgeschlossenes Profil nordwärts zum Hochleitenspitze (2396 m) und in die Gamskögel (Profil 13). Unter den südfallenden Gesteinsfolgen des Amachkogels folgen grobe Granitgneise der Hochleitenspitze, die in ihrem Nordabfall eindeutig über den R-Gneisen der Wandbasis und der Königin (Gratrippe im Möderingkar) liegen. Hierbei ist die Zuteilung dieser Gesteine zu den R-Gneisen infolge vergneister Quarzite und Marmorlinsen in den Möderingkögeln über jeden Zweifel erhaben.

Man könnte nun die Gneisgranite der Hochleitenspitze nach der Gesteinsart mit denen der Kneislspitze und der Basis des Südgrates der Speikleitenspitze verbinden. Jedoch liegen die Gneisgranite der Hochleitenspitze im Hangenden, letztere jedoch im Liegenden der R-Gneise. Die gleiche Überlagerung der Gesteinsfolgen der Südgruppe über den R-Gneisen ergibt sich weiter westlich im Profil über das Knaudachthörl zum Kleinen Griesstein. Hier zeigt sich auch die Verschuppung beider Einheiten miteinander und der tektonische Charakter ihrer Verbindung (siehe Profil 15 u. Erl.).

Konsequent können wir demnach die Ringkogelgranite nicht mit dem Gesteinszug Kesseleck—Lercheck—Schleifberg—Amachkogel verbinden, da die Ringkogelgranitmasse unter den Zügen der R-Gneise, die Gesteine westlich der Gaal jedoch darüber liegen. In ihrer tektonischen Position können wir die Gesteine westlich der Gaal mit denen der Hochreichartschuppe wohl vergleichen. Sie jedoch mit dieser gleichzusetzen hielt ich bei dem einmal erkannten Großlinsenbau der Seckauer Tauern für müßig.

Die hier gegebene Deutung kann infolge der starken Schuttverhüllung entscheidender Abschnitte nur als wahrscheinlich angenommen werden. Dementsprechend erfolgte auch die Kartenzeichnung (1:50.000), die den obersten Gaalgraben als Grenze zweier verschiedener Einheiten verzeichnet.

In Verfolgung des Profils über das Knaudachthörl betrachten wir nun das Profil über dem Großen Griesstein (2337 m). Sein Baukörper besteht gänzlich aus den R-Gneisen, wobei in der Nordflanke, am Eberlsee, in den Gneisen noch Marmorlinsen (entsprechend der Rannachserie) stecken, und das gleiche konnte in der Ostflanke ober der Alm P 1625 festgestellt werden. Der interne Bau der Gneise des Griesstein ist sehr kompliziert durch Verfaltungen, und es ist auffallend, daß Schuttrinnen, Zerbrechungszonen folgend, bis tief in den eigentlichen Gipfelkörper in NE-Richtung bis über 2200 m hoch hinaufgreifen (Abb. 2).

Die Nordost-Basis des Griesstein besteht im Liegenden der R-Gneise aus Biotit-Gneisgraniten, deren Position eine besondere Erläuterung erfordert.

Ihre Lage unter der Gruppe der R-Gneise des Großen Griesstein entspricht genau den Granitgneisen unter dem Südfall des Zuges Geierhaupt—Schrimpfkogel—Kettentalkogel. Sie werden im Übergang über die Thörl vom Ingeringtal zum Triebental durch Brüche zerschnitten und sind hier unter Moränen und Hangschutt verborgen.

Die mächtige Entfaltung der R-Gneise im Gipfelzug auf der NE-Seite des oberen Ingeringtales endet ebenfalls an der genannten Bruchzone. Diese R-Gneise zeigen hier eine bunte Vielfalt ihres Habitus, und vielfach gibt es Übergänge aus typischen Serizitquarziten der Rannachserie durch zunehmende Feldspatung und Glimmerwachstum. So zeigt eine Stelle unmittelbar westlich des Gipfels der Stellmauer (2137 m) den fließenden Übergang zu Gneis in einer einzigen ungestörten Bank von Serizitquarzit. An der Nordgrenze ihres Verbreitungsgebietes gegen die geschlossene Rannachserie ergibt sich ein ziemlich steiles (bis zu 60°) Einfallen gegen NE (Nordseite von Kerscherkogel und Lattenberg). Die Gneise zeigen meist starke Interntektonik nach einer flachen B-Achse in WNW bis NW.

Schon im nördlichen Kammgebiet des Kettentalkogels wie auch im Speikleitenberg zeigt sich entschiedenes SW-Fallen dieser Gneise. Dieses setzt sich in der mächtigen Entfaltung der R-Gneise westlich der Bruchzone an der Nordbasis der Gamskogel wie auch im Griesstein fort. Es ergibt sich somit das Bild einer großen, durch Brüche allerdings stark zerlegten antiklinalen Aufwölbung der R-Gneise, unter der in der NE-Basis des Großen Griesstein noch einmal die liegenden Granitgneise heraustauen. Dem südwestlichen Flügel der Großantiklinale (B in WNW) entspricht nun die Entfaltung dieser R-Gneise im Möderingkar sowie im Großen und Kleinen Griesstein und in der westlichen Basis des Sonntagkogels (2237 m). Weiter im NW bilden diese Gneise noch die westliche Basis des Geierkogelzuges bis zum Triebenkogel (2055 m) und Kreuzkogel (2023 m), um dann gegen NW unterzutauchen. Die reichliche Typenvielfalt dieser Gneise ist aus den Teilprofilen der Abb. 3 (u. Taf. II, 14, 15) zu entnehmen.

Diese Profile zeigen aber auch, daß die Überschiebung der nun über ihnen folgenden Granitgneis-Flasergneismassen unter mannigfaltigen Faltungen und gegenseitigen Verschuppungen vor sich ging. Darüber hinaus zeigt sich in diesem Raum noch eine tektonisch sehr wirksame NE-Richtung, die außer starken NE-Klüftungen mit Mylonitbildungen auch gelegentlich in NE liegende Faltenachsen erzeugte. Diese steil stehende NE-Richtung tritt engständig und dominant in Form einer Zerklüftung der Gesteine im Knaudachthörl sowie im hinteren Möderingkar auf. Die damit verbundene gewaltige Gesteinszerlegung kann im Profil über das Knaudachthörl nicht

NNW

Gr. Griesstein  
2337

SSE 1  
|  
NE

Kl. Griesstein  
2231

SW

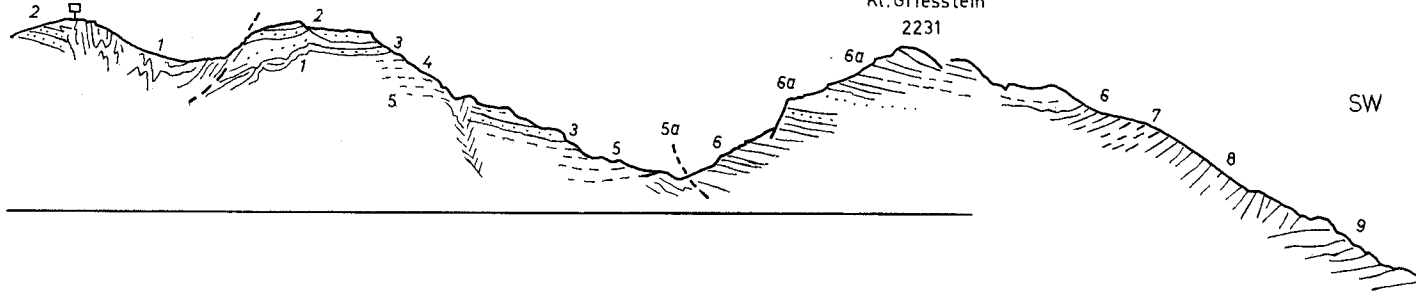


Abb. 2 Unmaßstäbliche Wegskizze des Kammes Großer — Kleiner Griesstein, ca 1200 m.

1. Weiße stark verfaltete Quarzite der Rannachserie, Zwischenlagen sehr feinkörniger, stark geschieferter Gneise.
2. Serizit führende feinkörnige Gneise mit Feldspatknoten (Perlgnais), Biotit nur in Lagen vorhanden.
3. desgl., aber stark verquarzt.
4. Gratabzweigung zum Kl. Griesstein. Quarzlagen und Gneise wie 2, 3. s fast horizontal, B 30° nach N 35 W.
5. Teils lagige, teils gefaserte Biotit führende Gneise, stark intern gefaltet, gelegentlich Serizit-reiche Perlgnais.
- 5a) Störung und Zerbrechungszone.
6. Vorwiegend mittelkörnige Flasergnais mit wechselndem Biotitgehalt, in 6 a Lagen von glimmerarmen, serizit-führenden Perlgnaisen.
7. Wie 3, aber grobkörniger.
8. Helle teils quarzitisches, teils gefaserte Gneise, grob- bis mittelkörnig. Lagerung unregelmäßig, Verteilung des Fallens bis 45° SW.
9. Grobe Flasergnais, Lagen von Gneisgranit, in das Liegende gegen Ost in grobe Gneisgranite und Biotitgranite übergehend. Lagerung flach und ruhig.

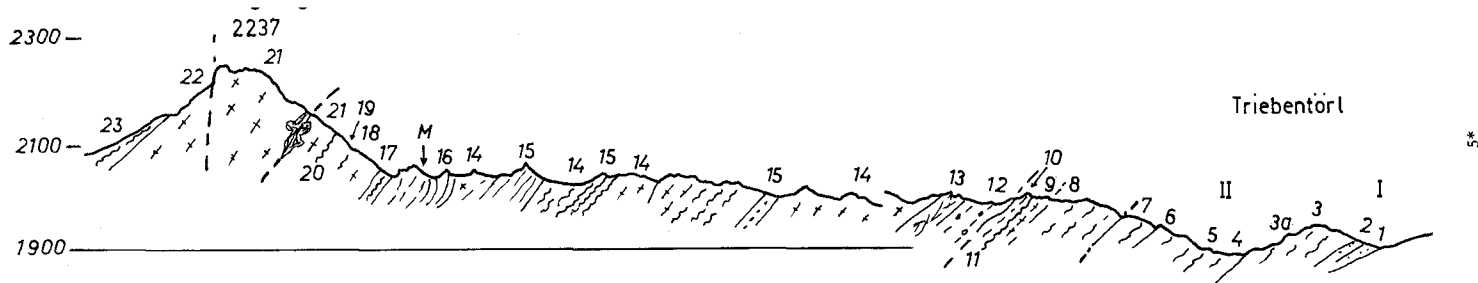


Abb. 3: Profil vom Triebentörl zum Sonntagkogel, ca. 1:20.000, schwach überhöht. Das Profil zeigt mehrfache Verschiebung an der Überschiebungsbahn und die Vielfalt der Gneistypen.

1. Serizit-quarzitische Feinkorngneise, gut geschiefert, grau (Rg)
2. Gut geschieferte Gneise mit Quarzlagengefüge, große fleischrote Feldspataugen (R-Gneis)
3. Biotitlagengneis (Fy) mit aplitischen Lagen
4. Biotitflasergneis, (Fy) mit rundlichen Feldspataugen
5. desgl., aber Chloritisierung, die flache Bankung wird durch N—S streichende, 45 W fallende Bewegungsflächen geschnitten.
6. = 2
7. feinlagige Biotitflasergneise, augig
8. feinlagige und feinkörnige helle Gneise mit linsig zerschernten und zerbrochenen Aplitlinsen
9. geschieferte Biotit-Granitgneise, rosa Feldspäte und Aplit führend
10. hellgraue mittelkörnige Lagengneise, wenig Feldspataugen, an senkrechten NNE-Klüften stark zerbrochen und weißen Grus bildend (Kluft-Chlorit). Klüftung Kammnick gegen Süd.
11. nach aufschlußlosem Stück folgen stark verquarzte Serizitquarzite mit verwalzten Quarzrundlinien, entsprechend den Rannach-Quarziten der tieferen Anteile der Rannachserie.
12. Mischzone von Serizit-Quarzit, Biotitschiefer, Schiefergneise, z. T. mit augigen Feldspäten
13. Biotit-Flasergneis mit Augen (Fy), nach oben übergehend in
14. grobkörnige Biotitgranitgneise und grobe Flasergneise
15. dünnbankige Biotitflasergneise, 14 und 15 in mehrfachem Wechsel. s-Flächen 110°, 45—50 West.
16. sehr helle quarzitische und aplitische fast, glimmerlose Gneise (R-Gneise), stark gepreßt und durchbewegt, an Bewegungsbahnen (0°, 60 West) oft mylonitisiert. s-Streichen auf 35°, 30 West geschwenkt
17. Biotitflasergneis (Fg), NE streichend, nach oben übergehend in
18. feinlagige und gefaltete Biotitschiefer und Biotitschiefergneise
19. grobgebankte, aber feinkörnige Biotitgranitgneise
20. Biotitschiefer, aplitisch (Bsi) stark verfaltet mit Gneisen, B= N—S.
21. Granitgneis (Gy), zäh, gebankt, wolkig mit basischeren Anteilen durchsetzt.
22. gegen 21 durch senkrechte N—S Störung scharf abgesetzte feinstkörnige Aplit und Aplitgneise (z. T. mylonitisch)
23. Biotitflasergneise (Fg und Fy), E—W streichend, 70° nordfallend.

zum Ausdruck gebracht werden. In ihrer Fortsetzung gegen NE zeigt sie sich wieder deutlich in der bis in den Gipfelaufbau des Griesstein tief eingeschnittenen Schuttrinne, die in das Triebental hinabführt.

Das gleiche NE-Kluftsystern ist morphologisch wirksam im Zug von Sonntagkogel—Schellberg, wo Phyllonitisierungs-Streifen und Verschwenkungen des Streichens auftreten.

Auch weiter nördlich im Bau des Triebenkogels und Kreuzkogels sowie in der Richtung der Kare und Täler dieses Raumes äußert sich diese Richtung. Sie wird auch im Bau des Geierkogels zu besprechen sein.

Die Überschiebung der Gamskögel setzt sich nun gegen West direkt in das Leitschachtal (NE von St. Johann a. T.) fort. Sie hat hier im Verein mit einer N—S verlaufenden Bruchzone die Ausräumung des Kessels der Barentalalm bewirkt. Nördlich davon folgt nun als letzter selbständiger Baukörper der Seckauer Tauern der Stock des Geierkogels (2237 m) mit dem Sonntagkogel (2237 m)\*). Auch seine ganze östliche und südöstliche Basis zeigt die typische Entwicklung der R-Gneise. Dies ist im Teilprofil (Abb. 3) vom Triebener Thörl zum Sonntagkogel sehr klar ersichtlich. Sehr stark ist in diesem Anteil der Einfluß von N—S-Bewegungsstreifen. In dem östlich des Profils folgenden Anteil des Sonntagkogels kommt wieder die NE-Richtung stark zum Ausdruck, und scharenweise angelegte Bewegungsstreifen dieser Richtung haben hier südlich des Schleifberges (1675 m) aus den Granitgneisen rotbraun gefärbte Feinmylonite erzeugt.

Das Kammprofil des Geierkogels ist im Profil der Wirtsalm diktiert von vielfach gefalteten Schiefergneisen mit unregelmäßiger aplitischer Durchaderung. Im Unterbau nordwestlich ist die Verquarzung dieser Gesteine sehr stark und führte zu mächtigen Quarzanhäufungen. Der Gipfel des Geierkogels besteht aus sehr vielfältigen Biotit-Granitgneisen, die als relativ kleine Masse mit N- bis NE-Streichen in den Schiefergneisen stecken (Abb. 4).

Kommt man durch die westlichen Gehänge mit ihren Biotitschiefern und oft quarzitischen Feinkorn-Schiefergneisen in die Gipfelpartie über 2000 m Höhe, so zeigt sich das in Abb. 4 wiedergegebene Profil. In ihm sind zunächst die hier auftretenden Typen von migmatischen, aplitischen und groben, oft augigen Gneisen von Interesse. Sie sind durch zahlreiche mit Mylonitisierung verbundene Bewegungsbahnen gegen die hangenden Biotitschiefer des Westgehänges sowie auch untereinander zerteilt, und es erweist sich, daß der mächtige Keil saurer granitischer Gneise des NW-Gipfels eine tektonisch eingebaute Schuppe ist.

Zudem sind in diesem Bereich auch die zahlreich vertretenen NE-Störungen von Bedeutung für den Bau. Unmittelbar nördlich des Hauptgipfels reißt eine solche mit mächtiger Aufklüftung verbundene Bruchzone durch. Sie streicht NE und zieht mit steilem NW-Fallen gegen NE bzw. NNE weiter in das Tal der Kreuzalm. Nach SW ist ihre Fortsetzung infolge der schlechten Aufschlußverhältnisse nicht klar nachweisbar. Morphologisch auffallend sind die steilen, gegen NE offenen Wände und Kare sowohl im Geierkogel wie auch im Großen Griesstein. Für diese Orientierung sind die NE-Brüche und Kluftscharen maßgeblich geworden, für die auffallende Steilheit dieser Flanken dürfte dagegen die hier noch starke Heraushebung dieser Berge gegen

---

\*) Hier ist der dem Geierkogelzug angehörige Sonntagkogel im NW-Teil der Seckauer Tauern gemeint. Der in Profil 10 gezeichnete Sonntagkogel ist dagegen nördlicher Anteil der Ringkogelgruppe!



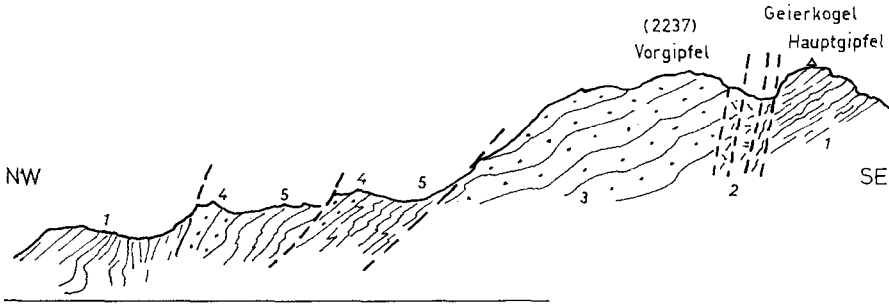


Abb. 4: Legende zum Profil: Geierkogel

Unmaßstäbliche Geländeskizze, kombiniert aus Kammprofil und Westgehänge, Länge etwa 1 km.

1. Graue quarzitische Schiefergneise, z. T. mit aplitischen Lagen, starke Internfaltung.
2. Mylonitzone an NE-Störung
3. Gneisserie des NW-Gipfels: Rein weiß verwitternde, bankige oder flaserige Gneise, oft augig, mit Biotit, Lagen mit granitischer Zusammensetzung, grob bis feinkörnig wechselnd, gelegentlich mit Augen bis zu 1,5 cm Durchmesser
4. Keile stark verschieferter saurer Gneise, oft mylonitisch.
5. Verschieferte Biotitschiefer und Schiefergneise, mit Lagen und Linsen phyllonitischer Gneise.

ihre weitere nordöstliche Umgebung verantwortlich sein. So wie bereits in den Kämmen von Lerchkogel-Amachkogel und Hochleitenspitz neben mikroklinreichen Flasergneisen viele Schiefergneise und Migmatite stecken, so fällt auch im Geierkogel der Reichtum von Paragesteinen und deren migmatischen Abkömmlingen auf. Daraus erklärt sich auch der Variationsreichtum der Gesteine dieser nördlichen Anteile und ihre Bildsamkeit für faltende und schiefernde Verformung. Der Gegensatz gegenüber dem einfacheren flachwelligen Bau der großen granitischen Massen im Ringkogelzug ist nicht zu übersehen.

Auch die Granitgneise an der Basis im NE des Griesstein zeigen solchen einfachen Bau bei ebenflächiger Plattung der Gesteine und relativ geringer Zerbrechung im Kleinbereich. Als Hangendes zu den R-Gneiszügen der östlichen Unterlagen nimmt der Geierkogel-Sonntagskogel-Zug die gleiche Position ein wie die Gamskögel und der Granitzug des Schleifberges auf der Südseite des Leitschachbaches (Bärental). Der zweifellos tektonisch bedingte tiefe Einschnitt dieses Tales trennt heute beide Einheiten scharf voneinander. Es zeigt sich jedoch, daß auch das generelle Streichen der Gesteine beider Talseiten annähernd rechtwinkelig voneinander abweicht, da im Geierkogelkörper die NE-Richtung wie auch N—S-Streichen wesentlich vertreten sind. Es ergab sich weiterhin, daß im ganzen Geierkogelzug kaum größere Teilbereiche der Gesteine hinsichtlich ihrer Flächen- und Achsenlagen homogen sind. Dies ergibt sich eindringlich im Aufstieg vom Norden (Wirtsalm) her in den vielfach gefalteten Biotitschiefern und Mischgneisen wie auch in der Einschaltung der Granitgneise des Gipfelaufbaues selbst. In diesem Nordkamm gibt es Zonen mit NE-Bewegungsflächen und klaren Zeichen von Relativbewegungen sowie auch Phyllonitisierung der Gesteine.

Gegenüber der sehr ruhigen und konstanten Achsenlage im Griesstein, den Gamskögeln und Amachkogel beginnt mit Annäherung vom Osten her an die Überschiebungsbahn über der Rannachserie und ihren R-Gneisen eine Unruhe der Achsenlage

und der Flächenlagen. Die Ursache dieser eigenartigen Abweichung vom Regelbau der Seckauer Tauern kann aber nicht allein in den NE-Strukturen gesucht werden. Die Ursache ist tiefgreifender.

Kommen wir zurück auf den großzügigen Antiklinalbau des oberen Ingering- und Triebentales, in dessen SW-Flanke die Basis-Granitgneise des großen Griesstein wieder heraustauchen. Im weiteren Verfolgen dieser Antiklinale ergibt sich aber, daß hier ein Absinken gegen NW in der Achsenrichtung vorhanden sein muß. Dieses Absinken scheint staffelartig an Nordostbrüchen zu erfolgen. Diese NE-Brüche haben weitgehend die Lage von (ac-)Flächen zur Antiklinalachse und scheinen im Zuge der Absenkung gegen NW als Bewegungsbahnen aktiviert worden zu sein. Damit erklärt sich das auffallende Absinken der im Griesstein noch hochragenden R-Gneise bis zum Kreuzkogel sowie auch das Einschwenken der Rannachserie bis Hohentauern und in die Basis des Triebenstein. Hier, nördlich von Hohentauern, liegt über der Rannachserie schon Grauwackenzone und über der gleichen Rannachserie im Süden davon das Kristallin des Geierkogels. Es ist kein Zufall, daß die Querstruktur der Grauwackenzone von Treglwang im Fötteleck-Hühnerkogelzug genau in diesen Antiklinalschluß hineinzielt.

Es ergibt sich nun noch die Frage, mit welchen Einheiten der übrigen Seckauer-Masse der Baukörper des Geierkogels zusammenhängen kann. Zunächst muß festgestellt werden, daß das Kartenbild hinsichtlich der Mächtigkeit der Biotitschiefer in der Westflanke des Geierkogels täuscht. Infolge der starken Verfaltung dieser Schiefer und ihres Verflächens im Westhang des Geierkogels wird diese Mächtigkeit nur vortäuscht. Damit ergibt sich eine Gesteinsfolge, die durchaus mit der des Profils vom Lerchkogel (12—14) über den Amachkogel zu den Gamskögeln vergleichbar ist. Die Gneise und Granitgneise von Sonntagkogel und Geierkogel können somit denen der Gamskögel entsprechen, während die Granitgneise des Schleifberges südlich davon schon in das Hangende dieser Profile eingeordnet werden müssen. Auch hier ergibt sich damit ein Sprung der Absenkung an den Brüchen des Bärentales und ein weiteres Absinken über die Wirtsalm nach NW.

Damit schließt mit der Rannachserie in der südwestlichen Basis des Triebenstein der obertägige Bau der Seckauer Tauern im NW ab.

Für den hier zuletzt beschriebenen westlichen Abschnitt der Seckauer Tauern ergeben sich aber noch weitere Schlußfolgerungen. Diese sollen im Endkapitel dieser Arbeit im Zusammenhang mit einer tektonischen Übersicht noch gesondert behandelt werden (S. 199).

## 5. DIE GEOLOGISCHEN GRENZEN DER SECKAUER TAUERN

Die geologische Einheit der Seckauer Tauern ist allseitig von tektonischen Bewegungsbahnen verschiedenster Art umgrenzt. Im Osten, wo das Seckauer Kristallin nur als schmaler und stark zerbrochener Streifen von vorwiegend Gneisen vorliegt, ist auf der Nordseite eine steile Bewegungsbahn die Grenze gegen die Grauwackenzone, und im Süden finden sich steile Bewegungsbahnen gegen das Gleinalm-Kristallin.

Ungefähr südlich Mautern im Liesingtal ändern sich die Verhältnisse, da die den Nordrand des Kristallins begleitende Rannachserie sich gegen Westen breit entwickelt.

Im Süden liegt eine überaus kompliziert gebaute, steil stehende Grenzzone gegen das Flatschacher und Wölzer Kristallin.

Der Westrand wird im Norden bis Hohentauern vom Bruchsystem der „Pölslinie“ gebildet.

Die einzelnen Grenzbereiche sowie ihre Beziehung zum Innenbau des Gebirges sind Gegenstand der folgenden Darstellung.

### 5.1. Die Nordgrenze

Schon südlich von Leoben wie auch weiter ostwärts wird die Grauwackenzone als steil stehendes Schichtpaket gegen den schmalen Streifen typischer Rannachserie scharf abgegrenzt. Das gleiche zeigt sich im Abschnitt bis zum Liesingtal bei St. Michael im Murtal. Stark in sich gefaltete Biotitschiefergneise und Granitgneise des Seckauer Kristallins sind hier durch eine steile, oft durch Mylonite gekennzeichnete Bewegungsbahn von den Schiefen und Quarziten der Rannachserie und wieder durch eine gleichfalls meist steil nordfallende Überschiebung von der Grauwackenzone getrennt. Nördlich von Kaisersberg ist diese Grenze unmittelbar nördlich der Ruine gut sichtbar in gleicher Weise aufgeschlossen (L. HAUSER 1938, K. METZ 1938). In dem von hier gegen WNW anschließenden Streifen bis über den Rannachgraben bei Mautern hinaus ergeben sich in den Profilen zwei durch einen langen Karbonzug getrennte Züge von Rannachserie. Es ist dies der Graphit führende Karbonzug mit den Abbauen von Kaisersberg, den Pflanzenfunden der Wurmalpe nördlich von Kraubath und den alten Abbauen des Leimsgrabens südlich von Kammern. Hier liegen nun besondere Verhältnisse insofern vor, als man es mit zwei Zügen der Rannachserie zu tun hat, deren nördlicher keine ersichtliche Verbindung mit dem Seckauer Kristallin zeigt, sondern innerhalb der Grauwackenzone liegt.

Wir wissen heute, daß die Rannachserie mit ihrer typischen Gesteinsfolge in das Dach des Seckauer Kristallins, und zwar deren nördlicher Anteile, gehört, und müssen daher hier tektonische Ursachen für diese Verdoppelung vermuten. Aus den Kartierungen (K. METZ 1938) ergab sich nun, daß der nördliche Zug der Serizitquarzite vielfach eine Feldspatung aufweist, die im südlichen Zug nicht auftritt, die aber offenbar auch mit der Existenz der von südlich Kammern beginnenden Leimser Gneise in Zusammenhang steht. Gegen Nord wird dieser Zug von Rannachserie mit Leimser Gneisen eindeutig tektonisch von der Hauptmasse der Karbonzüge der Grauwackenzone abgeschnitten.

Nach den schon 1924 von W. HAMMER und später von mir 1938 angestellten Untersuchungen dürfen wir die Leimser Gneise wohl als migmatische Bildungen, entstanden innerhalb der bereits schwach metamorphen Rannachserie, auffassen. Sie entsprechen in ihren Typen durchaus den unter der Sammelbezeichnung „R-Gneise“ und Flasergneise zusammengefaßten Gesteinen der Seckauer Tauern. Damit würde sich ergeben, daß wir den nördlichen Zug der Rannachserie mit den Leimser Gneisen entweder als abgeschuppte Scholle aus der Seckauer Masse auffassen können, wobei diese Scholle über das Graphitkarbon geschoben wurde. Dafür würde der von mir 1938 (176 ff.) beschriebene Unterschied der Metamorphose gegenüber dem südlichen Zug sprechen. Eine andere Deutung könnte noch in Erwägung zu ziehen sein, daß nämlich der Graphitkarbonzug, der bei Mautern ausdünn und verschwindet, in einen einheitlichen Zug von Rannachserie eingeschuppt worden wäre. Diese letztere Deutung halte ich aber für weniger wahrscheinlich, da durch sie keine Erklärung für die Verschiedenheit des nördlichen und südlichen Zuges der Rannachserie gegeben erscheint. Jedenfalls müssen nach unseren heutigen Kenntnissen die 1938 aus diesem Raum gegebenen Profile etwas umgedeutet werden.

In den stark bewaldeten Höhen südlich Mautern fällt es sehr schwer, in den Schiefen tektonische Bewegungsbahnen eindeutig festzustellen und sie zu lokalisieren. Dazu kommt in diesem Raum noch die Interferenz mit Brüchen, die vom Norden her als „Radmerstörung“ gegen SE umbiegen und in die südlichen Gehänge einschneiden. Die auffallende Zerschneidung der Gehänge zwischen Mautern und Speikbühel im Süden ist das Ergebnis von NE bis NNE streichenden steilen Brüchen.

Die Leimser Gneise, wie auch die Feldspatungszonen in der Rannachserie hören jedenfalls noch vor Erreichen des Hagenbachgrabens auf, und damit beginnt nun ein breit ausladendes, aus flach Nord fallender Rannachserie aufgebautes Gebiet. Im Meridian von Unterwald bis in die Nordabfälle des Hochreichart reichend und auch noch nordwärts über das Liesingtal hinweggreifend erreicht diese Serie ihre breiteste Ausdehnung. Sofern die Nordgrenze der Rannachserie gegen die Grauwackenzone nicht im Liesingtal verläuft, zeigt sie sich zwischen Kalwang und Wald als steil Nord fallende Überschiebungsbahn im Gegensatz zur flach nordfallenden Rannachserie. Von Wald am Schoberpaß westwärts wird das breite Feld der Rannachserie durch die große Querstruktur der Grauwackenzone von Tregelwang stark eingengt (K. METZ 1951). Die den Walder Schober bis zum Fötteleck im Westen aufbauende Einheit der Grauwackenzone ist über die Rannachserie überschoben, was bis in die Basis des Triebenstein nördlich des Ortes Hohentauern zu beobachten ist.

Demnach ist der gesamte Nordrand der Seckauer Kristallinmasse mit ihrer sedimentären Hülle als tektonische Grenze gekennzeichnet.

## 5.2. Die Südgrenze

Gegenüber der Nordgrenze zeigt sich der südliche Grenzstreifen des zusammenhängenden Körpers der Seckauer Tauern etwa ab St. Michael ob Leoben ganz anders gebaut. Zunächst leitet ein kompliziertes System von annähernd in E—W-Richtung liegenden Bruchlinien über Kraubath und Leising westwärts bis an die Nordgrenze des Seckauer Jungtertiärbeckens. Jungtertiär und quartäre Schuttmassen verschleiern hier den eigentlichen Grenzstreifen, der außerdem durch zahlreiche in etwa NW streichende Brüche zerlegt ist.

Das Jungtertiär des Seckauer Beckens ist, wie die Studien von POLESNY ergeben haben, in seinem Südteil am tiefsten eingesenkt und zeigt dort die vollständigste Ausbildung seiner Schichtfolge. Das Tertiär ist gegen das südlich folgende Kristallin wieder durch annähernd E—W bis ESE streichende Brüche abgegrenzt, wobei dieses Kristallin nun etwa von St. Lorenzen im Murtal an den Tremmelberg aufbaut. Dieses Kristallin muß auf Grund seiner Gesteinszusammensetzung dem Zug der Gleinalm angeschlossen werden und unterscheidet sich dadurch sehr klar von der Gesteinswelt der Seckauer Masse.

Das Seckauer Tertiärbecken endigt morphologisch im Westen etwa an der Linie Bischofffeld—Puchschachen, doch könnten auch noch etwas westlich davon kleine Jungtertiärvorkommen nachgewiesen werden (W. GRÄF — K. METZ). Dadurch kommt nun von hier gegen Westen das südliche Kristallin (Flatschacher Zug) in unmittelbare Verbindung zur nördlich liegenden Seckauer Masse. Von Schloß Wasserberg bei Ingering II westwärts bis zum Erreichen des Bruchsystems der Pöslinie liegt hier ein Schuppungsverband beider Kristallineinheiten vor, der als Gaaler Schuppenzone schon eingehend beschrieben wurde (K. METZ 1971). Es sollen daher hier nur einige für die Beurteilung dieser Schuppenzone wichtige Besonderheiten hervorgehoben werden.

Zunächst sei die Einschuppung von Gesteinen der Rannachserie oder von deren vergneisten Abkömmlingen (R-Gneise) erwähnt. Solche Vorkommen finden sich unmittelbar nördlich des Ortes Gaal, WSW davon auf der Südseite des Gaalgrabens westlich von Eisenbacher sowie weiter westlich unmittelbar nach der bruchbedingten Unterbrechung der Schuppenzone südlich von Lanz. Hier konnte auch typisches, aber stark geschiefertes Rannachkonglomerat gefunden werden. Weitere Schuppen wurden von W. HAUSWIRTH 1950 östlich des Pölstales nördlich von Möderbrugg im Nestelbachgraben auf zirka 1500 m SH in gleicher tektonischer Position gefunden. Gleiche Vorkommen finden sich, wie noch zu besprechen sein wird, im S-Rand der Pölsensteingruppe in der Fortsetzung der Gaaler Schuppenzone.

Eine weitere tektonisch wichtige Tatsache ergibt sich westlich von Ingering II in der Südseite des Gaalgrabens. Die Gneise des Flatschacher Zuges mit den begleitenden spärlichen Schieferzügen und mit den hell gebänderten Amphiboliten ziehen mit scharfem NW-Streichen an das Gaaltal heran. Hier werden sie von der über flache Sättel laufenden Bruchlinie abgeschnitten, die weiter im Osten die Südgrenze des Seckauer Beckens markiert. Nördlich dieser hier als Gaallinie bezeichneten Bruchlinie herrscht jedoch in den Seckauer Gesteinen WNW-Streichen vor.

Der Zug der Flatschacher Amphibolite kommt nun an diese Bruchlinie im Gaaltal dort heran, wo das Tal aus dem E—W-Verlauf nach Norden einbiegt. Hier kommt es nun im Verschnitt mit der heutigen Morphologie zu einer Versetzung gegen West um zirka 2,5 km. Die südlich der Amphibolite liegenden Wölzer Glimmerschiefer der Kaiserkoppen (1522 m) zeigen hier gleichfalls ein scharfes NW-Streichen, wobei dies als eine tektonische lokale Einwirkung zu betrachten ist, wie die hier stark streuenden Achsenlagen in den Glimmerschiefern zeigen.

Wie die geologische Karte zeigt, bedeutet der Knick im Verlauf des Gaaltales die morphologische Wirkung des Zusammenwirkens zahlreicher sich teilweise überschneidender tektonischer Bewegungsbahnen.

Es ist bemerkenswert, daß wir auch in den Biotitschiefern der Seckauer Masse den gleichen Versetzungsbetrag an der Gaallinie feststellen können wie für die Amphibolite. Dies führt dazu, daß wir die Biotitschiefer, die südlich von Lanz auf der Westseite der Gaal neu wieder einsetzen, mit den Massen von Biotitschiefern zusammenhängen könnten! Dies führt aber hinsichtlich der in ihrem Hangenden folgenden Profile mit Granitgneisen zur selben Problematik, vor der wir schon bei der Frage nach der Stellung der Ringkogelmasse standen. Diese Frage wird daher in größerem Zusammenhang im Schlußabschnitt noch zu behandeln sein.

Weiter gegen NW bis an die Pöls ist die Schuppenzone durch die hell gestreiften Amphibolite gegeben, die wir als Angehörige des Flatschacher Zuges, nicht aber der Wölzer Glimmerschiefer-Gemeinschaft ansehen müssen. Wie schon bei der Beschreibung der Gesteine festgehalten wurde, stehen hier nun diese Amphibolite durch die Sprossung von Feldspäten in einem teilweisen Kristallisationsverband zu den Seckauer Gesteinen (siehe Beschreibung des Gigerhütten-Profiles).

Einer besonderen Erläuterung bedarf nun noch das in der Schuppenzone auffallende steile Nordfallen, welches schon 1971 beschrieben wurde. Es setzt sich aus den Bereichen des Gaaltales auch nach NW in das Pölstal hinein fort, ist in dessen Amphiboliten vorhanden und vielfach auch noch in den Randzonen der Seckauer Gesteinszüge deutlich erkennbar.

Aus den Profilen der westlichen Einheit der Seckauer Tauern erkennt man nun deutlich, daß von ENE her die Gesteinsfolgen gegen SW eine zunehmende Verstei-

lung erfahren und daß es in den Randbereichen schließlich zu Überkipnungen kommt. Diese Überkipnungen sind nun vom Norden bei St. Johann südwärts im ganzen Randbereich spürbar und setzen sich ohne Unterbrechung auch in die Schuppenzone im Gaaltal bis Ingering II fort (siehe Profile 10—12, Tafel II und Profile K. METZ 1971).

Die überkippte Lagerung ist örtlich auch noch in den südlich unmittelbar an die Schuppenzone anschließenden Glimmerschiefern der Wölzer Tauern spürbar, hört aber bald zugunsten des normalen Südfallens der Glimmerschiefer auf. Mit dieser Überkipnung wird auch klar, daß die Einfaltung von Glimmerschiefern und Amphiboliten des Wölzer Typus im NW von Veitl bei Ingering II durchaus als eine Einfaltung von oben her in die Seckauer Gesteine verstanden werden muß (siehe Profil 8, Tafel II).

Die Westgrenze der Seckauer Tauern ist nach dem Aufhören der Gaaler Schuppenzone allein durch das Pölser Bruchsystem gegeben. Etwa 1,5 km südlich von St. Johann a. T. dürfte das Band der Amphibolite der Schuppenzone durch eine Querstörung abgeschnitten worden sein. Bei St. Johann und etwas südlich davon kommen Marmore und Amphibolite des Wölzer Typus auch noch östlich des Pölslaufes an die Oberfläche. Von hier nordwärts stehen einander die beiden Talseiten im Bereich des Geierkogels im Osten und des Bruderkogels im Westen fremd gegenüber.

Der Grenzbereich weiter im Norden wird im Zusammenhang mit der Geologie der Pölsensteinmasse behandelt werden.

## 6. DIE PÖLSENSTEINMASSE

### 6.1. Das Verhältnis der Pölsensteingruppe zu den Seckauer Tauern

Schon F. ANGEL hat auf Grund seiner Vergleiche der Gesteine beider Gebirgsgruppen die Gleichheit der Gesteine betont, wobei er sich auch auf ältere Angaben stützen konnte. Auch unsere heutigen erweiterten Kenntnisse gestatten die Gleichsetzung, wobei wir diese noch näher begründen können.

Zunächst zeigt sich, daß sich die Gesteinsgesellschaften einander voll entsprechen. Hier wie dort spielt die Gruppe der Biotitschiefer das wesentliche Ausgangsmaterial für die granitischen Gesteine.

Auch die Rannachserie mit all ihren charakteristischen Gliedern ist im Pölsenstein sowohl in der äußeren Hüllzone des Nordwestens vertreten, wie in den inneren Bereichen, wo sie in eingefalteten und eingewalzten Kleinvorkommen an starke Bewegungszonen gebunden erscheint. Auch die in den nördlichen Seckauer Zügen so charakteristischen glimmerarmen grauen Gneise, aus den Sedimenten der Rannachserie hervorgegangen, sind gelegentlich, gut erkennbar, speziell in den nördlichen Anteilen des Pölsenstein vorhanden.

Entscheidend für eine genetische Gleichsetzung der Granitgneise beider Gebirgsgruppen ist die Möglichkeit der Ableitung aus gleichen Paragesteinsserien, sowie die Gleichartigkeit der Umwandlung, die gleiche Paragenesen mit gleichartiger Ausbildung der Minerale erzeugte. Auch die strukturellen Merkmale (z. B. Flasergneise) sind bis in Einzelheiten vergleichbar. (H. HELFRICH — K. METZ 1953)

In dem uns heute entgegentretenden tektonischen Bau ergeben sich allerdings bedeutsame Unterschiede. Zunächst tritt in sehr auffallender Weise eine bedeutend stärkere Falten tektonik verbunden mit einem ungleich größeren Maße steil aufgerichteter Gesteinskomplexe hervor, als das in den Seckauer Tauern der Fall ist. Die große Mächtigkeit der in den Seckauer Bergen vertretenen Granitgneis-Phakoide ist im Pöl-

senstein vertreten durch sehr zahlreiche, aber schwächere Körper. Die im Zuge der Falten tektonik entstandene Aufschichtung der Profile erzeugte beträchtliche Verschiebung der Gesteine und damit auch einen lebhaften Gesteinswechsel auf geringen Distanzen.

Es ist offensichtlich, daß die Gesteine der Pölsensteinmasse heftiger und allgemeiner zusammengestaucht wurden, wobei aber die axiale Anlage der Falten tektonik die gleiche ist wie in den Seckauer Tauern.

Wir müssen die tektonischen Unterschiede, die so auffallend sind, als Folge des Nordschubes entlang der Leitschiene der Pölser Bruchzone betrachten, die völlig postkristallin in junger Zeit erfolgte. Sie bewirkte die völlige Abtrennung der früher zusammenhängenden Kristallinmasse.

Es ergibt sich daraus die Frage, an welche Teile der Seckauer Tauern die Pölsensteingruppe anzuschließen wäre. Als wahrscheinlichste Lösung ergibt sich der Anschluß an die westliche Gruppe der Seckauer Masse zwischen Gaal- und Pölstal. Dafür lassen sich folgende Gründe anführen: Zunächst ist die in dieser tektonischen Einheit gegebene reichliche Aufgliederung in Gesteinstypen und ihrer Wechsellagerung (Paraschiefer der Biotitschiefergruppe mit quantitativ gegenüber den zentralen Seckauern stark zurücktretenden Granitgneisen) anzuführen. Damit ergibt sich eine auffallende Gleichartigkeit der Gesteine mit der Pölsensteingruppe.

Diese Gleichsetzung scheint auch aus tektonischen Gründen die plausibelste zu sein, weil der Anschluß nach einer theoretischen Rückversetzung des Pölsenstein in eine Ausgangslage am leichtesten an die westlich angrenzende Einheit der Seckauer Tauern vorstellbar ist. Unterstützt wird diese Auffassung durch die Tatsache, daß mit dem Pölsensteinkristallin auch dessen südliche Randzone gegen NNW vorgeschoben wurde, nämlich die Gesteinsgesellschaft der Gaaler Schuppenzone, die nun von der Pölsen an bis in die Gegend von Oppenberg durchzuverfolgen ist.

Von der vermutlichen Abrißstelle, etwa bei Möderbrugg, bis zur Ausmündung der Pölsen am SO-Ende der heutigen Pölsensteinmasse würde dies einer Verschiebung von etwa 10 bis 11 km entsprechen. Dabei haben wir wahrscheinlich mit keinen sehr bedeutenden vertikalen Niveauveränderungen zu rechnen.

Es scheint sich daher um eine bedeutende Seitenverschiebung zu handeln, die sich aber, wie noch zu einem späteren Zeitpunkt festzustellen sein wird, zwanglos in einen großräumigen Rahmen einordnen läßt.

## 6.2. Der Bau des Pölsenstein-Kristallins

Das Pölsenstein-Kristallin umfaßt nicht allein die eigentliche Berggruppe des Pölsenstein, sondern es erstreckt sich noch westlich des Strechengrabens westwärts über den Zug des Schüttkogels (2047 m) und Oppenberg in die Höhen südlich des Gullingtales. Aus Gründen der Übersicht wird die Besprechung des tektonischen Baues in mehrere Unterabschnitte geteilt.

### 6.2.1. Der Hauptkamm mit Gr. und Kl. Pölsenstein bis zum Dreistecken und zugehörige Seitenkämme.

Die wesentlichen Aufschlüsse, die den tektonischen Bau enthüllen können, sind an die oft schmalen Gratrippen mit ihren meist steilen Flanken gebunden. Die Kare und Täler sind vollkommen von mächtigen Moränen und jüngeren Schuttmassen erfüllt.

Bei dem schon angedeuteten komplizierten Bau des Gebirges ist es daher oft schwierig, die Verbindung der einzelnen Gebirgstteile untereinander herzustellen, wobei der Umstand erschwerend wirkt, daß die mit Schutt erfüllten Senken häufig tektonischen Bewegungsbahnen folgen.

Die folgende Beschreibung und die Profile folgen daher im wesentlichen den Graten und Kämmen.

Der Gipfelaufbau des Großen Pölsenstein, die von ihm ausstrahlenden Kämmen, sowie die das Scheibelkar (mit Edelraute-Hütte) einrahmenden Bergflanken sind aus einer bunten und überaus wechselvollen Gesteinsgesellschaft aufgebaut. Die geologische Karte 1:50.000 ist nicht in der Lage, dieser verwirrenden Vielfalt von Einzeltypen gerecht zu werden. Wie aus dem Abschnitt der Gesteinsbeschreibung hervorgeht, handelt es sich um die Gruppe der Biotitschiefer-Schiefergneise, ihren vielfältigen migmatischen Abkömmlingen und allen Typen von Gneisen und Graniten bis Apliten. Der tektonische Bau ist durch Faltenstrukturen aller Größenordnungen, Schuppungen und durch starke jüngere Zerbrechungen gekennzeichnet.

Soweit es möglich war, wurden die Maßstäbe der Profile diesen Umständen angepaßt. Die Erläuterungen dazu wurden ausführlicher als üblich gestaltet, um den Text zu entlasten und leichter übersichtlich zu machen.

Schon im Aufstieg zum Hauptgipfel (2449) von Südost und Ost wird die Vielfalt der Gesteine, sowie die keiner erkennbaren Regel folgende Wechsellagerung gut erkennbar. (Siehe Profile 16, 18—22, Tafel III.).

Auch der von P 2127 gegen NW zum Hauptgipfel führende Kamm zeigt die gleichen Gesteine. In ziemlich ruhiger mäßig steil gegen NNW und NNE einfallender Lagerung finden sich hier zwischen Bändern von Biotitschiefer und vergneisten Lagen Flasergneise, Augengneise, saure Granitgneise, aplitische Gneise bis reine Aplitite. Der Hauptgipfel besteht aus einem sauren, oft aplitischen Granitgneis. Die Achsen liegen hier sehr regelmäßig horizontal oder sehr flach gegen W 30—45 N. Die gegen NW gerichtete Flanke des Großen Pölsenstein ist überaus steil, um 60° und folgt hier einer Bruchzone.

Dieser im Gipfelbereich sehr mächtige Granitgneis fingert gegen Ost zwischen die migmatischen Gneise und Biotitschiefer aus und wird im Bereich des Hauseck auf mehrere schwächere Lagen reduziert, (Profile 18, 19).

In der NW-Fortsetzung des Grates vom Pölsensteingipfel weg („Dreisteckengrat“) zeigt sich nun überall eine überaus steile bis senkrechte Bankung der Gneise und überdies sind sie hier durch steile Brüche und Scherungszonen stark zerbrochen (Profil 16, 16 a). Diesen Umständen verdankt der Grat auch seine Morphologie.

Die Steilheit der s- und Bankungsflächen mit Nordfallen bleibt nahezu ausnahmslos auf dem ganzen Grat bis zum Aufschwung zur Sonntagskarspitze (2349) erhalten. Dominierend sind steile NW- und NE-Klüfte und lokal herrscht eine überaus starke Zerbrechung der Gesteine.

Im Aufstieg zur Sonntagskarspitze beginnt nun generell ein flacheres Einfallen und gleichzeitig ergibt sich eine auffallende Inhomogenität der Achsenlagen. Die normalen WNW-Achsen werden nun stärker gestreut, vor allem versteilt und die Diagramme der Messungen dieses Raumes ergeben auch eine Beta-Häufung mit 20° nach ENE. Zusätzlich erscheinen nun auch kräftige NE-Kluftscharen. Auch im Aufstieg vom Westen her (Seitenstallpolster) zur Sonntagskarspitze ergibt sich der gleiche Eindruck. Die Biotitschieferbänder, die im Dreisteckengrat noch sehr steil lagen, setzen



sich nun in der Ostwand der Sonntagskarspitze unter deren Gipfelgranit mit 30 bis 40° Südostfallen fort. Sie erscheinen wieder im Abstieg von der Sonntagskarspitze auf dem nun nach Norden führenden Grat, zumeist mit S- und SW-Fallen. Es sind sieben klar unterscheidbare Lagen im Abstieg zur Gefrorensee-Scharte. Zwischen ihnen liegen stark geschieferte Aplitische Gneise, Biotit-Flasergneise mit Aplitlinsen, feinkörnige Biotitgneise mit Feldspatagen. Diese synklynal liegende Gesteinsfolge wird in der Gefrorensee-Scharte durch eine intensive Bruchzone abgeschnitten.

Unmittelbar südlich der ersten Schartenstörung sind die aplitischen Gneise stark gefältelt, verschiefert und liegen steiler als normal. In der Scharte selbst und nördlich davon schließt eine Schuppenzone mit starker Verwalzung der Gesteine an. (Profil 16 b). Zu erwähnen ist, daß in einem Falle ein Aplit quer durch das Hornblendegestein schlägt und beweisend für die tektonische Natur der steilen Flächen ist die Beobachtung, daß eine der Gneisschuppen flache Bankung aufweist, die diskordant von den steilen Schuppenflächen abgeschnitten wird.

Mit den Gesteinen in der Scharte und im folgenden Aufstieg zum Dreisteckengipfel setzt erneut die Gesteinsserie mit ihrer bunten Wechsellagerung von Schiefern, Gneisen, Hornblendegesteinen ein, die schon im Osten und Südosten des Großen Pölsenstein beschrieben wurde. So zeigt sich im Grataufschwung von der Gefrorensee-Scharte zum vorderen Dreisteckengipfel (2387) ein lebhafter Faltenbau von Biotitschiefern mit Lagen von Apliten und granitischen Gneisen, wobei die Einzelfalten einem B in W 20° N entsprechen. Der Gesamtbau jedoch bis zur flach liegenden Granitkappe des Gipfels ergibt ein nach ENE (60°) mit 30° abfallendes B. Es ist die gleiche Richtung, die auch in den Diagrammen der Sonntagskarspitze zum Ausdruck kommt.

Die Art des Auftretens dieser Richtung im Bereiche des Hauptkammes weist darauf hin, daß lokal recht bedeutende Gefügeprägungen und Dislokationen in NE-achsialer Richtung erfolgt sind. Fast immer ergibt sich dabei, daß die NE-Richtung jünger sein muß, als die der WNW-NW-Achse zuzuordnende Tektonik, da in solchen Gebieten die letzteren stärker als normal gestreut sind und vor allem steiler einfallen.

Der Seitenkamm, der von den Dreistecken gegen SE zur Seekarspitze (2117) führt, entspricht im steilen, oberen Anteil völlig den von Gneisen und Apliten durchsetzten Schiefergesteinen des Südkammes der Dreistecken. Ihre Flächenlagen fügen sich mit N- bis NNW-Fallen ganz in das Gefügebild des Hauptgrates ein. Sie sind hier mit Flasergneisen und Feldspatungszonen durchsetzt und werden von einigen mächtigen in N—S streichenden steilen Aplitgängen durchsetzt.

Wie Profil 20 zeigt, folgt nach abwärts ein flaches Kammstück. Die Schiefer-Gneis-Gruppe wird abrupt durch eine offenbar steil NW fallende Störung abgeschnitten und es folgt eine Schieferserie mit vielen pyritreichen Lagen. Wie die Aufschlüsse in den Flanken zeigen, gehört diese Gruppe in das Liegende der Serie des oberen Gratabschnittes. Sie streicht NW, fällt steil nach SW und ist auch reich an Quarzlinsen. Dagegen fehlen hier Apliten und Gneise. Schwächere Gneise und einige kleine Vorkommen von Hornblendegesteinen finden sich erst in dem von der Seekarspitze gegen SE hinabführenden Kamm.

Gegen Ost führt der Seekarspitz-Kamm zum breiten Buckel der großen Rügen (2085). Noch vor Erreichen dieser Kuppe finden sich Einschaltungen von Flasergneisen, Graniten, Apliten in den Schiefern und das Streichen schwenkt bei steilem W-Fallen auf 0°. Wie die mit 60° NW geneigten Linearen der Schiefer anzeigen, fand hier eine kräftige Umstauchung des ursprünglichen Streichens statt. Die Schieferserie wird gleich östlich des Gipfels 2085 scharf durch eine steil West fallende Bewegungsbahn abge-

schnitten und es folgen, tektonisch unter der Schieferserie liegend, die mächtigen, in sich gefalteten Gneisgranite und Flasergneise der Kleinen Rügen (1836).

Zusammenfassend ergibt sich aus den bisherigen Einzelbeschreibungen, daß der Granitkörper des Großen Pölsenstein eine in die intensive Falten tektonik der Schieferserien einbezogene Großlinse saurer granitischer Gesteine darstellt. Die Granite streichen östlich des Hauptgipfels 2449 in die Nordwände des SE-Grates aus und verzahnen sich kompliziert mit den Biotitschiefern und Schiefergneisen. Gegen NW setzt sich der Granit in den unteren Teil der Westflanke der Sonntagskarspitze 2349 fort. Im Dreisteckengrat lagern über dem Hauptkörper der Granitlinse die Schuppen der Biotitschiefer, Gneise, Migmatite, Aplite, die sich unter der Sonntagskarspitze durch in die Ostflanke der Dreistecken und in die Seekarspitze fortsetzen.

Vergleichen wir nun die Schieferserien nördlich des Großen Pölsenstein mit denen östlich und südöstlich davon, so können wir hinsichtlich der Gesteinszusammensetzung und des tektonischen Baustils völlige Übereinstimmung feststellen. Dies zeigen auch die Profile aus dem Südostteil des Pölsenstein (Profile 18, 19). Die mit Brandenschiefern und auch Grüngesteinen ausgestattete Schieferserie der Seekarspitze setzt sich zwanglos über das Ochsenkar hinweg gegen SE in das Profil des Hauseckkammes fort (Profil 19).

Über den Bau vom SE-Grat des Großen Pölsenstein gegen SW gibt Profil 18 Auskunft. Zunächst wird die Schieferserie des Hauseckkammes gegen SW durch eine kräftige Störung abgeschnitten (Sattel mit markiertem Weg zum Pölsenstein, vor Erreichen des eigentlichen SE-Grates). Wie Profil 18 zeigt, liegen hier neben starker Gesteinszerbrechung auch Schuppen vor, die als Fremdlinge helle Serizitschiefer und Serizitquarzite enthalten. Solche finden sich auch im Hauseckkamm. Über ihre Natur und Einordnung in ein Gesamtbild wird im letzten Abschnitt die Rede sein (S. 200). Die Störungszone streicht WNW und fällt immer steil gegen Nord, wie die Fortsetzung in die Karstufen bei der Grünen Lacken zeigt.

Ein etwas nördlicher liegendes Profil 17 zeigt den Verbindungskamm vom Großen zum Kamm des Kleinen Pölsenstein bei P 2322. Hier taucht im breiten Törl zwischen beiden Gipfeln eine Antiklinale auf, die durch eine tektonische Bewegungsbahn gegen den hangenden Granit des Großen Pölsenstein abgetrennt ist. Möglicherweise handelt es sich um die Fortsetzung der zuvor behandelten Störungszone, doch bleibt deren Bewertung im Gesamtbild ungewiß.

Insgesamt ergibt sich, daß die beschriebenen Schieferserien einen einheitlichen Baukörper darstellen, aus dem die Großlinse des Pölsensteingranites nicht herausgelöst werden kann. Die Schieferserien finden sowohl nach Norden als auch zum Hengstkamm hin eine Fortsetzung.

#### 6.2.2. Hengstkamm, Firstkamm und die S- und SW-Grenze der Pölsensteinmasse.

Die ganze nördliche Flanke des Kammes des Großen Hengst (2154), südlich über dem Scheibelkar ist aus der bunten Gesteinsgesellschaft von Biotitschiefern und Paragneisen, teilweise mit Feldspatung oder Aplitisierung und Zwischenlagen flaseriger, aplitischer oder granitischer Gneise aufgebaut. Es sind dies die Serien, die sich durch das Scheibelkar in die SE-Seite des Großen Pölsenstein fortsetzen. In der Nordflanke des Hengst streichen diese Gesteine WNW bis NW bei meist steilem Nordfallen. Erst im Gipfelbereich finden sich unruhige Flächenlagen, auch mit Südfallen, wobei hier ein kräftiger Faltenbau vorliegt.

Auf dem vom Hengst zum Kleinen Pölsenstein führenden Kamm herrscht die gleiche Gesteinsgemeinschaft, setzt sich jedoch nicht in die südlichen Hänge hinein fort. Die Flächenlagen im Kambereich sind sehr unruhig, die meßbaren B stark gestreut. Scherflächen in ENE bis NE und lokale Kluftscharen dieser Richtung zeigen hier die Existenz einer der NE-Achsenrichtung entsprechenden Tektonik. So ist auch eine im wesentlichen WNW-achsiale Faltentektonik stark gestört, wobei auch junge Brüche beteiligt sind. Knapp vor Erreichen des Kammknickes, wo der Kamm aus der W-Richtung gegen NW schwenkt, liegt in Schiefeln und darüberliegenden Granitgneisen eine gestörte Antiklinale mit einer gegen W  $60^\circ$  N geneigten Achse. Sie liegt im spitzen Winkel gegen den Kammverlauf und ist in den Flanken nicht mit Sicherheit verfolgbar.

Die gleichen Verhältnisse finden sich im Grataufschwung zum Gipfel des Kleinen Pölsenstein (2379). Bei sehr lebhaftem Gesteinswechsel nimmt das Fallen nach oben an Steilheit bedeutend zu, so daß in der Gipfelregion bei sehr steilem NE-Fallen über einem mächtigen Band von Biotitschiefergneisen und Schiefeln nun Augengneise und aplitische Granite folgen. Diese Granite ziehen gegen NW weiter, gelangen auf dem Kamm zu P 2322, von wo der Kamm über die Antiklinale (Profil 17) zum Großen Pölsenstein abzweigt.

Das zur Pölsen abfallende Südgehänge des Hengst zeigt einen anderen Gesteinsaufbau. Anstelle der bunt gemischten Gesteinsgesellschaft des Kambereiches liegt im oberen Gehänge bis etwa 1500 m hinab eine mächtige Folge oft sehr saurer Granitgneise, Augengneise, sowie von Aplitgneisen und nur wenig Flasergneisen. Diese granitische Serie liegt steil nordwärts fallend im Liegenden der bunten Serie des Kammes und unter ihr, im tieferen Gehänge unter 1500 m folgen Angehörige der Biotitschiefergruppe mit allen verschiedenen Stadien von Aplitisierung, Vergneisung, Feldspatung (siehe S. ...). Das Streichen dieser Gruppe liegt um  $120^\circ$  bei sehr steilem Einfallen zumeist nach Nord, teilweise auch nach Süd. Die Aufschlüsse sind nicht sehr günstig, so daß nur wenig Details gegeben werden können. Die unter der bunten Serie des Kammes im Südgehänge liegenden Granitgneise setzen sich nordwestlich auf der Nordseite des Perwurzpolder (1815) fort und sind in der Perwurzleiten und im Geröll im Kar unter dem Kleinen Pölsenstein ausgezeichnet erfaßbar. Ihre weitere Fortsetzung gegen NW liegt in den südlichen Gehängen der Wurzleiten bis nahezu zum Gipfel des First (2080) hinauf.

Der Grat, der vom Seitenstallpolder (1842) gegen NE zur Sonntagskarspitze im Dreisteckenkamm hinaufführt, zeigt die Lagerungsbeziehungen sehr gut.

Im Seitenstallpolder liegen aplitische Augengneise, granitische Nebulite, aber die Gesteine sind hier an einer Bewegungsbahn teilweise völlig mylonitisiert und zerfallen zu Grus. Im Südabfall des Polder ergaben sich starke Stauchungen der Gesteine nach einem nach Nord fallenden B, offenbar im Zusammenhang mit der genannten Bewegungsbahn. Die Augengneise, im Wechsel mit verschiedenen granitischen Typen, liegen geschlossen bis etwa 2000 m SH. Ab dieser Höhe wird das Einfallen flacher nordwärts bei fast genauem E-W-Streichen. Oberhalb von 2070 m liegen nun bei flachem Nordfallen zwischen Granitgneisen mindest sechs z. T. über dreißig Meter dicke Biotitschieferbänder. Sie sind mit aplitischen Gneisen und Flasergneisen eng verbunden und zeigen sehr starke Internfaltung.

Diese Schieferbänder hängen direkt mit denen der Ostwand der Sonntagskarspitze und denen des Südgrates der Dreistecken zusammen.

Damit ist auch in diesem Bereich das Lagerungsverhältnis der granitischen Massen der Südseite des Hengst mit der bunten Schieferserie der ganzen Pölsensteineinheit gegeben.

Das Lagerungsverhältnis der liegenden Granitgneisgruppe unter der geschuppten und verfalteten bunten Serie der Pölsensteineinheit im Bereich der Südseite des Hengst bis zur Wurzleiten im Südfuß des Firstkammes entspricht genau dem der Granite der großen und kleinen Rügen im Osten unter der Seekarspitze.

### Der Firstkamm

Von der Wurzleiten im Süden beginnend und gegen NNW streichend erhebt sich der Firstkamm zwischen dem Seitenstallgraben im Osten und dem Strechengraben im Westen. Wie schon ausgeführt wurde, gehören die Granitgneise der Wurzleiten zum Zug der Südseite des Hengst. Es handelt sich in der Wurzleiten um teilweise aplitische Granite und Granitgneise mit Einlagerungen geaugter Flasergneise und einiger Lagen porphyrischer Granite. Die Lagerung der Gesteine ist nicht sehr regelmäßig, da das Streichen stark schwankt, wie das auch im Bereich der Pölsensteingruppe immer wieder festgestellt werden kann. Von  $60^\circ$  bis  $30^\circ$  in den oberen Hangteilen schwenkt die Streichrichtung gelegentlich auch bis  $100^\circ$ . Letzteres ist vor allem in den obersten Hangteilen der Fall.

Knapp südlich des Gipfels P 2080 entspricht einem E-W-Streichen eine steil nach Nord fallende Bewegungsbahn mit Verschieferung von Flasergneisen. Das Kammprofil ist hier recht kompliziert und zeigt starke Verfaltungen der Gesteine nach einer WNW-Achse (Profil 23).

Gegen Nordnordwest führt der Kamm geradlinig über P 2003 wieder in granitischen Gneisen. In diesen schwenkt das Streichen innerhalb von rund 800 m von  $90^\circ$  bis  $100^\circ$  (Firstgipfel) bis zu  $170^\circ$  bei durchwegs sehr steilem bis senkrechtem Einfallen der Bankung und der s-Flächen. (Kammsskizze Profil 23).

Da auch im Nordteil des Firstkammes diese Gneise (5 in Kammsskizze, Profil 23) noch steil nach SSW einfallen, kann hier an eine stark zusammengestauchte Synklinale gedacht werden. Die Eigenart der Strukturen und starke postkristalline Bewegungen lassen vermuten, daß hier eine ursprünglich noch einfacher gebaute synklinale Großstruktur im Zusammenhang mit dem Vorschub der Gesamtmasse der Pölsensteingruppe zusammengestaucht und dabei auch aus ihren ursprünglichen Zusammenhängen abgerissen wurde.

Nicht in sichtbarer Verbindung mit dem Baukörper des First finden sich auf der Westseite des Strechengrabens wieder Granite und Granitgneise, in deren Hangenden ein Band von Rannachserie liegt. Diese Granite sowie der schmale Zug nördlich der Mündung des Seitenstallbaches gehören offenbar zur Einheit des First. Ihre tektonische Position wird im Zusammenhang mit dem Schüttkogel-Geierkarzug behandelt werden.

Die Südgrenze der Pölsensteinmasse fällt südlich des Hengstkammes mit dem obersten Lauf des Pölsbaches vom Perwurzpolder bis zu seinem nach Süd gerichteten Lauf entlang der Pölser Bruchzone zusammen.

Die eigentliche Südgrenze des Pölsenstein-Kristallins ist erst im Bereich des Perwurzpolder enthüllt, während sie im Talverlauf durch Schuttmassen verhüllt ist. Gegenüber den granitischen Massen nördlich des Tales stehen die Wölzer Glimmerschiefer fremd im Süden. Nur in der Randzone der Glimmerschiefer nordöstlich des Bruderkogels zeigen die sonst recht homogenen Gefüge starke Streuungen und Achsenverstellungen und gelegentlich auch eine Chloritisierung.

Erst im südöstlichen Gehänge des Perwurzpolsters ist die Grenze als tektonisch eindeutig markiert. Bis zu 50 m mächtige Schiefer der Rannachserie sind hier zwischen Granitgneise im Norden und Glimmerschiefer oder Amphibolite steil eingezwängt. Solche Schuppen reihen sich mehrfach vom Sattel gegen WNW aneinander, wobei hier nun auch Angehörige der Gaaler Schuppenzone in Erscheinung treten: Gneise und Bänderamphibolite, sowie ein Serpentin als Vertreter des Flatschacher Kristallinzuges und südlich anschließend ein langer Linsenzug von bänderigen Kalken, Dolomiten und Serizitschiefern, die wahrscheinlich dem Mesozoikum zuzuordnen sind. (K. METZ, 1964, 1971). Die Grenze steht durchwegs steil und zieht auch westlich der Streichen mit Südfällen als eine Schuppenzone weiter.

### 6.2.3. Der Nordteil des Hauptkammes (Hochheide, Wetterkreuze, Steinernes Mandl) bis zum Strechengraben.

Die Gipfelgruppe der Dreistecken wird nordwärts durch die Moserscharte von dem Gipfelbau der Hochheide (2363) getrennt. In der Scharte zerreißt eine annähernd NW streichende Bruchzone den antyklinalen Bau einer Serie von Biotitschiefern und feinkörnigen Gneisen verschiedener Typen. Es sind dies jene Schiefer, die unter der flachen Granitkappe der Dreistecken liegen und im Norden noch über die Moserscharte hinauf in den Südkamm der Hochheide ziehen. Hier bilden sie in ziemlich flacher Lagerung den Nordschenkel der Antiklinale und werden dann von einer bunten Gesellschaft von Schiefen und Gneisen überlagert. Die obersten Schieferbänder, die im Südgrat die Granitgneise des Gipfels der Hochheide unterlagern, sind überaus stark verwalzt und mit phyllonitischen Gneisen vermischt, zeigen also die tektonische Auflagerung der Gipfelserie an. (Profil 21).

In der Karte 1:50.000 ist die Überschiebung südlich des Hochheidegipfels zu weit südlich gezeichnet. Sie liegt in oder an der Basis des obersten Schieferbandes unter dem Gipfel!

Die Schiefer des Südgrates ziehen in den Ostgrat der Hochheide hinein und bauen hier den Kamm der Pacherkuppen auf. Die in diesen teilweise vergneisten Schiefen liegenden Granitgneiseile entsprechen denen, die auch im Südgrat der Hochheide zwischen den Schiefen eingeschaltet sind. In den Kämmen östlich des Grünen Sees sieht man, daß die Schieferserie der Pacherkuppen in direktem Zusammenhang mit den Schiefen der Seekarspitze stehen, mithin also auch zur bunt gemischten Gesteinsgesellschaft der Pölsensteineinheit gehört. Dafür spricht auch das Auftreten pyritreicher Schiefer und quarzitischer Anteile wie im Kamm der Seekarspitze und im Hauseckkamm, (Profil 22).

Der Gipfel der Hochheide wird von einer Serie von Granitgneisen, sauren geflaseren Gneisen z. T. mit fleischroten Feldspatäugen gebildet. Nördlich und nordöstlich des Gipfels finden sich grusig verwitternde, feinkörnige Aplitgneise mit Bändern von Schiefergneisen. Die Serie zieht gegen NW und baut Gipfel und Nordwände der Moserspitze auf. Hier zeigen sich sehr schöne aplitisch durchaderte Granitgneise mit Schlieren von basischer Zusammensetzung. Der Internbau dieser Serie ist zumindest teilweise schon prä- bis parakristallin angelegt, durch postkristalline Tektonik jedoch ziemlich stark überprägt. Die im Gipfelbereich steileren, gegen Norden aber flacher einfallenden Granitgneise werden nun mitsamt der Schieferserie des Pacherkuppenkammes sehr flach von einer anderen mächtigen Granitgneismasse überschoben. Diese baut den Stock der Wetterkreuze (2066 und 1920) auf. An der Überschiebung selbst ist ein Keil von typischen hellen Serizitgesteinen der Rannachserie eingeschaltet (Profil 21).

Die höchsten (südlichen) Anteile der Wetterkreuze werden von stark zerbrochenen, unregelmäßig lagernden, im allgemeinen aber flach liegenden Granitgneisen der üblichen Typen aufgebaut. Schon beim Wetterkreuz 1920 m, sowie auch knapp nördlich von P 2066 finden sich nun wieder sehr flach liegende, intern aber stark durchbewegte große lentikuläre Körper von Rannachquarziten und Serizitschiefern, die die Granitgneise unterteilen. Eine tiefere Schuppe liegt in 1750—1800 m.

In den tieferen Hängen gegen Norden lassen sich nur mehr starke Blockhalden von Granitgneisen oder im Gehänge verrutschte Felspartien feststellen. Der tiefste Aufschluß, ein völlig mylonitisierter Granitkeil liegt unmittelbar an der tektonischen Grenze zur Grauwackenzone (S. 192).

Das Singsdorferkar, westlich der Wetterkreuzgranite muß nun die gegen Norden ausbiegende Fortsetzung der Überschiebung Hochheide-Wetterkreuze unter mächtigem Moränenschutt enthalten, da westlich davon eine ganz anders entwickelte Gesteinsgesellschaft erscheint, die schon zum Baukörper des Steinernen Mandl gehört. Diesen eigenartigen Aufbau zeigt schon der niedere Kamm, der westlich der Singsdorfer Alm gegen SW zur Seekoppe (2002) hinaufführt. In diesem als Hirschriedel bezeichneten Kamm fehlt die Fortsetzung der von der Hochheide über die Moserspitze herüberstreichenden Granitgneise, man hat dagegen eine ziemlich flach liegende neue Gneisgesellschaft (Profil 24).

Zunächst liegen in den unteren Hängen Gneise mit Biotit und auch Bänder mit Granitgneis. Es gibt Lagen, die die gleichen rostigen Feldspäte enthalten, wie sie aus den R-Gneisen des Hochreichart bekannt sind. Solche finden sich bis 1710 m, wo sie stark aplitisch ausgebildet sind. Hier tauchen nun auch quarzitisches Gneise auf, die offenbar aus bänderigen Quarziten mit lange hinstreichenden Quarzlagen entstanden sind.

Während in den tieferen Lagen noch annähernd E-W-Streichen mit flachem Südfallen herrscht, schwenkt nun das Streichen auf NNW mit konstantem mittelsteilem Westfallen.

In dem Kammstück bis 1850 m sind vorherrschend feinkörnige aplitische Gneise, oft feinstkörnige Biotitgneise mit guter Schieferung. Lagenweise ist die Verschieferung bis zu phyllonitischen Typen auffallend. Bei 1850 streicht nun in NNW eine Bewegungsbahn durch, die wohl auch für die Streichrichtung der feinkörnigen Gneise maßgeblich ist. Über ihr folgen nun die feinkörnigen Gneise, die als Chlorit-Epidot-Schiefergneisgruppe von H. BACHMANN 1964 beschrieben wurde und die den ganzen Gebirgsstock des Steinernen Mandl (2043) aufbaut. Sie bilden auch die Höhe der Seekoppe (2002).

Aus den Gefügediagrammen des Hirschriedelkammes ergibt sich, daß die normalen B und L der WNW-Achse hier sehr stark gestreut sind, was auf das jüngere Alter der Überschiebung in der NNW-Richtung hinweist. Auffallend in diesen Diagrammen ist auch das Erscheinen eines Beta-Maximums im SW, speziell im oberen Kamnteil.

Die Gesteine des Hirschriedelkammes ziehen in SSE-Richtung auf dem Kamm zur Thiewaldkoppe (2129) weiter. Auch hier finden sich Einschaltungen rein weiß quarzitischer Feinkorngneise, die den feingeschiefernten Typen der R-Gneise im Hochreichartgebiet gleichen.

Erst die nach dem Erscheinen der Karte 1:50.000 durchgeführten Vergleiche der Gesteine des Gesamtgebietes erwiesen die Wahrscheinlichkeit, daß es sich auch hier, wie im Hochreichartgebiet, um Abkömmlinge quarzitischer Glieder der Rannachserie

handelt. Bestärkt wird diese Auffassung durch die Tatsache, daß die Rannachserie mit all ihren charakteristischen Gesteinstypen im Baukörper des Steinernen Mandl eine große Rolle spielt und auch in den Granitgneisen der Wetterkreuze vorhanden ist.

Die R-Gneistypen streichen auf dem Kamm nur bis zum Beginn des Steilaufstieges zur Moserspitze. Hier kommen die Granitgneise der Hochheide über den Kamm, wobei auch gleichzeitig Steilstellung und Zerbrechung der Gesteine auffällt. Hier dürfte, nur schwer erkennbar, eine der Bewegungsbahn der Seekoppe analoge Bahn durchziehen, welche eine Schuppe der Granitgneise der Hochheide vom Hauptkörper einerseits und vom Kammprofil der Thiewaldkoppe anderseits abtrennt. Auf diese Weise erklärt sich der tektonische Einschub einer dickbauchigen Granitlinse in den Feinkorngneisen auf der Thiewaldkoppe und der Granitgneiszug in der Wandbasis nördlich davon.

Der Aufstieg von der Seekoppe zum Steinernen Mandl erfolgt durchwegs in den Chlorit/Epidot führenden Schiefergneisen, wobei auch die Einschaltung quarzitischer Glieder und heller Serizitquarzite erwähnenswert ist. Westlich des Gipfels liegt in den Schiefergneisen eine lange Linse von tektonisch eingeschalteten Rannachgesteinen. Bei zunächst normaler Achsenlage in WNW fallen die Flächen auch in der Gipfelregion nur mäßig steil nach SW ein. Dies bleibt auch in den Gehängen nördlich und nordwestlich bis etwa 1500 m Höhe bestehen.

Durch die leider sehr vergänglichen Aufschlüsse durch den Güterwegbau in diesen Nordhängen zeigte sich, daß unter den Schiefergneisen des Steinernen Mandl Granitgneise folgen, die ihrerseits nun über den Südrand der Grauwackenzone geschoben wurden. Diese Aufschlüsse zwischen Singsdorf und Strechau wurden im einzelnen beschrieben (K. METZ 1964). Sie spielen eine entscheidende Rolle für das Verständnis des komplizierten Baues des Steinernen Mandl.

Gegen NW stellen sich in den Gehängen mit den Schiefergneisen sehr beachtliche Störungen des Normalbaues ein. Diese sind einerseits mit einer starken Streuung des WNW-B verbundene Brüche in NE bis NNE und anderseits Versteilungen des WNW-bis NW-B, die lokal bis zur Senkrechten gehen.

Diese erfassen außer den nordwestlichen Teil der Schiefergneise auch deren Umhüllung, die Rannachserie des unteren Strechengrabens und des nach Oppenberg leitenden Rohrachbach-Grabens. Diese Verhältnisse wurden von A. el SHINNAWI (1964, 104—106) eingehend beschrieben.

Die Güterwegaufschlüsse SE von Strechau (K. METZ 1964, 147) ergaben nun zwei bemerkenswerte Tatsachen. Sie zeigten, daß die hellen Gesteine der Rannachserie sich mit einem Schwenken des Streichens gegen die EW-Richtung direkt aus dem Strechengraben gegen Ost in den Nordfuß des Steinernen Mandl fortsetzen. Sie erwiesen aber auch, daß ihre Lagerung im Strechengraben über den Schiefergneisen sich nun zu einem Südfallen geändert hat, d. h. daß sie hier nun invers liegen.

Im Bereich des unteren Strechengrabens stellt die Rannachserie auch gleichzeitig die Kristallgrenze gegen die Grauwackenzone dar, deren Innenbau von der Achsensteilstellung hier nicht erfaßt worden ist. Dieser Umstand mag die Bedeutung dieses Grenzstückes zu betonen. Es ist an eine NE-Bewegungszone gebunden, die wahrscheinlich bei Oppenberg gegen das Gullingtal nach Westen einschwenkt.

Südlich von Rottenmann zeigten die frischen Aufschlüsse eines Güterweges der Stadtgemeinde, daß hier die Feinkorngneise des Steinernen Mandl mit Südfallen unter der Rannachserie liegen und daß über der invers liegenden Rannachserie nun grani-

tische Gneise folgen, die in sich durch schwarze Feinmylonitzonen mit flachem Südfallen mehrfach tektonisch unterteilt sind. Außerhalb der Güterwegsbereiche ergaben die Gehänge keine brauchbaren Aufschlüsse, so daß außer den referierten Daten von 1964 keine neuen Beobachtungen vorliegen.

Faßt man die erreichbaren Daten aus dem Bereich der Rannachserie zwischen Strechaugraben und Rottenmann in einem Diagramm zusammen, so ergibt sich ein Beta-Maximum der Flächenlagen im Westen. Damit kann angedeutet sein, daß die Umstauchung in diesem nördlichen Kristallinbereich nach einer Achse erfolgte, die mit etwa  $50^\circ$  nach W geneigt ist. Das Bild ist aber etwas verschleiert durch die kaum quantitativ zu fassenden Einflüsse von nach NE orientierten Stauchachsen und durch NNW streichende Brüche, wie sie nördlich des Steinernen Mandl-Gipfel in den tieferen Gehängen kartiert werden konnten.

Nach den vorliegenden Kenntnissen dieser steilen Überschiebung des Kristallins über die Grauwackenzone ergibt sich ein Bild, das in Profil 25 darzustellen versucht wird. Das Profil, das ein Saigerschnitt ist, kann die tatsächlichen Komplikationen allerdings nicht darstellen, da die Umstauchung am Nordende durch eine mit zirka  $50^\circ$  W geneigte Achse erfolgt war.

Wie schon angedeutet wurde, spielen auch Stauchungen nach einer NE-Richtung im betroffenen Gebiet eine nicht zu vernachlässigende Rolle. So folgt der untere Strechengraben und der Rohrach-Graben bis Oppenburg dieser Richtung. Die gleiche Richtung ergeben auch Brüche, die vom Sattel an der Seekoppe gegen NE über die Globuken Alm (Rottenmanner Hütte) ziehen und der Hirschriedel dürfte im Osten ebenfalls im Singsdorfer Kar durch solche Brüche begrenzt sein. Wenn an solchen Brüchen der Hirschriedel abgesenkt wurde, darf angenommen werden, daß die Gneisgranite, jetzt über der Rannachserie der Überschiebungszone liegend, im Nordfuß des Steinernen Mandl zum Granitgneiszug von Hochheide-Moserspitzen-Thiewaldkoppe gehören. Da diese aber einem tieferen tektonischen Niveau angehören, würden auch sie im Überschiebungsbereich überkippt liegen.

Weder der Grauwackenanteil mit den erzführenden Kalken des Hochspitz zwischen Singsdorf und Rottenmann (siehe Tafel 4 in K. METZ 1964) noch die Grauwackenzone nördlich des Streden-Rohrachbaches sind von dem abrupten Achsenabfall des Kristallins erfaßt worden. In der Hohen Trett ziehen diese Gesteine normal westwärts weiter bis Aigen i. E. Hier allerdings sinken sie ebenfalls mit rund  $40^\circ$  Achsengefälle gegen West unter.

#### 6.2.4. Der Bau des Kristallins westlich des Strechengrabens

Über den zum Firstkamm gehörigen Graniten westlich der Streden liegt zunächst ein Band von Rannachserie und über diesem folgt nun in mehrfacher Folge die Gruppe der Schiefergneise vom Typus des Steinernen Mandl mit darüberliegender Rannachserie. Insgesamt sind es vier übereinanderliegend, gesteinsmäßig gleichartige Schuppen, die den Bergstock des Schüttkogel, Gschederer Eck und des Geierkar aufbauen. Das Gebiet wurde von H. BACHMANN (1964) eingehend bearbeitet und bedarf hier nur einer Übersicht.

Die unterste Schuppe (I) bildet der schon erwähnte Granitgneis mit Auflage von Rannachserie. (Siehe Karte von Tafel 4, 1964). Da die Rannachserie gegen Süden auskeilt, kommt die über einem Mylonitband liegende zweite Schuppe (II) zum Teil noch auf den gleichen Granitgneis zu liegen.



Die größte Verbreitung in dem genannten Gebirgsstock hat die III. Schuppe, die im Überblick gesehen eine antiklinale Struktur aufweist. Der Südschenkel dieser Antiklinale ist im Süden scharf an die Schuppenzone zwischen Reiteralp und Hochgrößen angepreßt.

Die IV. Schuppe ist nur zu einem kleinen Teil auf der Ostseite des obersten Gullingbaches vorhanden, ihr weitaus größter Anteil bildet den östlichen und nördlichen Unterbau des Hochgrößen (2116 m). Hier ist darin der Serpentin des Hochgrößen tektonisch eingebaut, wie dies 1964 (Tafel 4 und Tafel 5, Profil 2, 4, 5) dargestellt wurde.

Auch nach Auffassung von H. BACHMANN (1964, S. 81) ist dieser Serpentin als Angehöriger der Schuppenzone südlich des Hochgrößen (Fortsetzung der Gaaler Schuppenzone) zu betrachten. Entsprechend dem steilachsigen Abschwung des Pölsensteinkristallins bei Strechau und Oppenberg sinkt nun auch der Bestand dieser Schuppenzone steilachsig zum Mittereggraben gegen WNW ab und verschwindet hier unter den nordwärts vordringenden Gesteinen des Mölbegg (Karte Tafel 4, 1964).

Auch die Rannachserie der IV. Schuppe überschreitet nur um geringes den Mittereggraben.

Zum Bau des Pölsensteinkristallins gehören nun noch einige Einzelvorkommen. Sie liegen entweder im Verband jener großen Störung, die den steilachsigen Abschwung des Steinern Mandl gegen die Grauwackenzone begrenzt oder sie bauen westlich Oppenberg den Brantsberg (1424 m) auf.

Zur ersten Gruppe gehören grobkörnige Granitgneise, die nördlich von „Winter“ nördlich Oppenberg unter dem Schieferkomplex der Grauwackenzone der Blosen liegen. Die Gesteine sind stark zerbrochen und teilweise gut an der schmalen, nach Aigen i. E. führenden Straße noch ein gutes Stück gegen West aufgeschlossen.

Mit der Rannachserie im Nordfuß des Hochgrößen in engem Verband stehen die Granitgneise des Brantsberg, die von H. WIESENER (1939, S. 289) als Orthitgneise beschrieben wurden. Ihre Position und Verbindung zur Rannachserie wurde von H. GAMERITH (1964; 86, 94) beschrieben. Sie stehen auch in enger Verbindung zu der Schuppenzone, die parallel zu dem hier gegen Westen entwässernden Gullingtal streicht. Zu ihr gehören Marmore, Amphibolite, Schuppen von Phylliten.

Mit diesen, teilweise völlig vom Gesamtkörper des Pölsensteinkristallins abgerissenen Schollen endet die obertägige Existenz dieser Einheit und über ihr schließen sich vom N her Gesteine der Grauwackenzone, vom S her Wölzer Glimmerschiefer und Ennstaler Phyllite als Schluß eines Scherenfensters im Sinne SANDER's zu einer Nahtzone zusammen.

## 7. TEKTONISCHE ÜBERSICHT UND SCHLUSSFOLGERUNGEN FÜR DEN GESAMTBAU

1. Aus den bisherigen Einzelbeschreibungen ergibt sich, daß in den östlichen Seckauer Tauern bis zum Quertal der Ingering von Süden nach Norden eine klare Aufeinanderfolge der tektonischen Einheiten vom Liegenden in das Hangende vorliegt. Bei ziemlich einheitlichem Nordfallen liegen nördlich an das Seckauer Tertiärbecken anschließend, bis zum Ingering-Quertal die Serien der Biotitschiefer- und Migmatite als die tiefsten Einheiten. Die höchste tektonische Einheit im Norden ist die Hochreichartschuppe und ihre tektonischen Äquivalente im Bereich von Speikbühel-Blutsattel-Kraubatheck.

Gleichzeitig ergibt sich, wie die Profile in diesem Abschnitt zeigen, daß die tieferen Einheiten südlich des Hochreichart-Zinkenkammes ungleich steilflächig, in sich geschuppt und gefaltet sind, während die nördlicheren hangenden Züge der R-Gneise und hangenden Granitgneise einen ruhigeren und flacheren Bau zeigen.

Die Nordgrenze des Kristallins ist bis St. Michael im Murtal (sowie auch weiter bis Bruck/Mur) durch ein kontinuierliches Band der Rannachserie charakterisiert, welches mit kaum erkennbarer Diskordanz über den tektonisch höchsten Anteilen der Seckauer Gneise liegt.

Wie schon bei der Erläuterung der Nordgrenze der Seckauer Tauern gezeigt wurde, ist die Rannachserie in diesem östlichen Raum zweigeteilt durch ein Band von graphitführendem Karbon, wobei der nördliche Anteil die Leimser- bzw. Frauengrabengneise führt. Diese reichen im Westen bis nahe an den Hagenbachgraben und werden, wie schon erläutert, als höchstliegender, tektonisch abgeschuppter Anteil des Seckauer Kristallins aufgefaßt. Dieser Span findet östlich von St. Michael keine Fortsetzung.

Die Südgrenze des Seckauer Kristallins zeigt anderen Charakter. Sie ist vom Nordrand des Seckauer Tertiärbeckens mit seinen tiefsten kohleführenden Schichtanteilen diktiert. Diese Grenzbeziehung reicht vom Ort Ingering II ostwärts bis zum Feistrizgraben und noch ein Stück weiter bis Leinsach nahe Kraubath. Das Seckauer Kristallin mit seinem WNW-Streichen wird an dieser heute sichtbaren Grenze ebenso wie in der Tiefe unter dem Tertiär an Bruchzonen diskordant abgeschnitten, denn südlich des Tertiärs kommt der dem Gleinalmkristallin zugehörige Zug des Tremmelberges und Flatschacher Zuges an die Oberfläche.

Damit ist die tektonische Anlage des Seckauer Beckens an der Naht zwischen zwei verschiedenen Kristallineinheiten erwiesen. Es muß vermerkt werden, daß dies gerade da erfolgte, wo in beiden Kristallingruppen das Umschwenken des Streichens aus der WNW-Richtung ostwärts in die ENE-Richtung erfolgt.

2. Westlich des oberen Ingering-Quertales läßt sich die große Granitgneismasse der Ringkogelgruppe nicht mehr direkt einem der östlichen Baukörper zuordnen, da eindeutige Aufschlußverbindungen fehlen. Es wurden jedoch die Gründe bereits ausgeführt, warum wir die große Entwicklung von Gneisgraniten dem Zug des Pabstriegel gleichstellen. Mit diesem Schluß sind zwei Folgerungen verbunden:

Wir betrachten damit die Biotitschiefer-Migmatitgneisfolgen östlich und westlich des Ingeringdurchbruches beim Ort Ingering II nicht nur gesteinsmäßig, sondern auch tektonisch als gleichwertig. Wir erkennen weiterhin die Möglichkeit an, daß eine große tektonische Bewegungseinheit in ihrem Streichen durch Zunahme der granitischen Körper bedeutend vergrößert und damit verändert wird. So entwickelt sich nach dieser Auffassung aus den schwächtigeren Granitgneis-Lamellen des Pabstriegel die mächtige Ringkogelmasse. Daß diese späterhin durch Scherungszonen unterteilt wurde, wird noch zu erläutern sein.

Diese Ringkogelmasse ist nun zwischen Ingering und Gaal hochgehoben. Sie zeigt im Süden, im Bereich der Gaaler-Schuppenzone, ein Achsenstreichen in WNW, doch schwenkt dieses gegen Norden allmählich auf NW um. Während der Südteil durch steilflächige Verfaltung und Schuppung mit Rannachserie, sowie auch durch gelegentliche Überkipfung gekennzeichnet ist, entwickelt sich im Nordteil ein flacherer und ruhigerer Bau, wie die Profile 9 und 10 zeigen.

Im Bereich des obersten, NW streichenden Ingeringtales rechnen wir die Granitgneise von Geierhaupt und Kettentalkogel ebenfalls zur Ringkogelmasse. Es wäre

möglich, sogar wahrscheinlich, daß sie eine nordwestliche Fortsetzung jener Granitgneise darstellen, die nördlich der eigentlichen Pabstriegel-Einheit in der Südflanke des Seckauer Zinken, Moaranger durchziehen. Dies dürfte jedoch von untergeordneter Bedeutung sein, da zwischen diesem und dem Pabstriegelzug kein grundsätzlicher Unterschied besteht und da die zwischen beiden durchziehende Bewegungsbahn nur lokale Dislokationen erzeugt haben dürfte.

Es besteht noch ein besonderer Grund, die Gneise südlich von Geierhaupt und Stellmauer dem Pabstriegel-Ringkogelzug anzugliedern. Der nördlich des Pabstriegel liegende Zug mit seinen Schiefen und Gneisen von Sautratten und Maria Schnee zeigt gegen NW eine zunehmende Verarmung seines Bestandes und es gibt Anhaltspunkte dafür, daß er südwestlich des Hochreichart im Bereich des Hölltales durch eine jüngere Scherungszone abgeschnitten wird. (Siehe S. 170 und Abb. 5)

Am Ende des obersten Ingeringtales über dem Kettentörl liegen über den besprochenen Gneisen die R-Gneise des Kettentalkogel-Schrimpfkogelzuges. Südwestlich davon liegen die R-Gneise mit SW-Fallen des Speikleitenberges. Hier liegt trotz der reichlichen Bruchzerlegung die Deutung einer antiklinalen Aufwölbung der R-Gneise nahe, wobei die Granitgneise des Kettentörls im Kern heraustauschen.

Diese Antiklinalstruktur wird in Punkt 4 dieses Abschnittes zu besprechen sein.

3. Der westlichste Abschnitt der Seckauer Tauern ist hinsichtlich seiner tektonischen Position gegenüber den weiter östlichen Anteilen ebenso problematisch wie die Ringkogelmasse zur Pabstriegeleinheit. Zunächst müssen folgende aus der Kartierung sich ergebende Fakten klargestellt werden:

Die südlichen Anteile (südlich des Rosenkogel) stehen im gleichen Verhältnis zur Gaaler Schuppenzone wie dies weiter im Osten der Fall ist. Die ursprünglichen Zusammenhänge sind jedoch auf etwa 2,5 km Distanz zerrissen und hier hat sich, störungsbedingt, ein Keil von Wölzer Glimmerschiefern vom Süden her eingeschoben. Dies kommt in den Glimmerschiefern des Kaiserkoppen-Kammes mit ihren außergewöhnlichen NNW-Achsen auch klar zum Ausdruck (siehe Karte 1:50.000). Diese NNW-Strukturen zielen genau gegen NNW in den obersten ebenfalls tektonisch angelegten Gaalgraben hinein.

Wie in der Gaaler Schuppenzone selbst ist auch westlich der Umbiegung des Gaaltales bei Lasser Rannachserie eingeschuppt, und besonders häufig findet sich hier im Grenzbereich eine überkippte Lagerung, besonders in den die Südgrenze der Seckauer-gesteine begleitenden Amphiboliten.

Der Gesteinsbestand dieses westlichen Anteiles zwischen oberem Gaaltal und dem Pölser Bruchsystem ist durch einen besonders hohen Anteil von Biotitschiefern-Migmatiten und reichlicher aplitischer Durchtränkung ausgezeichnet. Mächtigere Körper von Granitgneisen entwickeln sich erst im nördlichen Anteil (westlich von Kesseleck-Lerchkogel-Schleifberg, Profile 11, 12). Daraus ergibt sich eine gegen NW zunehmende Mächtigkeit. Die Typenvielfalt der Granitgneise zeigt deren migmatischen Charakter. Wie schon im Pabstriegel-Ringkogelzug ergibt sich auch hier eine bedeutende Zunahme granitischer Elemente gegen NW.

Auch die tektonischen Charakterzüge dieses Abschnittes stehen in klar ersichtlichem Gegensatz zur Ringkogel-Einheit. Ein steilflächiger, gepreßter Synklinalverband der schiefrigen Serien besteht hier im südlichen Bereich des Rosenkogel (Profile 10, 11). Der westliche Flügel dieser Struktur wird gegen Nord durch das Pölser Bruchsystem abgeschnitten. Im nördlichen Abschnitt findet, wie Profile 12—14 zeigen, eine

# Räumliche Anordnung der tektonischen Einheiten der Seckauer Tauern.

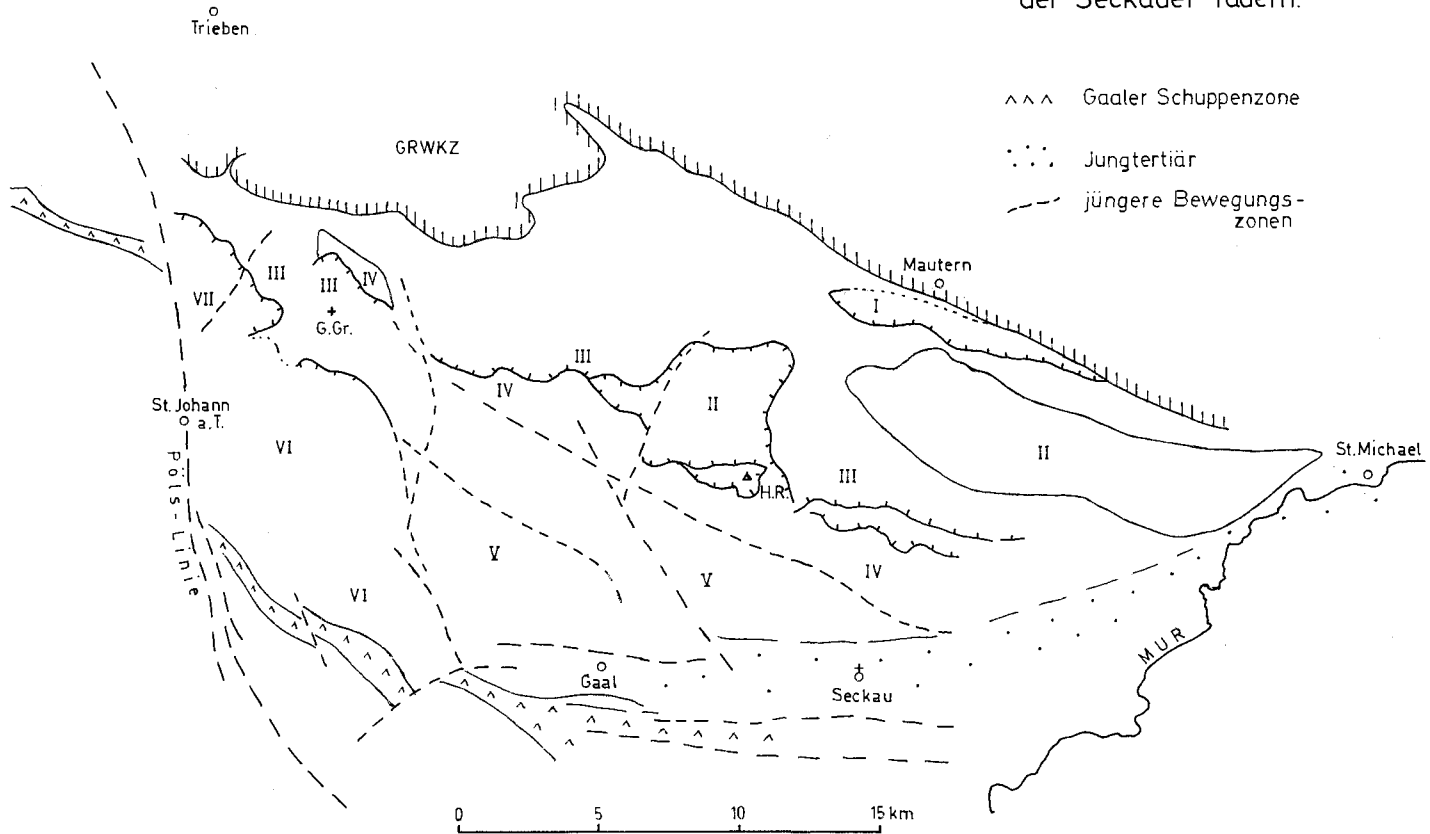


Abb. 5: Räumliche Anordnung der tektonischen Einheiten der Seckauer Tauern.

- I Leimser — Frauengrabengneis — Schuppe
- II Hochreichartschuppe — Kraubatheckgneise
- III R-Gneis-Einheit
- IV Maria Schnee — Sautrattenschuppe
- V Pabstrigel — Ringkogel — Einheit
- VI Gaal — Rosenkogel — Gamskögel — Einheit
- VII Geierkogelschuppe

Versteilung des NE-Flügels der Synklinale statt. Dies ist jedoch mit nur geringfügigen Streuungen der normalen NW-B verbunden.

Dieser Bau ist charakteristisch bis zum Leitschachtal/Bärental bei St. Johann am Tauern und bis zur Gamskögel-Überschiebung.

Aus allen diesen Indikationen ergibt sich nun der Schluß, daß sich der westliche Anteil der Seckauer Tauern mit seinen Graniten und Granitgneisen seines nördlichen Anteiles aus den Schieferprofilen des südlichen Rosenkogelbereiches entwickelt hat.

Wir müssen weiterhin diese Schieferanteile denen des unteren Ingeringquertales gleichsetzen und kommen damit zum Schluß, daß dieser westliche Anteil das tektonisch tiefste Glied der Seckauer Tauern darstellt.

Damit aber erhebt sich das Problem der Gamskögel-Überschiebung. In dieser ist, wie schon erläutert wurde, die westliche Einheit über jene R-Gneise überschoben, die eigentlich weit in das tektonische Hangende gehören würden.

Die Klärung ergibt sich teilweise aus der mehrphasigen Entwicklung des heute vorliegenden Baues, teilweise aus der Tatsache, daß die einzelnen Bewegungskörper infolge der eigenartigen Entwicklung ihrer granitischen Bestände nur eine im Streichen endliche Begrenzung aufweisen und wahrscheinlich nach jeder Richtung ihrer Ausdehnung Phakoiden-Querschnitte aufweisen. Der konkordanten Einschichtung der Granitgneislamellen und Platten in ihre Schiefermatrix entsprechend müssen wir sie als syntektonisch entstanden betrachten. Diese Entwicklung ist jedoch älter, als der heutige Bau des Gebirges zeigt. Postkristallin, bezogen auf die Platznahme dieser Granitgneiskörper, hat eine Scherungstektonik das ursprüngliche Baubild noch wesentlich verändert.

4. Der nordwestlichste Anteil der Seckauer Tauern im Bereich des Triebentales und des Geierkogels beim Ort Hohentauern gibt bedeutsamen Aufschluß über diese Entwicklung.

In diesem NW-Bereich spielt die Gruppe der R-Gneise eine entscheidende Rolle. Auf der Basis der Aufschlüsse im Südosten wie im Nordwesten (Weinmeisterboden, Seckauer Zinken, Schrimpfkogel-Kerschernkogel, Griesstein, Triebenkogel) betrachten wir sie als aus der Rannachserie entstanden und haben sie infolge deren permo-skythischer Alterszuweisung als alpidisch entstanden betrachtet.

Verfolgen wir nun diese R-Gneise vom SE nach NW, so sehen wir folgendes:

Die Leimser/Frauengrabengneise liegen in den gefeldspateten Rannachgesteinen eingebettet und werden als höchste Schuppen der Seckauer Kristallinmasse betrachtet. Die R-Gneise des Zuges von Schweigerhöhe-Kumpitzstein sind weit nach ESE verfolgbar und ziehen unter der Hochreichartschuppe hindurch westwärts in das Triebental weiter. Hier ist zwar eine obertägige Unterbrechung festzustellen, aber die Nordgrenze dieser R-Gneise ist eine graduelle Entwicklung aus der kontinuierlich durchstreichenden Rannachserie heraus. Dies ist der Grund, warum der südöstliche Zug der R-Gneise (Schwaigerhöhe-Kumpitzstein) mit dem Zug von Kleinreichart-Geierhaupt-Kettentalkogel bis zum Großen und Kleinen Griesstein als ein Zug identifiziert wird.

Damit zeigt sich, daß die auf den Nordteil des Seckauer Kristallins beschränkten R-Gneise in tektonisch diskordantem Verband zu den Einheiten der Seckauer Baukörper stehen.

Die im obersten Ingeringtal durch die starke Bruchzerlegung nur schwer erkennbare Antiklinalstruktur der R-Gneise setzt sich mit ihrem SW-Schenkel in den Großen

und Kleinen Griesstein und in die östliche Basis des Geierkogel-Sonntagskogelzuges fort. Die Details dieser im einzelnen komplizierten Tektonik wurden bereits beschrieben.

Eine Deutung der dem allgemeinen Bauschema anscheinend widersprechenden Überschiebung der Gamskögel und des Geierkogelzuges über diese R-Gneisgruppe ergibt sich aber aus folgenden Beobachtungen und Überlegungen:

Die an den genannten Überschiebungen beteiligten Gesteinsgruppen zeigen eine weit über das Normalmaß hinausgehende postkristalline Zerbrechung mit Mylonit-zonen. Dem gesellen sich neben intensiven Zerklüftungsstreifen in NE-Richtung auch Bewegungen mit Schleppungen in NE.

Von Bedeutung sind weiterhin extreme, tektonisch bedingte Höhendifferenzen zwischen den Granitgneisgruppen im SW (Schleifberg-Gamskögel und Geierkogel) und der in das Triebental hereinstreichenden R-Gneis-Antiklinale im NE.

Der NE-Schenkel der Antiklinale versinkt schon im oberen Triebental an NW- und NE-Brüchen in die Tiefe. Ihr SW-Flügel, noch im Griesstein hochaufragend, sinkt scharf gegen SW, West und Nord ab, ohne noch Hohentauern zu erreichen.

Demgegenüber stehen im SW und Süden die Granitgneise mit Gamskögel und Geierkogel als Repräsentanten der tiefsten tektonischen Einheiten, hier aber hochgehoben.

Die tektonische Eintiefungstendenz des oberen Triebentalbereiches kommt in der nördlich anschließenden Grauwackenzone mit ihrem südwärts gerichteten Vorpellen an Querbauelementen zum Ausdruck.

Die Hochlage des NNW-Spornes der tiefen Seckauer Bauelemente findet ihre Fortsetzung jenseits des Pölscher Bruchsystems, in der Pölsenstein-Einheit.

Aus diesen Überlegungen ergibt sich die Möglichkeit, die Überschiebungen von Gamskögel und Geierkogel als einen jüngeren Gestaltungsakt im Zusammenhang mit der N-Verfrachtung des Pölsenstein zu betrachten.

Der ganze Westanteil der Seckauer Masse vom Rosenkogel bis zu den Gamskögeln dürfte bereits nordwärts gezerrt worden sein, wofür die Zerreißungsfuge im Gaalknie spricht. Dazu kommt, daß die N-S Brüche, die in der Karte 1:50.000 im obersten Gaalgraben und weiter bis in das Triebental verzeichnet sind, auch die Antiklinale der R-Gneise durchschneiden. Aus dem Kartenbild zeigt sich, daß die Granitgneise des Kettentörls, dem NE-Schenkel der Antiklinale zugehörig, nicht mit den gleichen Granitgneisen der Ostbasis des großen Griesstein zusammenpassen, da letztere ja schon in den SW-Schenkel gehören. Diese Unstimmigkeit findet eine Lösung dann, wenn wir den Anteil westlich der N-S Brüche als etwas gegen Nord verschoben betrachten.

Weiterhin ergaben sich im Zuge der Kartierung im Bereich der Biotitschiefer und Flasergneise des Lerchkogel-Kesseleck mehrere steile Scherfugen mit rund 150° Streichen, die unter Zerbrechung die schiefrigen Gesteine lentikulär zerlegt haben. Auch dies deutet eine jüngere Verzerrung des älteren Baues mit seinen mehr gegen WNW fallenden Achsen an.

5. Wir müssen uns nun fragen, inwieweit ähnliche Baubilder auch in den übrigen Seckauer Tauern vorhanden sind und wir können uns hier, wie sich zeigt, an rein postkristalline Bewegungszonen halten. Solche können gut von Bewegungszonen mit Rekrystallisationen, posttektonisch verheilter Verschiebung und Zonen mit nur

undeutlichen Gesteinsgrenzen abgetrennt werden. Gelegentlich werden solche Bewegungszonen durch Bilder rein postkristalliner Verschieferung überprägt, so daß sich Entscheidungen oft erst aus dem Großbild des Baues ergeben. Welche Bedeutung wir diesen oder jenen tektonischen Zonen beimessen, wird den vorhandenen Aufschlüssen gemäß oft zur Gewissensfrage.

Das aus der vorhandenen Kenntnis dieses Gebietes sich ergebende Baubild ist in der tektonischen Übersicht, Abb. 5, dargestellt. Dieses Kartenbild zeigt nun, daß die große Granitgneismasse der zentralen Einheit des Ringkogel und auch noch östlich der Ingering durch postkristalline Bewegungszonen unterteilt ist. Zum großen Teil sind diese Störungstreifen auch morphologisch gut erkennbar. Die Zerteilung der Großkörper ergibt das Bild einer großlinsigen (phakoidalen) Zerlegung, wobei verschiedentlich auch Seitenbewegungen erkennbar sind.

6. Im Kristallin des Pölsenstein wurde auf das besonders große Ausmaß von Zusammenstauchung, Bruchzerlegung und Gesteinszerbrechung schon hingewiesen. Diese Erscheinung wird als Folge des Vorschubes gegen Nord betrachtet.

Wie stark hier die Folgen dieser jungtektonischen Umgestaltungen sind, zeigt sich daran, daß wir hier kaum in der Lage sind, eine sichere Parallelisierung mit den tektonischen Einheiten der Seckauer Tauern durchzuführen. Wohl schlingt sich das Band der Rannachserie als hangende Schichtfolge über den Schiefergneisen des Steinern Mandl um den ganzen NW- und Westrand des Kristallins. Aber die Schiefergneise des Steinern Mandl sind nur ganz im Westteil entwickelt und sind im Seckauer Anteil nicht vertreten. Die Kartierungen haben gezeigt, daß wir zur Einheit des Steinern Mandl auch den mehrfach in sich geschuppten Zug von Schüttkogel-Geierkar und die nördliche Basis des Hochgrößen zählen müssen. Damit gehören aber auch alle Vorkommen von Rannachserie dieses Raumes als hangendstes Glied des Kristallins zusammen und stehen in vollem Einklang mit dessen hier im Westen erfolgendem tektonischen Abtauchen.

Ob die isolierten Vorkommen von R-Gneistypen im Bereich von Hirschriedel-Thiewaldkoppe (S. 59/60) mit dem großen R-Gneiszug der Seckauer Tauern identifiziert werden können, bleibt sehr fraglich.

Die große Einheit des Pölsenstein, die den ganzen Hauptkamm bis zur Hochheide im Norden aufbaut, könnte mit der Ringkogel-Pabstriegel-Einheit ebenso wie mit der Gruppe des Rosenkogel-Kesseleck gleichgesetzt werden. Wenn wir die Abrißfuge aus dem ursprünglichen Verband unmittelbar an die heutige „Pölslinie“ (etwa vom Geierkogel südwärts) versetzen, dann entspräche die schieferreiche Pölsenstein-Einheit der tiefsten Seckauer Einheit. Dann würden die Granite der Rüben und die der Südseite des Hengst möglicherweise den Repräsentanten einer noch tieferen Gruppe angehören, was bei der starken Heraushebung der Pölsensteinmasse möglich wäre.

Die spärlichen Vorkommen von Serizitschiefern und -quarziten im Bereich des Hauseckkamms (S. 53, Profile 18, 19) geben keine Hinweise, da sie als tektonisch eingeklemmte Fetzen auch in verschiedenen Baukörpern der Seckauer Tauern vorhanden sind.

#### Schlußfolgerungen zur Tektonik

Vor Eintreten der Verzerrungstektonik muß das Pölsensteinkristallin als direkte westliche Fortsetzung der Seckauer Masse gelegen haben, wobei beiden gemeinsam eine WNW-achbiale Tektonik war. Dabei müssen damals bereits tiefste Bauelemente im südlichen und westlichen Teil stärker angehoben gewesen sein als die nördlichen,

tektonisch höher liegenden. Dies ergibt sich aus der schon geschilderten Asymmetrie des Baues und aus dem Umstand, daß im Pölsenstein-Kristallin auch tiefe, den tieferen Seckauer Anteilen entsprechende Bauelemente vorliegen.

Im Zuge der jüngeren Verzerrungstektonik im Einflußbereich der „Pölslinie“ mag diese im S und W besonders starke Hebungstendenz noch vermehrt worden sein, wie die heutigen scharfen tektonischen Niveau-Unterschiede im Triebental gegenüber der westlichen Einheit andeuten.

Es ergibt sich somit die Tatsache, daß die Verzerrungen auch im Inneren großer Kristallinkörper genügend Prägungskraft besaßen, um hier große Umgestaltungen zu erzeugen. Da, wie ich 1973 zeigen konnte, im Bereich des westlichen Fohnsdorfer Tertiärbeckens an den Störungen des Pölscher Bruchsystems beachtliche Bewegungen noch in der steirischen Phase erfolgt sind, haben wir einen Anhaltspunkt für die Endphase dieser Tektonik. Für ihren Beginn liegen im Bearbeitungsraum dieser Arbeit keine Anhaltspunkte vor. Sie können nur aus weiter ausgreifenden Studien gewonnen werden.

## Zeichenerklärung und Erläuterungen zu den Profilen

Bs	Biotitschiefer, Biotitquarzit, Di. Paragneise	Fg	Flasergneise ohne Mikroclin
Bsi	desgl. mit Plagioklaswachstum	Fy	Flasergneise mit Mikroclin
Py	desgl. mit Pyrit	Gg	Gneise i. A.
gc	Paragneise des Steinern Mandl	Gy	Granite, granitische Gneise
Ra	Rannachserie	Ay	Aplitische Granite u. Gneise
A	Amphibolit (Ai desgl. mit Plagioklaswachstum)	Ry	R-Gneise mit Mikroclin
H	Hornblende führendes Gestein	Rg	R-Gneise ohne Mikroclin
M	Mylonit	Lg	Leimser Gneise d. Liesingtales
gr gl	Granatglimmerschiefer der Wölzer Tauern		
grw	Grauwackenzone i. A.		

Nicht maßstäbliches Detailprofil vom letzten Grataufschwung am Knaudachtörl zum Knaudachkogel, Profillänge cirka 400 m (Tafel II, Profil 15).

- a) Augige Granitgneise (Ay)
- b) feinkörnige Granitgneise
- c) Störung mit Verschieferung und Zerbrechung der Gneise
- d) helle, grobkörnige, saure Granitgneise mit Serizit (Ry)
  1. feinschiefrige Gneise mit Serizitgewebe (Rg)
  2. desgl. mit rosa Aplitlagen, stark zerbrochen (rötlicher Grus)
  3. graue Flasergneise
  4. rötliche Aplit, völlig zerbrochen, mit faserigen Augengneisen im Wechsel
  5. Lagerungswechsel gegenüber 4. Aplitische Gneise und Augengneise mit 0° und senkrechter Zerschichtung gegenüber sehr flacher SW fallender Bankung in 4
  6. Biotitschiefer und Schiefergneise
  7. hellgraue feinkörnige und glimmerarme Paragneise (Rannachserie)
  8. ähnlich wie 7, oft mit Quarzlagen, Feldspatagen, faserig (Rg)
  9. wie d) mit Aplitbänken
  10. Glimmerarme aplitische harte Gneise mit weisslichem Quarz-Feldspatgewebe (Ry)
  11. plattige, mit scharfem s ausgestattete Gneise, weisslich grau mit großen Feldspatagen (Ry)

Das Profil zeigt die mehrfache Schuppung verschiedener Typen von den als R-Gneise zusammengefaßten Gneistypen des nördlichen Zuges der Seckauer Tauern. Die dargestellte Schuppenzone liegt unter der Haupt-Überschiebung (Gamskögel-Überschiebung).



Erläuterung zu den Profilen 16, 16 a, 16 b (Großer Pölsenstein, Dreistecken) (Taf.III).

1. Aplitische Granite und Aplite, Granitkörper des Pölsensteingipfels stark aufgeklüftet, Erosionsrinnen nach NO-Klüften
2. Biotitschieferbänder
3. Mächtiges Band von Biotitschiefer und Schiefergneis, 70°, 60° N
4. Feinschiefriges Aplitgneisband
5. Feinschiefrige Biotitflasergneise
6. Feinschiefrige Biotitgneise, Aplitbänder
7. Biotit-Granitgneis, stark verschiefert und linsig aufgelöst, mit Aplitlinsen, 70°, fast senkrecht
8. Vollkommen in Linsen aufgelöste Biotitschiefer und Flasergneise, kleine Aplitlinsen, größte Linse 20 m Länge, völlig zerhackt, Quarzlinsen
9. Feinschiefrige Aplite mit scharfem s  
Diese ganze Schieferzone der Scharte 2280 ist in gleicher Weise bis an den Fuß des Grates verfolgbar. Sie entspricht einer Bewegungszone.
10. Biotitschiefer
11. Linsig zerhackte Gneisgranite mit Quarzlinsen
12. Grobbankige Biotitgneise, grobkristalline Biotitflasergneise
13. Aplit
14. Biotitgneis
15. Aplitischer Gneis
16. Grobbankiger Granit
17. Aplit
18. Feinschiefrige, z. T. stark verfaltete Biotitgneise, 75°, 45° N
19. Feinkorngranit, sehr hart, klüftig
20. Aplit
21. Biotitschiefer
22. Saurer Gneisgranit, Aplit, nördlich der Scharte 55°, 85° SO
23. Stark zerklüfteter und zerbrochener Aplit
24. Aplitgneise, z. T. chloritisiert
25. Grobgebankter, feinkörniger Biotitgneis
26. Granit
27. Aplit mit granitischen Lagen
28. Band von Biotitschiefer
29. Granit und Aplit
30. Biotitgneise, 90° ca. 80° N
31. Reinweißer Aplitgranit 80°, 50° N
32. Feinkörniger Biotitschiefergneis
33. Aplitgranit
34. Schiefergneis
35. Aplitband
36. Biotitgneis
37. Aplitgranit
38. Biotitgneis mit Quarzlinsen
39. Biotitschiefer
40. Aplitischer Granitgneis
41. z. T. phyllonitisierte Biotitschiefer
42. Augiger Biotitgneis
43. Aplitischer Granit 75°, 70° N, z. T. reiner Granit mit Lagen in 90°, 70° N. Dieser Granit bildet den Gipfel der Sonntagskarspitze, auf dem ganzen Grad steile NW-Klüfte.  
Die Profilzeichnung der synklinalen Lagerung der Sonntagskarspitze kann den tatsächlichen Verhältnissen nicht ganz gerecht werden, da die normale B-Achse mit ihrer WNW-Richtung im spitzen Winkel zum Profil verläuft und da außerdem hier bereits der Einfluß sekundärer Verbiegungen nach einer ONO-Achse fühlbar wird.  
Das Detailprofil der Gefrorensee-Scharte zeigt: In der Scharte selbst Störungsclüfte mit 110°, 70° S. Südlich der Scharte liegen stark verschieferte Aplite mit flachem S-Fallen. In der Scharte und nördlich davon folgen:
44. Hornblendegesteine, KITTELS Porphyrite; in der Scharte aplitische Quergriffe in diesem Gestein
45. Verschieferte Aplite
46. Aplitische Granitgneise
47. Biotitschiefer
48. Granitgneis

## Erläuterung zu den Detailprofilen über den Hauseck-Kamm.

Das Profil 19 setzt von P 2127 gegen NE nach einer Unterbrechung von rund 500 m fort.

Profil 18: Mylonitzone:

1. Hornblende führender Flasergneis mit großen Feldspatblasten
2. Schutt
3. Augengneisbänke
4. Stark verschieferte helle Serizitquarzite
5. Völlig verschieferter aplitischer Gneis (Schmale Linse)
6. Linsig zerlegte, phyllonitische Gneise, vermengt mit gequälten Biotitschiefern
7. Stark verschieferte, Chlorit führende Flasergneise
8. Völlig zerscherte und verschieferte aplitische Gneise (Aktinolith-Neubildungen)
9. Stark gefaltete Serizitquarzite, ähnlich 4.

Aufstieg zu P 2127.

Gy und Ay dieses Profils gehören zum Granitgneiskörper des Großen Pölsenstein. Dieser ist hier jedoch bereits in Einzellager unterteilt, die durch Biotitschiefer, Migmatit-Gneise und Hornblende führende Gneise (H) getrennt sind. In H stecken neben aplitischen Lagen auch die gesondert beschriebenen Wabengneise. Die Durchbewegung der Gesteine ist lagenweise besonders stark, so auch in der Lage BsK, wo die Pyritführung charakteristisch für eine Bewegungszone ist.

Profil 19, Fortsetzung von Profil 17, 18.

1. Feingefaltete Serizitschiefer und -quarzite, wie in Profil ...
2. Biotitschiefer
3. Feinkörnige Biotitgneise mit Aplitlinsen und -knödeln, stark verfaltet
4. Dünnbankige Flasergneise
5. Quarzitisches Biotitgneise
6. Dünngeschieferte saure Gneise, augig
7. Aplitische Granitgneise
8. Biotitschiefer und Gneise, Feldspatblasten
9. Bunter Wechsel von Hornblende-Biotitgneisen, Wabengneisen, aplitischen Gneisen, Flasergneisen, alle stark gefaltet
10. Biotitschiefer mit auffallend vielen großen Quarzlinsen, Quarzknollen, Verfaltung mit Biotitgneislagen
11. Desgl., aber stark aplitisch durchsetzt, teilweise brandige Verwitterung durch Pyritgehalt.

## 8. Literatur

- ANGEL, F., 1924: Gesteine der Steiermark. — Naturw. Verein f. Stmk., Graz.
- ANGEL, F. u. HERITSCH F., 1931: Das Alter der Zentralgneise der Hohen Tauern. — Zentralbl. M. G.P., Abt. B.
- BACHMANN, H., 1964: Die Geologie des Raumes Oppenberg b. Rottenmann. — Verh. Geol. B. A. Wien.
- BÖCHER, H., 1927: Geologie des Hochreichart und Zinken. — Mitt. Naturw. Ver. Stmk. Graz.
- GRÄF, W. u. METZ K., 1969: Jungtertiärvorkommen in Ingering. — Verh. Geol. B. A. Wien.
- HAUSER, L., 1938: Die Grenze Seckauer Kristallin-Grauwackenzone im Profil über die Ruine Kaisersberg b. St. Michael, Berg. — Hüttenmänn. Mh. 86, Leoben.
- HAUSWIRTH, W., 1951: Die Westbegrenzung des Seckauer Kristallins zwischen Pöls und Gaal. — Unveröff. Dissertation Univ. Graz.
- HELFRICH, H., 1952: Petrographie der Seckauer Intrusiva, Unveröff. Diss. Univ. Graz.
- HELFRICH, H., u. METZ, K., 1953: Beiträge zur Kenntnis der Seckauer Tauern, I, Gneise und Granite. — Mitt. Naturw. Ver. Stmk., Graz.
- HERITSCH, F., 1921: Geologie der Steiermark, Naturw. Ver. Stmk., Graz.
- KITTL, E., 1914: Geolog. petrogr. Studien im Gebiet der Bösensteinmasse. — Jahrb. Geol. R. A. Wien.
- , 1919: Die Gesteine der Bösensteinmasse. — Jahrb. Geol. R. A. Wien.
- LADURNER, J., 1949: Das Quarzgefüge der Muglgneise. — Verh. Geol. B. A. Wien.
- METZ, K., 1964: Die Tektonik der Umgebung des Bösenstein und ihr Erkenntniswert f. d. Kristallin der nördlichen Steiermark, cum lit. — Verh. Geol. B. A. Wien.
- , 1965: Das ostalpine Kristallin im Bauplan der östlichen Zentralalpen. — Sitzb. Ak. Wiss. Wien, m. n. Kl. I, 174 cum lit.

—, 1971: Die Gaaler Schuppenzone als Südgrenze der Seckauermasse. — Mitt. Naturw. Ver. Stmk. Graz.

SCHMIDT, W., 1921: Grauwackenzone und Tauernfenster. — Jahrb. Geol. St. A. Wien.

SCHUMANN, H., 1932, 1934: Aufnahmeberichte zu Bl. St. Johann a. T. — Verh. Geol. St. A. Wien.

SCHWINNER, R., 1923: Die Niedern Tauern. — Geol. Rdsch., Bd. 14. cum lit.

WIESENER, H., 1938: Beiträge zur Petrographie und Geologie der Rottenmanner- und Sölker Tauern. — Tschermaks Min. Petr. Mitt.

Manuskript eingereicht im April 1976

#### Erläuterung zu den Analysenproben

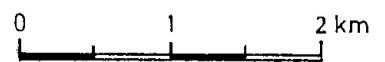
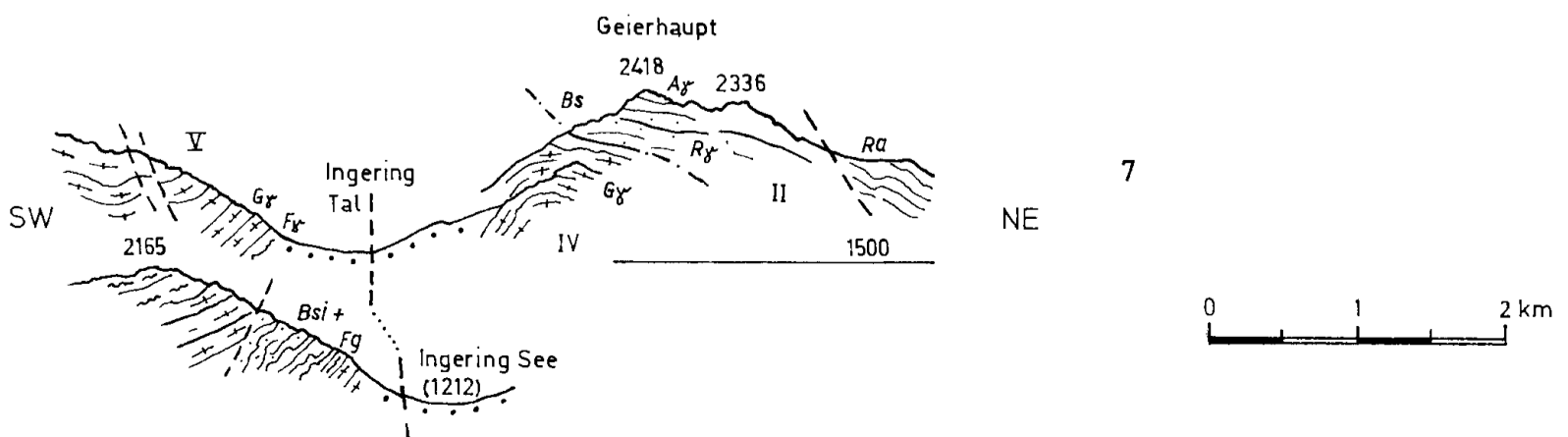
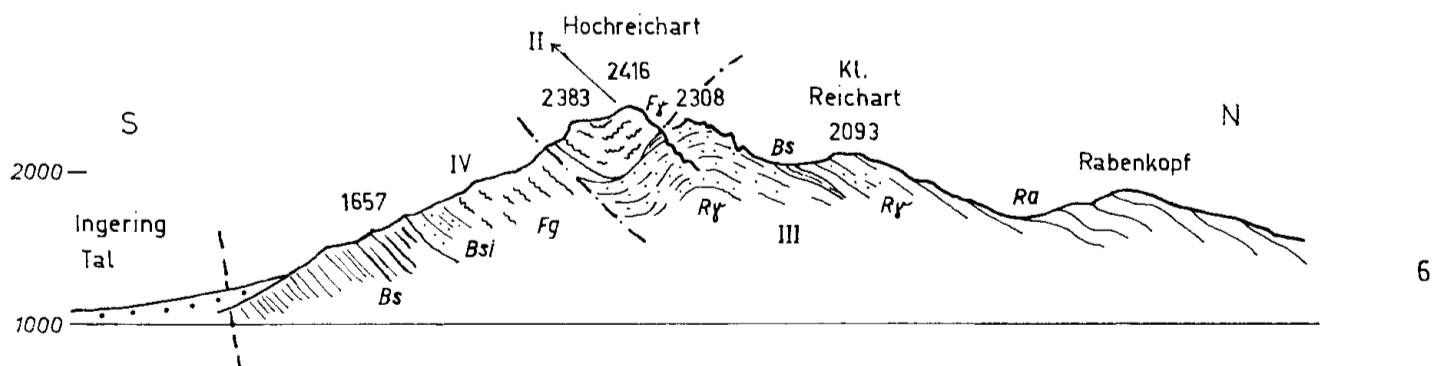
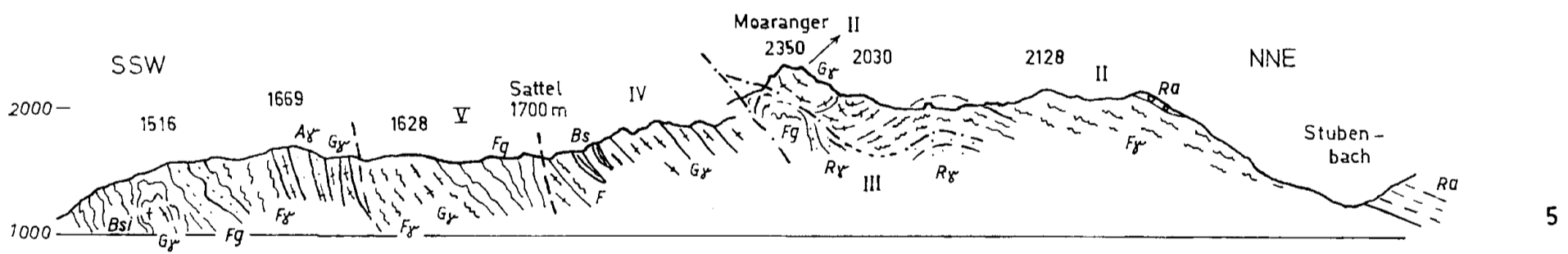
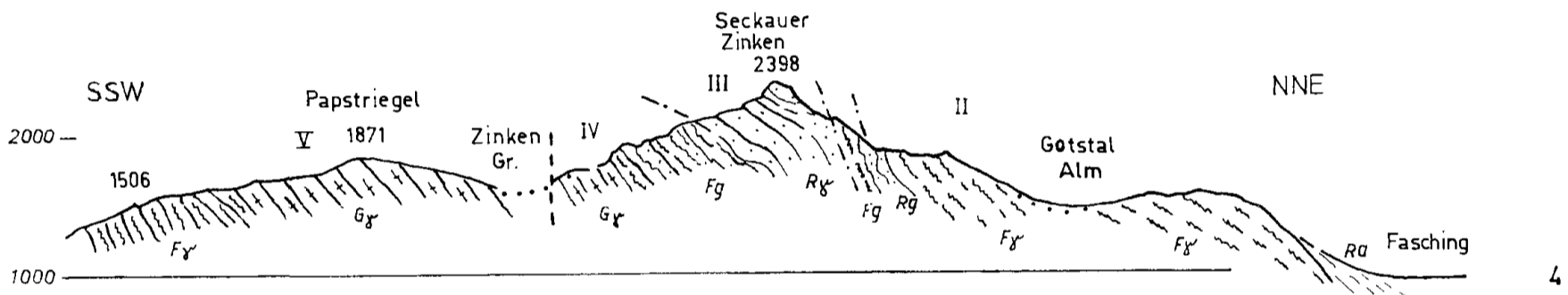
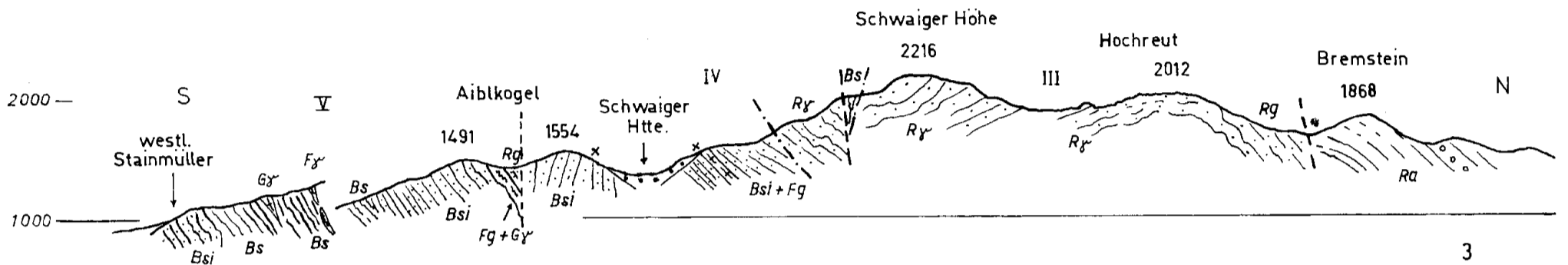
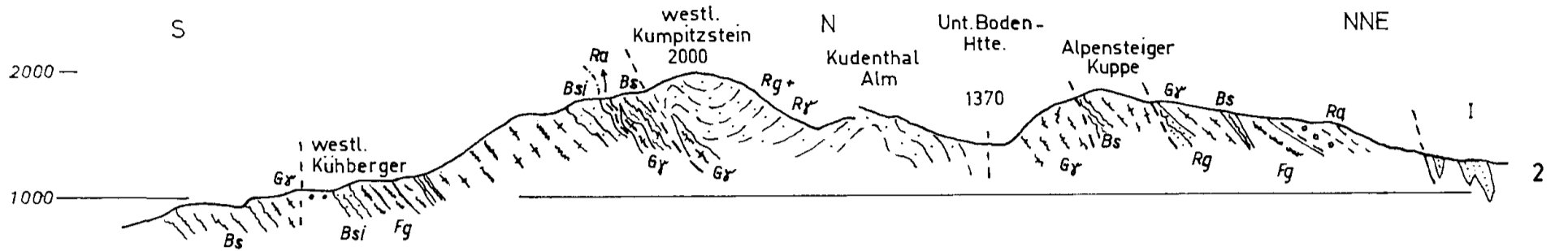
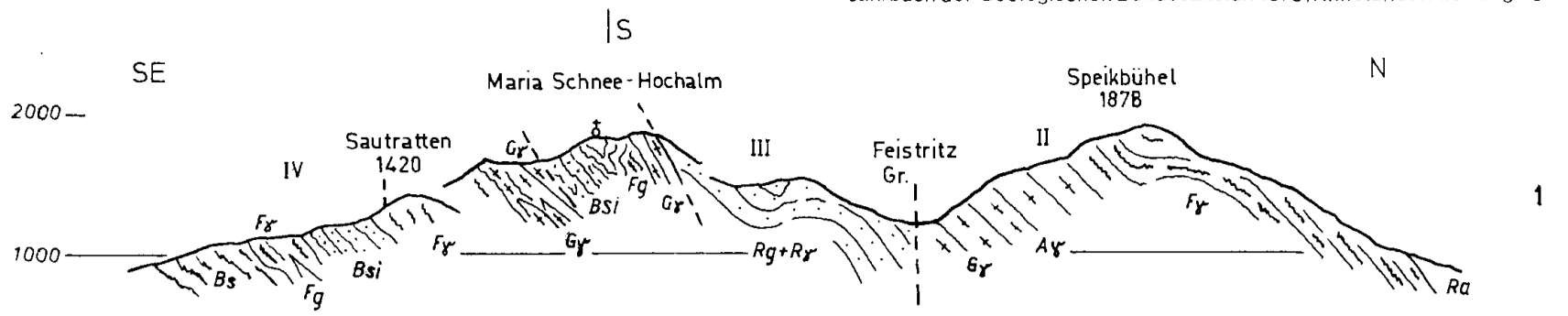
- Probe 1: Muskowitgranit, östl. Seckauer Tauern, Westfuß des Speikbühel-Alpsteigerzuges, oberer Feistritzgraben, Bodenalm.
- Probe 2: Biotitgranit der zentralen Anteile von Ringkogel-Pletzen, Ostseite des obersten Gaaltales.
- Probe 3: R-Gneis, aus serizitquarzitischen Gesteinen entstanden, Rannachthörl nördl. von Kraubath
- Probe 4: „Dioritischer“ Typ der Granitgneise, Ostflanke des Ringkogel, (Sundlseesee).
- Probe 5: R-Gneis des Hohen Griesstein, westlich unter Triebenthörl.
- Probe 6: Großer Migmatitblock aus der Ostflanke des Sonntagkogel in der Ringkogelmasse. 6 a — feinkörniger Biotitschiefergneis, vgl. Probe 11. 6 b — desgl. mit Anreicherung augiger Felsspäte.
- Probe 7: Teilweise Hornblende führender Flasergneis, Sommerthörl, westl. der Passhöhe an der Straße.
- Probe 8: Hornblendegestein in Biotit-Flasergneisen, nordwestl. Veitlhube, Nördl. des Ortes Gaal.
- Probe 9: Migmatischer (wolkiger) Granit mit z. T. rosa Feldspäten, Durchschnittsprobe. ca. 1400 m südlich ober Ingeringsee.
- Probe 10: Muskowit-Pegmatit aus sauren Granitgneisen der Ostflanke des Ringkogels. Gestein verwendet für Rb/Sr-Altersbestimmung der Muskowite.
- Probe 11: Feinkörniger Schiefergneis, Felswand an der Straße, 1,8 km nördlich des Ortes Ingering II.
- Probe 12: Grobkörniger Biotitflasergneis, Güterweg NE ober Veitlhube, Westflanke der oberen Ingering.
- Probe 13: Rosafarbiger Aplit in geschiefertem Gneis, westlich ober Ingeringsee. Ganggestein sorgfältig von Gneis getrennt.

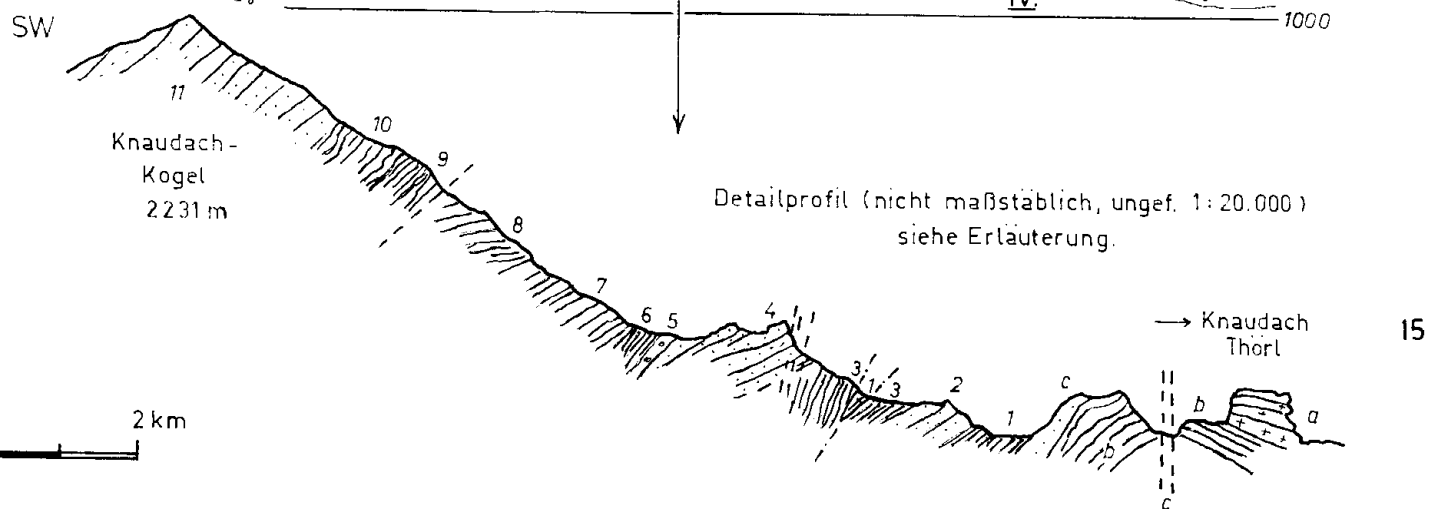
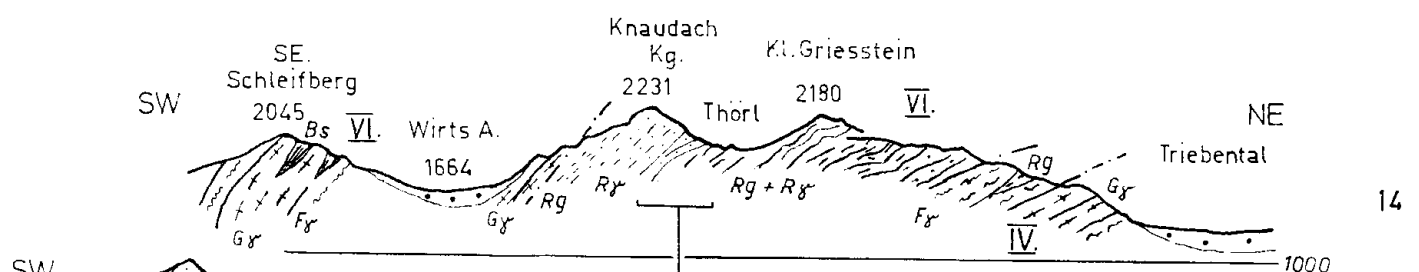
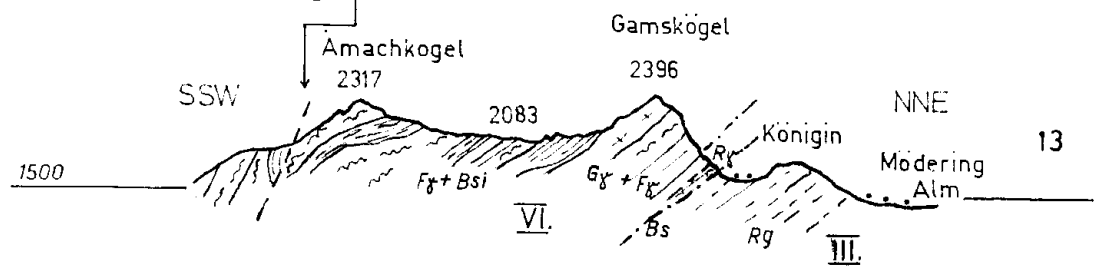
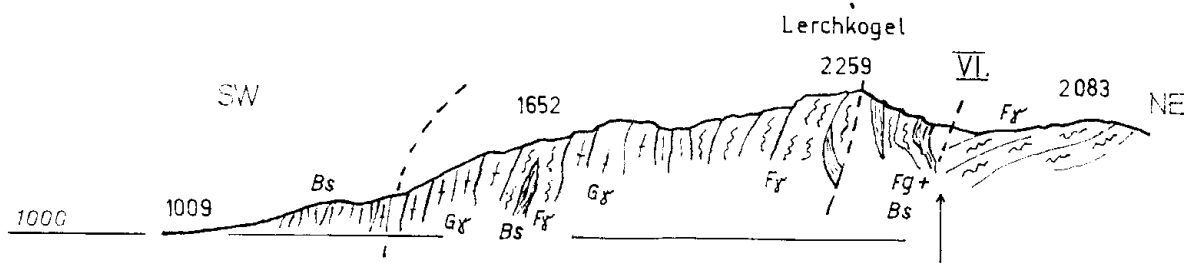
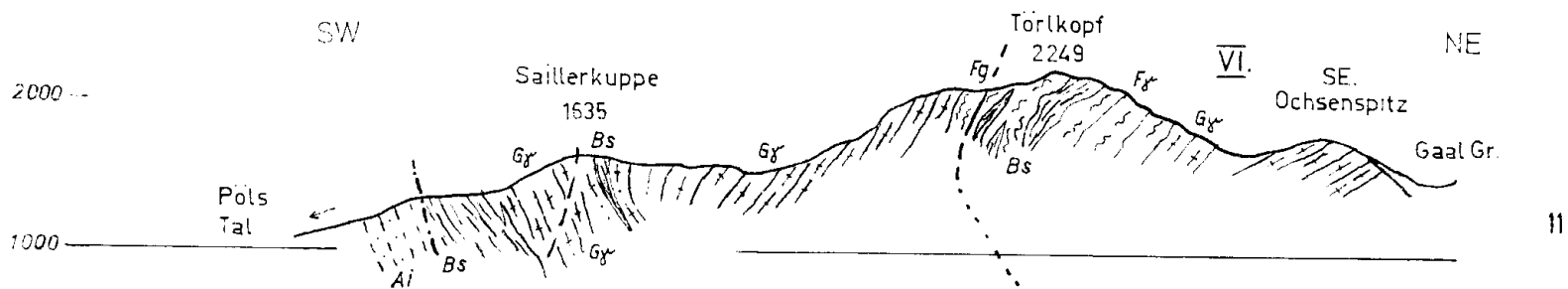
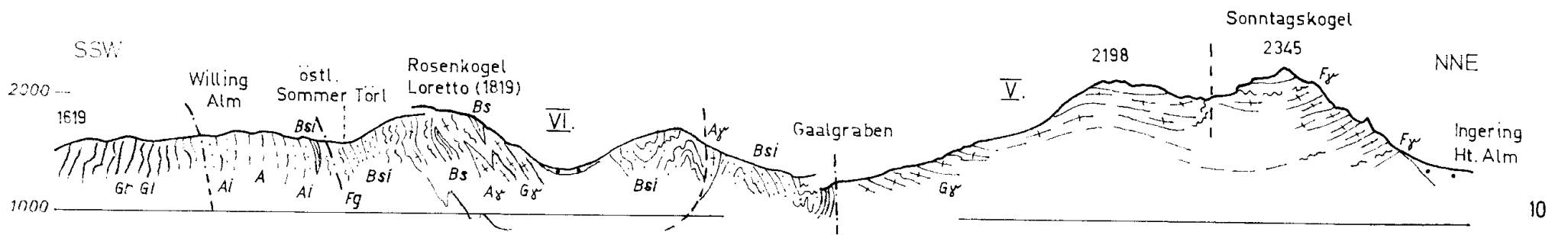
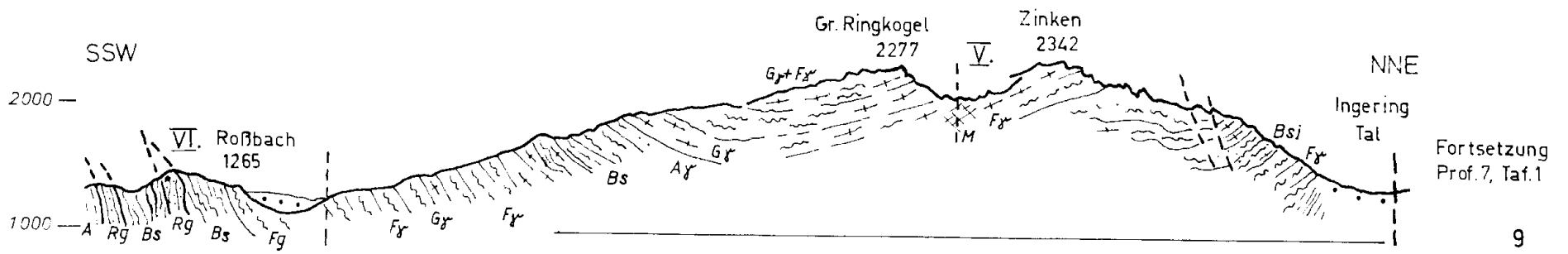
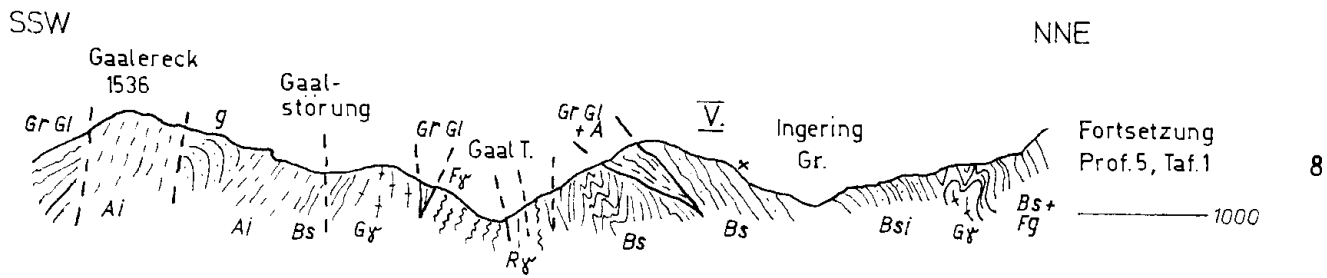
Anhang zur Gesteinsbeschreibung der Seckauer Tauern.  
 14 neue Gesteinsanalysen aus den Seckauer Tauern.  
 Analytiker: Dipl.-Ing. Franz LASKOVIC, Kirchdorf/Krems

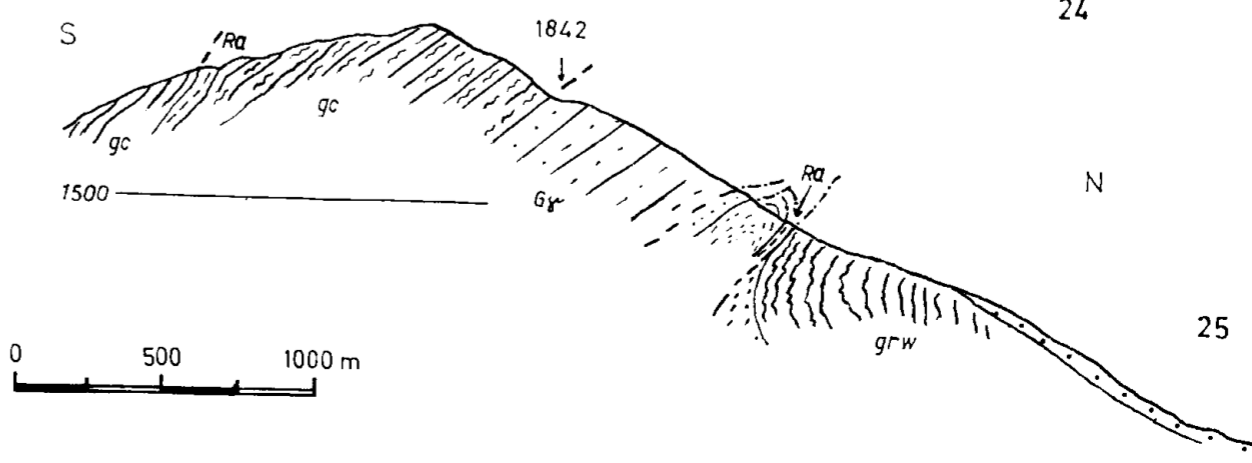
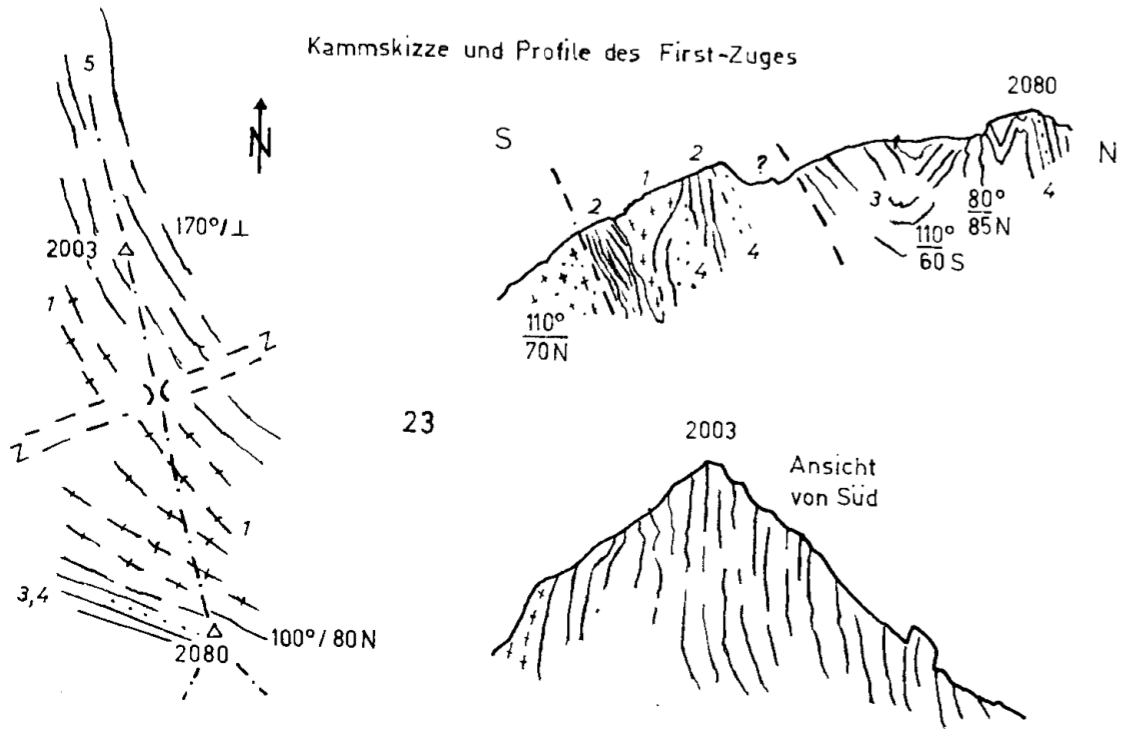
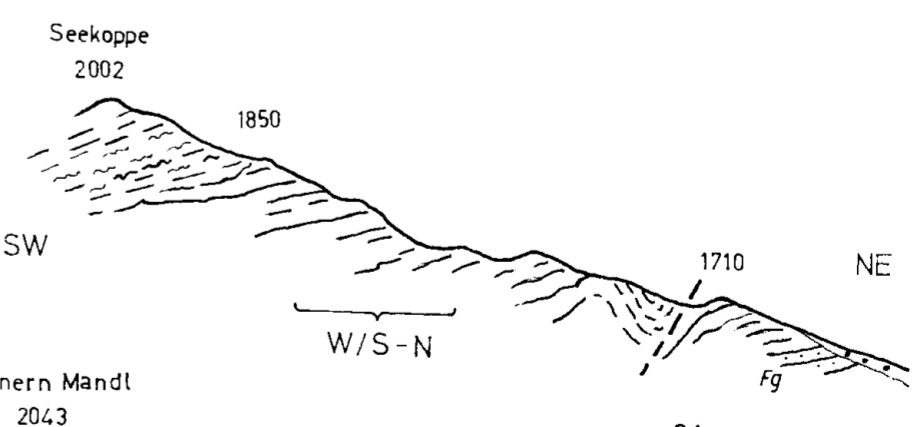
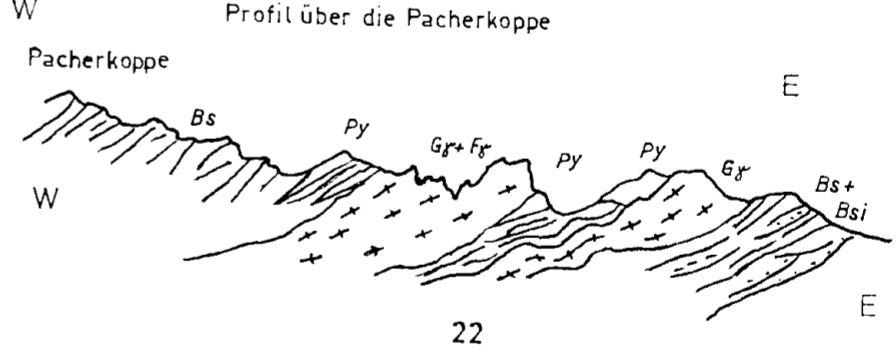
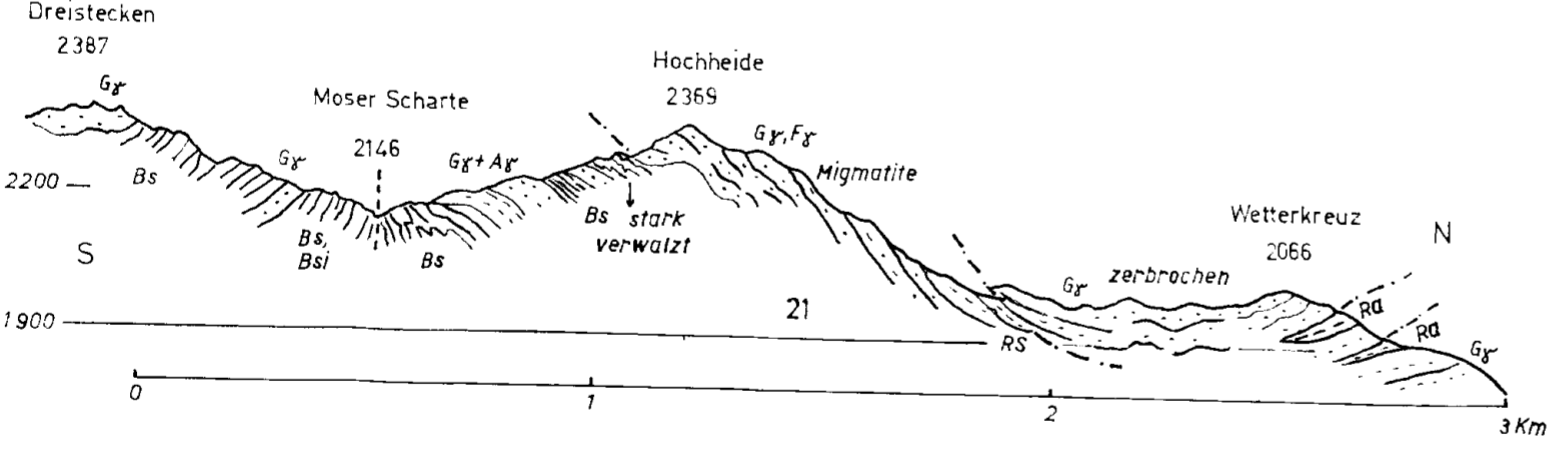
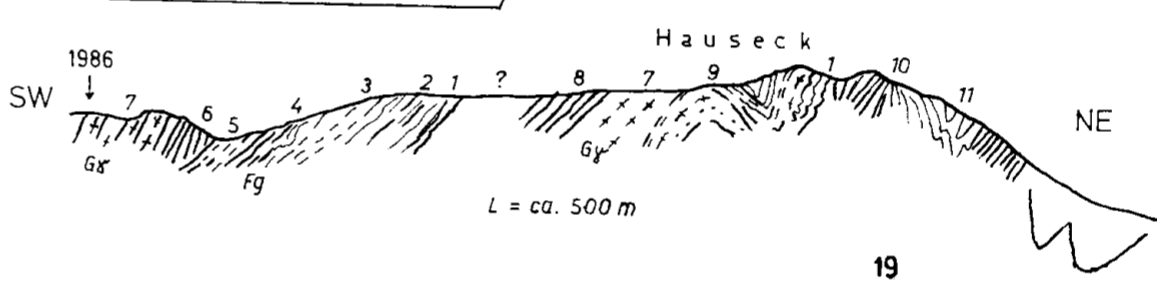
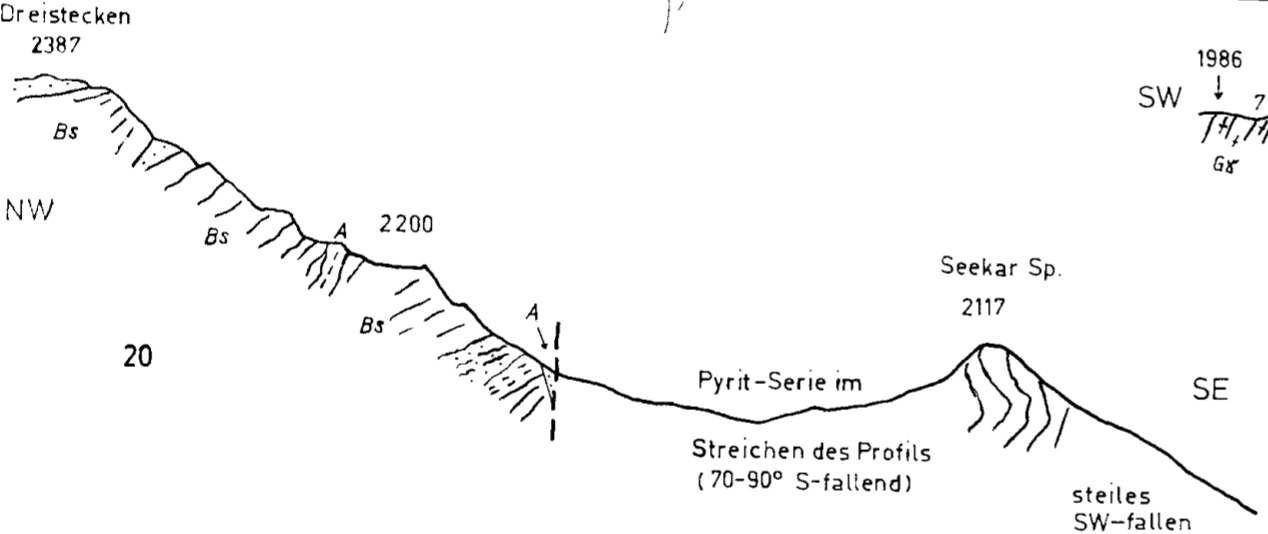
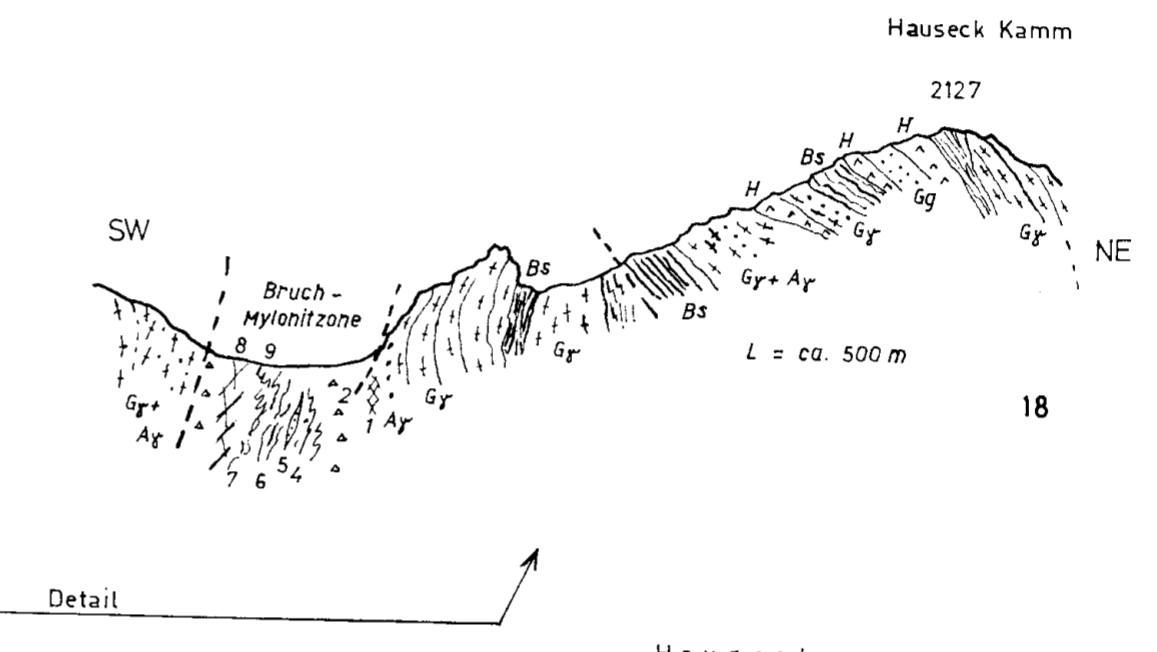
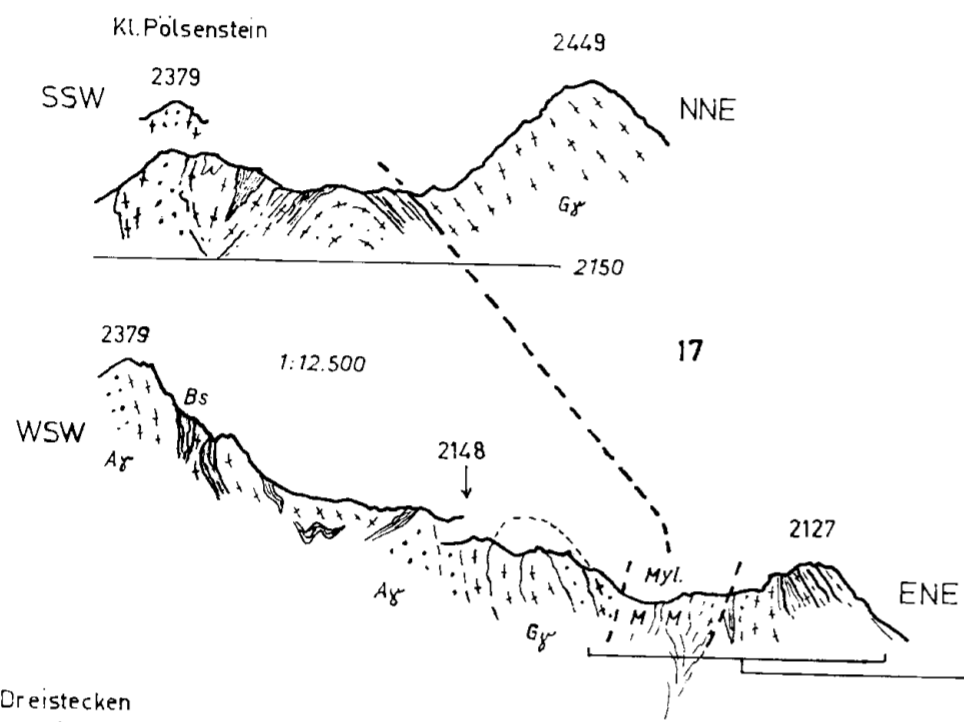
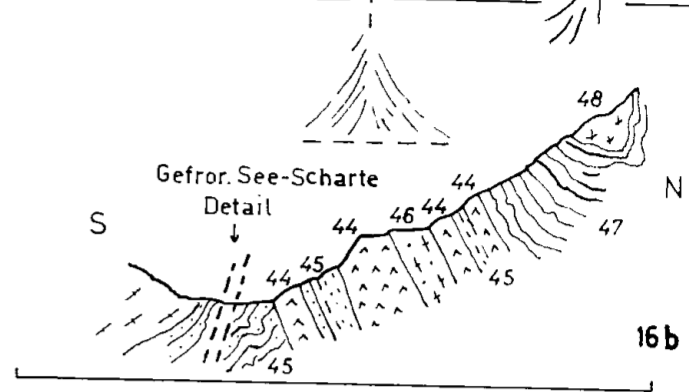
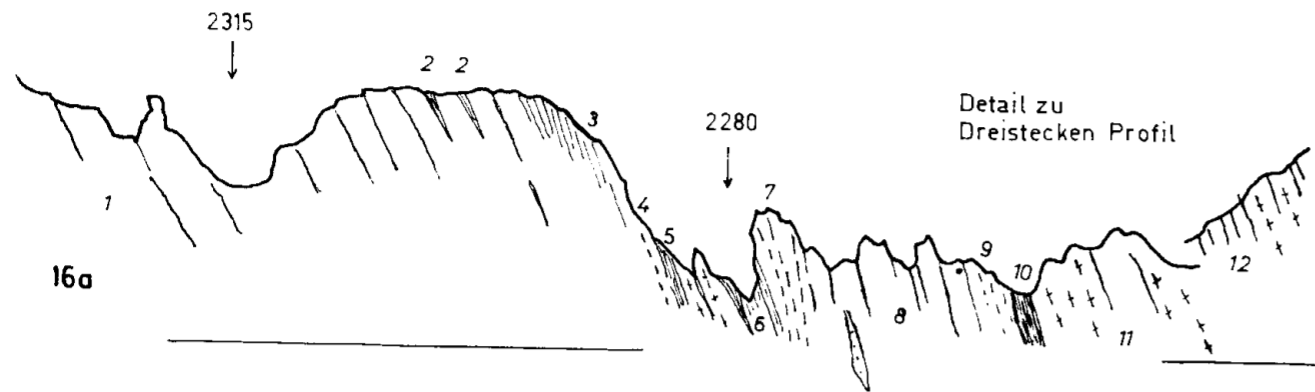
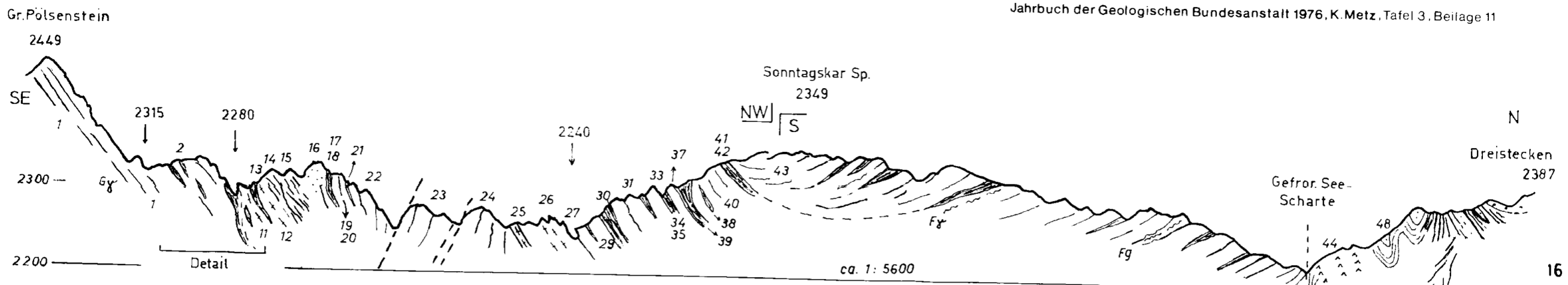
	1.	2.	3.	4.	5.	6a.	6b.	7.	8.	9.	10.	11.	12.	13.
SiO <sub>2</sub>	73,32	67,50	70,32	60,06	72,06	66,60	69,38	54,02	49,23	71,99	75,06	66,16	63,58	74,90
TiO <sub>2</sub>	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +	13,84	14,97	14,51	17,80	14,44	15,65	15,11	21,70	15,88	13,21	15,39	15,47	15,36	14,18
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,82	2,09	2,07	3,44	1,55	2,52	2,39	-	4,15	1,81	-	1,83	3,06	0,23
FeO	1,06	1,71	1,08	3,94	0,62	3,84	2,66	5,14	7,19	0,67	1,34	3,74	5,33	0,73
MnO	Sp.	-	(Sp.)	(Sp.)	-	Sp.	Sp.	Sp.	-	Sp.	Sp.	-	-	-
CaO	2,50	4,32	4,34	3,46	1,94	3,76	2,16	6,94	10,59	3,12	1,52	4,70	3,50	3,12
MgO	1,09	1,93	1,30	3,22	0,96	1,53	1,52	5,76	8,00	1,51	0,96	3,16	2,96	0,41
K <sub>2</sub> O	4,20	2,86	3,10	2,62	4,08	2,26	2,82	2,34	0,91	4,72	1,33	1,17	2,68	3,92
Na <sub>2</sub> O	2,62	3,56	1,97	4,20	3,68	2,35	3,02	1,72	1,25	1,87	3,19	2,40	1,43	2,63
H <sub>2</sub> O	0,06	0,13	0,18	0,14	0,14	0,16	0,18	0,26	0,41	0,11	0,07	0,15	0,21	0,14
Gl.V.++)	0,70	1,01	1,17	1,31	0,92	1,15	1,17	1,97	2,87	0,81	1,00	0,94	1,48	0,29
zus.	100,21	100,08	100,04	100,19	100,39	99,82	100,41	99,85	100,48	99,82	99,86	99,72	99,59	100,45

++) Der Glühverlust beinhaltet H<sub>2</sub>O<sup>+</sup> und CO<sub>2</sub> und ist für FeO korrigiert.

+) Der Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Wert beinhaltet die Spuren von TiO<sub>2</sub>, MnO und evtl. vorhandenes F<sub>2</sub>O<sub>5</sub>.











# Gedanken zur Tektogenese der nördlichen Molasse zwischen Rhone und March

von Werner FUCHS \*)

Mit 1 Tabelle und 3 Tafeln (= Beilagen 12—14)

Österreichische Karte 1 : 50000  
Blätter 1—163

Schlüsselwörter  
Molasse Schweiz—Mähren  
Beziehungen zum Helvetikum  
Revision der Tektogenese  
Phasenhafter Ablauf  
Lage des tektonischen Alpen-  
und Karpatenaußenrandes

## INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
Einführung . . . . .	208
Revision der Tektogenese der Molasse an Hand ausgewählter Beispiele . . . . .	217
Revision der Tektogenese der Molasse im Überblick des dargestellten Raumes . . . . .	236
Literatur . . . . .	240

## Zusammenfassung

Bei Berücksichtigung der bereits heute vorliegenden Kenntnisse über die räumliche Beziehung von helvetischer und epikontinentaler Vorlandfazies des Untergrundes wird es offensichtlich, daß sich die Molasse im Alpenraum in ihren Anfängen hauptsächlich auf dem Boden des Helvetikums entfaltet hat. Ihr Übergreifen auf Vorland und Kalkalpen stellt nur Ausnahmsituationen vor. Mit der Deutung des Rhenodanubischen Flysches im Sinne von R. OBERHAUSER kommt damit die Molasse sogleich mitten in das tektonische Geschehen des Jungalpidikums. Sie ist keineswegs die periphere Saumtiefe vor den Alpen, welche nur indirekt von den Dislokationsphasen betroffen worden ist, wie das eine von der heutigen Lage der Molassezone ausgehende Betrachtung der Gesamtmolasse verstanden hat und noch immer versteht. Eine von belastenden Vorstellungen unabhängige und neutrale Terminologie der Molassegliederung wird vorgeschlagen. Hiedurch gewinnen auch die auffälligen Sedimentationsenden bestimmter Molasseelemente unter dem Gesichtspunkt von subduzierenden Kräften der Ausschaltung von Sedimentationsräumen neue Aspekte. Der phasenhafte Ablauf des geodynamischen Prozesses wird dadurch deutlich und bestätigt. Darunter kann die Helvetische Phase doch mit der Bildung der Helvetischen Decken in Zusammenhang gebracht werden. Die Formung der „Subalpinen“ Molasse überkommenen Verständnisses wird dem Savischen Bauakt zugeschrieben. Gleichzeitig war der erste Molassetrog auf fast ausschließlich helvetischer Unterlage überwältigt worden. Dabei ist zu beachten, daß die „Subalpine“ Molasse der Schweiz, Vorarlbergs und Süddeutschlands nicht mit der Ostösterreichs und Mährens verglichen werden darf. Es handelt sich um zwei tektogenetisch unterschiedliche Molasseelemente. Der Verfasser betrachtet die in die Dislokationen miteinbezogenen Molasseteile als zum Deckengebäude der Alpen bzw. Karpaten gehörig. Deshalb fällt der gegenwärtige tektonische Außenrand des Gebirges nicht mit dem Ausstrich der Berührungsfläche Helvetikum (oder Flysch oder Kalkalpen) zu Molasse zusammen, sondern liegt in der orogenfernen Randfläche von Jüngerer Innerer Molasse (JIM) im Westen bzw. von Innerer Zentraler Molasse (IZM) im Osten. Es gibt dort keine Randantiklinalstrukturen oder Schubflächen, die zur Vorlandmolasse „vermittelten“. In dem vom Autor bekräftigten Jüngerwerden der Bewegungen der alpinen Decken gegen das Vorland hin in Richtung Osten drückt sich die geodynamische Anpassung der alpinen, während der Illyrisch-Savischen Zyklen geschaffenen Verhältnisse aus mit jenen der Westkarpaten, deren Ausgestaltung den Savisch-Moldavischen Phasenzyklen angehört.

\*) Anschrift des Verfassers: Dr. Werner Fuchs, Geol. Bundesanstalt, Postfach 154, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien.

## Einführung

„Die Berge sind wohl jetzt, da diese Wissenschaft noch jung ist und wo man ihre ersten und greifbarsten Züge sammelt, von der größten Bedeutung; aber es wird auch die Ebene an die Reihe kommen, und ihre einfache und schwerer zu entziffernde Frage wird gewiß nicht von geringerer Wichtigkeit sein.“ Adalbert STIFTER (Der Nachsommer: Die Beherbergung).

Vor mehr als hundert Jahren sind diese seherischen Dichterworte niedergeschrieben worden. In der seither verflossenen Zeit hat die Geologie im zur Betrachtung stehenden Raum in stürmischer Entfaltung darüber hinaus eine recht enge Verknüpfung der „Berge“ mit der „Ebene“ im evolutiv-geodynamischen Geschehen erhellt und bewußt gemacht. Besonders verdienstvolle Fortschritte des Kenntnisstandes sind dabei der Erdölexploration der letzten Jahrzehnte zu danken. Die gewichtige Rolle der Molasse (der „Ebene“) für zeitlich-paläogeographische Rekonstruktionen jungalpider Ereignisse in den „Bergen“ ist heute allgemein anerkannt. Demgegenüber erscheinen dem Verfasser ihr erheblicher Einbezug in jene gewaltigen dislozierenden Bewegungen und ihr Anteil am Aufbau des sich infolge fortschreitender Subduktionen stapelnden Deckengebäudes im Orogen noch weitgehend unterschätzt und geringgeachtet zu werden. Nach wie vor erblickt man in der Molasse vorwiegend nur eine exogeosynklinale, sich allmählich in epirogenetischen Wellen gegen das Vorland ausdehnende und sich mit dem Abtragungsschutz des reifenden und herandrängenden Orogens auffüllende „Vorsenke“, gleichsam die Kloake der späteren Gebirge der Alpen und Karpaten. Junge und jüngste, schon ausklingende Überschiebungsakte hätten sie endlich in unmittelbare alpine Vorgänge verwickelt und so mit dem „Gebirge“ verschweißt, wobei die Subalpine Molasse herkömmlichen Verständnisses die Nahtstelle markiere.

Die augenfällig widersprüchliche Situation im gegenwärtig vorhandenen Wissensstand um die Tektogenese der Molasse meint der Autor bei weiträumiger und objektiver Zusammenschau hinlänglich in der mehr als hundertjährigen Erforschungsgeschichte des Bereiches begründet zu finden. „Der große Raum der Molasse — vom Genfer See bis Rumänien — ist nicht einheitlich gebaut, sondern weist in den einzelnen Teilgebieten beträchtliche Unterschiede im Alter, der Ausbildung und Tektonik auf, welche natürlich erst beim Vergleich größerer Abschnitte klar hervortreten“ (R. JANOSCHEK, 1964: 332). Die Ausgangspositionen waren also von der Natur schon selbst verwirrend genug abgesteckt worden: In der Schweiz erkannte man etwa auf Grund eindrucksvoller Aufschlußverhältnisse die Subalpine Molasse als bis zu beachtlichen Maßen von helvetischen und penninischen Decken überfahren. — In der süddeutschen Faltenmolasse vermuteten die kartierenden Geologen deren sedimentären Kontakt im südlichen Muldenverlauf mit Helvetikum, beobachteten im Tertiär des Unterinntales Molassesedimente auf den Kalkalpen lagernd und schlossen daraus auf eine relative Autochthonie der Faltenmolasse ohne alpine Überschiebung und auf eine ehemals flächenhafter verbreitete Molassehülle des Alpenkörpers. — In Niederösterreich entdeckte man ältere Molasse, vom Untergrund hochgeschuppt und verschleppt, in fensterartigem Aufbruch inmitten alpiner Deckenlandschaft. — In der Waschbergzone und ihrer nordöstlichen Fortsetzung in Mähren, der Steinitzer Zone, begegnete man schließlich Anteilen innerer Molasse, die als selbständige tektonische Einheiten randlich in den alpinen Bau einbezogen sind.

In den scheinbar so gegensätzlich gebauten Teilbereichen der Molasse hatten sich nach einer gewissen Akkumulation von Daten und Erfahrungen sehr bald unvereinbare Thesen zur Erklärung des geologischen Bildes von heute insgesamt

entwickelt. Den gewonnenen Ergebnissen in den Nachbargebieten mißtrauend oder sie zumindest im eigenen Abschnitt für nicht zutreffend bzw. nicht anwendbar haltend, wurden die naturgemäß lokal begrenzten Ansichten hierbei häufig unnötig scharf und kompromißlos formuliert. Eine zunehmend erstarrte Haltung anderen Vorstellungen gegenüber führte zwangsläufig zu ganz grotesken Auswüchsen wissenschaftlichen Urteilsvermögens. So erwog man allen Ernstes „hüben wie drüben“ die Möglichkeit abweichender Bildungsvorgänge innerhalb nationaler Grenzen, um offensichtlichen Schwierigkeiten und Ungereimtheiten beim überregionalen Vergleich des historischen Ablaufes der Molassezeit begegnen oder — klarer ausgedrückt — ausweichen zu können. Zentrales Thema aller Streitgespräche waren die Positionen der „Subalpinen“ und „Inneralpinen“ Molasse im tektonischen Gebäude der Alpen und Karpaten. Denn darüber war man sich fast ausnahmslos einig, daß beide in wie immer gearteter Form die Verbindungsglieder zwischen Orogen und Vorland repräsentierten. Eine in langer und mühevoller Forschungstätigkeit erstellte, den lokalen Begebenheiten natürlich vorzugsweise Rechnung tragende und aus der eben zuvor kurz umrissenen geschichtlichen Evolution der Erkundung der einzelnen Molasseausschnitte begreifbare Terminologie regionaltektonischer Art — vom Verfasser aus diesem Blickwinkel durchaus positiv bewertet — hatte indessen Ausmaße erreicht, die die existierenden Meinungsverschiedenheiten nicht nur nicht beseitigte, sondern im Gegenteil Mißverständnisse geradezu provozierte.

Inzwischen haben im Verlaufe des letzten Jahrzehntes Forschungsergebnisse von weitreichender und folgenschwerer Bedeutung eine langsame und zögernde Aufgabe der fachlichen Engstirnigkeit und ein Hinwenden zu beweisgestützter umfassender Synthese möglichst frei von jedem ungesunden Übermaß an Spekulation bewirkt. Man sah sich beispielsweise relativ unvorbereitet plötzlich mit den Anforderungen der Plattentektonik konfrontiert, wiewohl ein wesentlicher Ansatzpunkt dieser durch das amerikanische Challenger-Tiefseebohrprogramm in vorbildlicher internationaler Zusammenarbeit nun tatsächlich der Wirklichkeit nahekommenden Idee zur Erfassung und Klärung „gebirgsbildender“ und paläogeographischer Phänomene der Krustengestaltung der Erdoberfläche einst von den Alpen in erster konkreter Formulierung ausgegangen war. — Des weiteren nötigen allmählich die wachsenden Erkenntnisse über die Beziehungen von Helvetikum und Molasse zu flexiblerer, neu zu durchdenkender Einstellung. Denn einerseits haben wohl Erdölbohrungen die Eingliederung innerer, im Orogen gelegener Molassepartien in die Stapelung von Jungschichtenpaketen, welche während mehrphasiger Subduktionen von ihrer Unterlage losgerissen worden waren, nachgewiesen und die im gleichen Rhythmus erfolgte, eindrucksvolle Ausmaße erreichende Unterschiebung der Vorlandmolasse unter den eben erwähnten Deckenhaufen bestätigt. Andererseits beglaubigen jedoch jüngste Kartierungsergebnisse von Geologen, die sich durchaus dem extremen Nappismus verbunden fühlen, in Vorarlberg den schon seit langem im Allgäu postulierten sedimentären Kontakt von Subalpiner Molasse mit Helvetikum.

Die bisher getroffenen Maßnahmen zur Lösung des eher historisch bedingt schwierigen Problems „Molasse“ sind nach Meinung des Autors hingegen immer noch unzulänglich. Im westlichen Abschnitt des hier im folgenden frischen Überlegungen unterworfenen Bereiches werden nämlich die individuellen Versuche abrundender Zusammenfassungen und informativer Gesamtschau unverändert mächtig und nachhaltig von alten Lehransichten umfassen, ja oft geprägt. Die überlieferte Abwicklung der Tektogenese der Molasse wird hartnäckig verteidigt, und der ständig wachsenden Gegenbeweislast gerade nur so viel Raum zugestanden, als sie

sich kraft ihres Gewichtes erzwingen kann. Eine unbelastete und unvoreingenommene Betrachtung der Sachlage aus anderer Sicht scheint in naher Zukunft ausgeschlossen. — Auf der anderen Seite hat sich ein beständig größer werdender Kreis von Wissenschaftlern gefunden, der in Übereinstimmung mit den Arbeitsgewohnheiten seiner östlichen Protagonisten in beinahe organisierter Weise aus dem allerdings engen Blickfeld vorwiegend paläontologischen Spezialistentums den Werdegang der Paratethys zu erforschen sucht. Zahlreiche monographische Untersuchungen verschiedenster Organismengruppen stellen bleibende Werte der Bemühungen der Gemeinschaft vor. Überdies deckten Vergleiche der Fossilinhalte der bislang in der zentralen Paratethys gebräuchlichen Zeitbegriffe mit jenen außerhalb dieses Nebenmeeres gelegenen Typuslokalitäten gravierende Unstimmigkeiten auf. Die deshalb notwendig gewordene Neuordnung, Neudefinition und Neubenennung der historischen Tertiäreinheiten des Raumes ermöglichen seither einen irrtumsfreien Anschluß an überregionale Zonenschemata. Beiträge regionalgeologischer Abklärungen strittiger Fragen konnten jedoch — wenn überhaupt — höchstens in nachvollziehender Art erbracht werden.

Die ungleiche Ausrichtung der herangezogenen Gesichtspunkte — im Westen der durch großräumige Geländeerfahrungen erweiterte geologische Horizont, im Osten die zwangsläufig punkthafte Konzentration auf relativ wenige wirklich bezeichnende Fossilfundstellen ohne Berücksichtigung langer Strecken ungenügend oder gar nicht paläontologisch verwertbarer Landstriche — haben nun bedauerlicherweise neue Barrieren der gegenseitigen Verständigung errichtet, nachdem man endlich die alten überwunden zu haben glaubte. Augenfälligstes Beispiel dafür ist für den Autor die unentschlossene oder vielmehr hinhaltende Einstellung des Westens der jüngst im Osten kreierte Zeitnomenklatur gegenüber. Wohl mag etwa für Erdölfirmer die westliche Paratethys alles, die Resttethys und erst recht der Atlantik nichts bedeuten. In einer Ära engster internationaler Beziehungen und Verflechtungen hieße das indes freiwillige geistige Isolation. Bedenkt man außerdem, daß diese Skala letztlich ja Frucht generationenlanger Geologentätigkeit mit Hilfe der Paläontologie und nicht umgekehrt ist, sollte ihre Übertragung aus dem rein marinen Bereich in die terrestrisch-marine Einflußsphäre der Molasse nicht zu schwer fallen. Hat doch auch da in erster Linie die Geologie in ausgewogener Zusammenarbeit mit verwandten Wissenszweigen in beharrlichem Kenntnisfortschritt den räumlichen wie zeitlichen, im Detail gewiß noch zu modifizierenden Ablauf der Faziesänderungen und -übergänge in groben Zügen bereits gezeichnet.

Vor die Aufgabe gestellt, unter anderem auch das Molassekapitel für eine von der Geologischen Bundesanstalt geplante „Geologie von Österreich“ abzufassen, sah der Verfasser darin eine günstige Gelegenheit, die ihm vertrauten Verhältnisse des Tertiärs Ostösterreichs mit der in mehrfacher Hinsicht andersgearteten Situation Vorarlbergs in Einklang zu bringen. Seine in weitflächigen Kartierungen und gezielten Geländefahrten während vieler Jahre gesammelten Erfahrungen haben wesentlich zur Vereinheitlichung des geologischen Bildes in Ober- und Niederösterreich beigetragen. Es möge an einiges davon erinnert werden: in Oberösterreich an das identifizierte Vorkommen von Pielacher Tegel, an den Nachweis der Zweigliederung auch des Linzer Sandkomplexes und Hinweis auf die Stellung des Perger Sandsteines darin, an den berechtigten Vergleich der „Fossilreichen Grobsande“ in der Taufkirchener Bucht mit den Phosphoritsanden und in Niederösterreich vor allem an die durch die Molasseenge zwischen Amstetten und St. Pölten bis nahezu an die Wiener Pforte nachgewiesene Verbreitung des Robulus-Schliers s. 1. mit

seinen charakteristischen Sand- und Mergelplattelschottereinschaltungen, an die korrigierte, sich jetzt harmonisch einfügende Position der Oncophora-Schichten und an die Abklärung der stratigraphischen Lage der hauptsächlich Flyschkonglomerate in der südlichen Ungestörten und Subalpinen Molasse. — Von den stratigraphischen Problemen war es gedanklich nur ein Schritt zu Fragen der Tektonik. Seit längerem konnte sich der Schreiber mit der schon eingangs geschilderten Rolle, die man allgemein der Molasse im Szenarium des Jungalpidikums zugeordnet hatte, nicht abfinden. Bis heute pflegt man sie fast ohne Ausnahme in Verkennung wichtiger Tatsachen bloß als eine außerhalb der eigentlichen Geosynklinale gelegene Saumtiefe zu betrachten, die sich infolge epirogen bedingter Trochaxenverlegungen weiter in das Vorland ausbreitete. Ihre Berührung mit den Begebenheiten „tief drinnen im Orogen“ wäre nur indirekter Natur gewesen, indem sie den vorwiegend von dort herrührenden Abtragungsschutt aufgenommen hätte. Erst von einer der letzten Dislokationsphasen wäre sie bestenfalls mit ihren orogennahen Anteilen erfaßt und, dabei von den alpinen Decken entweder überschoben oder an diese gepreßt gedeutet, den Alpen angegliedert worden.

Schlüsselposition der Überlegungen des Verfassers hat die berühmte „Schuppenstruktur von Perwang“ inne. Man stand diesem 1958 entdeckten, fünffach in sich geschuppten, aus Vorlandoberkreide und Obereozän bis Chatt bestehenden, über tausend Meter mächtigen Schichtpaket zunächst sichtlich rat- und fassungslos gegenüber. Hatte doch die Bohrung Perwang 1 sechs Kilometer nördlich des auch gegenwärtig noch allgemein als tektonische Begrenzung akzeptierten heutigen Alpennordrandes unter junger ungestörter Molasse ein offenbar gewaltiges alpines Bauelement erschlossen (H. KÜPPER, 1960; S. FREY, 1960; E. CLAR, 1965). Im Verein mit vorausgegangenen Kartierungen in der Subalpinen Molasse war nach zusätzlichen Tiefenaufschlüssen schon bald der unmittelbar engste Bezug zwischen Überschiebungen der alpinen Decken und Schuppenbildung in der Molasse betont worden (E. BRAUMÜLLER, 1959; F. ABERER, 1962): „Mehrfach wurde sogar ein mehr oder weniger mächtiges Schichtpaket der Molasse von den nordwärts wandernden Decken der Alpen erfaßt und ist z. T. mit der mesozoischen Unterlage (Perwang 1) oder ohne dieselbe (z. B. Ostteil des Feldes Voitsdorf) mehrfach geschuppt in den Südtail des Molassetroges mehrere Kilometer weit eingegliedert und liegt nun auf gleichaltrigen, flachliegenden Sedimenten der Molassezone“ (R. JANOSCHEK, 1971: 97). Gerade aber in der abschließenden Fassung eines mehrere Kilometer weiten Eingleitens sieht der Verfasser eine gewisse Entstellung des sonst richtig interpretierten Herganges und ein unnötiges Zugeständnis an andere gängigere Auslegungen. Denn dem unleugbar großzügigen Bewegungsphänomen maß man überwiegend nur lokales Vorkommen und beim Vergleich mit der Subalpinen Molasse eine deutliche Sonderstellung zu. Deshalb ließ die dominierende Anschauung einer Molasseentwicklung hauptsächlich fernab jungalpidischer Dislokationen im gemäßigten Fall lediglich das mit jenen Ereignissen synchron laufende olisthstromartige „Eingleiten“ eines Schuppenkörpers zu (u. a. R. OBERHAUSER, 1965 und 1968; E. CLAR, 1973). Extreme Auffassungen wollen darin sogar einen wohl gleichzeitigen (nämlich savischen), aber völlig selbständigen Bauakt innerhalb der Molasse sehen (E. VEIT, 1963; A. TOLLMANN, 1964 und 1966). Naturnäher sind die jüngsten Vorstellungen von S. PREY, wonach die vorrückende Schubmasse des Flysches das vor dem heutigen Alpennordrand liegende Schuppenpaket erzeugt haben soll (1971) und analoge Schuppen an vielen weiteren Orten in der Tiefe vermutet werden (1974).

Der Verfasser hatte sich mit der mittlerweile ja längst praktisch widersprochenen örtlichen Bescheidung der Perwanger Schuppen und räumlichen Trennung der

Molasse vom direkten alpinen Geschehen nicht befreunden können. Er stimmt K. LEMCKE (1962:280) uneingeschränkt zu, daß „... in Perwang 1 ein gut datierbarer Teilausschnitt weiträumiger tektonischer Vorgänge sichtbar wird...“, ist darüber hinaus allerdings auch bereit, die daraus resultierenden Folgerungen zu ziehen. Gegebenen Anlaß bot die vorhin erwähnte Notwendigkeit, die stratigraphischen und tektonischen Verhältnisse Vorarlbergs mit denen Ostösterreichs abzugleichen. Beim Durchdenken der geologischen Situation der sich dazwischen erstreckenden süddeutschen und der jenseits des Rheins weiter ziehenden schweizerischen Molasse kam der Autor zu den Schlüssen, daß ihre Tektogenese ganz anders, nämlich in unmittelbarem Zusammenhang mit dem und in räumlich engster Bindung an das Orogen betrachtet werden müsse, daß die „subalpine“ Molasse der Schweiz, Vorarlbergs und Deutschlands nicht parallelisierbar sei mit der „subalpinen“ Molasse Salzburgs, Ober- und Niederösterreichs sowie entsprechender Partien Mährens und daß die gesamte „subalpine“ Molasse der westlichen Paratethys ein savisches Baelement vorstelle.

Aber eben die letzte Erwägung des Autors, welche übrigens schon als Andeutung ohne tieferes Eingehen bei E. VEIT, 1963, und A. TOLLMANN, 1966, nachgelesen werden kann, steht in direktem Widerspruch zur althergebrachten und bis heute trotz vieler möglicher Gegenargumente beibehaltenen Ansicht, „... daß der scharfe tektonische Kontrast zwischen ihr (der süddeutschen Faltenmolasse nämlich, der Verf.) und der Tertiärbasis darauf beruht, daß sie — in nachsarmatischer Zeit — beim Vorrücken der Nordalpen, gewissermaßen als „Knautschzone“, nach N geschoben wurde, wobei vor allem die mächtigen Tonmergel des Rupel als Gleitmittel gedient haben mögen“ (K. LEMCKE, 1973: 31—32). Selbst M. RICHTER, dessen aller massiven Ablehnung spottende, bewundernswert weitblickende Schau in den letzten Jahren durch die Bohrungen Staffelsee 1 (M. MÜLLER, 1970) und Miesbach 1 eine so glänzende Bestätigung erfahren hat, war und ist dieser Idee verhaftet. Es liegt das an der eingangs vom Verfasser beklagten Einstellung zur Funktion der Molasse innerhalb des Jungalpidikums, daran sich angesichts auch neuester Resultate bei umfassenden Betrachtungen in wesentlichen Punkten nichts geändert zu haben scheint. Vom Ablagerungsraum der späteren Vorlandmolasse ausgehend, verstand und versteht man die Molasse in ihrer Gesamtheit noch immer als eine den eigentlichen Ereignissen entrückte Saumtiefe vor dem Orogen. Im nahezu ganzen Abschnitt hätte die Sedimentation ohne Unterbrechung bis ins Sarmat fortgedauert. Erst in postsarmatischer Zeit — weil selbst das Sarmat noch in Schichtaufrichtungen einbezogen — hätten die „brandenden Alpen“ den Molassetrog erreicht, südliche Teile in der Schweiz ihres steifen grobklastischen Aufbaues wegen überschoben, in Deutschland aber infolge der ausgewogenen Verteilung derber und feinkörniger Gesteine durch Stauchung die bekannten Faltenbilder verursacht. Der nachfolgenden Hebung und Erosion wären die jüngeren Schichtglieder (bis zum höheren Aquitan) größtenteils zum Opfer gefallen. Der Übergang von der gestörten (= Subalpinen) zur ungestörten (= Vorland-) Molasse wäre der ursprüngliche geblieben, wenn auch durch Antiklinalbildungen, Randunterschiebungen und steile Dislokationsflächen maskiert. Indem man die aufgerichteten Partien der südlichen Vorlandmolasse zur Subalpinen Molasse rechnete, verlieh man dem noch besonderen Ausdruck.

Bevor der Autor auf seine Gedankengänge im Hinblick auf eine revidierte Abwicklung der Tektogenese der Molasse eingeht, möchte er drei Prämissen betonen.

Sie werden manchem vielleicht banal anmuten, werden aber vom Verfasser besonders wichtig erachtet, weil sie noch immer Ursachen ernster und scheinbar unüberbrückbarer Mißverständnisse sind.

1. Beginn der Molassezeit: Er wird allgemein mit dem Anfang des Obereozäns gleichgesetzt. Damals hatten gravierende tektonische Vorkommnisse im alpinen Raum ihren Abschluß bzw. Auftakt genommen. Im West- und Ostalpenabschnitt waren der ozeanisierte Teil der Tethys — das Penninikum — und der nördlich angrenzende Kontinentalabhang — das Ultrahelvetikum — endgültig der Sedimentation entzogen worden. An der Wende Mittel-/Obereozän hatte die seit der höheren Kreide währende „penninische“ Subduktion im Verlaufe der Illyrischen Dislokationsphase zur völligen Abdeckung dieser Tröge geführt. Das Ostalpin, das im Prozeß des nach Süden gerichteten ruckweisen Einfließens der Europäischen Platte unter seiner Auflast allmählich immer mehr Schichtverbände des Süd- bis Nordpenninikums und zuletzt auch solche des Ultrahelvetikums abgeschert und unter sich bis knapp vor sich aufgetürmt hatte, stand dicht am Südrand des Südhelvetikums. Meererfüllt verblieb für kurze Zeit noch das ehemalige Verbreitungsareal des Südhelvetikums einschließlich benachbarter Anteile des Nordhelvetikums. Von hier aus hatte die See demnach unvermittelte Gelegenheit, einerseits in morphologisch geeignete Muldenzonen der Kalkalpen nach Süden (Reichenhall, Unterinntal), andererseits im zentralen Teil unseres Molasseausschnittes (Ostbayern, Salzburg und Oberösterreich) beträchtlich nach Norden in das Vorland vorzustoßen. Weder der Flysch noch später das Helvetikum lagen als größere Festlandbögen zwischen Orogen und Molasse. Der Rhenodanubische Flysch der Ostalpen zum Beispiel wurde unter bis etwas vor der stauenden Masse des Ostalpines hergewälzt, ohne jemals bedeutendere räumliche Breite zu erreichen. Das Helvetikum aber war ja der Ausgangspunkt und Schauplatz der „Geburt“ der Molasse, die im Alpenraum vorerst nicht als weiterer randlich hinzugewonnener Trog, sondern als über alle noch offen stehende Meeresbereiche gleichzeitig und gleichförmig hinweggreifendes, Mesomit Neoeuropa vereinigendes Moment in der Plattentektonik aufgefaßt werden sollte. Mit Beginn des Obereozäns herrschten in jenen noch marinen Gebieten fast überall — vom Vorland bis in die Kalkalpen — zunächst Flachwasserablagerungen in Form von Großforaminiferen- und Algenkalken vor. Das Meer vertiefte sich dann offensichtlich, denn es folgen darauf allseits pelagische Globigerinenschiefer. Nach der Pyrenäischen Phase, ungefähr im obersten Obereozän einsetzend und bis an die Wende Eozän/Oligozän anhaltend, welche die „helvetische“ Subduktionsära einleitete und das Südhelvetikum im schweizerischen Sinne durch Unterströmung unter den jetzt konsolidierten Block des Penninikums von weiterer Sedimentation ausschaltete und erster Loslösung seines Sedimentmantels unterwarf, erfolgte nun im südlichen Nordhelvetikum, das vor der neuen Orogenfront zum Tiefseeegraben geworden war, die Ablagerung orogener Gesteinsserien in Flyschfazies. Das geschah überall dort, wo bald darauf die vielfach verkannte Helvetische Dislokationsphase innerhalb des Lattorfs wohl berechtigt die geodynamischen Voraussetzungen zur Bildung der Helvetischen Decken schaffen sollte. Der Vorgang ist in der Schweiz belegbar und kann in den Ostalpen mittelbar bis etwa zur Salzach erahnt werden. Weiter im Osten, wo dieser Bewegungsakt höchstens in epirogenetischen Seespiegelschwankungen spürbar wurde, fand auf dem Boden des Südhelvetikums (im Sinne der Schweizer) bzw. der diesem ungefähr entsprechenden Buntmergelserie — Zdauneker Einheit — des Subsilesikums (im polnischen Verständnis) kontinuierlich bis etwa ins tiefere Untereger die Ablagerung von Gesteinen in flyschoider Fazies statt (Östösterreich — Mähren).

2. Beziehungen Molasse — Helvetikum: Aus Prämisse 1 sollte die engste Verknüpfung beider ersichtlich geworden sein. In den Westkarpaten hatte es im Obereozän keine „penninische“ Subduktion gegeben, die geographische Situation der einzelnen Ablagerungsräume blieb bis zum Savischen Bewegungszyklus unverändert. Die hingegen in den Alpen eingetretene Trogreduzierung und -verschmelzung im Obereozän läßt es geraten erscheinen, hier allorts nur mehr von Molasse-sedimentation zu sprechen, wenn auch zunächst in helvetischer, dann in Flysch- und schließlich in eigentlicher Molassefazies. Denn auf diese Weise können tief-wurzelnde und weittragende Irrtümer vermieden werden, wie sie sich allenthalben im Schrifttum finden; etwa: in der Schweiz gäbe es noch priabonen Flysch, während der Rhenodanubische spätestens mit dem Mitteleozän abschließe (obwohl doch der erste bei fazieller Ähnlichkeit tektonetisch nicht das geringste mit dem zweiten zu tun hat) — oder: die Ablagerungen des Nordhelvetikums reichten bis ins Oberoligozän — oder: Gosausedimente seien aus dem Unterinntal bis ins Chatt nachgewiesen — oder: die Sedimentation der Buntmergelserie in Niederösterreich ende mit dem Obereozän bzw. Rupel.

Zum Nutzen einer klaren überregionalen Verständigung schien es dem Verfasser notwendig, das historisch bedingt vielfältige, lokal meist auch heute noch brauchbare Vokabular tektonetischer Begriffe zu durchforsten und es neuen einfachen, unbelasteten und weiträumig anwendbaren Termini gegenüberzustellen, wobei absichtlich jeder geographische oder richtungsmäßige Hinweis unterlassen worden ist. Es wird vom Verfasser vorgeschlagen, von den Anfängen der Molasse, welche vornehmlich im Bereich des Helvetikums statthatten, als in Bezug auf das Orogen von Innerer Molasse (IM) zu reden. Sie wird im Westen unseres Molassestreifens durch eine im Verlaufe der Helvetischen Dislokationsphase, also tektonisch und nicht epirogenetisch verursachte Trogverlegung zweigeteilt: in eine Ältere Innere Molasse (ÄIM), das Priabon bis tiefere Lattorf umfassend, und in eine Jüngere Innere Molasse (JIM), vom höheren Lattorf bis ins tiefere Aquitan reichend. Der Savische Phasenzyklus beendete die Existenz der Inneren Molasse insgesamt und die „helvetische“ Subduktion im Westen, während im Westkarpatenabschnitt damit nun erst die „penninische“ Subduktion anhub. Geodynamische Vorgänge ließen jetzt die Molasse ihren Sedimentationsraum weiter und großzügiger in Richtung auf das Vorland ausdehnen. Dabei repräsentieren jene im Bereiche der ostösterreichisch-mährischen Subalpinen Molasse hochgeschürften und wurzellosen Molasseanteile sowie die unter den alpinen Randdecken in autochthoner Position teils auf Nordhelvetikum, teils auf Vorlandsedimenten bzw. Kristallin liegenden Molassepartien die Zentrale Molasse (ZM), wovon die ersteren als Innere Zentrale Molasse (IZM) und die letzteren als Äußere Zentrale Molasse (ÄZM) wieder im Hinblick auf das Orogen bezeichnet werden sollen. Schuppen von IZM werden natürlich auch unterhalb des Nordrandes der JIM erwartet und sind teilweise schon durch Bohrungen belegt (z. B. Savigny 1). Die heute vor den Alpen und Karpaten hingebreitete tertiäre Saumtiefe schlechthin stellt meist nur den kleineren Rest des vormaligen Molassebereiches s. l. dar und möge Äußere Molasse (ÄM) genannt werden. Auch sie ist unterteilbar, nämlich in die Alpenrand nahe, ziemlich schmale Gestörte Äußere Molasse (GÄM), deren Schichtglieder gefaltet oder bloß aufgerichtet sein können unter dem Einfluß viel jüngerer postsarmatischer Einengungsprozesse (vielleicht als Ausdruck neuerlich einsetzender Subduktion noch ungeklärter Position, möglicherweise bereits im südlichen Vorland), und in die großflächige Ungestörte Äußere Molasse (UÄM), die keinerlei unmittelbare tektonische Beanspruchung durch das Orogen erfahren hat. Mit allem Nachdruck soll



darauf verwiesen werden, daß eine Verbindung der GÄM mit der Subalpinen Molasse veralteter Anschauung (JIM im Westen, IZM im Osten) nicht mehr vertretbar ist.

Der Schreiber hat sich nun bemüht, für seine besonders auf tektonische Gesichtspunkte Rücksicht nehmende Molassegliederung Synonymielisten der in der Literatur verwendeten Begriffe zu erbringen, ohne allerdings Anspruch auf Vollständigkeit erheben zu wollen. Die in Klammer nachgestellten Kleinbuchstaben verweisen auf jene Gebiete, wo diese Ausdrücke allgemein oder ausschließlich gebraucht wurden und werden. Davon sollten all jene, die mehrdeutig erscheinen, in Hinkunft auch bei lokaler Verwendung lieber gemieden werden. Sie wurden mit „pars“ gekennzeichnet, und auf gleichlautende Bezeichnungen tektonisch anderer Position ist aufmerksam gemacht worden. Der Umfang einiger weniger nimmt nur einen Teil des neuen Begriffes ein, sie werden mit einem Sternchen (\*) signalisiert. Es bedeuten: s = Schweiz, sd = Süddeutschland, ö = Österreich und m = Mähren.

#### Innere Molasse = IM

aufgefaltete Molasse (ö)  
 Fenstermolasse (sd)  
 Flyschmolasse (ö), pars — ÄIM  
 gestörte Molasse (ö), pars — GÄM — IZM  
 inneralpine Molasse (sd-ö)  
 inneralpiner Schlier (ö)  
 innerer Schlier (ö)  
 Steinitzer Decke (ö)  
 Steinitzer Deckenserie (m)  
 Steinitzer Einheit (m)  
 Steinitzer Flysch (ö-m)  
 Steinitzer Flyschzone (ö-m)  
 Steinitzer Serie (ö)  
 Steinitzer Zone (ö)  
 Subbeskidikum (ö)  
 subbeskidischer Flysch (ö-m)  
 subbeskidische parautochthone Zone (ö)  
 subkarpatische Molasse (ö-m)  
 Waschbergzone s. str. (ö)

#### Ältere Innere Molasse = ÄIM

autochthoner Flysch (s)  
 Flyschmolasse (s), pars — IM  
 Glarner Flysch (s)  
 nordhelvetischer Flysch (s)

#### Jüngere Innere Molasse = JIM

äußere gefaltete Zone (s), pars — GÄM  
 aufgeschobene Molasse (s)  
 Faltenmolasse (s-sd), pars — GÄM  
 gefaltete Molasse (sd-ö), pars — GÄM  
 gefaltete subalpine Molasse (sd-ö)  
 Hochgebirgsmolasse (sd)  
 innere aufgeschobene Zone (s) \*  
 innere überschobene Zone (s) \*  
 Randschuppe (sd) \*  
 subalpine Molasse (s-sd), pars — GÄM — IZM  
 Südrandzone der Molasse (sd)

#### Innere Zentrale Molasse = IZM

gestörte Molasse (ö), pars — GÄM — IM  
 parautochthone Schichten (m)  
 Pausramer Einheit (m)  
 Pausramer Schuppe (ö)

Pausramer Teildecke (ö-m)  
 Pausramer Zone (m)  
 Randgruppe (m)  
 Streifen von Pausram (m)  
 subalpine Molasse (ö), pars — GÄM — JIM  
 Vorfaltungszone (ö), pars — GÄM  
 Waschberg-Vorzzone (ö)

Äußere Zentrale Molasse = ÄZM

autochthone Molasse (s-sd-ö), pars — UÄM  
 überfahrene ungefaltete Molasse (sd)

Gestörte Äußere Molasse = GÄM

äußere gefaltete Zone (s), pars — JIM  
 äußere subalpine Molasse (s-sd)  
 aufgerichtete mittelländische Molasse (s)  
 aufgerichteter Südrand der Vorlandmolasse (sd)  
 Faltenmolasse (s), pars — JIM  
 gefaltete Molasse (s, ö), pars — JIM  
 geneigte Molasse (s)  
 gestörte Molasse (sd-ö), pars — IZM — IM  
 Randschollen (sd)  
 St. Pöltener Vorzone (ö)  
 subalpine Molasse (s-sd), pars — IZM — JIM  
 Vorfaltungszone (ö), pars — IZM

Ungestörte Äußere Molasse = UÄM

autochthone Molasse (sd-ö), pars — ÄZM  
 flachlagernde Molasse (ö)  
 karpatische Vortiefe (m)  
 mittelländische Molasse (s)  
 neogene Vortiefe (m)  
 Tafelmolasse (sd)  
 ungefaltete Molasse (sd-ö)  
 ungefaltete Vorlandmolasse (sd)  
 ungestörte Molasse (ö)

Für die heute als Ausstrich einer Dislokationsfläche hohen Ranges durch Bohrungen erwiesene nördliche Begrenzung der westlichen „subalpinen“ Molasse (Grenzbereich GÄM : JIM) gibt es im Schrifttum die folgenden Synonyme:

Alpenrandflexur (sd)  
 Alpenrandstörung (sd-ö)  
 Antiklinalzone (s)  
 große Randstörung (sd)  
 Hauptantiklinale (s)  
 nördliche Randstörung (sd)  
 nördliche Antiklinale (s-ö)  
 Nordantiklinale (s-ö)  
 Nordrandantiklinale (s-ö-sd)  
 Pseudoantiklinale (sd)  
 Randunterschiebung (s), pars — innerhalb von JIM  
 Südrandstörung (sd)

3. Bedeutung des Sedimentationsendes: Diesem Umstand kommt mindestens ebensoviel Beachtung zu wie dem Beginn von Ablagerungen in Trogabschnitten. Helfen sie doch mit, den geodynamischen Ablauf zu rekonstruieren. „In den Schichtfolgen kann man Abbildungen und Auswirkungen tektonischer Prozesse erkennen . . . Um aber die Hauptbewegungen der tektonischen Einheiten zeitlich festlegen zu können, ist sowohl die Einstufung der jüngsten mitbewegten Schichten der Serien selbst, als auch der Aufbau bzw. die Datierung der tektonischen Unterlage wichtig“ (S. PREY, 1971: 48). Aber gerade die letzte Beobachtung scheint bezüglich der

Molasse viel zu häufig übersehen worden zu sein. Deshalb fühlt sich der Verfasser veranlaßt aufzuzeigen, daß die Deutung der erdgeschichtlichen Evolution der in vielerlei Hinsicht für die endende Geosynklinalentwicklung bedeutungsvollen Molasse auch anders, nämlich unter stärkerer Rücksichtnahme ihrer schon von Anbeginn an in das tektonische Geschehen einbezogenen Existenz möglich ist. Diese gedankliche Voraussetzung schwebt keineswegs im luftleeren Raum. Das Versiegen jeder weiteren Sedimentation in bestimmten Bereichen der Molasse geht nicht auf Hebung und Festlandwerdung zurück, sondern liegt in ihrer durch subduzierende Vorgänge verursachten Ausschaltung begründet.

Diese Sachlage wird durch interessante Ergebnisse abgestützt. In Vorarlberg tritt etwa im sogenannten Riesenkonglomerat, dessen Zugehörigkeit zu den oberen Deutenhausener Schichten durch geologische Kartierung sichergestellt ist, grober Flyschblockschutt auf, was „den bereits vollzogenen Fernschub des Nordpenninikums über das Helvetikum“ nahelegt (R. OBERHAUSER, 1964; W. RESCH, 1963). Ebenso konnte jüngst G. G. SAWATZKI (1975) die Herkunft des vorwiegend vulkanischen Materials im „Nordhelvetischen Flysch“ der Westalpen von einer auf dem Rücken hochpenninischer Decken nach Norden in die unmittelbare Nähe des Südostufers jenes schmalen Flyschtroges verfrachteten, längst verschwundenen „ultrapenninischen“ Einheit wahrscheinlich machen. Ein Großteil des Sedimentationsraumes des Südhelvetikums war nach Absatz der Globigerinen- bzw. Stadschiefer durch tektonische Überwältigung ausgeschaltet worden.

Im Verein mit den beiden anderen Prämissen ermöglicht der dritte wichtige Umstand ein wesentlich lebendigeres und den Tatsachen entsprechenderes Geschichtsbild der Molassezeit. Beachtet man diese drei Voraussetzungen wirklich ernsthaft, wird damit auch einsichtig, daß beispielsweise die von K. LEMCKE, 1973, erwogene Verbindung des „Flyschtroges“ des Nordhelvetikums über jenen der Deutenhausener Schichten bis hin zu dem des Inneralpinen Schliers von Rogatsboden gerade tektonogenetischer Überlegungen wegen unmöglich ist. Sie erhellen überdies, daß Nordhelvetischer Flysch und gleichzeitige Vorlandablagerungen in Ostbayern und Oberösterreich nicht den Süd- bzw. Nordrand eines Molassetroges unbekannter Ausdehnung dazwischen markieren können. Denn die eigentliche „Trogrmitte der Molasse“ jener Zeit war ja ein Teil des ehemaligen Helvetikums unter Einbezug größerer Vorlandarcale im zentralen Bereich unseres Ausschnittes.

### **Revision der Tektogenese der Molasse an Hand ausgewählter Beispiele**

Zu diesem Zweck werden dreizehn publizierte Profile vorgestellt, die nach Möglichkeit bereits Daten einer oder mehrerer Bohrungen beinhalten. Die Schnitte sind in einfache Blockdiagramme ohne Morphologie einbezogen worden, um unter anderem die räumliche Natur randlicher Schuppenkörper augenfälliger darstellen zu können, eine Tatsache übrigens, die nach dem Studium der ausgewiesenen Literatur keineswegs so selbstverständlich ist. Den Blockdiagrammen, einzeln oder in Gruppen, sind dann noch Tektonogramme beigelegt, die den Sedimentations- und Bewegungsablauf nach des Verfassers Vorstellungen leicht überschaubar illustrieren sollen. Die Zeichnungen sind mit Absicht nicht maßstabgetreu angefertigt worden. Sie dienen in erster Linie der Deutung der Vorgänge und nicht der Wiedergabe einer Ist-Situation.

Der Westalpenabschnitt bietet eine Fülle an Informationen über die Anfänge des Phänomens „Molasse“ und über dessen Beziehungen zur Orogenese. Daraus werden auch besonders klar die Unterschiede des Funktionswandels der Molasse

im Alpenraum etwa zwischen Obereozän und Eger (Aquitain) im Vergleich zur Molasse der Westkarpaten. Die im folgenden dargebotenen Exempel mögen davon Zeugnis geben.

### Die Blockdiagramme 1 bis 2

Blockdiagramm 1: Situation Aiguilles Rouges—Val d'Illeiz—Savigny 1 (Westschweiz); unter Verwendung eines Profils von L. W. COLLET, 1955, verändert und nicht nach Maßstab.

Blockdiagramm 2: Situation Altdorf—Lägern (Ostschweiz); unter Verwendung eines Profils von A. BUXTORF, 1957, verändert und nicht nach Maßstab.

Die Illyrische Dislokationsphase an der Wende Mittel-/Obereozän hat die seit der höheren Kreide anhaltende „penninische“ Subduktion abgeschlossen. Durch enorme Krustenverkürzungen im Gefolge dieser geodynamischen Vorgänge sind von nun an die Tröge des Penninikums und Ultrahelvetikums im gesamten Alpenraum von der Erdoberfläche verschwunden, es konnte in den Bereichen keine Sedimentation mehr stattfinden. Das Meer beschränkte sich nach der gravierenden Trogreduzierung für kurze Zeit auf das ungefähre Areal des Helvetikums. Geringe Algen- und Großforaminiferenkalke und darüber etwas mächtigere pelagische Globigerinenschiefer repräsentieren bereits „Molasse“ (jetzt als plattentektonischer Begriff verstanden, siehe Einführungskapitel) auf dem sich damals noch zwischen den späteren Massiven von Aar und Gotthard in ungefähr 30 bis 80 km Breite erstreckenden Südhelvetikum (vgl. R. TRÜMPY, 1969 und 1975). Wahrscheinlich gab es noch kleine Meeresbuchten gegen Süden in morphologisch geeigneten Muldengebieten des sich unmittelbar am Südrand des Südhelvetikums lagernden alpinen Deckenstapels, es sind aber im Westalpenabschnitt bis heute keine der Erosion entgangene Reste bekannt geworden. Dieselbe Fazies und Abfolge ist auch im Nordhelvetikum vertreten, dessen Nordrand jedoch auf Grund der Bohrung Savigny 1 (K. LEMCKE, 1963) beachtlich weit südlich der gegenwärtigen tektonischen Nordbegrenzung der jüngeren Inneren Molasse zu suchen ist (vgl. Tafel 3).

Mit diesen Schichten endet etwa zur Zeitenwende Eozän/Oligozän schon die Molasse (in helvetischer Fazies) im Südhelvetikum mit Ausnahme eines nördlichen Saumes in der Westschweiz, wo noch Grès de Taveyannaz zum Absatz kamen. Die weitere Sedimentation der Molasse (jetzt in Flyschfazies) vollzieht sich ausschließlich auf dem Boden des ehemaligen Nordhelvetikums. Die Untersuchungen von G. G. SAWATZKI (1975) haben die Anwesenheit hoch- und „ultrapenninischer“ Deckeneinheiten dicht am südöstlichen Ufer des vor der neuen Orogenfront zum schmalen Tiefseetrog geformten Bereiches aufgezeigt. Damit war das Südhelvetikum während der Pyrenäischen Dislokation überwältigt worden, deutliches Anzeichen der nach Meinung des Verfassers früh anhebenden „helvetischen“ Subduktionsära. Von der vielleicht schon im Priabon beginnenden und bis ins tiefere Sannois fortdauernden Ablagerung mächtiger Flyschsedimente mit auffallend hohem Anteil an vulkanischem Detritus gibt der sogenannte Nordhelvetische Flysch Nachricht. Eine maximale Schichtsäule, aus Taveyannaz-Sandstein, Altdorfer Sandstein (mit der ersten der eigentlichen Molassefazies entsprechenden Einschaltung, dem Gruontalkonglomerat) und Glarner Fischschiefern bestehend, erreicht 1500 m Höhe.

Während nahezu allgemein ein allmählicher Übergang der Sedimentation des Nordhelvetischen Flysches in die exogeosynklinale Molasse akzeptiert wird, betont R. RUTSCH die grundlegende Differenz der Ablagerungsmilieus von Glarner Fisch-

schiefern (tiefes Meer bei normalem Salzgehalt) und Unterer Meeresmolasse (ufernahe Flachsee bei herabgesetztem Salzgehalt infolge des großen Einflusses des Festlandes) und erklärt sie in der Weise, „... daß zwischen den jüngsten Flyschablagerungen (Obereocaen — Unteroligoocaen) und der einsetzenden Molasse-sedimentation (Rupélie) tektonische Bewegungen anzunehmen sind“ (1962 : 21). Dafür lassen sich zusätzliche Argumente anführen, die für den Autor von entscheidender Wichtigkeit für eine richtige Beurteilung der Bedeutung der Helvetischen Phase sind. So greift beispielsweise die im Fenster des Val d'Illicz unter helvetischen Decken und parautochthonem Nordhelvetischem Flysch auftauchende Molasse mit Sedimenten des Rupels nach W. J. SCHRÖDER & C. DUCLOZ, 1955, direkt auf Urgonkalke des Helvetikums über, darauf lokal erosiv stark beschnittene Relikte der Molassefazies 1 und 2 (Molasse in helvetischer und Flyschfazies) erhalten sein können. Auch der dislozierte Anteil der JIM (= die „Subalpine“ Molasse von ehemals) fängt mit Marnes de Vaulruz bzw. Grisiger Mergeln des Rupels an. Weiter östlich (im Entlebuch, bei Luzern und im St. Gallen-Appenzeller Gebiet) sind dann darunter noch Mergel und Sandsteine flyschoider Art bekannt, die eventuell den Deutenhausener Schichten des Allgäus entsprechen könnten (M. RICHTER, 1948), welche stratigraphisch ungefähr den Grenzbereich höheres Sannois/tieferes Rupel umfassen dürften. In der damit zum Ausdruck gelangenden Schichtlücke innerhalb des Sannois bis höchstens zu Anfang des Rupels verbirgt sich eine fast unfaßbar kurze, tektonisch aber überaus wirksame Zeitspanne. Im Rupel werden die ersten Nagelfluhschüttungen beobachtet. Die von R. RUTSCH angedeuteten paläogeographischen Veränderungen müssen daher tiefgreifender Natur gewesen sein. Die nachhaltige Festlandbeeinflussung der UMM verträgt keinen dazwischen bestehenden Flyschtrog. Einfache Verlandung des Areals scheidet aus, weil sich keine Abtragungsprodukte in gleichaltrigen Molassesedimenten finden.

Damals war sehr wahrscheinlich die Verschluckung des Krustenstückes zwischen Aar- und Gotthardmassiv vollendet worden, die völlige Abscherung seiner Sedimenthülle und damit die Bildung der helvetischen Decken unter enormer (bis 6 km dicker, R. TRÜMPY, 1969) Auflast erfolgt, was zu plastischer Deformation und Dynamometamorphose führte, und war gleichzeitig der über dem gesamten Bereich des gegenwärtigen Aarmassivs entwickelte Trog des Nordhelvetischen Flysches durch Subduktion räumlich eliminiert worden. Das war das Ende der ÄIM auf nordhelvetischer Basis und der Anfang der JIM mit gleicher Unterlage, wobei allerdings südlichste Ausläufer vielleicht noch ÄIM erreicht haben könnten. Mit einiger Begründung ist also die zeitliche Übereinstimmung von Helvetischer Phase und Entstehung der helvetischen Decken möglich (Helvetische Phase doch mit helvetischen Decken!).

Der durch die Helvetische Phase wohl etwas nach außen gedrängte, aber immer noch großteils auf Nordhelvetikum ruhende Ablagerungsraum der JIM ist durch anfangs flyschoider Sedimentation gekennzeichnet, im Westen ab Rupel, im Osten schon ab dem höheren Sannois. Diese geht dann — in der Ostschweiz rascher, im westlichen Landesteil langsamer — während des Rupels in die „echte“ Molassefazies über. Mit dem Rupel tritt in der Ostschweiz die Molasse auch erstmals ins Vorland hinaus, was sich im Chatt auf den ganzen Abschnitt ausweitet. Für die Rekonstruktion des tektonischen Geschehens beachtenswert erscheint dem Schreiber die Tatsache, daß die Schichtfolge sowohl im Molassefenster vom Val d'Illicz als auch in der „Subalpinen“ Molasse mit chattischen Sedimenten schließt. Erst jenseits der Linth ist auch das Aquitan miteinbezogen.

Für den Verfasser findet darin die im gesamten hier dargestellten Bereich nachweisbare Altsavische Phase ihren Ausdruck. Dabei sind es nicht immer Verschluckungen bestimmter Krustenpartien, die zu den Begleitphänomenen der Subduktion Anlaß geben, sondern mit Recht auch das derartigen Prozessen scheinbar nachfolgende allgemeine ruckweise „Einfließen“ der Vorlandplatte gegen Süden als allmählich ausklingender Bewegungsakt. Der darüberfahrende Deckenstapel riß südliche Anteile der JIM los und schob sie vor sich her, während er gleichzeitig unter sich Nordhelvetischen Flysch (= ÄIM) über liegendebliebene JIM in parautochthone Position an den heutigen Nordrand des Aarmassivs verschleppte. Damit sicherlich im Zusammenhang steht die kurzfristige marine Ingression aus dem Rhonetal in die Äußere Molasse der Westschweiz (Süßwasserkalk-Gipsmergelerde zwischen Yverdon und Lausanne, vgl. M. RICHTER, 1948, und K. LEMCKE, 1970).

Die JIM der West- und Zentralschweiz ist im wesentlichen ein altsavisches Bauelement. Doch hat die Bohrung Savigny 1 sehr schön die Wirksamkeit der Jungsavischen Dislokation auch da vor Augen gebracht, indem sie eine Schuppe von Aquitan der Zentralen Molasse unter dem Chatt der JIM durchteufte, ehe sie autochthone Molasseschichten traf. Die ZM wird orogennah wahrscheinlich noch Nordhelvetikum zur Basis haben, außen lagert sie erwiesenermaßen auf Mesozoikum des außeralpinen Vorlandes. Gegen die savische Anlage der schweizerischen JIM spricht nicht die vielfach zur „Subalpinen“ Molasse gerechnete OMM des Gibeleggs, da es sich hierbei um ein steilgestelltes Schuppenpaket zwischen Innerer Zone der subalpinen Molasse (= JIM) und Vorlandmolasse (= ÄM) (siehe M. RICHTER, 1948) handelt. Die Gibeleggschuppe gehört demnach zur GÄM, die tektogenetisch nicht mit der JIM verbunden werden kann. Nur die Verstellungen der Schichten der ÄM sowie des ehemals flacheren tektonischen Kontaktes zur JIM bewirkten die jungen postsarmatischen Anpressungsvorgänge, die fast ausnahmslos irrtümlich für die Ursache der Bildung der Subalpinen Molasse überlieferter Vorstellung gelten. Der Autor jedoch erblickt darin den Ansatz zu neuerlicher Subduktion unbekannter Lage irgendwo im Norden der autochthonen helvetischen Massive. Eine erschöpfendere Beweisführung für die vom Verfasser erhobene Behauptung der savischen Bauzeit der JIM wird gemeinsam mit den drei nächsten Blockdiagrammen erbracht.

### Die Blockdiagramme 3 bis 5

Blockdiagramm 3: Situation von Dornbirn 1 (Vorarlberg); unter Verwendung eines Profiles von A. HEIM, E. BAUMBERGER & H. G. STEHLIN, 1928, verändert und nicht nach Maßstab.

Blockdiagramm 4: Situation Murnau (Bayern); unter Verwendung eines Profiles von M. MÜLLER, 1970, und eines Blockdiagrammes von M. BEHRENS et al., 1970, nach D. RICHTER, 1974, verändert und nicht nach Maßstab.

Blockdiagramm 5: Situation Chiemsee (Bayern); unter Verwendung von Profilen von G. W. HOFMANN, 1962, P. SCHMIDT-THOME & O. GANSS, 1955, und E. VEIT, 1963, verändert und nicht nach Maßstab.

Das Churer Lineament versetzt das Deckengebäude der Ostalpen im Vergleich zu jenem der Westalpen um einen ansehnlichen Betrag in die Tiefe. Es ist deshalb im Osten vollständiger und geschlossener erhalten geblieben, verwehrt aber dadurch so tiefreichende Einblicke in den Internbau, wie sie die Erosion im Westen im Gefolge junger Hebungen der autochthonen Helvetmassive geschaffen hat. Doch wird seit E. KRAUS im Süden der Kalkalpen eine Verschluckungszone vermutet.

Der Gedanke ist in neuester Zeit von S. PREY wieder aufgegriffen worden, und der Verfasser möchte dem Konzept folgen. Damit könnte die schweizerische externe Narbenzone, welche zwischen Martigny und Chur in den obersten Talstücken von Rhone und Rhein verläuft, unter den West-Ost-gerichteten Flußstrecken von Inn, Salzach und Enns und von dort unter der Mur-Mürz-Furche bis an den Rand des Wiener Beckens weiter gezogen werden.

Wie auf Tafel 3 ersichtlich, nimmt der Autor eine vergleichbare Situation des Helvetikums zu Beginn des Priabons auch im westlichen Ostalpenabschnitt an. Das Südhelvetikum erstreckte sich vermutlich in annähernd gleichbleibender Breite nach Osten, im Süden von den bereits landfest gewordenen alpinen Decken gesäumt. Der Rhenodanubische Flysch, als abgescherte Jungschichten des Nordpenninikums betrachtet und unter der Auflast des Ostalpins gleich einem Teig vor und unter dem Nudelwalker einhergewälzt, hat nach Ansicht des Verfassers niemals räumlich größere Flächen eingenommen, sodaß das Helvetikum im Priabon fast unmittelbar an die Kalkalpen grenzte. Nur an wenigen Stellen drang das Meer in morphologisch geeigneten Muldenzonen (ehemaligen Gosaubecken) nach Süden vor. Auf der Lechtaldecke des Hochbajuvarikums setzten sich bei Oberaudorf anfangs marine, dann allmählich aussüßende Sedimente ab. Zu einer scheinbaren Gosaufortsetzung kam es nach tektonischen Störungen und Ablagerungsunterbrechungen im Becken von Reichenhall auf dem Nordrand der tirolischen Stauffendecke. Der bisher mehr oder minder knapp südlich der heutigen tektonischen Nordgrenze der JIM streichende Nordsaum des Nordhelvetikums dürfte westlich des Starnberger Sees diese Linie queren und wahrscheinlich bis zum Chiemsee ungefähr gleichlaufend unter südlichen Anteilen der ÄM nach Osten ziehen. Zu der Schlußfolgerung berechtigten die Profile der im nördlichen Randbereich der JIM abgeteufte Bohrungen Staffelsee 1 und Miesbach 1, die beide unter der ZM Mesozoikum in helvetischer Fazies erreicht hatten, dessen Oberfläche im ersten Tiefenaufschluß erosiv bis ins Turon reduziert ist. Mit dem offensichtlich gegen Südosten unter die Alpendecken eintauchenden, aber wirksam bleibenden Landshut-Neuöttinger Hoch scheint direkt oder ein wenig vorher der Nordhelvetische Trog etwa auf der Höhe der Salzach primär zu enden (vgl. Bohrung Perwang 1).

Faziesentwicklung, Sedimentations- und Bewegungsablauf des Obereozäns glaubt der Schreiber von der Art und Weise wie im Westen vermuten zu dürfen. In diesem Abschnitt stößt indessen das Meer ab der Iller ostwärts immer weiter aus dem eigentlichen helvetischen Trog in Richtung Norden gegen das Vorland hinaus. Die helvetischen Seichtwasserkalke sind auch dort vertreten, gehen aber im Norden des Verbreitungsareals aus marinen Sandsteinen hervor, während sie sich im Nordosten erst über limnische und brackische Schichtglieder entfalten. Die Pyrenäische Überwältigung des Südhelvetikums kann indirekt aus Bewegungen der nahe im Süden lagernden Kalkalpen abgelesen werden, wo das Bajuvarikum durch das vorprellende Tirolikum abgedeckt worden war. Der anschließende Fazieswechsel im Nordhelvetikum ließe sich in der flyschartigen Ausbildung der Fischechiefer des Vorlandes aufspüren. Gravierend ist hingegen der Mächtigkeitsunterschied der Sedimente auf dem ehemaligen Helvetikum (angesichts der Verhältnisse in der Schweiz mit weit über 1000 m zu veranschlagen) und auf dem Vorland, wo die Ablagerungshöhe oft nicht einmal ein Zehntel davon ausmacht.

Die Wirksamkeit der Helvetischen Phase innerhalb des Lattorfs kann auch in diesem Abschnitt mittelbar durch die Situation der JIM abgelesen werden. Ihr Sedimentationsbeginn mit Deutenhausener Schichten (höheres Sannois bis tieferes Rupel) läßt einen kurzen, aber doch merkbaren zeitlichen Hiatus zur ÄIM erkennen. Die räumliche

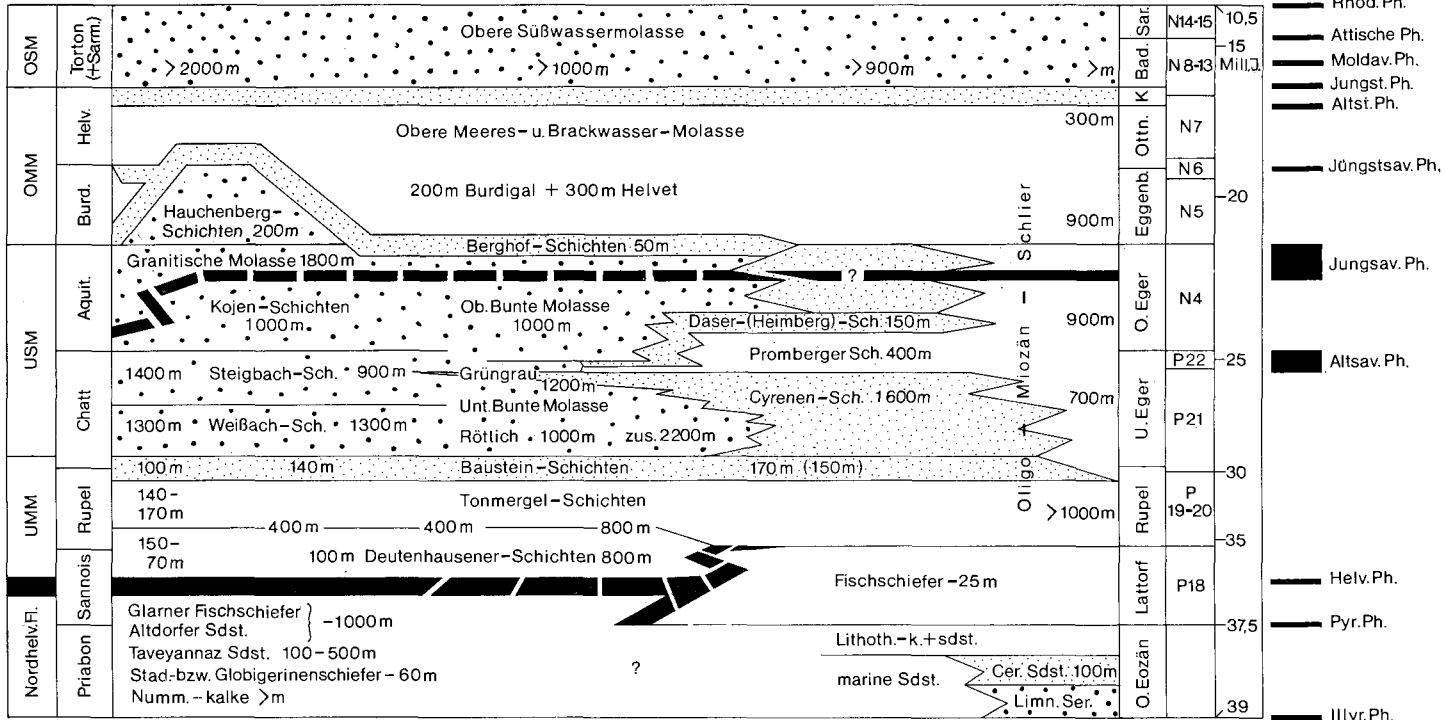


Tabelle 1: Nach H. K. ZÖBELEIN, 1962, verändert und ergänzt. Ursprünglich für die „Subalpine“ Molasse erstellt, kann sie — von den Mächtigkeitsangaben natürlich abgesehen, die weiterhin im Bereich höheres Sannois bis tieferes Aquitan nur für die „Faltenmolasse“ bzw. vom höheren Aquitan bis Sarmat für die „Gestörte“ Molasse Gültigkeit haben — in der hier abgeänderten tektonischen und geodynamischen Gliederung für JIM, ZM und südliche Teile der AM Verwendung finden. Sie soll dem Leser in mehrfacher Hinsicht den geistigen Übergang vom Westen nach dem Osten erleichtern.



Trennung von ÄIM (= Nordhelvetischer Flysch) und JIM (= Faltenmolasse) ist durch tektonische Ausschaltung der ersteren und nicht einfach durch epigenetische Trogachsenverlegung der letzteren bedingt. Geländebefunde in Vorarlberg machen es nämlich wahrscheinlich, daß die ältesten Schichten der JIM in aufsteigendem Normalprofil mit klastischen Basalbildungen helvetisch-penninischen Deckenstirnen angelagert sind, wobei nachträglich der ursprünglich sedimentäre Kontakt tektonisch überprägt worden ist (R. OBERHAUSER, 1965). Das schon einmal erwähnte Vorkommen groben Flyschblockschuttes im Riesenkonglomerat der oberen Deutenhausener Schichten bekräftigt diese Ansicht zusätzlich (W. RESCH, 1963; R. OBERHAUSER, 1964). Bereits früher meinte man in den Sattelzonen des Helvetikums im Grüntal und am Tegernsee den herausgefalteten mesozoischen Untergrund des ehemals südlichsten Molassebereiches zu erkennen und an der heute bestehenden tektonischen Berührungsfläche zwischen Helvetikum und Molassesüdrand glaubte man — zu Recht — eine der Ursachen der Zusammenfaltung der von ihrer Basis abgesicherten „Subalpinen“ Molasse erblicken zu dürfen (T. VOLLMAYR, 1954; O. GANSS & P. SCHMIDT-THOME, 1955). Die in der Bohrung Tegernsee 2 in tieferen Teilen des Profils durchteuften helvetischen Eozänschuppen stellen mit ihren Nummulitenkalken und Stockletten möglicherweise Molassefazies 1 (Molasse in helvetischer Fazies) dar, was in Bezug zu den einst transgressiv darauf gelegenen Tonmergelschichten des Rupels (hier im Osten fehlen die Deutenhausener Schichten schon) die weiter oben angeführte Schichtlücke in Zeit und Raum noch klarer zu zeichnen vermag. Für einen primären Sedimentationskontakt von Helvetikum und JIM spricht weiters, daß im Anschluß an die gegen Osten aushebenden Muldenstränge der „Faltenmolasse“ stets Helvetikum auftaucht (vgl. auch T. VOLLMAYR, 1954). So gesehen, ist auch das Ausstreichen der Bernauer Mulde mit seiner Helvetikumbasis und das Fortsetzen der Frasdorfer „Mulde“ eher verständlich. Die Schönecker Fischschiefer schließlich repräsentieren zusammen mit den randlich noch erscheinenden Rupel- und Chattschichten in ihre einstige Unterlage sekundär verschuppte Bestandteile der jetzt östlich des Chiemsees ausklingenden JIM.

Nach der Helvetischen Dislokationsphase, die überdies durch die neuerliche nach Süden fortschreitende Ingression des Meeres in die jetzt ausschließlich tirolische Depression des Unterinntales nach Ausschaltung des Flyschtroges auf dem Boden des Nordhelvetikums nochmals wahrscheinlich gemacht werden kann, beginnt im Gefolge einer vom höheren Sannois bis höchstens tiefem Rupel dauernden flyschoiden Gesteinsfazies die Sedimentation von Ablagerungen echter Molassefazies im terrestrisch beeinflussten wie marinen Bereich. Die See dehnte sich währenddessen vom Resttrog des Nordhelvetikums ständig weiter gegen das Vorland aus und hatte bis zum Ende des Chatts den größeren Teil der heutigen Molassezone schon überflutet. Im Verlaufe einer vom höheren Sannois bis ins höhere Aquitan tektonisch anhaltend ruhigen Periode bildete sich auf dem flach schildförmig gewölbten Festland im Süden die sogenannte Augensteinaltlandschaft heraus, deren charakteristische Gerölle bereits in den höheren Deutenhausener Schichten beobachtet werden. Sie schließt damit eine früher für diese Zeit angenommene weite Molassehülle der alpinen Decken aus (W. ZEIL, 1953; A. TOLLMANN, 1964). Das während der vorangegangenen Subduktionsphasen in größere Teufen eingedriftete spezifisch leichtere Krustenmaterial verursachte gleichzeitig Hebung des Raumes im Gefolge ausgleichender Vertikalbewegungen. Verstärkt einsetzende Erosion und Denudation (siehe Nagelfluhen!) erreichten schon im Chatt das seit dem Priabon endgültig tief versenkt gewesene und seither unter hohem Druck (Auflast) und relativ niedrigen Temperaturen metamorph mobilisierte Penninikum der Tauern. Denn in chattischen Sedimenten der Inntal-

schüttung hatte H. FÜCHTBAUER, 1959 (korrigiert 1967), unvermittelt Barroisit, ein typisches Mineral der Tauernkristallisation erstmals festgestellt (F. KARL, 1960). Solcherart ist auch die Dauer der alpidischen Hauptmetamorphosezeit mit Obereozän bis Rupel (in Übereinstimmung mit G. V. DAL-PIAZ et al., 1975, zirka 38 bis 32 Millionen Jahre) recht gut datierbar. Alle jüngeren Alter kommen aus tektonogenetischen Erwägungen nicht in Frage.

Das Sedimentationsende im Unterinntal mit den Angerberger Schichten (tieferes Chatt) mit der folgenden Nordwanderung der Kaisergebirgsdecke und der damit verbundenen Einklemmung der Becken von Kössen und Reit im Winkel, ebenso dasjenige im südlichsten Bereich der JIM, der Murnauer bzw. Steineberg Mulde, im höheren Chatt (Steigbach Schichten) und der Vorstoß des Meeres im höheren Chatt gegen Westen (mit den brackischen Oberen Cyrenen Schichten bis zur Iller, mit den marinen Promberger Schichten bis fast an den Lech) sowie besonders ostwärts hervortretende beckenweite Diskordanzen zum Aquitan hin mögen vergleichsweise geringe Auswirkungen der im Westen viel bedeutenderen Altsavischen Phase sein

Wichtigster Akt der Jungsavischen Phase ist nach Meinung des Schreibers die Dislozierung der JIM (die Bildung der „Subalpinen“ Molasse der Schweiz und Süddeutschlands). Dabei mag wohl das schon bei den Blockdiagrammen 1 und 2 geschilderte Eindriften der Europäischen Platte insgesamt gegen Süden der auslösende Grund gewesen sein. Die Aufwölbung der Zentralzone gemeinsam mit dem Abgleiten der ostalpinen Decken davon und deren Randüberschiebung auf die Vorsenken sind Ausdruck eines zusammenhängenden Bewegungsbildes (E. CLAR, 1965), das aber in der Sicht des Verfassers bloß oberflächengebundenes Phänomen weiterer Subduktion ist. Diese ist die eigentliche Ursache für scheinbare Schwerkraftgleitungen und anhaltende Einengung, damit man die großen Transportweiten der nordgerichteten Randüberschiebungen auf das Vorland, aber auch die verwirrenden Südüberschiebungen im Rücken der Kalkalpen letztlich erklären kann.

Die Aufschlußverhältnisse in der Schweiz hatten die von den alpinen Decken tektonisch überschobene Position der JIM früh erkennen lassen, was u. a. J. CADISCH (1928: 113) so formulierte: „Längs des schweizerischen Alpenrandes ist eine mehrere Kilometer dicke oligozäne Molasseschichtfolge über gleichaltrige oder jüngere Gesteinskomplexe hinweggefahren. Es handelt sich um den Südrand des Molassebeckens, welcher vom brandenden Alpenkörper über das Schüsselinnere vorgeschoben wurde.“ Man war sich auch klar darüber, daß das Vordringen der Alpen in innigem Zusammenhang mit Dislokationen in der Molasse stehe und daß weder die Alpen noch das Molassegebirge aus einem Guß am Miozänende entstanden wären. Denn auch ältere Baustadien wären abtrennbar, wobei namentlich eine Dislokationsphase am Schluß der Oligozänzeit den Molassetrog in weitgehendem Maße umgestellt hätte (vgl. H. RENZ, 1937: 192—193). Trotz dieser vielversprechenden Ansätze prägten einflußreiche Lehrmeinungen, wonach die geodynamischen Vorkommnisse in den Alpen und in der Molasse weitgehend unabhängig voneinander abgelaufen wären und die allochthone Lage des südlichen Teiles der „Subalpinen“ Molasse zu jener autochthonen der Mittelländischen Molasse über eine schon im Aquitan vorgebildete Schwellenzone begründete Haupt- oder Randantiklinalstruktur fließend hinüberleite, gemeinsam mit den eindrucksvollen postsarmatischen Einengungserscheinungen bestimmend jede weitere Forschung. Bis heute wird deshalb die Richtigkeit des Zusammenschubes der JIM an der Wende Mio-/Pliozän auch angesichts der neuesten Bohrergebnisse nicht in Zweifel gezogen.

Der ehemals existierende, später tektonisch maskierte sedimentäre Verband zwischen Helvetikum und zumindest südlichsten Partien der JIM, heute als ziemlich gewiß erwiesen, ließ in Süddeutschland an relative Autochthonie der „Faltenmolasse“ glauben. Auch sie wäre erst in postsarmatischer Zeit zusammengeschoben und gefaltet worden auf Grund des Einbezuges in Versteilungen und Überkipnungen noch jüngster Schichtglieder. Den augenfälligen tektonischen Nordrand der JIM erklärte man bis vor kurzer Zeit als Schubfläche, die zwischen gefalteter und ungefalteter Molasse „vermittelt“ (C. LEBLING, 1966: 283). Mittlerweile haben aber die Bohrungen Staffelsee 1 (M. MÜLLER, 1970) und Miesbach 1 (im Detail unveröffentlicht) die von M. RICHTER schon in der Zwischenkriegszeit vertretene, bis dahin fast ausnahmslos abgelehnte Überschiebung der „Subalpinen“ Molasse auf Vorlandmolasse überzeugend bestätigt. Unverändert hingegen blieb das postsarmatische Bildungsalter. Zaghafte Einwände von E. VEIT (1963), A. TOLLMANN (1966) und H. FÜCHTBAUER (1967) gehen zu wenig tief und lassen sich deshalb sofort von entgegretenden Schwierigkeiten abschrecken.

Diese Probleme konzentrieren sich auf vier Stellen des zwischen der Linth in der Ostschweiz und der bayerischen Traun abgesteckten Ausschnittes der JIM. Von dort werden nämlich im Schrifttum Sedimente gemeldet, die jünger sein sollen als Aquitan.

1. Der Sommersberg zwischen Altstätten und Gais westlich des Rheins: Er wird von einer Nagelfluh eigener Prägung aufgebaut, die deutlich von denen des Urrheins abweicht. Ihre lokale Herkunft (vielleicht von einer Urill, die ihr Material von einer heute verschwundenen Randkette bezog) machen große Gerölle mit maximalen Durchmessern bis 80 cm aus Nummulitenkalken und Flyschsandsteinen deutlich, gegen das Hangende tritt reichlich Kristallin hinzu. H. RENZ hatte 1937 die Bildung ohne paläontologische Beweise ins Burdigal eingestuft, seine Argumentation dafür (: Die Sommersbergnagelfluh wäre unzweifelhaft jünger als diejenige des Gäbris = Aquitan. — Die trennende Mergelzone zwischen Sommersberg und Gäbris wäre vergleichbar mit jener oberoquitischen Mergelzone von St. Gallen—Heiden—Rheineck. — Lithologische Ähnlichkeit der Sommersbergnagelfluh mit den Burdigalkonglomeraten am Pfänder.) findet nicht einmal in der Geologischen Karte der Schweiz mehr Niederschlag (Trotzdem ließe unter Umständen die derbe Blockführung an terrestrisches Burdigal im unmittelbaren Vorfeld des alpinen Deckenstapels denken; siehe Punkt 2).

2. Der Hauchenberg südwestlich Kempten: Hier soll konkordant über aquitanischen Nagelfluhen terrestrisches Burdigal liegen. Von den insgesamt zehn Nagelfluhbänken des Hauchenberges (F. MÜLLER, 1952) hatte sich über der dritten Psephiteinschaltung jene nach W. WENZ schöne Burdigal-Landschneckenfauna gefunden, im neunten Geröllhorizont konnten dann marine Mollusken (Ostreen u. a.) der OMM geborgen werden. Der Verfasser möchte hier eingestehen, daß diese Stelle auch weiterhin fraglich für sein Konzept verbleibt. Vielleicht könnten aber in Zukunft doch unvoreingenommene Geländeuntersuchungen mögliche Diskordanzen aufdecken.

3. Der Auerberg westlich des Lechs: Die ehrlichen Profile von T. VOLLMAYR, 1955, zeigen klar das flach transgressive Übergreifen der OMM über weite Geländeteile hinweg auf. Der südlich darauffolgende, tektonisch postsarmatisch eingeklemmte Rest von OSM mit seinem Riesenkonglomerat verweist auf den unmittelbaren Nahbereich des schuttliefernden Gebietes. Der Verfasser sieht darin die eher lokal beschränkt gewesene Auflagerung von OMM und OSM auf die nördlichen Muldenzonen der JIM nach deren Faltenstau und Überschiebung zur Zeitenwende Oligo-/Miozän. Eine ähnliche Situation allerdings über IZM liegt ja weiter östlich vor (Perwang 1 etc.).

4. Das Gebiet südöstlich des Chiemsees: Die am konventionellen Alpennordrand hochkommenden Schichten des Rupels bis hin zum Helvet werden allgemein als eine nach Osten stetig schwächer werdende Anpressung einer durchgehenden Schichtfolge interpretiert. Im Sinne einer „gebundenen Tektonik“ (H. HAGN, 1967: 266) sind in der Schau des Schreibers viel zu sehr tektonische Komplikationen obertags unterspielt worden (vgl. das geologische Kärtchen von G. W. HOFMANN, 1962: 567) zu Gunsten einer fragwürdigen Detailstratigraphie und mehrdeutige seismische Elemente geophysikalischer Daten zu einseitig ausgelegt worden (E. VEIT, 1963). Die Resultate der Bohrungen Staffelsee 1 und Miesbach 1 scheinen derartigen Ansichten zu widersprechen. Eine weitere Möglichkeit der Deutung wäre die vom Autor schon einmal weiter oben skizzierte, nämlich in den Molassedimenten des Rupels und Chatts einschließlich der südlicher gelegenen Schönecker Fischeschiefer des Sannois in ihre helvetische Unterlage eingeschuppte Fetzen der gegen Osten nun bereits primär aushebenden JIM zu erblicken.

Das waren also die vier problematischen Lokalitäten, die gegen den savischen Bau der JIM sprechen könnten, davon aber die dritte — der Auerberg — als ziemlich abgeklärt gestrichen werden darf. Es ist in Hinkunft zu erwarten, daß unter dem Zwang neuester Bohrergebnisse bald eine frische und unbelastete Betrachtungsweise bei der Kartierungsarbeit Einzug halten und Lösungen bringen wird.

Die Beweisführung für einen savischen Bauakt der JIM ist von komplexer Art. Auffallend ist zunächst das schon einmal apostrophierte augenfällige Sedimentationsende im Ablagerungsraum der JIM mit dem höheren Aquitan, sieht man von den eben aufgezählten Stellen mit zweifelhafter ungestört konkordanter Auflagerung jüngerer Sedimente ab. Die allgemein verbreitete Überzeugung, die Schichtfolge der JIM habe einst bis in die OSM gereicht, sei aber später (nach der postsarmatischen Faltung!) erodiert worden, ist aus rein geometrischen Überlegungen unmöglich. Es ist einfach für die jüngeren Schichtanteile ab OMM bei konkordanter Lagerung kein Platz im Mulden- und Sattelstil der „Faltenmolasse“ vorhanden. — Die von K. ALBRECHT & H. FURTAK (1965) beobachtete Unabhängigkeit der Deformation von Fossilien und Geröllern quer zur Alpenlängsrichtung von deren Lage in der chattischen Faltenmolasse läßt auf das frühe Einsetzen des Faltungsdruckes bei noch lockeren und porösen Gesteinen schließen und nicht erst im höchsten Obermiozän (H. FÜCHTBAUER, 1967). Die vergleichbaren Schalen- und Geröllverstückelungen ab der OMM in der GÄM sind dagegen dem jungen postsarmatischen Einengungsprozeß zuzuschreiben. — Die Trogachsen vom höheren Sannois bis Aquitan liegen alle südlich des Alpennordrandes und weisen nur geringe Abstände voneinander auf. Diejenige des Burdigals aber befindet sich sprunghaft weit draußen im Vorland. Dem schrittweise epirogenetischen Nordwärtswandern steht hiemit sichtlich ein tektonisches Ereignis mit größeren und weitreichenderen paläogeographischen Umwälzungen gegenüber. — Die chattischen und aquitanischen Schotterfächer der JIM setzen zwar mit geringerem Alter jeweils etwas nördlicher von den vorangegangenen Nagelfluhschüttungen an, gehen jedoch bald in Sandsteine und Mergel über, noch ehe sie den äußeren Muldenbezirk erreicht haben. Die Grobeinschaltungen vom Burdigal an (mit Ausnahme der wenigen oben angeführten fraglichen Beispiele) entfalten sich erst im Norden der JIM mit gewaltigen, wohl erhaltenen Schwemmkegelformen. Damit ist ebenfalls ein weiterer Hinweis auf Raumverkürzung gegeben. — In engem Zusammenhang stehen drastische Veränderungen im Liefergebiet. Mit dem oberen Aquitan, vor allem aber mit dem Burdigal beherrscht der Flysch die Geröllspektren, erstmals werden auch Abtragungsprodukte aus Helvetikum und älterer Molasse registriert. Das steigende Vorkommen von Kristallin deutet nicht auf die Überwindung irgendeiner trennenden

Grundgebirgsschwelle hin, sondern liegt in dem nicht geringen Gehalt an derartigen Gesteinsblöcken in den Flyschsedimenten begründet. Außerdem fallen die Flyschkomponenten durch ihr häufig großes Blockformat und ihre geringe Abrollung auf bei gleichzeitig allgemeiner Geröllvergrößerung gegenüber den älteren Nagelfluhen. H. SCHIEMENZ versuchte das 1960 mit dem Vorbau der Flußmündungen und dem längeren Transportweg bei nur unbedeutender Kornzerkleinerung zu erklären. Nun gehört gerade der Flußtransport (von hochenergetischen Küsten abgesehen) zu den wirksamsten Faktoren der Herabsetzung der Korngrößen in der Sedimentfracht. Es hat offenbar eine gravierende Nordverschiebung des der Erosion ausgesetzten Hinterlandes stattgefunden, eine Tatsache, die man schon lange erkannt hatte. Stellvertretend für Forscher vor und nach ihm soll hier B. KORDIUK (1938: 32) zitiert werden: „Im Burdigal verlagerte sich die schuttliefernde Küste nach Norden.“ Mögliche Schlußfolgerungen in Richtung auf eine Korrektur des tektogenetischen Bildes der JIM sind indessen bis heute ausgeblieben. — Nachdem jetzt wenigstens drei Bohrungen (Savigny 1, Staffelsee 1 und Miesbach 1) die klare und weiträumige Überschiebung der JIM auf autochthone Molasse erwiesen haben, erlauben die publizierten Profile der beiden ersten Tiefenaufschlüsse schon gewisse Rückschlüsse auf das Bewegungsalter. Jüngstes überfahrenes Schichtglied sind höhere Anteile des Aquitans. — Hand in Hand mit dem je nach Materialzusammensetzung zuvor durch stauenden Druck der Subduktion gestauchten oder gefalteten, schließlich losgerissenen und schlittenartig über ZM gegliederten Schichtenpaket der JIM ging westlich der Aare in dem konvergierenden Bereich der Molasse die Faltung der Mittelländischen Molasse vor sich. Die gegenüber dem Burdigal steileren Antiklinalschenkel des Aquitans lassen eine präburdigalische Faltungsphase (H. M. SCHUPPLI, 1958) von den postsarmatischen Phänomenen der Einengung unterscheiden. — Gleichzeitig wurde die seit dem höheren Sannois bestehende, während der Altsavischen Phase wahrscheinlich nur geringfügig gestörte Augensteinaltlandschaft völlig vernichtet (A. TOLLMANN, 1964), sodaß ihre Existenz bloß mittelbar über ihre auf sekundäre und tertiäre Lagerstätten verschleppten Ablagerungen vorstellbar wird. — Im Vorland findet die West-Ost-streichende Zerrungstektonik, Ausdruck der zunehmenden Spannungen in der vor nach Süden eindriftenden Vorgängen stehenden Europäischen Platte, spätestens mit dem Aquitan ihr Ende. Der gewaltige Subduktionsakt an der Wende Oligo-/Miozän hatte die Erdkruste wieder für eine Weile beruhigt. — Dem tektonischen Großereignis zuordenbar sind auch die beckenweit feststellbaren Diskordanzen zum Burdigal als Folge weitflächiger Regression des Meeres.

Der Verfasser glaubt, daß alle eben vorgestellten Fakten für eine begründete Annahme der jungsavischen Bildungszeit der „Subalpinen“ Molasse der Schweiz und Süddeutschlands herangezogen werden dürfen. In den Blockdiagrammen 3 bis 5 ist überdies ein vermutetes, während des Vorschubes der JIM losgerissenes Schichtpaket südlicher ZM (= IZM) als davon überwältigter Schuppenkörper in der Form von Perwang 1 eingezeichnet worden. Die früher für den gesamten Bewegungsakt verantwortlich gemachten tektonischen Erscheinungen postsarmatischer Zeit verursachten lediglich die Versteilung des ehemals flacheren tektonischen Kontaktes JIM : GÄM, was einerseits lokal sogar zu überschiebungsähnlichen Überkippen ausarten konnte (beispielsweise in den Bohrungen Tölz 1 — Aquitan auf OMM — und Königsdorf 1 — Aquitan auf OSM, vgl. E. VEIT, 1963), andererseits in der Ostschweiz und Vorarlberg in jenen bekannten „Randantiklinalbildungen“ (Pseudoantiklinalen, M. RICHTER, 1969) bzw. Randunterschiebungen (H. HABICHT, 1945; vgl. Blockdiagramm 3) Ausdruck fand. Die Beobachtung, daß die größte Schichtmächtigkeit der OSM nicht in der Muldenachse, sondern im Süden alpennah vorliegt (= Ein-

engung, K. LEMCKE, 1973), verstärkt zusätzlich den Eindruck vom Wirken junger postsarmatisch erneut auflebender subduzierender Kräfte mit dem oberflächengebundenen Erscheinungsbild alpinen Deckenschubes.

#### Die Blockdiagramme 6 bis 10

Blockdiagramm 6: Situation Perwang (Salzburg/Oberösterreich); unter Verwendung eines Profiles von R. JANOSCHEK, 1961, verändert und nicht nach Maßstab.

Blockdiagramm 7: Situation Kirchham 1—Bergern 1 (Oberösterreich); unter Verwendung eines Profiles von R. JANOSCHEK aus R. JANOSCHEK & K. GÖTZINGER, 1969, verändert und nicht nach Maßstab.

Blockdiagramm 8: Situation Bad Hall 1 (Oberösterreich); unter Verwendung eines Profiles von E. BRAUMÜLLER, 1959, verändert und nicht nach Maßstab.

Blockdiagramm 9: Situation Urmannsau 1—Neumühl 1 (Niederösterreich); unter Verwendung eines Profiles von A. KRÖLL & G. WESSELY, 1967, verändert und nicht nach Maßstab.

Blockdiagramm 10: Situation Perschenegg 1—Murstetten 1 (Niederösterreich); unter Verwendung von Profilen von F. BRIX & K. GÖTZINGER, 1964, J. KAPOUNEK, A. KRÖLL et al., 1965, und eigenen Aufnahmen (1972), verändert und nicht nach Maßstab.

Ursprünglich erlangte das Obereozän im westlichen Teil dieses Molasseausschnittes im Alpenorogen seine bedeutendste Breite. Das Südhelvetikum setzte — vom Westen betrachtet — noch etwa bis zur Enns fort, ab dort jedoch und vorher schon im Süden verschmälerte und vertiefte sich der Ablagerungsraum zusehends (= Buntmergelserie). Häufige sonst für Flyschsedimente typische Sandschalerassoziationen in den Schlammproben zeigen an, daß die Meerestiefe die Kalkkompensationsgrenze überschritten hatte. Der nordhelvetische Bereich hatte vermutlich bereits auf der Höhe der heutigen Salzach am Landshut-Neuöttinger Hoch geendet. Trotzdem drang das Meer darüber weit ins Vorland über epikontinentales Mesozoikum hinaus. Sein erosiv beschnitten überkommener Nordsaum deckt sich ungefähr mit dem des ebenfalls durch Abtragung reduzierten außeralpinen mesozoischen Sedimentmantels, an wenigen Stellen greift das Obereozän direkt auf das böhmische Grundgebirge hinweg. Östlich der Enns scheint die tief nach Südosten vorstoßende Südspitze der Böhmisches Masse primär schon unmittelbares Festland im Mesozoikum und auch im Obereozän gewesen zu sein. Die See des Obereozäns war da im wesentlichen auf den schmalen Trog der Buntmergelserie beschränkt, wenngleich es nicht unmöglich ist anzunehmen, sie hätte noch ein wenig nordwärts über den auch dort befindlichen Jura in Grestener Fazies gereicht. Im Süden waren Südhelvetikum und daraus gegen Süden und Osten hervorgehende Buntmergelserie von landfestem Ostalpin begrenzt, das aber ostwärts zusehends wieder unter den Meeresspiegel geriet (vgl. den Text zu den Blockdiagrammen 11 bis 13).

Die seit H. VETTERS (1929) bekannten inneralpinen Vorkommen von Molasse, besonders aber die detaillierten Aufnahmen von S. PREY im Fenster von Rogatsboden (1957) vermitteln Nachrichten über das Geschehen der älteren Molassezeit im Orogen. Denn in konsequenter Befolgung seiner im Einführungskapitel erläuterten Prämissen 1 und 2 betrachtet der Verfasser das Obereozän bereits zur Molasse und nicht mehr zur Buntmergelserie gehörig. Diese scheinbar nomenklatorische Haarspalterei ist indessen von höchster tektogenetischer Relevanz. Damit wird nämlich klar, daß auch hier im Osten das Helvetikum und seine Äquivalente Ausgangsort der Molasse-

entwicklung waren. Der Oberalb bis Eozän umfassende Schichtstoß des Troges der Buntmergelserie lagert vermutlich nicht oder nur teilweise direkt dem Kristallin auf, wahrscheinlich liegt dazwischen noch Mesozoikum von der Grestener Verbildung. Die durch die Bohrungen Staffelsee 1 und Miesbach 1 in Bayern erhaltenen Verhältnisse von helvetischer und epikontinentaler Faziesverteilung im Untergrund vor Augen kann wohl mit Sicherheit das Fehlen eines unbekannt breiten Molassetrog zwischen dem sich ostwärts rasch verschmälernden Vorlandobereozän und jenem auf der Buntmergelserie angenommen werden. Das von S. PREY (1958) ins Treffen geführte Argument, das Helvetikum wäre zu Beginn der Molasseevolution im Obereozän noch frei (nicht vom Flysch überschoben) vorgelegen, was gegen eine engere Verknüpfung der Molasse mit Helvetikum spräche, ist somit gegenstandslos geworden. Damit ergibt sich überdies die Zwecklosigkeit der Suche nach einer südlichen Litoralfazies „im Molassetrog“ oder im Helvetikum. Diese lag einst den im Süden angrenzenden alpinen Deckenstirnen angelagert.

Die fossilreichen Mergelschichten des Obereozäns von Rogatsboden, die in Fauna und Aussehen an gleichaltrige Globigerinenschichten in den Karpaten erinnern (S. PREY, 1957), beinhalten kleine, jedoch sehr bezeichnende klastische Einschaltungen von Lithothamnienkalkbrekzien mit Nummuliten. Das bezeugt nicht nur die Wirksamkeit der hierorts schwächer ausklingenden Illyrischen Phase, sondern ebenso die Existenz der Molassefazies 1 (Seichtwasserkalke und pelagische Globigerinenschiefer). — Die darüber folgenden Grobsandsteine und Feinkonglomerate im südlichen Verbreitungsareal (NW Reinsberg) mit Umlagerungsprodukten aus Helvetikum und Buntmergelserie mögen beweisend für die raumverändernden Aktivitäten der Pyrenäischen Phase gelten, denn es kommen jetzt praktisch fossilere Tonmergel-Sandsteinschichtkomplexe in flyschartiger Ausbildung zur Ablagerung (könnten in etwa dem Nordhelvetischen Flysch entsprechen). — Die Sedimentsäule ergänzen fossilreiche Mergel (mit häufigem Lithothamniendetritus und vielen umgelagerten Faunenelementen, vielleicht letzter Ausdruck der im Westen gewaltigen Helvetischen Phase; Nummuliten aber fehlen, die Ostrakoden verweisen nach K. KOLLMANN auf Lattorf), fossilärmere Tonmergel-Sandsteinsequenzen (mit Fischresten, die seltenen Foraminiferenfaunen deuten auf Rupel, Lattorf nicht ausschließbar, fazielle Ähnlichkeit mit den bayerischen Tonmergelschichten des Rupels) und im Norden als jüngstes Glied „Molasse mit aufgearbeiteten Fossilien“ (des Alttertiärs und der Oberkreide, mit Erosionsmaterial aus Helvetikum und Buntmergelserie; die geringe autochthone Mikrofauna ist wenig aussagekräftig, der Autor könnte sich aus tektogenetischen Gründen auch eine Einstufung in das tiefe Eger dafür vorstellen).

Die gesamte Schichtfolge vom Obereozän bis ins fragliche tiefere Eger ist Bestandteil des sich auf dem Boden des Helvetikums und vergleichbarer Zonen im Osten entfaltenden älteren Molassezyklus (im Sinne des Verfassers). Damit ist im Gegensatz zu der leicht mißverstandenen Formulierung, sie repräsentiere „die jüngste vortektonische Bedeckung der Buntmergelserie“ (F. BRIX & K. GÖTZINGER, 1964: 64), zweifelsfrei ihre tektonische Position abgesteckt. 1967 drückten sich A. KRÖLL & G. WESSELY schon weitgehend im Sinne der hier dargelegten Erörterung aus. Die von S. PREY bevorzugte tektonische Beziehung Buntmergelserie : Molasse ist aus der damaligen Sicht (1957) zu verstehen. Sie geschah im „Abwehrkampf“ gegen die in Süddeutschland weit verbreitete Ansicht einer ehemals mächtigen Molassehülle über den alpinen Decken, welche gerade auch in der Situation des „Inneralpinen Schliers“ als von oben erfolgte Einfaltung davon Bestätigung ihrer Richtigkeit ableitete. Heute jedoch unter dem Eindruck letzter Bohrergebnisse in Bayern ist der sedimentäre Kontakt von ZM auf Helvetikum Tatsache und derjenige von JIM auf

Helvetikum sehr naheliegend (vgl. den Text zu den Blockdiagrammen 3 bis 5). Auch die außeralpine Vorlandoberkreide der Bohrung Bad Hall 1 stört das jetzt erzielte paläogeographische Bild nicht mehr. Die von A. KRÖLL & G. WESSELY (1967) gemeldete molasseähnlichere Fazies der im Tiefenaufschluß Urmannsau 1 durchteuften IM beim Vergleiche mit den Sedimenten von Rogatsboden erklärt sich aus der ursprünglich nördlicheren Position der ersteren. Die inneralpinen Molassevorkommen Niederösterreichs stellen demnach nur einfache, mit ihrer einstigen Unterlage aus Buntmergelerde später verschuppte, unter Flysch auftauchende tektonische Fenster vor.

Die ältere Molasse hat im westlichen Bereich des eben zur Betrachtung stehenden Ausschnittes (Salzburg—Oberösterreich) weit gegen Norden vordringende altersgleiche Sedimente relativ geringer Mächtigkeit. Östlich der Enns geben die Bohrungen Behamberg 1, Kürnberg 1 und Urmannsau 1 Auskunft über das schnelle Abdrängen zeitäquivalenter Ablagerungen nach Süden. Die Festlandsschwelle der Südspitze der Böhmisches Masse wurde erst im Untereger im Gefolge der mit der Altsavischen Phase sich ereignenden Subduktion des „Urmolassetroges“ vom Meer überwältigt. Dieser Prozeß hatte sich durch die stete Vertiefung des Sedimentationsraumes der rupelischen Tonmergelschichten der ZM auf der Unterlage des südlichen Vorlandes außerhalb der IM angekündigt. Begleiterscheinungen der Phase im Vorland sind beckenweit feststellbare Diskordanzen zum Obereger.

Als eindrucksvolles tektonisches Ereignis ist die Jungsavische Dislokationsphase dokumentiert. Ihr verdankt der berühmte „Schuppenkörper“ von Perwang seine Entstehung. Seine regionale, den lokalen Rahmen sprengende Existenz im Norden des konventionellen Alpennordrandes ist längst erwiesen. Er findet ostwärts in der „Subalpinen“ Molasse Ostösterreichs seine unbestrittene Fortsetzung, läßt sich aber gegen Westen nach Meinung des Verfassers mit verschleppten und überwältigten Schichtpaketen unter der JIM verbinden (vgl. die Blockdiagramme 5, 4 und 3) und kann nicht mit der JIM (der „Faltenmolasse“) Bayerns parallelisiert werden. Die Bildung eines derart großartigen und gewaltigen, dem Alpenrand gleichlaufenden tektonischen Elementes als selbständige Molasseschuppung fernab der alpidischen Dislozierungen oder auch nur als olisthostromartig eingegliederten Körper in maßvoller Entfernung davon deuten zu wollen, erscheint dem Schreiber rein mechanisch unmöglich bzw. unnötig. Für diesen Bewegungsakt kommt nur der innigste, aus paläogeographischen Erwägungen nahegelegte Bezug zum alpinen Deckenschub in Frage. Das weit nach Norden gerichtete Vorpellen von IZM mag durch das Untergrundrelief bedingt sein (R. JANOSCHEK, 1961). Das gegen Südosten abtauchende Landshut-Neuöttinger Hoch und zwei weitere begrabene Kristallin Höhenrücken vermutlich gleicher Streichrichtung weiter im Osten stören beträchtlich die Abfolge der tektonischen Stockwerke in jenem Alpensektor. Das findet beispielsweise in den vielen kleinen Fenstern von Helvetikum innerhalb der Flyschzone und vielleicht auch in der Unterdrückung tieferer kalkalpiner Einheiten durch das nordwärts vorpreschende Tirolikum seinen Ausdruck. Auch hier wird die Phase im Vorland durch weiträumige Regression des Meeres mit nachfolgender Erosion begleitet.

Auf niederösterreichischem Boden ist dann schon die Jüngstsavische Phase (Eggenburg/Ottmang) durch ansehnliche Überschiebungsbeträge nachweisbar. Dagegen äußert sie sich in Salzburg und im westlichen Oberösterreich noch gar nicht (Perwang 1) und wird erst im östlichen Teil Oberösterreichs durch zunehmend stärker werdende Auf- und Anpressungen von IZM am Alpenrand aufspürbar. Die peripheren Verteilungen miozäner Schichten der GÄM im Bereiche des Blockdiagrammes 6 zusammen



mit dort lokal sogar überschiebungsähnliche Formen annehmenden Erscheinungen (z. B. Flachbohrung Fraham N6, F. ABERER, 1958) gehören noch zu jenen hier bereits abklingenden sekundären Anpressungsphänomenen im Gefolge postsarmatischer Subduktionsansätze auf schweizerischem und süddeutschem Gebiet. Sie dürfen nicht als Beweis für eine junge Datierung der Ausgestaltung des Alpennordrandes gegen Osten herangezogen werden (A. TOLLMANN, 1966). Auf Blockdiagramm 9 ist das phasenhaft ruckweise Vorrücken der alpinen Decken schön zum Ausdruck gebracht. Ein im Süden zurückgebliebener Schuppenkörper, aus Sedimenten des Egers bestehend, ist mit jenem von Perwang gleichzustellen. Die Jüngstavisische Dislokation drängte aber den Alpennordrand noch weiter nordwärts, wobei Ablagerungen des Eggenburgs verschleppt wurden. Auf Blockdiagramm 10 werden bereits Anpressungserscheinungen der Altsteirischen Phase offenbar.

Die Schuppen der IZM Ostösterreichs (und Mährens) sind dabei als wurzellos und weiträumig disloziert zu erachten. Sie sind somit wie die JIM des Westens integrierender Bestandteil des alpinen Deckengebäudes. Solcherart liegt der tatsächliche tektonische Nordsaum der Alpen nicht an der Grenze Helvetikum zu Molasse, sondern nördlicher, in der Nordbegrenzung von JIM bzw. IZM zu GÄM. Die geologische Situation längerer Abschnitte der IZM etwa im bayerisch-österreichischen oder österreichisch-mährischen Grenzraum (einst aber auch der JIM im Bereiche Hauchenberg—Auerberg) läßt diese wichtige Linie unter jungen Schichten verborgen sein. „Die tektonische Nordgrenze der Alpen würde demnach nicht an der durch Oberflächenkartierung nachgewiesenen Stelle liegen, sondern einige Kilometer weiter im Norden innerhalb der Vorland-Molasse“ (F. TRUSHEIM, 1962: 592).

Berücksichtigt man die zur Verfügung stehende Zeit, so muß man zur Kenntnis nehmen, daß sich die tektonischen Vorgänge im allgemeinen und für den Gesamttraum in nahezu unfaßbar kurzer Zeit abspielten, getrennt von langen Perioden der Ruhe (siehe R. OBERHAUSER, 1968). In diesem Zusammenhang fällt es schwer, an der Phasenhaftigkeit des Geschehens zu zweifeln. Dafür sind aber so falsche, eingebürgerte Begriffe wie Faltungs- oder Gebirgsbildungsphasen streng zu vermeiden. Dem steten „Jüngerwerden“ der Alpenrandüberschiebung gegen Osten, von H. KÜPPER, 1960, ohne das Etappenhafte am Prozeß ausdrücklich zu leugnen, artikuliert und von S. PREY (1960), E. BRAUMÜLLER (1961), F. ABERER (1962) und E. CLAR (1965) bestätigt, stimmte A. TOLLMANN 1964 zunächst bei, sagte sich jedoch 1966 zu Gunsten einer allorts gleichzeitigen, postburdigalischen oder eher noch jüngeren Ausformung des Alpennordrandes los. Die dabei gegen H. KÜPPER entfachte Polemik hätte sich eigentlich gegen W. ZEIL (1962) richten müssen, der den phasenhaften Ablauf grundweg ablehnte. Seitdem aber die Molasseengstelle zwischen Amstetten und St. Pölten keine „Burdigalinsel inmitten einer Helvetumgebung“ (K. LEMCKE, 1973) mehr ist, die Verbreitung des Robulus-Schliers bis an die Wiener Pforte erwiesen und die stratigraphische Einordnung der Oncophora-Schichten zwischen Enns und Donau jetzt abgeklärt ist (W. FUCHS, 1972 und 1976), ist die schrittweise Verjüngung der letzten tangentialen Bewegungen am „neuen“ Alpennordrand genau zu erfassen.

### Die Blockdiagramme 11 bis 13

Blockdiagramm 11: Situation Wollmannsberg 1—Korneuburg 1 (Niederösterreich); unter Verwendung eines Profiles von J. KAPOUNEK, A. KRÖLL et al., 1965, verändert und nicht nach Maßstab.

Blockdiagramm 12: Situation Außeralpines Wiener Becken—Waschbergzone—Inneralpines Wiener Becken (Niederösterreich); unter Verwendung eines Profiles von J. KAPOUNEK, A. KRÖLL et al., 1965, verändert und nicht nach Maßstab.

Blockdiagramm 13: Situation Pausram—Auspitz (Mähren); unter Verwendung eines Profiles von I. CÍCHA, F. CHMELÍK et al., 1964, verändert und nicht nach Maßstab.

Die Ausgangsposition zu Beginn des Obereozäns in diesem Raum, dessen Westgrenze ungefähr mit der nach Süden verlängerten Traisen zusammenfallen könnte, ist fast schlagartig eine andere. Hier hatte keine „penninische“ Krustenverkürzung während der höheren Kreide und des tieferen Alttertiärs stattgefunden, die Ablagerungsräume lagen in ihrer vollen Breite und vom Meer bedeckt vor. Die See, im Alpenabschnitt hauptsächlich auf den schmalen Streifen des Helvetikums beschränkt, erstreckte sich da vom Vorland (Waschberg-Steinitzer Trog) bis in die Zentralkarpaten (Podhale-Flysch). Vom Osten kommend, drang sie hingegen im Rücken der alpinen Orogenfront auf das tektonisch tief entblößte Unterostalpin vor, was das obereozäne Relikt von Wimpassing/Leitha und der obereozäne Komponentengehalt in Umlagerungsprodukten von Kirchberg/Wechsel und in den Auwaldschottern des mittleren Burgenlandes nahelegen. Die Sedimentation dauerte in fast allen Ablagerungsbereichen mit Menilit- und Krosnoschichten relativ gleichförmig bis ins Oligozän an. Lediglich im Waschberg-Steinitzer Trog des Vorlandes verlandete der dem Helvetikum benachbarte Streifen, die heutige Waschberg-Steinitzer Zone. Dagegen vertiefte sich der östliche Teil des Vorlandes besonders an schmalen subsidenten NW-SO-gerichteten Querdepressionen im Lattorf. Etwas südöstlicher, aber immer noch im Westen des ehemaligen Areals der Waschberg-Steinitzer Zone gelegen, weil nur in den Schuppen-elementen der Pausramer Einheit bislang angetroffen, wurden Schichten des Rupels und Unteregers abgelagert. Sowohl vom Lattorf als auch vom Rupel werden enge faunistische Beziehungen zu den Häringer Schichten des Unterinntales bzw. zu den Kleinzeller Mergeln Ungarns und den bayerischen Tonmergelschichten betont. Diese Hinweise lassen auch in etwa die damaligen der Südspitze des Böhmisches Massivs weit nach Süden ausweichenden paläogeographischen Verbindungen erahnen. Zu Ende des Oligozäns tritt Aussüßung des Milieus und Sedimentationsunterbrechung ein, wohl Ausdruck der im Osten der Westkarpaten nun mit der Altsavischen Phase anhebenden Subduktionen. Damals führte die gegen Südosten eindriftende Europäische Platte zur Abscherung und Bildung der Flyschdecken, die gleichzeitig durch die Raumverengung den sehr schmalen Trog der Zdauneker Einheit, aber auch den breiteren des weiter im Nordosten anschließenden äquivalenten Subsilesikums überwältigten und seinen Schichtumfang zumindest partiell dislozierten. Damit war der Flysch an den Rand der Steinitzer Einheit angelangt. Mit basalem Transgressionshorizont aus Sandsteinen und Flyschkonglomeraten nahm das Meer von diesem Bereich neuerlich Besitz. In flyschoider, von Ost nach West feinkörniger werdender Fazies beginnt und endet bald darauf mit dem Obereger der Absatz der Molasse. Im westlich befindlichen Pausramer Streifen beobachtet man wieder die Ablagerung hochmariner Sedimente, der Boudeker Schichten, früher auch als Graue Pausramer Mergel in der Literatur beschrieben. Die Mikrofauna ähnelt sehr derjenigen der südlich der Thaya-furche noch zum Gesteinspaket des Vorlanduntergrundes gerechneten Michelstettener Schichten. Die darüber folgenden, stark ausgesüßten und fossilarmen bis -leeren Ablagerungen der Krepitzer Schichten, ehemals in das höhere Untermiozän gestellt (I. CÍCHA, F. CHMELÍK et al., 1965), werden jetzt dem Obereger angereicht (F. STEININGER, A. PAPP et al., 1975). In Niederösterreich reichen Molasseanteile des höheren Egers vom Westen her bis etwas östlich von Hollabrunn (Bohrung Porran 2) gegen Norden und dürften von dort gegen Süden abgedrängt werden. Die österreichische

Molasse hatte demnach zu jener Zeit noch keine direkte Verbindung zur eben entstandenen mährischen.

Mit der Jungsavischen Dislokationsphase fanden die an der Wende Oligo-/Miozän begonnenen Subduktionsprozesse in den Westkarpaten Fortsetzung und Ausweitung. Die Steinitzer Zone wurde davon erfaßt, in flacher Überschiebungsbahn geriet sie weitgehend unter die Flyschdecken. Die Sedimentation im Pausramer Abschnitt wurde gleichfalls unterbrochen, da er seinerseits unter dem Druck subduzierender Kräfte unter die losgelösten Schichtfolgen der Steinitzer Einheit zu liegen kam. Das konsolidierte Hinterland der Zentralkarpaten zerfiel in verschieden tief absinkende Blöcke, an deren tektonischen Bewegungsflächen magmatische Massen des subsequenten rhyolithisch-andesitischen Vulkanismus aufstiegen. Der Einfluß dieses Bewegungsaktes ist aber auch in Österreich faßbar. Ihm sind wohl die im Untergrund des Inneralpinen Wiener Beckens durch Bohrungen und am Alpenostrand durch Kartierungen bekannt gewordenen Versteilungen und Südüberkipnungen der alpinen Einheiten zuzuschreiben (vgl. G. WESSELY, 1975). Der Baustil der Westkarpaten kündigt sich jedoch schon in der breiten Entfaltung des Flysches und dem augenfälligen Zurückweichen des Kalkalpennordrandes in den Alpen östlich der Traisen an. Dazu könnte auch die weiträumig flache Überschiebung unterostalpinen Grobgnaisseiries über Wechselserie im Osten zählen, wie sie in dem nordexponierten Vorkommen letzterer im Goldberg bei Schützen im Burgenland (W. FUCHS, 1965) deutlich wird. Beobachtungen in den Hainburger Bergen und Kleinen Karpaten lassen nämlich neuestens nicht unberechtigte Zweifel an der autochthonen Position zumindest dieses „Kerngebirges“ aufkeimen. Demgegenüber sieht der Verfasser keine zwingende Notwendigkeit, auf Grund der tektonischen Fenster von Michelstettener Schichten innerhalb des Flysches bei Weinsteig nördlich von Korneuburg den Schuppenbau der Waschbergzone bereits savisch als abgeschlossen zu betrachten (H. HEKEL, 1968). Es wird noch später darauf eingegangen werden.

Nach vorübergehend weitflächigem Rückzug des Meeres und teilweise tiefgründiger Erosion mit erheblicher Reliefgestaltung transgredierte es zu Beginn des Eggenburgs diesmal direkt von der alpinen Molasse her in den Raum. Es gewann zusätzliches Areal am bis dahin Festland verbliebenen Massivrand. Das Ursprungsgebiet der heutigen Steinitzer Zone wurde kaum mehr erreicht, dafür aber der vorher trocken gewesene Abschnitt im Süden, die jetzige Waschbergzone. Über eine im Zusammenhang mit der vorangegangenen Bewegungsphase gebildete flexurartige Depression des Alpenkörpers im österreichisch-mährischen Grenzbereich verband ein Meeresarm das Molassebecken über das gegenwärtige Inneralpine Wiener Becken (das damals noch nicht existierte), das Hügelland von Myjava, die Kleinen Karpaten und das mittlere Waagtal hinweg mit dem ungarischen Becken (D. ANDRUSOV, 1938).

In der mächtigen Folge der Schieferigen Tonmergel der Waschbergzone, die allgemein auf der Basis einiger weniger sprechender Fossilfundstellen dem Eggenburg zugeschrieben werden, läßt sich bezüglich tektonischer Gesichtspunkte eine gewisse Gliederung durchführen (J. KAPOUNEK, A. KRÖLL et al., 1965). Ein älterer Teil war voll und ganz in den Schuppenbau dieses tektonischen Elementes einbezogen worden, ein jüngerer liegt darüber transgressiv in Muldenzonen und wurde erst von späteren Dislokationen beeinflußt. Der Verfasser möchte diese älteren Schieferigen Tonmergel im Eggenburg belassen. Sie wurden gemeinsam mit den anderen Sedimenten der Waschbergzone während der Jüngstavischen Phase vom Flysch überschoben und unter dem Druck fortdauernder Raumverengung selbst von ihrer Unterlage abgeschert, verschuppt und verschleppt. Im Zuge dieser Ereignisse könnte es zu jenen

von H. HEKEL beobachteten Aufpressungen von Michelstettener Schichten im Flysch gekommen sein. — Die jüngere Abteilung mag bereits dem Ottnang entsprechen, was bei tektonogenetischer wie auch stratigraphischer Betrachtung durchaus im Bereich der Möglichkeit läge. Die Sedimente des Eggenburgs und Ottnangs werden in Niederösterreich gegen Osten immer fossilärmer und faunistisch untypischer, lediglich mit geologischen Kriterien ist ihre Weiterverfolgung erfolgversprechend. So ist jetzt Robulus-Schlier s. l. bis zur Wiener Pforte nachgewiesen (W. FUCHS, 1972 und 1976) und ist sicherlich mit Recht ebenso in den undifferenzierten Tonmergelsequenzen zwischen Oncophora-Schichten und Eggenburg in den Bohrungen der ÄM anzunehmen. Er konnte übrigens in den Bohrungen Nuslau 1 und 2 südlich von Brünn auch fossilbelegt werden (vgl. T. BUDAY et al., 1965).

In die Steinitzer Einheit erfolgte von Osten aus dem Raum des künftigen Inneralpinen Wiener Beckens her kurzfristig transgressives Übergreifen von tieferer Luschitzer Serie (Cyclamina-Bathysiphon-Schlier) über den Schuppenbau.

Mit dem Ausklingen des Ottnangs tritt in der gesamten Paratethys Verbrackung und allmähliche Trockenlegung ein. Für unseren Ausschnitt sind zwei ursächlich zu trennende Provinzen zu unterscheiden. Das ist zum einen diejenige der schweizerisch-schwäbisch-bayerischen Kirchberger Schichten, die nach vorheriger Verlandung eher „... einer kurzfristigen Rücktransgression des OMM-Meeres aus der Ostschweiz bis zur Salzach via Graupensandrinne ...“ ihre Entstehung verdanken dürften (K. LEMCKE, 1973: 16). Zum anderen sind das die Vorkommen von Oncophora-Schichten auf ostniederbayerisch-oberösterreichischem und niederösterreichisch-mährischem Gebiet. Ihnen gemeinsam ist das allmähliche Hervorgehen aus dem marinen Milieu des Robulus-Schliers über faziesvermittelnde Schichtzwischenglieder, daraus sie sich dann zu eigenständiger Entwicklung lösten. Meldungen über das Auftreten euhaliner Faunenelemente (Foraminiferen, gewisse Bivalven und Fische) lassen jedoch kurze Kontakte zum Meer notwendig erscheinen, ohne daß deshalb der endemische Charakter der Faunenevolution insgesamt in den sonst isolierten Becken nachhaltig beeinträchtigt worden wäre. Verbindungen konnten nach Ansicht des Autors nur in Richtung Osten möglich gewesen sein. Im Süden lag bereits das flache Festland des alpinen Deckengebäudes, und gegen Westen trennte vielleicht das reaktivierte Hoch von Landshut-Neuötting als Schwellengebiet den Raum der Kirchberger Schichten ab (vgl. K. LEMCKE, 1973).

Im Gegensatz zu den alpenrandnahen Verlandungserscheinungen kennt man in Niederösterreich nördlich der Donau einen schmalen, dem Saum des Böhmisches Massivs folgenden Streifen ununterbrochener mariner Sedimentation vom Eggenburg bis ins Karpat (R. GRILL, 1947; 1976). Das sonst in der ÄM transgressiv auftretende Karpat wird beispielsweise im Profil von Platt bei zunächst gleichbleibender Fazies nur in der plötzlichen hochmarinen Fauneningression bemerkbar. Ähnliches beschrieben T. BUDAY et al., 1965, aus dem Bereich um Nuslau in Mähren. Es muß also auf eine auch während des höheren Ottnangs fortbestehende Kommunikationsmöglichkeit mit dem ungarischen Becken geschlossen werden, die zwar stark behindert war, aber trotzdem wirksam blieb. Dadurch vermitteln die Vorkommen von Oncophora-Schichten in Niederösterreich den Eindruck, als wäre die durch sie dokumentierte Verlandung des Gebietes eine Folge des alpinen Deckenschubes. Dafür spräche auch ihr transgressives Verhalten im Raum von St. Pölten (W. FUCHS, 1972). Die Rekonstruktion der Paläogeographie des Ottnangs in Niederösterreich nördlich der Donau und im angrenzenden Mähren kann sicherlich noch nicht als abgeklärt gelten.

Im Zuge der Altsteirischen Phase zu Ende des Otnangs wurde die Waschbergzone neuerlich und kräftig eingeeignet und gegen das westliche Vorland geschoben, wobei es zur Bildung des jüngst unter den Eisenschüssigen Sanden und Tonen der Waschberg-Vorzone entdeckten Schuppenkörpers kam (R. GRILL, 1974) = IZM, vgl. die Blockdiagramme 11 und 12. Diese Bewegungen sind auch südlich der Donau festzustellen, wo etwa zwischen Tulbing und Königstetten Robulus-Schlier s. l. mit mäßigem Einfallen unter die Flyschdecken streicht (W. FUCHS, 1976). Erste Anzeichen waren ja noch weiter westwärts im Einflußbereich der Aufschiebungen von St. Pölten und Anzing-Waltendorf bereits zu beobachten gewesen (W. FUCHS, 1972; vgl. Blockdiagramm 10 der vorhergehenden Profilsuite). Augenfälliger Ausdruck der gesteigerten tektonischen Aktivität am Alpennordrand während des Eggenburgs und Otnangs sind die dort häufig auftretenden Flyschkonglomerate, deren genaue stratigraphische Stellung ebenfalls durch den Autor in letzter Zeit abgesichert werden konnte (W. FUCHS, 1976).

In Mähren war von all dem noch nichts verspürbar. Hier kam es erst nach Absatz des Karpats während der Jungsteirischen Phase zu vergleichbaren, allerdings immer flacheren und räumlich ausgreifenderen Überschiebungen und zur Entstehung einer mit der Waschberg-Vorfaltungszone identischen Schuppenstruktur, der Pausramer Einheit. Das Ereignis ist bis zur Bohrung Hagenberg 3 auch in Niederösterreich faßbar, äußert sich dann aber südwestlicher nur mehr in randlichen Steilstellungen des Karpats. Noch weiter im Nordosten, jenseits unseres Kartenschnittes, war es die Moldavische Dislokation innerhalb des Badens, die der großen Raumverengung im Hinterland und der damit verbundenen Abscherung der Flyschdecken wegen diese in völlig söhligler Bahn zwanzig bis dreißig Kilometer über das Vorland hinweggleiten ließ. Den fertigen Schuppenbau der Waschberg-Steinitzer Zone überquerte bereits das Meer des Badens aus dem Inneralpinen Wiener Becken (das kurz vor seiner beginnenden Absenkung stand) in Richtung Molassezone.

In den letzten Jahren schien sich die von R. GRILL, 1962, getroffene Parallelisierung von „Subalpiner“ Molasse südlich der Donau mit der Waschbergzone im Norden in etwa durchgesetzt zu haben, wobei betont wurde, daß es sich bei letzterer um innere Molasseteile mit gegenüber dem Vorland eigenständiger Stratigraphie und Tektonik handele. F. BRIX & K. GÖTZINGER präzisierten den Vergleich noch dahingehend, daß sie die „Subalpine“ Molasse der Waschbergzone s. str. gegenüberstellten. Beide Elemente würden dann nach außen hin von „Gestörter“ Molasse gesäumt, was ihre gleiche tektonische Position unterstreiche (1964: 20). Demgegenüber möchte der Verfasser auf Grund neuer Bohrergebnisse die „Subalpine“ Molasse südlich der Donau mit dem Schuppenpaket der Waschberg-Vorfaltungszone (vgl. Blockdiagramme 11 und 12) und dem Schuppenelement der Pausramer Einheit in Mähren (vgl. Blockdiagramm 13) vergleichen. Diese tektonischen Randteile des Orogens streichen nicht immer obertags aus, vielfach sind sie von jüngeren Schichten verdeckt. Ihr Außenrand repräsentiert aber in jedem Fall auch hier die eigentliche tektonische Grenze der Alpen und Karpaten zum Vorland hin. Die Waschberg-Steinitzer Zone wird als Innere Molasse aufgefaßt, wiewohl sich der Schreiber durchaus der Schwierigkeiten einer solchen Zuordnung bewußt ist. Man hat jedoch zu bedenken, daß mit diesem Sektor das Verbindungsglied in der so unterschiedlichen geodynamischen Evolution von Alpen und Karpaten vorliegt. Da werden auf relativ kurzer Distanz die Illyrisch-Savischen Dislokationen des Alpenstranges mit den Savisch-Steirischen und noch jüngeren Krustenverkürzungen der Karpaten in tektonischen Einklang gebracht.

F. STEININGER, A. PAPP et al. (1975) setzten vor kurzem in Anlehnung an alte undifferenzierte Ansichten in einer geologischen Übersichtskarte der Paratethys die Pausramer Einheit gleich mit der Waschbergzone und parallelisierten beide mit der unaufgegliederten „Gestörten“ Molasse des Westens. Die Steinitzer Zone aber wird als eine Art „Subbeskidischer Flysch“ von ehemals dem Flysch zugesellt. Der Verfasser kann darin keinen Erkenntnisfortschritt sehen. Viel zu eng sind seiner Meinung nach Waschberg- und Steinitzer Zone durch die geologische Geschichte, die fazielle Ausbildung ihres Gesamtsedimentationsraumes und ihre schließliche Position im Deckengebäude verflochten. Von der flyschoiden Fazies der Steinitz-Auspitzer Schichtenfolge abgesehen (was ja in der Molasse nichts Außergewöhnliches wäre), fällt die Steinitzer Zone dagegen sehr aus dem allgemeinen Rahmen der karpatischen Flyschentwicklung. Man könnte in der Verknüpfung der Steinitzer Zone etwa ein Pendant zum „Nordhelvetischen Flysch“ mit allen notwendigen Reserven natürlich erblicken. Die Parallelen von Pausramer Einheit—Waschberg-Vorfaltungszone—„Subalpiner“ Molasse südlich der Donau im Sinne des Autors (= alles IZM) sprechen für sich.

### Revision der Tektogenese der Molasse im Überblick des dargestellten Raumes

Die Beurteilung und Betrachtung der Molasse geschah und geschieht heute noch immer aus dem Blickwinkel der gegenwärtigen peripheren Verbreitung der Molassezone am Außenrand von Alpen und Karpaten. Wohl ist man sich jetzt unter dem Eindruck jüngster Bohrungen selbst in Süddeutschland bewußt, daß diese Molassezone nur ein Teil der ehemaligen Molasse sein kann. Dennoch werden nach wie vor die Verhältnisse aus dem ostbayerisch-oberösterreichischen Sektor, die nach Ansicht des Verfassers bloß eine Ausnahmsituation darstellen, für Rekonstruktionsversuche der Molasseentwicklung herangezogen, obwohl doch nun die räumlichen Beziehungen von helvetischer und epikontinentaler Vorlandfazies im Untergrund schon einigermaßen erfaßbar sind. Unberührt von den Ergebnissen der letzten Bohrungen in Bayern und der Schweiz sucht man den Molassetrog vor jenem des Helvetikums und glaubt, im „Nordhelvetischen Flysch“ der Schweiz etwa den Südrand des unbekannt breiten Molassebeckens zu erkennen. Aus solcher Sicht muß dann auch die den meisten Dislokationen des Jungalpidikums „entrückte“ Lage der Molasse verständlich werden, gilt es doch vorher die sich angeblich zwischen Orogen und Molasse erstreckenden Ablagerungsbereiche von Flysch und Helvetikum zu überwinden.

Die Überlegungen des Autors gehen begründet von einem zum Teil ganz anderen Konzept aus. Die Molasse im Alpenraum des Kartenschnittes ist vorerst kein zusätzlich hinzugewonnener randlicher Trog. Sie wird vielmehr im Gefolge gravierender Krustenreduzierungen und -verschmelzungen als über alle noch offenen Meeresteile gleichzeitig und gleichförmig hinweggreifendes, Meso- mit Neoeuropa verbindendes Entwicklungsstadium im Verlaufe der nun erfolgenden Plattenkollision eingeschätzt. Daraus ergibt sich (vgl. Tafel 3), daß sich die Molasseanfänge (= 1. Molassezyklus im Sinne des Verfassers vom Priabon/Obereozän bis Chatt/Untereger) zunächst fast ausschließlich, später vorwiegend auf dem Boden des Helvetikums abgespielt haben. Das abschätzbare Verbreitungsareal des autochthonen Nordhelvetikums (in schweizerischer Fassung) zeigt sich nämlich sogar als Unterlage der ZM in Bayern (Staffelsee 1 und Miesbach 1). Da dem Rhenodanubischen Flysch in der Deutung von R. OBERHAUSER kein selbständiges Sedimentationsbecken entspricht, er überdies als abgeschertes Jungschichtenpaket des Nordpenninikums vor dem alpinen Deckenstapel sicherlich niemals räumlich größere Flächen beansprucht hat, ist somit die unmittelbare

Exposition des auf helvetischer Unterlage ruhenden „Urmolassetrogen“ den geodynamischen Prozessen des Jungalpidikums gegenüber augenfällig.

Nach den tiefgreifenden tektonischen Ereignissen der „penninischen“ Subduktion im West- und wahrscheinlich auch westlichen Ostalpenabschnitt, welche mit der endgültigen Überwältigung der Tröge des Pennins und Ultrahelvetikums während der Illyrischen Phase zu Anfang des Obereozäns ihren Abschluß fanden, verblieb für das Meer im Alpenraum nur der Bereich des Helvetikums frei. Vom Südhelvetikum über das benachbarte Nordhelvetikum, das an der paläogeographisch wirksamen Schwelle des Landshut-Neuöttinger Hochs etwa auf der Höhe der heutigen Salzach wohl sein primäres Ende hatte (vgl. Tafel 3), und darüber hinaus im zentralen Teil des Kartenausschnittes weit im Vorland nach Norden kamen gleichförmige Sedimente zum Absatz. Vorerst waren es geringe Algen- und Großforaminiferenkalke des Seichtwassers, gefolgt von mächtigeren pelagischen Globigerinenschiefeln. Eine ähnliche Schichtsequenz läßt sich gleichfalls für den Trog der Buntmergelserie angeben, der das Südhelvetikum ungefähr ab der Enns gegen Süden und Osten ersetzt. Gegen Süden stieß das Meer an wenigen vorgezeichneten Stellen buchtartig in das festländische Oberostalpin vor (Unterinntal: Oberaudorf und Reichenhall). Ungefähr östlich einer gedanklich nach Süden verlängerten Traisenlinie ändert sich die Ausgangsposition schlagartig. Hier beginnen ziemlich rasch die karpatischen Verhältnisse vorzuherrschen. Es hatte keine „penninische“ Krustenverkürzung während der höheren Kreide und des tieferen Alttertiärs stattgehabt, alle Ablagerungsräume lagen offen und vom Meer erfüllt vor. Die See erstreckte sich vom Vorland (Waschberg-Steinitzer Trog) bis in die Zentralkarpaten (Podhale-Flysch) und drang im Rücken der alpinen Orogenfront von Osten her auf bereits entblößtes Unterostalpin vor. — Aus tektogenetischen Erwägungen (siehe Einführung) sollten im gesamten Alpenbereich die Ablagerungen vom Obereozän an als Molassesedimente (in verschiedener Fazies) bezeichnet werden. Anders verhielt es sich in den Westkarpaten, wo die paläogeographische Situation gleich geblieben war. Die Sedimentation setzte dort in allen Trögen bis tief in das Oligozän fort.

Zu Ende des Obereozäns leitete die Pyrenäische Dislokationsphase in den Westalpen die „helvetische“ Subduktionsära durch die Ausschaltung des Südhelvetikums ein. Die Folgen waren das Ende der Molassefazies 1 der ÄIM und die verstärkte Absenkung des angrenzenden Nordhelvetikums zum Tiefsee graben, wo orogene Flyschsedimente (= Molassefazies 2 der ÄIM) deponiert wurden. Die ursprüngliche Lage des Flyschtroges war wohl das gesamte Areal des heutigen Aarmassivs und der Aiguilles Rouges. Entsprechende Verhältnisse lassen sich wahrscheinlich auch unter den westlichen Ostalpen vermuten. Der Subduktionsakt könnte an Ausgleichsbewegungen von Tirolikum gegenüber dem Bajuvarikum abgelesen werden, der nachfolgend einsetzende Fazieswechsel in der Herausbildung der flyschähnlichen Fischechiefer von ZM und ÄM. Auch im Buntmergeltrog mögen Anzeichen von Unruhe und Faziesänderungen in diesem Sinne ausgelegt werden. Es kam jedoch dort zu keinen raumverengenden Vorgängen.

Durch eine schwächliche Schichtlücke dokumentiert, verbirgt sich inmitten des Sannois/Lattorfs kaum faßbar die vielfach verkannte, aber nach Meinung des Autors äußerst wirksame Helvetische Dislokationsphase. Sie vollendete die Verschluckung des Krustenstückes zwischen Aar- und Gotthardmassiv (von 30 bis 80 km Breite) und verursachte durch die Überfahrung des nordhelvetischen Flyschtroges der ÄIM durch die alpinen Einheiten die Abscherung und Ausbildung der Helvetischen Decken. Im anschließenden Ostalpensegment kann sie mittelbar durch den Sedimentations-

beginn der JIM im höheren Sannois (Deutenhausener Schichten) auf nordverlegter helvetischer Basis und durch die marine Ingression auf ausschließlich tirolischer Unterlage im Unterinntal aufgespürt werden. Im Osten herrscht weiterhin Sedimentation bei unveränderter paläogeographischer Grundsituation.

Erst nach Abschluß der Helvetischen Phase hält der Verfasser die Entstehung der Augensteinaltlandschaft und erste Herausformung von Sand, Schotter und etwas Kohle führenden Längstalfurchen (z. B. Ennstalertiär) während der nun vergleichsweise langen Ruheperiode bis zum Savischen Phasenzklus hin für möglich. Das im Gefolge der Subduktionsprozesse in die Tiefe verdriftete leichtere Krustenmaterial drängte jetzt in vertikalen Ausgleichsbewegungen nach oben, was verstärkte Erosion bedingte. Schon im Chatt/Untereger lag das heutige Tauernfenster im Bereich abtragender Kräfte. Damit wird klar, daß die alpidische Hochdruckmetamorphose des Penninikums auf etwa 38 bis 32 Millionen Jahre vor heute beschränkt werden kann. Jüngere Daten sind mit der Hauptmetamorphosezeit nicht direkt in Verbindung zu bringen.

Auch die nun folgenden Überschiebungen beträchtlichen Ausmaßes können als Folgen neuerlich anhebender Subduktion helvetischen Bodens betrachtet und erklärt werden. Die Altsavische Phase an der Wende Oligo-/Miozän äußert sich besonders kraftvoll in den Westalpen zwischen Arve und Linth, wo sie durch Abscherung südlicher Teile der JIM und gleichzeitiger parautochthoner Verschleppung des „Nordhelvetischen Flysches“ auf seine heutige Position im Norden des Aarmassivs weitgehend die gegenwärtige Lage in Grundzügen errahnen läßt. Die Sedimentationsabschlüsse in der südlichen JIM der Ostschweiz und Süddeutschlands, im Unterinntal (mit Überschiebung der Kaisergebirgsdecke über die Becken von Kössen und Reit) und im Buntmergeltrog (mit subsequenter Ausschaltung des „Urmolassetroges“ durch die alpinen Decken) geben sich ebenfalls als begleitende Phänomene zu erkennen. Die Altsavische Dislokation beendete den ersten Molassezyklus, der vorwiegend das Helvetikum zur Basis hatte. Desgleichen sind die marinen Vorstöße im Einflußbereich der USM von Ost und West und beckenweite Diskordanzen zum Obereger im marinen Milieu des Ostens den Auswirkungen dieser Phase zuzuschreiben. — Tiefgreifende Veränderungen fanden nun auch in den Westkarpaten statt. Einsetzende Krustenverschluckungen im Untergrund der Flyschjungschichten führten zu deren Abhebung und Deckenbildung, wobei sie unter dem nach außen drängenden Druck die angrenzenden Helvetikumsstreifen der Zdauneker Einheit und des Subsiliesikums überwältigten und bereits am Innenrand der Steinitzer Einheit standen. Dort begann der Absatz flyschoider Molassesedimente, die Waschbergzone dagegen war noch landfest. Zwischen alpiner und karpatischer Molasse bestand damals kein direkter Zusammenhang.

Die durch fortgesetzte Unterströmung des Vorlandes nach Süden hervorgerufenen Überschiebungen an der Oberfläche gegen Norden erreichten mit der Jungsavischen Phase im größeren Teil dieses Alpen-Karpaten-Ausschnittes einen letzten Höhepunkt. In der West- und Mittelschweiz wurde die bereits geschaffene Schuppenzone der JIM noch weiter nach außen gedrängt. Dabei kam es im südlichen Bereich der ZM zu Abscherungen von IZM (Savigny 1) und zu ersten Faltenbildungen in der westlichen Mittelländischen Molasse (= AM). Im ostschweizerisch-süddeutschen Raum entstand damals die JIM als gefaltetes, losgelöstes und über ZM geschobenes alpines Randlelement. Auch hier waren sicherlich im Zuge der Bewegungen mehr oder minder mächtige Schuppenkörper von IZM ausgeschürft, aber weitgehend überfahren und zurückgelassen worden. In Ostösterreich wird das primär östlich des Chiemsees aus-



hebende tektonische Außenglied der Alpen, die JIM, von Schuppenbildungen der IZM vertreten. Das besondere Untergrundrelief mag für den auffallend weiten Nordvorstoß dieser Zone verantwortlich sein (Perwang 1), was sich ja letztlich auch im Tirolischen Bogen der Kalkalpen äußert. In den Westkarpaten wurden Steinitzer und Pausramer Einheit (= IM und IZM) von den Subduktionsprozessen erfaßt und von den Flyschdecken überwältigt. Der konsolidierte Block der Zentralkarpaten zerfiel in einzelne verschieden tief absinkende Teilschollen, was das Aufsteigen magmatischer Massen an den Bewegungsbahnen und das Auftreten subsequenten Vulkanismus von rhyolithisch-andesitischer Natur zur Folge hatte. In der Waschbergzone fand vermutlich keine Einengung statt. Dagegen kam es in Teilen des Orogens im Gebiet des späteren Inneralpinen Wiener Beckens und am Alpenostrand zu flexurartigen Abbiegungen, Versteilungen und Südüberkipnungen. Im Anschluß an diese gewaltigen Dislokationen transgredierte das Meer des Burdigals/Eggenburgs in den gesamten hier dargestellten und noch offenen Molasseräum mit deutlicher Diskordanz. Die Waschbergzone wurde überflutet, und es bestand über die zuvor gebildete Querdepression im österreichisch-mährischen Grenzgebiet ein Meeressarm zwischen Molassezone und ungarischem Becken.

Die folgenden geodynamischen Akte sind nur mehr im Osten als Dislokationen zu registrieren. Die Jüngst-savische Phase stieß die Alpendecken in Niederösterreich noch über einen mit Perwang tektogenetisch vergleichbaren Schuppenkörper hinweg gegen das nahe Massiv unter Herausbildung noch jüngerer peripherer Schuppenelemente. Im östlichen Oberösterreich verschaffte sich diese Phase in Auf- und Anpressungen von IZM an den Alpenrand Ausdruck. Jenseits der Donau wurde damals die Waschbergzone in enge Schuppenfelder zerlegt und zusammengestaucht.

Während der Altsteirischen Dislokationsphase wurde die Waschbergzone wieder eingengt und gemeinsam mit der Steinitzer Einheit unter Flyschbedeckung gegen das Vorland geschoben, wobei es zur Bildung der Waschberg-Vorfaltungszone und zu ersten Ansätzen der damit tektogenetisch identischen Pausramer Einheit kam (= IZM). Zusätzliche Versteilungen der tektonischen Kontakte lassen sich für den niederösterreichisch-ostoberösterreichischen Alpenrand vermerken, östlich der Traisen waren es sogar bedeutendere Störungen der ÄM (St. Pöltener Störung, Störung von Anzing—Waltendorf).

Die Jungsteirische Phase war für die letzte Randformung der Steinitzer Zone verantwortlich und schuf endgültig das tektonische Rand- und Schuppenelement der Pausramer Einheit.

Jenseits der March und damit außerhalb des Kartenbereiches war es dann vor allem die Moldavische Phase, die in völlig flachen und weitgreifenden Überschiebungen die Flyschdecken über das Vorland führte.

Damit wird recht augenscheinlich, daß in der komplizierten, von West nach Ost zu Recht festgestellten „Verjüngung“ des Alpenrandes im östlichen Abschnitt der Alpen und in den Westkarpaten die Anpassung der geodynamisch verschiedenen Hauptgestaltungsphasen der beiden Gebirge (Illyrisch-Pyrenäisch-Helvetisch-Savische Zyklen: Savisch-Steirisch-Moldavische etc. Zyklen) erfolgt. In den Westalpen und westlichen Ostalpen (bis hin in den Raum von Perwang) sind dann noch sehr junge postsarmatische Einengungsphänomene zu beobachten, die eine auflebende Subduktionstätigkeit irgendwo im Norden der autochthonen helvetischen Massive vermuten lassen.

Infolge des geänderten Standpunktes zur Tektogenese der Molasse (früher von weit draußen gegen das Orogen — jetzt inmitten des Orogens) und der damit verständlicher gewordenen Ursachen der auffallenden Sedimentationsenden in den einzelnen Molasseelementen im tektonischen Stockwerkbau kann der Ablauf der Ereignisse unter Einbeziehung fast aller vormals oft scheinbar einander widersprechender oder ausschließender Beobachtungen des Gesamttraumes naturnäher reproduziert werden. Da eine richtige Interpretation des geodynamischen Geschehens während des Jungalpidikums nicht nur wissenschaftliche Zielvorstellung bedeutet, sondern in der gegenwärtig kritischen Energieversorgung große Flächen unter dem Gebirge als durchaus vertretbare potentielle Hoffungsgebiete der Erdölsuche eröffnet, kommt derartigen Gedankengängen über das rein Wissenschaftliche hinaus hohe wirtschaftliche Relevanz und vielleicht auch Nutzen zu.

Ich möchte abschließend all jenen Mitgliedern der Geol. Bundesanstalt sehr herzlich danken, die mir bei der Arbeit geholfen haben: den Herren Hofrat Dr. R. GRILL und Dr. R. OBERHAUSER für die stets gerne gewährte Gelegenheit fachlicher Aussprachen und die kritische Durchsicht des Manuskriptes, Herrn Dr. F. STOJASPAL für die Beurteilung einer Fossilliste, der Direktion und Redaktion unseres Hauses für die schöne Ausgestaltung, Herrn Dr. T. CERNAJSEK und den Damen D. DAMISCH und J. PÖTL von der Bibliothek für die immer geduldig und freundlich erfüllten Wünsche um Literatur und nicht zuletzt allen Angehörigen der Zeichenabteilung für die Mitwirkung bei der Vollendung der graphischen Beilagen.

### Literatur

- ABERER, F.: Die Molassezone im westlichen Oberösterreich und in Salzburg. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 50, Jg. 1957, S. 23—94, Wien 1958.
- : Das Miozän der westlichen Molassezone Österreichs mit besonderer Berücksichtigung der Untergrenze und seiner Gliederung. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 52, Jg. 1959, S. 7—16, Wien 1960.
- : Bau der Molassezone östlich der Salzach. — Z. deutsch. geol. Ges., 113, H. 2—3, S. 266—279, Hannover 1962.
- ABERER, F. & BRAUMÜLLER, E.: Die miozäne Molasse am Alpennordrand im Oichten- und Mattigtal nördlich Salzburg. — Jb. Geol. B.-A., 92, Jg. 1947, S. 129—145, Wien 1949.
- ALBRECHT, K. & FURTAK, H.: Die tektonische Verformung der Fossilien in der Faltenmolasse Oberbayerns zwischen Ammer und Leitzach. — Geol. Mitt., 5, S. 227—248, Aachen 1965.
- ANDRUSOV, D.: Karpaten-Miozän und Wiener Becken. — Petroleum, 34, H. 27, S. 1—9, Wien 1938.
- : Über die Fortsetzung der Elemente der subalpinen Molasse in Mähren. — Geol. Zborník, 12 H. 1, S. 127—129, Preßburg 1961.
- : Coupes géologiques à travers la zone des Klippes Piénines de la vallée du Vah (Carpathes Slovaques). — Geol. Zborník, 25, H. 2, S. 227—230, Preßburg 1974.
- ANGENHEISTER, G., BÖGEL, H. et al.: Recent investigations of surficial and deeper crustal structures of the Eastern and Southern Alps. — Geol. Rdschau, 61, S. 349—395, Stuttgart 1972.
- BADOUX, H.: Erläuterungen zum Geol. Atlas der Schweiz 1 : 25.000, Blatt 37, Monthey. — Verl. Kümmerly & Frey, 24 S., Bern 1960.
- BALDI, T. & SENES, J.: Miozän OM — Egerien. — Chronostratigraphie und Neostatotypen, 5, 577 S., Verl. Slowak. Akad. Wiss., Preßburg 1975.
- BAUMBERGER, E.: Bivalen aus dem subalpinen Stampien des Voralbergs mit besonderer Berücksichtigung des Deformationsproblems. — Eclogae geol. Helv., 30, S. 361—401, Lausanne 1937.
- BECK-MANNAGETTA, P.: Geologische Übersichtskarte der Republik Österreich 1 : 1 000 000 mit tektonischer Gliederung. — Verl. Geol. B.-A., Wien 1964.

- : Austrian Eastern Alps: The Internal Zones. — ex: Tectonics of the Carpathian Balkan regions, S. 57—75, Preßburg 1974.
- BEHRENS, M. & WÜRSTER, P.: Tektonische Untersuchungen an Molasse-Geröllen. — Geol. Rdschau, 61, S. 1019—1037, Stuttgart 1972.
- BEMMELEN, R. W.: Zur Mechanik der ostalpinen Deckenbildung. — Geol. Rdschau, 50, S. 474—499, Stuttgart 1960.
- BENTZ, A.: Bau und Erdölhoffigkeit des Molassetroges von Oberbayern und Oberschwaben. — Erdöl und Kohle, 2, H. 2, S. 41—52, Hamburg 1949.
- BENTZ, F. P.: The terms Flysch and Molasse and their application. — Bull. Geol. Soc. Turkey, 7, H. 2, S. 46—56, Ankara 1961.
- BRAUMÜLLER, E.: Der Südrand der Molassezone im Raume von Bad Hall. — Erdöl-Z., 75, H. 5, S. 122—130, Wien-Hamburg 1959.
- : Die paläogeographische Entwicklung des Molassebeckens in Oberösterreich und Salzburg. — Erdöl-Z., 77, H. 11, S. 509—520, Wien-Hamburg 1961.
- BREDDIN, H.: Die regionale tektonische Fossil- und Gesteinsdeformation in der Molasse der Ost- und Mittelschweiz. — Eclogae geol. Helv., 51, S. 378—380, Basel 1958.
- : Die tektonische Deformation der Fossilien und Gesteine in der Molasse von St. Gallen (Schweiz). — Geol. Mitt., 4, H. 1, S. 1—68, Aachen 1964.
- BREYER, F.: Die orogenen Phasen der gefalteten Molasse, des Helvetikums und des Flysches im westlichen Bayern und in Vorarlberg. — Abh. dtsh. Akad. Wiss., Kl. III, H. 1, S. 95—98, Berlin 1960.
- : Ergebnisse von Gravimetermessungen in Vorarlberg und ihre Beziehungen zum nahen Untergrund. — Bull. Ver. Schweiz. Petrol. Geol.-Ing., 37, H. 92, S. 21—36, Basel 1971.
- BRIX, F. & GÖTZINGER, K.: Die Ergebnisse der Aufschlußarbeiten der ÖMV-AG. in der Molassezone Niederösterreichs in den Jahren 1957—1963. Teil I: Zur Geologie der Beckenfüllung und des Untergrundes. — Erdöl-Z., 80, H. 2, S. 3—22, Wien 1964.
- BUDAY, T.: Die Entwicklung des Neogens der tschechoslowakischen Karpaten. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 52, Jg. 1959, S. 27—47, Wien 1960.
- BUDAY, T., CÍCHA, I. & SENES, J.: Beziehungen des Untermiozän der bayerischen und österreichischen Molasse, des südwestlichen Mährens und der innerkarpatischen Becken. — Věstník U. U. G., 33, S. 419—425, Prag 1958.
- : Miozän der Westkarpaten. — 295 S., 12 Taf., Geol. Ústav, Preßburg 1965.
- BÜCHI, U. P.: Geologische Ergebnisse der Bohrung Küßnacht 1. — Bull. Ver. Schweiz. Petrol. Geol.-Ing., 28, H. 74, S. 7—16, Basel 1961.
- : Geologischer Führer für die Exkursion in die st. gallisch-appenzellische Molasse und den Alpenrand. — Bull. Ver. Schweiz. Petrol. Geol.-Ing., 33, H. 84, S. 43—56, Basel 1967.
- : Die schweizerische Erdölfrage im Jahre 1969. — Bull. Ver. Schweiz. Petrol. Geol.-Ing., 37, H. 91, S. 6—17, Basel 1970.
- BÜDEL, J.: Der Werdegang der Alpen, Europa und die Wissenschaft. — Wiss. Alpenvereinsh., H. 21, S. 13—45, München 1969.
- BUXTORF, A.: Erläuterungen zur Geologischen Generalkarte der Schweiz 1 : 200 000, Blatt 3 Zürich-Glarus. — 81 S., Verl. Kümmerly & Frey, Bern 1957.
- CADISCH, J.: Das Werden der Alpen im Spiegel der Vorlandsedimentation. — Geol. Rdschau, 19, S. 105—119, Berlin 1928.
- : Zur Geologie des Grenzgebietes zwischen West- und Ostalpen. — Verh. Geol. B.-A., H. 2, S. 115—124, Wien 1961.
- CÍCHA, I., CHMELÍK, F. et al.: Übersicht über den heutigen Stand der Forschung in der Molassezone Zdáncer und Pouzdraner Einheit Süd-Mährens. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 56, Jg. 1963, H. 2, S. 445—468, Wien 1964.
- : Eine neue tektonische Einheit der äußeren Karpaten in Südmähren. — Geol. práce, zprávy, 36, S. 85—104, Preßburg 1965.
- CÍCHA, I., HAGN, H. & MARTINI, E.: Das Oligozän und Miozän der Alpen und der Karpaten. Ein Vergleich mit Hilfe planktonischer Organismen. — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., 11, S. 279—293, München 1971.
- CÍCHA, I., SENES, J. & TEJČAL, J.: Miozän M3 (Karpaten). Die Karpatische Serie und ihr Stratotyp. — Chronostratigraphie und Neostratotypen, 1, 312 S., Verl. Slowak. Akad. Wiss., Preßburg 1967.

- CLAR, E.: Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen. — Verh. Geol. B.-A., Sonderheft G, S. 11—35, Wien 1965.
- : Review of the structure of the Eastern Alps. — ex: Gravity and Tectonics, S. 253—270, New York 1973.
- CLASEN, G. & DOHR, G.: Reflexionsseismische Messungen in der gefalteten Molasse Oberbayerns. — Z. deutsch. geol. Ges., 109, Jg. 1957, S. 612—623, Hannover 1958.
- COLLET, L. W.: Erläuterungen zur Geologischen Generalkarte der Schweiz 1 : 200 000, Blatt 5 Genf-Lausanne. — Verl. Kümmerly & Frey, 47 S., Bern 1955.
- CTYROKY, P.: Interregional correlation of Rzehakia (Oncophora) series in Eurasia. — Giorn. Geol., (2), 35, H. 1, S. 273—287, Bologna 1970.
- : Die Molluskenfauna der Rzehakia-(Oncophora-)Schichten Mährens. — Österr. Paläont. Ges., Ehrenberg-Festschrift, S. 141—141, Wien 1972.
- DAL-PIAZ, G. V., RAUMER, J. et al.: Geological outline of the Italian Alps. — Geology of Italy, S. 299—375, Tripolis 1975.
- DEBELMAS, J. & LEMOINE, M.: La structure tectonique et l'évolution paléogéographique de la chaîne alpine d'après les travaux récents. — Inf. Sci., 7, S. 1—33, Paris 1964.
- DEWEY, J. F., PITTMANN, W. C. et al.: Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. — Bull. Geol. Soc. America, 84, H. 10, S. 3137—3180, Boulder 1973.
- DIETRICH, V.: Die Ophiolithe des Oberhalbsteins (Graubünden) und das Ophiolithmaterial der ostschweizerischen Molasseablagerungen, ein petrographischer Vergleich. — 179 S., Verl. H. Lang & Cie AG, Bern 1969.
- DUPHORN, K., GÄRTNER, H.-R. et al.: Geologische Karte von Mitteleuropa 1 : 2 000 000. — 2. Aufl., Geol. Landesämter BRD, Hannover 1971.
- EUGSTER, H., FRÖHLICHER, H. & SAXER, F.: Erläuterungen zur Geol. Karte Blatt 23 (St. Gallen-Appenzell). — Verl. Kümmerly & Frey, Bern 1960.
- FAUPL, P.: Kristallinvorkommen und terrigene Sedimentgesteine in der Grestener Klippenzone (Lias-Neokom) von Ober- und Niederösterreich. Ein Beitrag zur Herkunft und Genese. — Jb. Geol. B.-A., 118, S. 1—74, Wien 1975.
- FRANK, W.: Die Entwicklung des Metamorphikums in den Alpen. — Nachr. dt. geol. Ges., H. 13, S. 16—17, Hannover 1975.
- FUCHS, W.: Aufnahmsberichte auf den Blättern Schärding (29) und Neumarkt im Hausruckkreis (30) in den Jahren von 1962 bis 1965. — Verh. Geol. B.-A., Wien 1963 bis 1966.
- : Tertiär und Quartär der Umgebung von Melk. — Verh. Geol. B.-A., H. 2, S. 283—299, Wien 1964
- : Geologie des Ruster Berglandes (Burgenland). — Jb. Geol. B.-A., 108, S. 155—194, Wien 1965.
- : Die Sedimente am Südrande und auf dem kristallinen Grundgebirge des westlichen Mühlviertels und des Sauwaldes. — ex: FUCHS, G. & THIELE, O.: Erläuterungen zur Übersichtskarte des Kristallins im westlichen Mühlviertel und im Sauwald, Oberösterreich. — S. 43—58, Verl. Geol. B.-A., Wien 1968.
- : Tertiär und Quartär am Südostrand des Dunkelsteiner Waldes. — Jb. Geol. B.-A., 115, H. 2, S. 205—245, Wien 1972.
- : Aufnahmsberichte auf Blatt Perg (34) in den Jahren von 1972 bis 1975. — Verh. Geol. B.-A., Wien 1973 bis 1976.
- : Bericht 1975 über geologische Vergleichsfahrten im Tertiär auf den Blättern 39, Tulln, 40, Stockerau und 57, Neulengbach (Südrand des Tullner Beckens). — Verh. Geol. B.-A., H. 1, in Druck, Wien 1976.
- FÜCHTBAUER, H.: Die Sedimentation der westlichen Alpenvorlandsmolasse. — Z. deutsch. geol. Ges., 105, Jg. 1953, S. 527—530, Hannover 1955.
- : Die Schüttungen im Chatt und Aquitan der deutschen Alpenvorlandsmolasse. — Eclogae geol. Helv., 57, H. 3, S. 928—941, Basel 1958.
- : Sedimentpetrographische Untersuchungen in der älteren Molasse nördlich der Alpen. — Eclogae geol. Helv., 57, H. 1, S. 157—298, Basel 1964.
- : Die Sandsteine in der Molasse nördlich der Alpen. — Geol. Rdschau, 56, S. 266—300, Stuttgart 1967.
- FUSAN, O., KODYM, O. et al.: Geologische Karte der Tschechoslowakei 1 : 500 000. — U. U. G., Prag 1967.

- GANSS, O.: Das Süddeutsche Molassebecken — ein Überblick. — Z. deutsch. geol. Ges., 105, Jg. 1953, S. 303—306, Hannover 1955.
- GANSS, O. & SCHMIDT-THOME, P.: Die gefaltete Molasse am Alpenrand zwischen Bodensee und Salzach. — Z. deutsch. geol. Ges., 105, Jg. 1953, S. 402—495, Hannover 1955.
- GÖTZINGER, G. & EXNER, C.: Kristallingerölle und -scherlinge des Wienerwaldflysches und der Molasse südlich der Donau. — Skizzen zum Antlitz der Erde, S. 81—106, Verl. Hollinek, Wien 1953.
- GRILL, R.: Über erdölgeologische Arbeiten in der Molassezone von Österreich. — Verh. Geol. B.-A., Jg. 1945, H. 1—3, S. 4—28, Wien 1947.
- : Der Flysch, die Waschbergzone und das Jungtertiär um Ernstbrunn. — Jb. Geol. B.-A., 96, H. 1, S. 65—116, Wien 1953.
- : Über den geologischen Aufbau des Außer-alpinen Wiener Beckens. — Verh. Geol. B.-A., H. 1, S. 44—54, Wien 1958.
- : Untergrenze und Gliederung des Miozäns im Wiener Becken. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 52, Jg. 1959, S. 125—132, Wien 1960.
- : Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Korneuburg und Stockerau. — 52 S., Verl. Geol. B.-A., Wien 1962.
- : Erläuterungen zur geologischen Karte des nördlichen Weinviertels und zu Blatt Gänserndorf. — 155 S., 2 Taf., Verl. Geol. B.-A., Wien 1968.
- : Bericht über Begehungen auf den Blättern Wien und Preßburg der Österreichischen Karte 1:200 000. — Verh. Geol. B.-A., H. 4, S. A 55—A 58, Wien 1974.
- : Bericht 1975 über stratigraphische Untersuchungen in den Beckenrandprofilen der Molasse (Blatt 22, Hollabrunn). — Verh. Geol. B.-A., H. 1, in Druck, Wien 1976.
- GRILL, R. & KAPOUNEK, J.: Waschbergzone und Erdölfelder. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 57, H. 1, S. 147—155, Wien 1964.
- GRILL, R. & KÜPPER, H.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Wien. — 138 S., Verl. Geol. B.-A., Wien 1954.
- GRILL, R. & WALDMANN, L.: Zur Kenntnis des Untergrundes der Molasse in Österreich. — Jb. Geol. B.-A., 94, H. 1, S. 1—40, Wien 1950.
- GUNDLACH, K. & TEICHMÜLLER, R.: Die postmiozäne Verbiegung der nordalpinen Saamtiefe. — Stille-Festschrift, S. 169—195, Enke-Verl., Stuttgart 1936.
- GUTDEUTSCH, R. & ARIC, K.: Erdbeben im ostalpinen Raum. Beobachtungsmethoden und tektonische Deutungsversuche. — Arb. Zentralanst. Meteorologie u. Geodynamik, H. 19, 23 S., Wien 1976.
- GWINNER, M. P.: Geologie der Alpen. — 477 S., Verl. Schweizerbart, Stuttgart 1971.
- GYGI, A., JÄCKLI, H. et al.: Geologische Exkursion „Vom Rhein zum Gotthard“ vom 26. bis 28. April 1973. — Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver., N. F., 55, S. 13—72, Stuttgart 1973.
- HAGN, H.: Über Umlagerungsvorgänge in der subalpinen Molasse Oberbayerns und ihre Bedeutung für die alpine Tektonik. — Geol. Bavarica, H. 5, 45 S., 5 Taf., München 1950.
- : Die stratigraphischen, paläogeographischen und tektonischen Beziehungen zwischen Molasse und Helvetikum im östlichen Oberbayern. — Geol. Bavarica, H. 44, 208 S., 12 Taf., München 1960.
- : Das Alttertiär der Bayerischen Alpen und ihres Vorlandes. — Mitt. Bayer. Staatssamm. Paläont. hist. Geol., 7, S. 245—320, München 1967.
- HANZLIKOVA, E. & ROTH, Z.: Attempt on paleogeographic reconstruction of outer West Carpathian sedimentation area. — Geol. práce, 36, S. 5—30, Preßburg 1965.
- HANZLIKOVA, E., ROTH, Z. & GABRIELOVA, N.: A note to the stratigraphy and occurrence of the Tertiary autochthonous sediments of the Bohemian Massif in the substratum of the Moravia-Silesian Beskids. — Geol. Zborník, 14, H. 1, S. 193—207, Preßburg 1963.
- HAWKESWORTH, C. J., WATERS, D. J. & BICKLE, M. J.: Plate tectonics in the eastern Alps. — Earth and Planetary Sci. Letters, 24, S. 405—413, Amsterdam 1975.
- HEERMANN, O.: Das süddeutsche Molassebecken. — ex: Symp. sob. yacim. petrol. y gas, 5, Europa, Erdöl- u. Erdgasfelder in Deutschland, XX. Congr. Geol. Intern., S. 149—154, Mexiko 1956.
- HEIM, A., BAUMBERGER, E. et al.: Die subalpine Molasse im westlichen Vorarlberg. — Viertel-Jahresschrift Naturf. Ges. Zürich, 73, S. 1—64, Zürich 1928.
- HEISSEL, W.: Zur Geologie des Unterinntaler Tertiärgebietes. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 48, Jg. 1955, S. 49—70, Wien 1957.

- HEKEL, H.: Nannoplanktonhorizonte und tektonische Strukturen in der Flyschzone nördlich von Wien (Bisambergzug). — Jb. Geol. B.-A., 111, H. 2, S. 293—338, Wien 1968.
- HOFMANN, F.: Horizonte fremdartiger Auswürflinge in der ostschweizerischen oberen Süßwassermolasse und Versuch einer Deutung ihrer Entstehung als Impaktphänomen. — *Eclogae geol. Helv.*, 66, H. 1, S. 83—100, Basel 1973.
- HOFMANN, F., BÜCHI, U. P. et al.: Vorkommen, petrographische, tonmineralogische und technologische Eigenschaften von Bentoniten im schweizerischen Molassebecken. — *Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Ser.*, 54, 51 S., Bern 1975.
- HOFMANN, G. W.: Der Muldenbau in der subalpinen Molasse des Prienprofils im östlichen Oberbayern. — *Z. deutsch. geol. Ges.*, 113, Jg. 1961, S. 557—570, Hannover 1962.
- JÄGER, E.: Die alpine Orogenese im Lichte der radiometrischen Altersbestimmung. — *Eclogae geol. Helv.*, 66, H. 1, S. 11—22, Basel 1973.
- JANOSCHEK, R.: Über den Stand der Aufschlußarbeiten in der Molassezone Oberösterreichs. — *Erdöl-Z.*, 77, H. 5, S. 161—175, Wien-Hamburg 1961.
- : Das Tertiär in Österreich. — *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 56, Jg. 1963, H. 2, S. 319—360, Wien 1964.
- : Erdöl und Erdgas in Oberösterreich. — *Geologie u. Paläontologie des Linzer Raumes, Katalog Stadtmus. Linz*, 6, S. 91—107, Linz 1969.
- JANOSCHEK, R. & GÖTZINGER, K.: Exploration for oil and gas in Austria. — ex: The exploration for petroleum in Europe and North Africa, S. 161—180, Dorking 1969.
- JÜRGES, R.-A.: Zur Geologie des Eistobels/Allgäu. — *Geol. Bavarica*, H. 63, S. 119—139, München 1970.
- KAPOUNEK, J., KRÖLL, A. et al.: Die Verbreitung von Oligozän, Unter- und Mittelmiozän in Niederösterreich. — *Erdöl-Z.*, 81, H. 4, S. 109—116, Wien-Hamburg 1965.
- : Der mesozoische Sedimentanteil des Festlandssockels der Böhmisches Masse. — *Jb. Geol. B.-A.*, 110, H. 1, S. 73—91, Wien 1967.
- KAPOUNEK, J. & PAPP, A.: Der Vulkanismus in der Bohrung Orth 1 und die Verbreitung von Grobschüttungen zwischen dem Rücken und der Donau. — *Verh. Geol. B.-A.*, H. 2, S. 114—122, Wien 1969.
- KAPOUNEK, J., PAPP, A. & TURNOVSKY, K.: Grundzüge der Gliederung von Oligozän und älterem Miozän in Niederösterreich nördlich der Donau. — *Verh. Geol. B.-A.*, H. 2, S. 217—226, Wien 1960.
- KARL, F.: Über das Alter der Granite in den Hohen Tauern. — *Geol. Rdschau*, 50, S. 499—505, Stuttgart 1960.
- KONECNY, V. & SLAVIK, J.: Tectonic background of Miocene volcanism in the West Carpathians. — ex: *Tectonics of the Carpathian Balkan regions*, S. 138—145, Preßburg 1974.
- KORDUK, B.: Zur Entwicklung des subalpinen Molassetroges. — *Abh. Preuß. Geol. Landesanst.*, N. F., H. 187, S. 3—47, Berlin 1938.
- KRAUS, E.: Zur Baugeschichte des Alpenvorlandes. — *Z. deutsch. geol. Ges.*, 102, Jg. 1950, S. 216—226, Hannover 1951.
- : Über die jüngsten Bewegungstendenzen der Alpen. — *Geol. Rdschau*, 43, S. 108—138, Stuttgart 1955.
- : Über den Alpenrand und die Molassealpen im Allgäu. — *Z. deutsch. geol. Ges.*, 113, Jg. 1961, S. 501—506, Hannover 1962.
- KRAUS, L.: Erdöl- und Erdgaslagerstätten im ostbayerischen Molassebecken. — *Erdöl-Z.*, 85, H. 11, S. 442—454, Wien-Hamburg 1969.
- KRÖLL, A.: Die Ergebnisse der Aufschlußarbeiten der ÖMV-AG. in der Molassezone Niederösterreichs in den Jahren 1957 bis 1963. Teil IV: Ergebnisse der geophysikalischen Untersuchungen. — *Erdöl-Z.*, 80, H. 6, S. 221—227, Wien-Hamburg 1964.
- KRÖLL, A. & WESSELY, G.: Neue Erkenntnisse über Molasse, Flysch und Kalkalpen auf Grund der Ergebnisse der Bohrung Urmannsau 1. — *Erdöl-Z.*, 83, H. 10, S. 342—353, Wien-Hamburg 1967.
- KRYSTEK, L. & BURGHARDT, R.: Lažánky: eine neue Lokalität tortoner Tuffe in Mähren. — *Čas. Morav. Mus.*, 18, S. 75—83, Brünn 1958.
- KÜPPER, H.: Erläuterungen zu einer tektonischen Übersichtsskizze des weiteren Wiener Raumes. — *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 53, Jg. 1959, S. 1—33, Wien 1960.
- : Ergebnisse aus dem Ostalpenorogen mit Ausblicken auf östlich anschließende Räume. — *Geol. Rdschau*, 50, S. 457—465, Stuttgart 1960.

- : Elemente eines Profils von der Böhmisches Masse zum Bakony. — Verh. Geol. B.-A., Sonderh. G, S. 52—55, Wien 1965.
- KURZWEIL, H.: Sedimentpetrologische Untersuchungen an den jungtertiären Tonmergelserien der Molassezone Oberösterreichs. — Tschermaks Min. Petr. Mitt., 20, H. 3, S. 169—215, Wien 1973.
- LAUBSCHER, H. P.: Faltenjura und Rheingraben: zwei Großstrukturen stoßen zusammen. — Jber. u. Mitt. oberh. geol. Ver., N. F., 55, S. 145—158, Stuttgart 1973.
- LEBLING, C.: Molasse und Alpen zwischen Lech und Salzach. — Z. deutsch. geol. Ges., 77, Jg. 1925, S. 185—197, Berlin 1926.
- : Jungtertiäre Brüche in den östlichen Nord-Alpen. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., S. 281—293, Stuttgart 1966.
- LEMCKE, K.: Zur Gliederung und Paläogeographie der ungefalteten Molasse im westlichen Alpenvorland. — Z. deutsch. geol. Ges., 105, Jg. 1953, S. 525—527, Hannover 1955.
- : Geologische Ergebnisse der Erdölexploration im westlichen deutschen Molassebecken. — Z. deutsch. geol. Ges., 109, Jg. 1957, S. 593—598, Hannover 1958.
- : Beziehungen zwischen Molassesedimentation und Alpentektonik an der Wende Oligozän/Miozän. — Z. deutsch. geol. Ges., 113, Jg. 1961, S. 280—281, Hannover 1962.
- : Die Ergebnisse der Bohrung Savigny 1 bei Lausanne. — Bull. Ver. Schweiz. Petrol. Geol.-Ing., 30, H. 78, S. 4—11, Basel 1963.
- : Epirogenetische Tendenzen im Untergrund und in der Füllung des Molassebeckens nördlich der Alpen. — Bull. Ver. Schweiz. Petrol. Geol.-Ing., 37, H. 91, S. 25—34, Basel 1970.
- : Zur nachpermischen Geschichte des nördlichen Alpenvorlandes. — Geol. Bavarica, H. 69, S. 5—48, München 1973.
- : Vertikalbewegungen des vormesozoischen Sockels im nördlichen Alpenvorland vom Perm bis zur Gegenwart. — Eclogae geol. Helv., 67, H. 1, S. 121—133, Basel 1974.
- LEMCKE, K. & VOLLMAYR, T.: Führer zur Exkursion in die Allgäuer Faltenmolasse am 21. Juni 1970. — Bull. Ver. Schweiz. Petrol. Geol.-Ing., 37, H. 91, S. 18—24, Basel 1970.
- LINDENBERG, H.-G.: Die Bolivinen (Foram.) der Häringer Schichten. Mikropaläontologische Untersuchungen im Alttertiär des Unterinntal-Gebietes. — Boll. Soc. Paleont. Ital., 4, Jg. 1965, S. 64—160, Modena 1966.
- LÜHR, H.: Geologische und mikropaläontologische Untersuchungen im Alttertiär von Häring/Tirol. — Unveröff. Diss. Univ. München, 174 S., 9 Taf., München 1962.
- MALECHA, A.: The basins of southern Bohemia. — ex J. SVOBODA et al.: Regional geology of Czechoslovakia, S. 581—600, Prag 1966.
- MALKOVSKY, M.: Saxonische Tektonik der Böhmisches Masse. — Geol. Rdschau, 65, H. 1, S. 127—143, Stuttgart 1976.
- MÜLLER, F.: Die geologischen Verhältnisse des Blattes Buchenberg (Bayerisches Allgäu). — Geol. Bavarica, H. 13, 24 S., München 1952.
- MÜLLER, M.: Das Ergebnis der Bohrung Staffelsee 1 als Grundlage für neue Vorstellungen über Bau und Untergrund der gefalteten Molasse. — Geol. Bavarica, H. 63, S. 86—106, München 1970.
- MUHEIM, F.: Die subalpine Molassezone im östlichen Vorarlberg. — Eclogae geol. Helv., 27, H. 1, S. 181—296, Basel 1934.
- NATHAN, H. & SCHMIDT-THOME, P.: Geologische Übersichtskarte der süddeutschen Molasse 1:300 000. — Bayerisches Geol. Landesamt, München 1954.
- OBERHAUSER, R.: Zur Frage des vollständigen Zuschubes des Tauernfensters während der Kreidezeit. — Verh. Geol. B.-A., H. 1, S. 47—52, Wien 1964.
- : Zur Geologie der West-Ostalpen-Grenzzone in Vorarlberg und im Prätigau unter besonderer Berücksichtigung der tektonischen Lagebeziehungen. — Verh. Geol. B.-A., Sonderh. G, S. 184—190, Wien 1965.
- : Beiträge zur Kenntnis der Tektonik und der Paläogeographie während der Oberkreide und dem Paläogen im Ostalpenraum. — Jb. Geol. B.-A., 111, H. 2, S. 115—145, Wien 1968.
- : Die Überkipplungs-Erscheinungen des Kalkalpen-Südlandes im Rätikon und im Arlberg-Gebiet. — Verh. Geol. B.-A., H. 3, S. 477—485, Wien 1970.
- OXBURGH, E. R., LAMBERT, R. S. J. et al.: Potassium-Argon age studies across the southeast margin of the Tauern window. — Verh. Geol. B.-A., H. 1—2, S. 17—33, Wien 1966.
- PAPP, A.: Vorkommen und Verbreitung des Obereozäns in Österreich. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 50, Jg. 1957, S. 251—270, Wien 1958.

- : Zur Nomenklatur des Neogens in Österreich. — Verh. Geol. B.-A., H. 1—2, S. 9—18, Wien 1968.
- PAPP, A., KROBOT, W. & HLADECEK, K.: Zur Gliederung des Neogens im zentralen Wiener Becken. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 22, Jg. 1973, S. 191—199, Wien 1974.
- PAPP, A., RÖGL, F. & SENES, J.: Miozän M 2 Ottmangien. Die Innviertler, Salgótarján, Bántapusztai Schichtengruppe und die Rzhakia Formation. — Chronostratigraphie und Neostratotypen, 3, 841 S., Verl. Slowak. Akad. Wiss., Preßburg 1973.
- PAPP, A., RÖGL, F. & STEININGER, F.: Führer zur Paratethys-Exkursion 1970 in die Neogen-Gebiete Österreichs. 57 S., Paläont. Inst. Univ. Wien, Wien 1970.
- PAULUS, B.: Zur Stratigraphie und Fazies der oligozänen und miozänen Molasse im südlichen Oberbayern. Bull. Ver. Schweiz. Petrol. Geol.-Ing., 30, H. 78, S. 53—98, Basel 1963.
- PETRASCHECK, W.: Tektonische Untersuchungen am Alpen- und Karpathenrand. — Jb. Geol. St.-A., 70, S. 255—272, Wien 1920.
- : Vulkanische Tuffe im Jungtertiär am Ostalpenrande. — Sber. Akad. Wiss. Wien, m. n. Kl., Abt. I, 149, S. 145—154, Wien 1940.
- PLÖCHINGER, B.: Das Molasseprofil längs der Bregenzer Ach und des Wirtatobels. — Jb. Geol. B.-A., 101, H. 2, S. 293—322, Wien 1958.
- PLÖCHINGER, B. & PREY, S.: Der Wienerwald. — Sammlung Geol. Führer, H. 59, 141 S., Verl. Bornträger, Berlin-Stuttgart 1974.
- PREY, S.: Streiflichter zum Problem der „Scherlinge“ in der Flyschzone. — Verh. Geol. B.-A., H. 2, S. 138—145, Wien 1953.
- : Ergebnisse der bisherigen Forschungen über das Molassefenster von Rogatsboden (Niederösterreich). — Jb. Geol. B.-A., 100, H. 2, S. 299—358, Wien 1957.
- : Tertiär im Nordteil der Alpen und im Alpenvorland Österreichs. — Z. deutsch. geol. Ges., 109, Jg. 1957, S. 624—637, Hannover 1958.
- : Gedanken über Flysch und Klippenzonen in Österreich anlässlich einer Exkursion in die polnischen Karpaten. — Verh. Geol. B.-A., H. 2, S. 197—213, Wien 1960.
- : Vergleichende Betrachtungen über Westkarpaten und Ostalpen im Anschluß an Exkursionen in den Westkarpaten. — Verh. Geol. B.-A., H. 1—2, S. 69—107, Wien 1965.
- : Über tektonische Bewegungen in der Flyschzone der Ostalpen. — Savez geol. drustava SFRJ, S. 47—55, Belgrad 1971.
- : Molasse Zone. — ex: Tectonics of the Carpathian Balkan regions, S. 85—90, Preßburg 1974.
- : Bemerkungen zur Paläogeographie des Eozäns im Helvetikum — Ultrahelvetikum in Ostbayern, Salzburg und Oberösterreich. — Sber. Österr. Akad. Wiss., m. n. Kl., Abt. I, 184, H. 1—5, S. 1—7, Wien 1975.
- : Rekonstruktionsversuch der alpidischen Geschichte der Ostalpen. — Nachr. dt. geol. Ges., H. 13, S. 35—36, Hannover 1975.
- : Neue Forschungsergebnisse über Bau und Stellung der Klippenzone des Lainzer Tiergartens in Wien (Österreich). — Tectonic problems of the alpine system, S. 57—68, Verl. Slowak. Akad. Wiss., Preßburg 1975.
- RENZ, H. H.: Die subalpine Molasse zwischen Aare und Rhein. — Eclogae geol. Helv., 30, S. 87—214, Basel 1937.
- RESCH, W.: Vorbericht über geologische Aufnahmen in der subalpinen Molasse zwischen Rheintal und Bregenzer Ach (Vorarlberg). — Verh. Geol. B.-A., H. 1—2, S. 128—130, Wien 1963.
- : Geologische Aufnahmen (Tertiär) auf Blatt 111, Dornbirn. — Verh. Geol. B.-A., H. 1, S. A 80 bis A 83, Wien 1975.
- : Bericht 1975 über geologische Aufnahmen im Grenzbereich Molasse — Helvetikum bei Dornbirn auf Blatt 111, Dornbirn. — Verh. Geol. B.-A., H. 1, in Druck, Wien 1976.
- RICHTER, D.: Grundriß der Geologie der Alpen. — 213 S., Verl. Gruyter, Berlin-New York 1974.
- RICHTER, M.: Die Gliederung der subalpinen Molasse. — N. Jb. Min. etc., Beilagenbd. 83, B, S.1—45, Stuttgart 1940.
- : Der westalpine Molassetrog. — Erdöl u. Kohle, 1, H. 12, S. 341—351, Hamburg 1948.
- : Die Molassefenster in der Flyschzone von Niederösterreich. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., Abt. B, 92, S. 31—46, Stuttgart 1950.
- : Molasse und Alpen. — Z. deutsch. geol. Ges., 102, Jg. 1950, S. 177—180, Hannover 1951.
- : Allgäuer Alpen. — Sammlung Geol. Führer, H. 45, 189 S., Verl. Bornträger, Berlin 1966.



- : Vorarlberger Alpen. — Sammlung Geol. Führer, H. 49, 169 S., Verl. Bornträger, Berlin-Stuttgart 1969.
- ROTH, Z.: The relation of the sedimentation area of the Flysch Zone of the Czechoslovak West Carpathians to the Czech Massif. — *Věstník U. U. G.*, 35, S. 383—386, Prag 1960.
- : Das geologische Profil des Karpatenrandes zwischen den mährisch-schlesischen Beskiden und der Mährischen Pforte. — *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 56, Jg. 1963, S. 503—513, Wien 1964.
- RUTSCH, R. F.: Zur Palaeogeographie der subalpinen Unteren Meeresmolasse (Rupélien) der Schweiz, I. Teil. — *Bull. Ver. Schweiz. Petrol. Geol.-Ing.*, 28, H. 74, S. 27—32, Basel 1961.
- : Zur Palaeogeographie der subalpinen Unteren Meeresmolasse (Rupélien) der Schweiz, II. Teil. — *Bull. Ver. Schweiz. Petrol. Geol.-Ing.*, 28, H. 75, S. 13—24, Basel 1962.
- RUTSCH, R. F. & SALAJ, J.: Eine Foraminiferenfauna aus dem Stratotyp des Helvétien (MAYER-EYMAR 1858). — *Eclogae geol. Helv.*, 67, H. 2, S. 431—434, Basel 1974.
- RUTSCH, R. F. & SCHLÜCHTER, C.: Stratigraphische Gliederung der Molasse im bernischen Mittelland. — *Mitt. naturf. Ges. Bern, N. F.*, 30, S. 86—90, Bern 1973.
- RUTTE, E.: Neue Befunde zu Astroblemen und Alemoniten in der Schweifregion des Rieskometen. — *Oberrhein. geol. Abh.*, 23, S. 97—126, Karlsruhe 1974.
- SAWATZKI, G. G.: Etude géologique et minéralogique des Flyschs a Grauwackes volcaniques du Synclinal de Thônes (Haute-Savoie, France). Grès de Tavayanna et grès du Val d'Illicz. — *Arch. Sci.*, 28, H. 3, S. 265—368, Genf 1975.
- SCHAFFER, F. X. & GRILL, R.: Die Molassezone. — ex: F. X. SCHAFFER: Geologie von Österreich, S. 694—761, Verl. Deuticke, Wien 1951.
- SCHIEMENZ, S.: Schotteranalyse und Paläogeographie der Subalpinen Molasse Südbayerns. — *Z. deutsch. geol. Ges.*, 105, Jg. 1953, S. 396—401, Hannover 1955.
- : Fazies und Paläogeographie der Subalpinen Molasse zwischen Bodensee und Isar. — *Beih. Geol. Jb.*, 38, 119 S., 6 Taf., Hannover 1960.
- SCHLANKE, S.: Geologie der Subalpinen Molasse zwischen Biberbrugg SZ, Hütten ZH und Ägerisee ZG, Schweiz. — *Eclogae geol. Helv.*, 67, H. 2, S. 243—331, Basel 1974.
- SCHMIDT-THOME, P.: Paläogeographie und tektonische Strukturen im Alpenrandbereich Südbayerns. — *Z. deutsch. geol. Ges.*, 113, Jg. 1961, S. 231—260, Hannover 1962.
- : Der Alpenraum. — Erläuterungen Geol. Karte von Bayern 1:500 000, 2. Aufl., Bayer. Geol. Landesamt, München 1964.
- SCHMIDT-THOME, P. & GANSS, O.: Die Subalpine Molasse zwischen Bodensee und Salzach. — Erläuterungen Geol. Karte der Süddeutschen Molasse 1:300 000, S. 7—32, Bayer. Geol. Landesamt, München 1955.
- SCHREINER, A.: Erläuterungen zur Geologischen Karte des Landkreises Konstanz mit Umgebung 1:50 000. — 286 S., 28 Abb., 11 Taf., 5 Beil., Geol. Landesamt Baden-Württemberg, Stuttgart 1974.
- SCHRÖDER, B.: Saxonische Tektonik im Ostteil der Süddeutschen Scholle. — *Geol. Rdschau*, 65, H. 1, S. 34—54, Stuttgart 1976.
- SCHRÖDER, J. W. & DUCLOZ, C.: Géologie de la Molasse du Val d'Illicz (Bas-Valais). — *Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F.*, 100, 43 S., 2 Taf., Bern 1955.
- SCHUPPLI, H. M.: Zur Geologie und den Erdölmöglichkeiten des Schweizer Molassebeckens. — *Z. deutsch. geol. Ges.*, 109, Jg. 1957, S. 599—611, Hannover 1958.
- SENES, J.: Entwicklungsphasen der Paratethys. — *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 52, Jg. 1959, S. 181—189, Wien 1960.
- SENES, J. & MARINESCU, F.: Cartes paléogéographiques du Néogène de la Paratéthys central. — *Mém. B. R. G. M.*, 78, H. 2, S. 785—792, Paris 1974.
- SMITH, A. G.: Alpine deformation and the oceanic areas of the Tethys, Mediterranean and Atlantic. — *Bull. Geol. Soc. America*, 82, H. 8, S. 2039—2070, Boulder 1971.
- SOFFEL, H.: Anticlockwise rotation of Italy between the Eocene and Miocene: paleomagnetic evidence from the Colli Euganei, Italy. — *Earth and Planetary Sci. Letters*, 17, S. 207—210, Amsterdam 1973.
- SPICHER, A.: Geologische Karte der Schweiz 1:500 000. — *Schweiz. geol. Komm.*, Bern 1972.
- : Tektonische Karte der Schweiz 1:500 000. — *Schweiz. geol. Komm.*, Bern 1972.
- STEININGER, F., PAPP, A. et al.: Excursion „A“. Marine Neogene in Austria and Czechoslovakia. — 183 S., Verl. Slowak. Akad. Wiss., Preßburg 1975.
- STEININGER, F., RÖGL, F. & MARTINI, E.: Current Oligocene/Miocene biostratigraphic concept of the Central Paratethys (Middle Europe). — *Newsletters on Stratigr.*, in Druck, Berlin 1976.

- STEININGER, F. & SENES, J.: Miozän M 1 Eggenburgien. Die Eggenburger Schichtengruppe und ihr Stratotyp. — Chronostratigraphie und Neostratotypen, 2, 827 S., Verl. Slowak. Akad. Wiss., Preßburg 1971.
- SZADECZKY-KARDOSS, E.: Plattentektonik im pannonisch-karpatischen Raum. — Geol. Rdschau, 65, H. 1, S. 143—161, Stuttgart 1976.
- THIELE, O.: Zum Alter der Donaustörung. — Verh. Geol. B.-A., H. 2, S. 131—133, Wien 1961.
- TOLLMANN, A.: Die Faziesverhältnisse im Mesozoikum des Molasse-Untergrundes der West- und Ostalpen und im Helvetikum der Ostalpen. — Erdöl-Z., 79, H. 2, S. 41—52, Wien-Hamburg 1963.
- : Zur alpidischen Phasengliederung in den Ostalpen. — Anz. Österr. Akad. Wiss., m. n. Kl., S. 237—246, Wien 1964.
- : Die alpidischen Gebirgsbildungsphasen in den Ostalpen und Westkarpaten. — Geotekt. Forschungen, 21, H. 1—2, 156 S., Stuttgart 1966.
- : Ein Querprofil durch den Ostrand der Alpen. — Eclogae geol. Helv., 60, H. 1, S. 109—135, Basel 1967.
- : Die paläogeographische, paläomorphologische und morphologische Entwicklung der Ostalpen. — Mitt. Österr. Geogr. Ges., 110, S. 224—244, Wien 1968.
- : Die bruchtektonische Zyklenordnung im Orogen am Beispiel der Ostalpen. — Geotekt. Forschungen, 34, S. 1—90, Stuttgart 1970.
- : Zur Frage der Geschwindigkeit des Deckenschubes. — Geol. Rdschau, 61, S. 965—974, Stuttgart 1972.
- : Karpatische Züge in Fazies und Tektonik der Ostalpen sowie Anmerkungen zur Großgliederung des Subtrikums. — Tectonic problems of the alpine system, S. 109—120, Verl. Slowak. Akad. Wiss., Preßburg 1975.
- TRAUB, F.: Beitrag zur Kenntnis der miocänen Meeresmolasse ostwärts Laufen/Salzach unter besonderer Berücksichtigung des Wachtbergkonglomerates. — N. Jb. Min. etc. Mh., Jg. 1945—1948, B, S. 53—71, S. 161—174, Stuttgart 1948.
- TRÜMPY, R.: Mesozoischer Untergrund und ältere Meeresmolasse im schweizerischen und ober-schwäbischen Molassebecken. — Erdöl-Z., 78, H. 9, S. 521—527, Wien-Hamburg 1962.
- : Die helvetischen Decken der Ostschweiz: Versuch einer palinspastischen Korrelation und Ansätze zu einer kinematischen Analyse. — Eclogae geol. Helv., 62, H. 1, S. 105—142, Basel 1969.
- : Über die Geschwindigkeit der Krustenverkürzung in den Zentralalpen. — Geol. Rdschau, 61, S. 961—964, Stuttgart 1972.
- : L'évolution de l'orogénèse dans les Alpes Centrales: Interpretation des données stratigraphiques et tectoniques. — Eclogae geol. Helv., 66, H. 1, S. 1—10, Basel 1973.
- : On crustal subduction in the Alps. — Tectonic problems of the alpine system, S. 121—130, Verl. Slowak. Akad. Wiss., Preßburg 1975.
- TRUSHEIM, F.: Diskussionsbemerkung zum Vortrag von F. ABERER: „Bau der Molassezone östlich der Salzach“. — Z. deutsch. geol. Ges., 113, Jg. 1961, S. 592—593, Hannover 1962.
- VEIT, E.: Molasse und alpin-karpatischer Überschiebungsrind in Niederösterreich und Südmähren. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 97, S. 149—188, Stuttgart 1953.
- : Der Bau der südlichen Molasse Oberbayerns auf Grund der Deutung seismischer Profile. — Bull. Ver. Schweiz. Petrol. Geol.-Ing., 30, H. 78, S. 15—52, Basel 1963.
- VETTERS, H.: Zur Frage der Ölhöflichkeit der österreichischen Flyschzone. — Petroleum, 34, H. 6, S. 1—6, Wien 1938.
- VOLL, G.: Zur Mechanik der Molasseverformung. — Geol. Bavarica, H. 17, S. 135—143, München 1953.
- VOLLMAYR, T.: Die gefaltete Molasse zwischen Iller und Rhein. — Roemeriana, 1, S. 183—194, Clausthal-Zellerfeld 1954.
- : Der Auerberg, eine selbständige Mulde in der Allgäuer Molasse. — Z. deutsch. geol. Ges., 105, Jg. 1953, S. 530—533, Hannover 1955.
- : Vorschau auf die Exkursion in die Allgäuer Faltenmolasse am 21. Juni 1970 anlässlich der VSP-Tagung in Lindau (Bodensee). — Bull. Ver. Schweiz. Petrol. Geol.-Ing., 36, H. 90, S. 50—52, Basel 1970.
- WESSELY, G.: Rand und Untergrund des Wiener Beckens — Verbindungen und Vergleiche. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 66—67, Jg. 1973—1974, S. 265—287, Wien 1975.
- WIESENEDER, H. & SCHARBERT, S.: Ein Latit-Tuffit in der Laaer Serie („Helvet“) des Wiener Beckens. — Tschermarks Min. Petrogr. Mitt., 14, S. 159—167, Wien 1970.

- WIESENER, H. & ZIRKL, E. J.: Glastuffit von Linenberg bei Zistersdorf (NÖ.). — Verh. Geol. B.-A., H. 2, S. 136—145, Wien 1957.
- WINKLER-HERMADEN, A.: Die jungtertiären Ablagerungen an der Ostabdachung der Zentralalpen und das inneralpine Tertiär. — ex: F. X. SCHAFFER: Geologie von Österreich, S. 414—524, Verl. Deuticke, Wien 1951.
- WOLETZ, G.: Bericht aus dem Laboratorium für Sedimentpetrographie über Beobachtungen am Nordsaum der Alpen. — Verh. Geol. B.-A., H. 1, S. 111—112, Wien 1957.
- WUNDERLICH, H. G.: Orogenfront-Verlagerung in Alpen, Apennin und Dinariden und die Einwurzelung strittiger Deckenkomplexe. — Geol. en Mijnb., 46, H. 2, S. 40—60, 's-Gravenhage 1967.
- ZEIL, W.: Beiträge zur Kenntnis der Deutenhausener Schichten (Subalpine Molasse Oberbayerns). — Geol. Bavarica, H. 17, S. 101—112, München 1953.
- : Geologie der Alpenrandzone bei Murnau in Oberbayern. — Geol. Bavarica, H. 20, 85 S., 9 Taf., München 1954.
- : Zur Frage der Faltungszeiten in den deutschen Alpen. — Z. deutsch. geol. Ges., 113, Jg. 1961, S. 359—366, Hannover 1962.
- ZÖBELEIN, H. K.: Die Bunte Molasse bei Rottenbuch (Obb.) und ihre Stellung in der Subalpinen Molasse. — Geol. Bavarica, H. 12, S. 1—86, München 1952.
- : Über Alttertiär-Gerölle aus der subalpinen Molasse des westlichen Oberbayerns und der inneralpinen Molasse (Angerbergsschichten) des Tiroler Unterinntales (Vorläufige Mitteilung). — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., Jg. 1955, S. 342—348, Stuttgart 1956.

Manuskript eingereicht im Juni 1976

# DIE NÖRDLICHE MOLASSE UND IHR RAHMEN ZWISCHEN RHONE UND MARCH

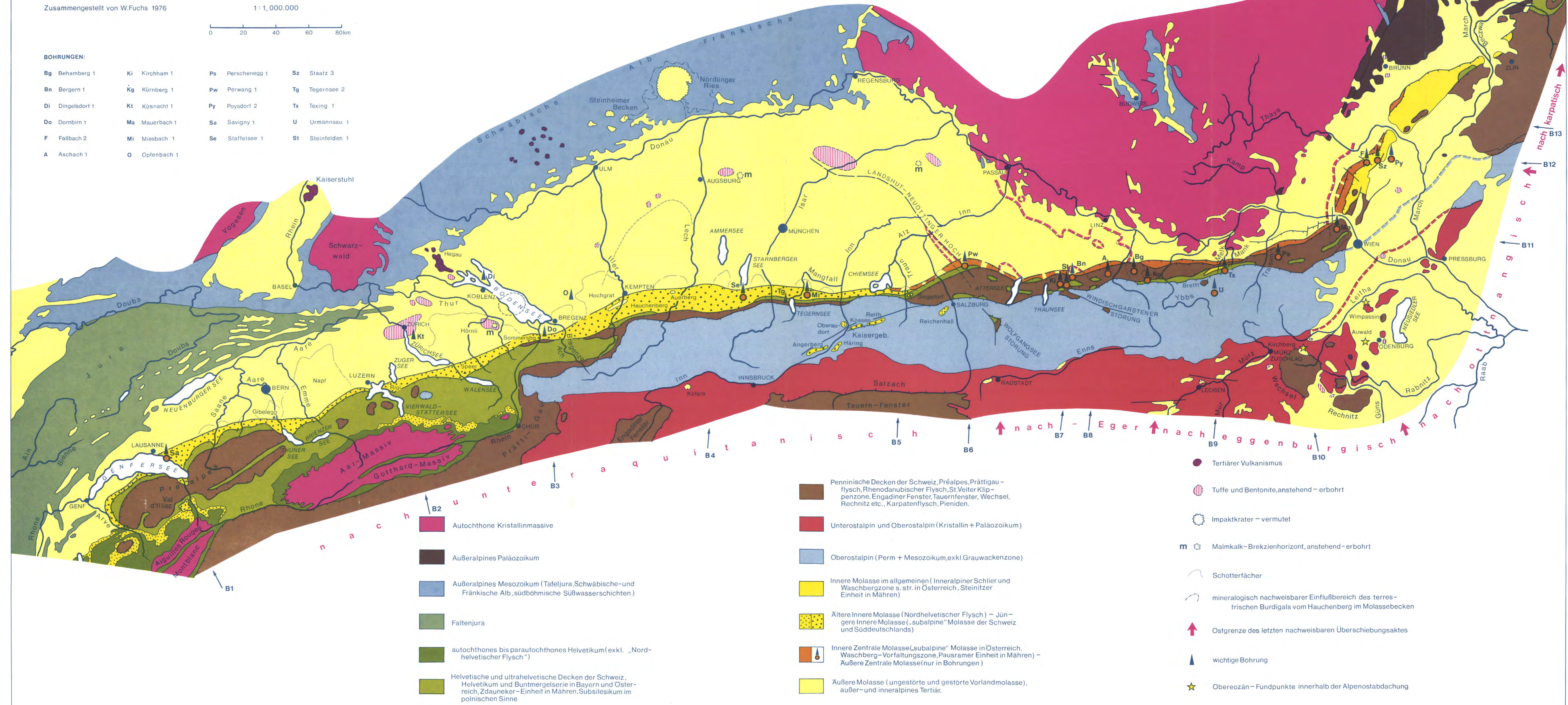
Zusammengestellt von W. Fuchs 1976

1 : 1,000,000



## BOHRUNGEN:

Bg	Behamberg 1	Ki	Kirchham 1	Ps	Perschenegg 1	Sz	Staatz 3
Bn	Bergern 1	Kg	Kürnberg 1	Pw	Perwang 1	Tg	Tegernsee 2
Di	Dingelsdorf 1	Kt	Kösnacht 1	Py	Poysdorf 2	Tx	Texing 1
Do	Dornbirn 1	Ma	Mauerbach 1	Sa	Savigny 1	U	Urmansau 1
F	Fallbach 2	Mi	Miesbach 1	Se	Staffelsee 1	St	Steinfelden 1
A	Aschach 1	O	Opfenbach 1				

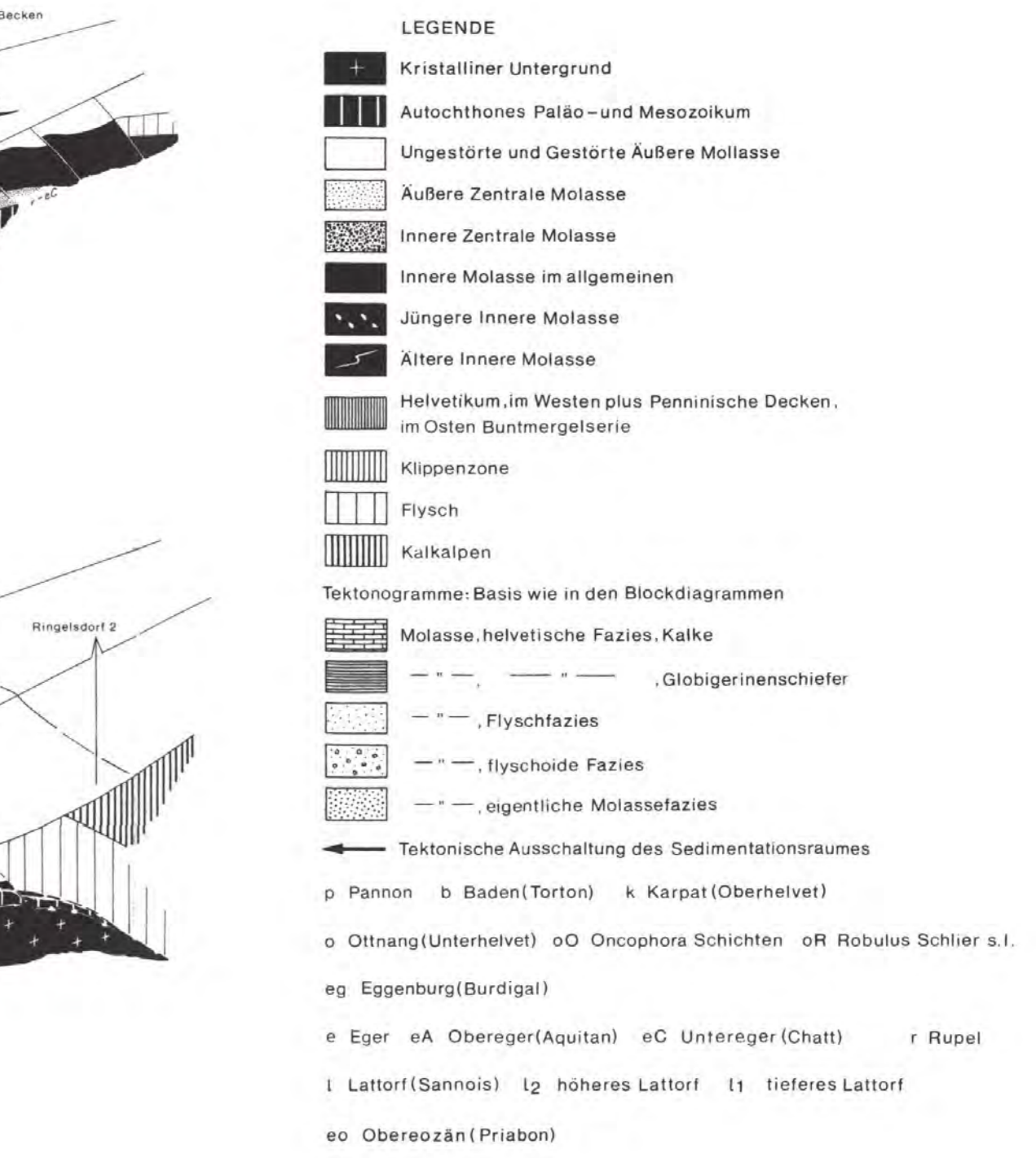
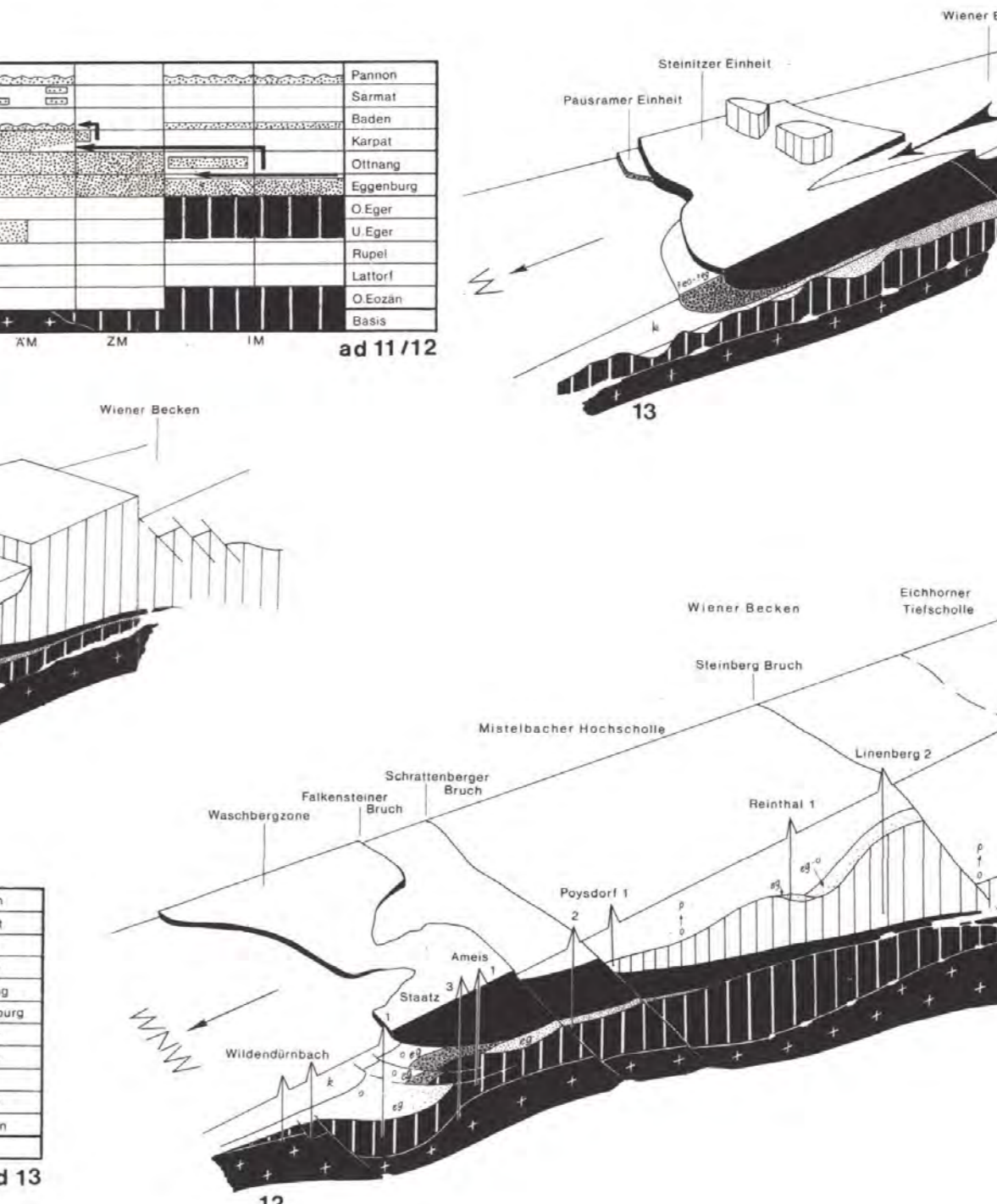
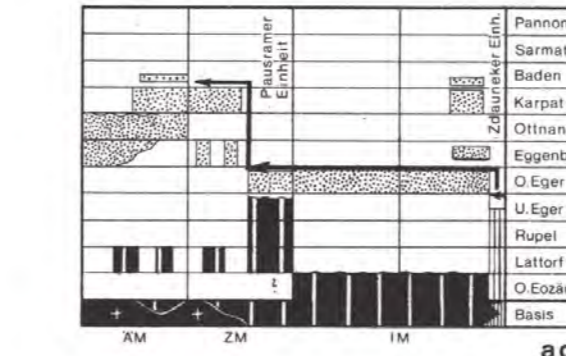
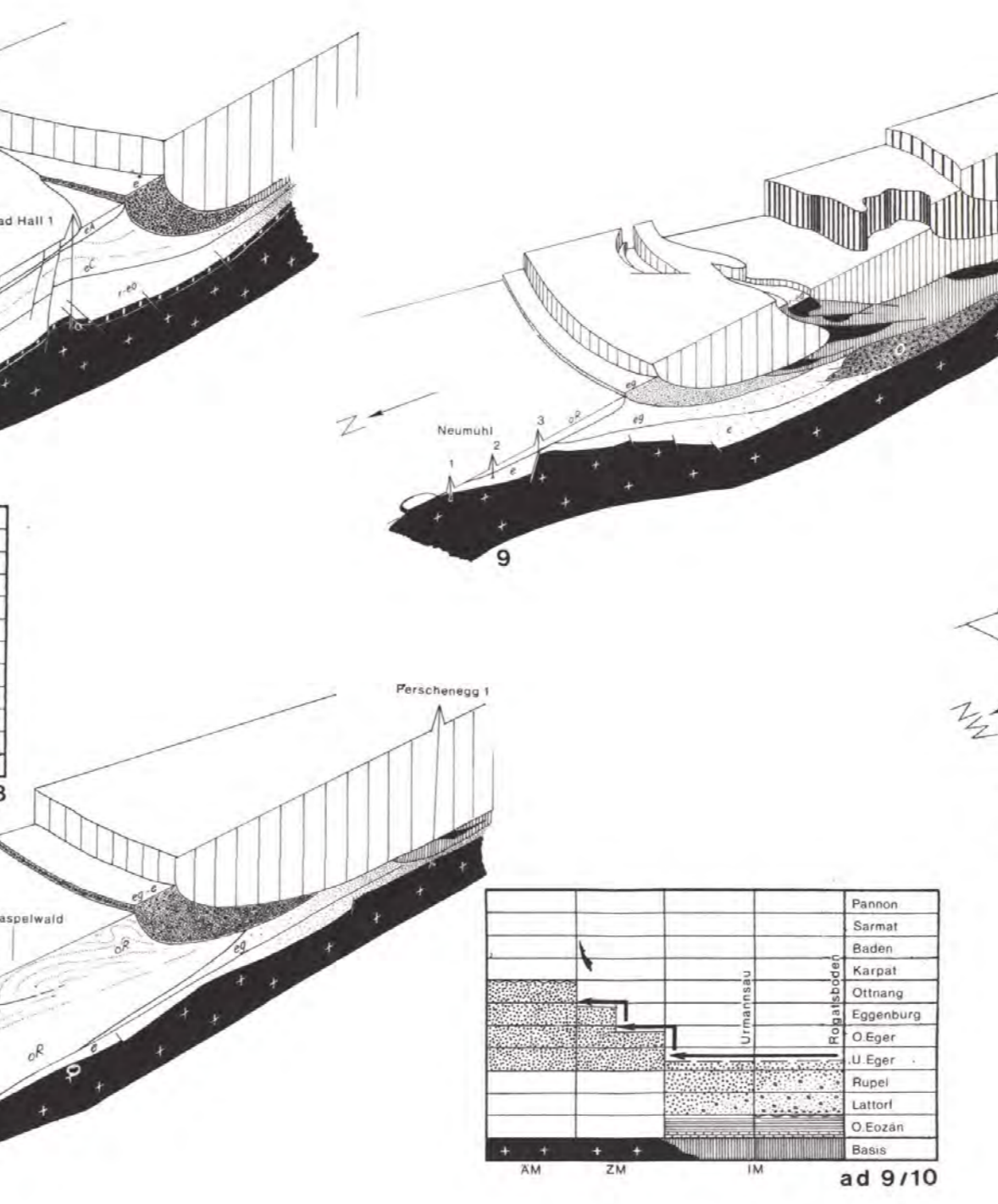
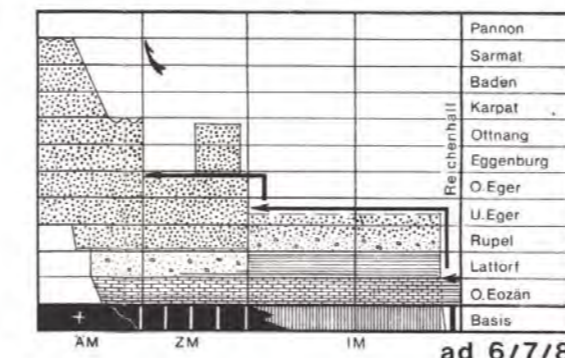
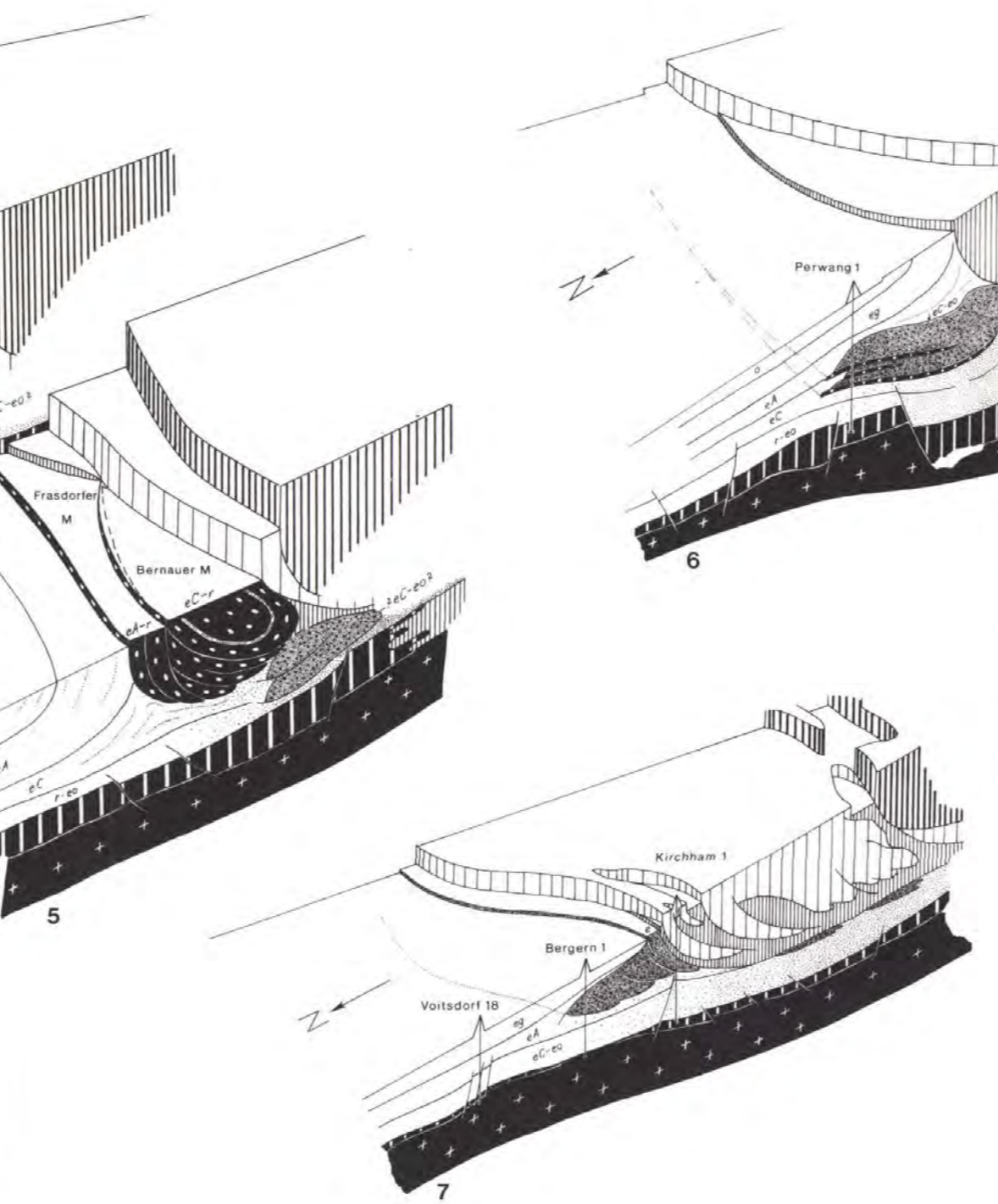
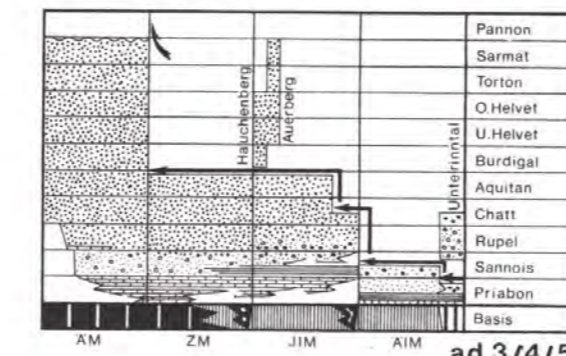
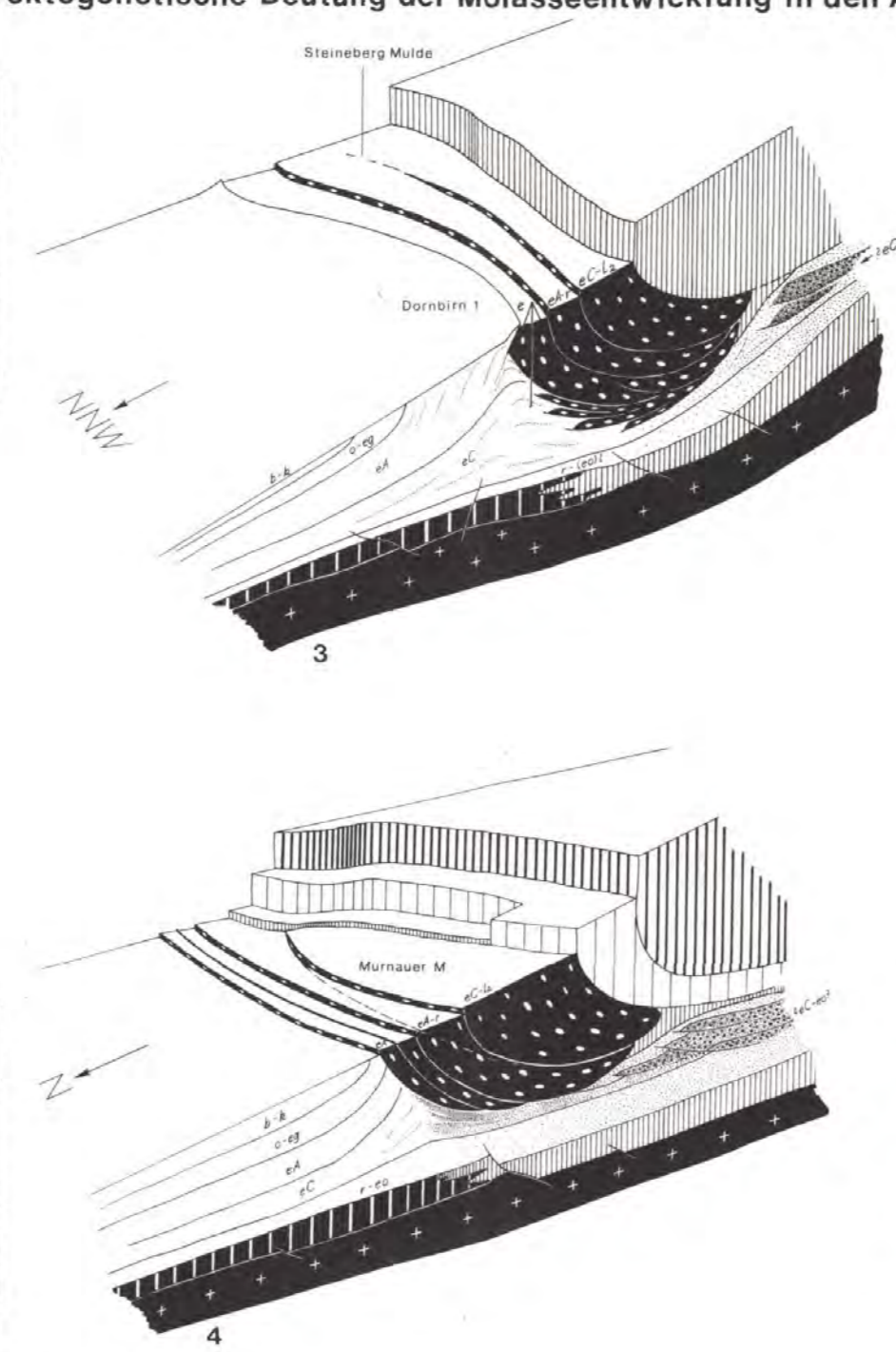
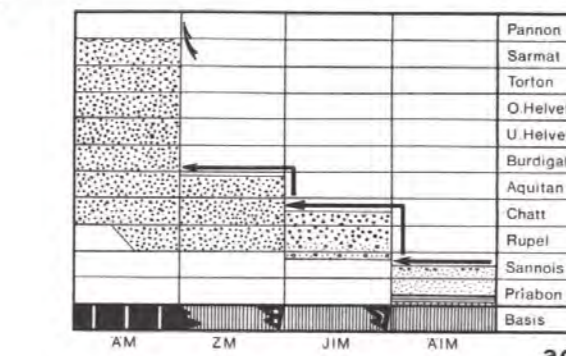
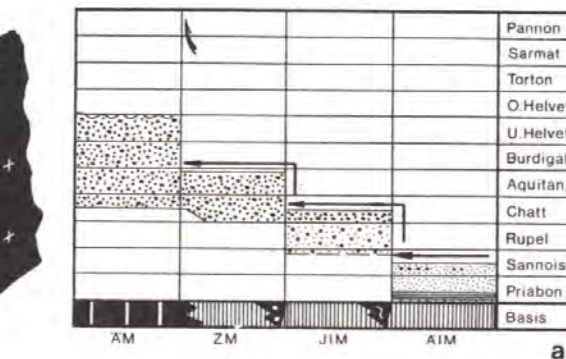
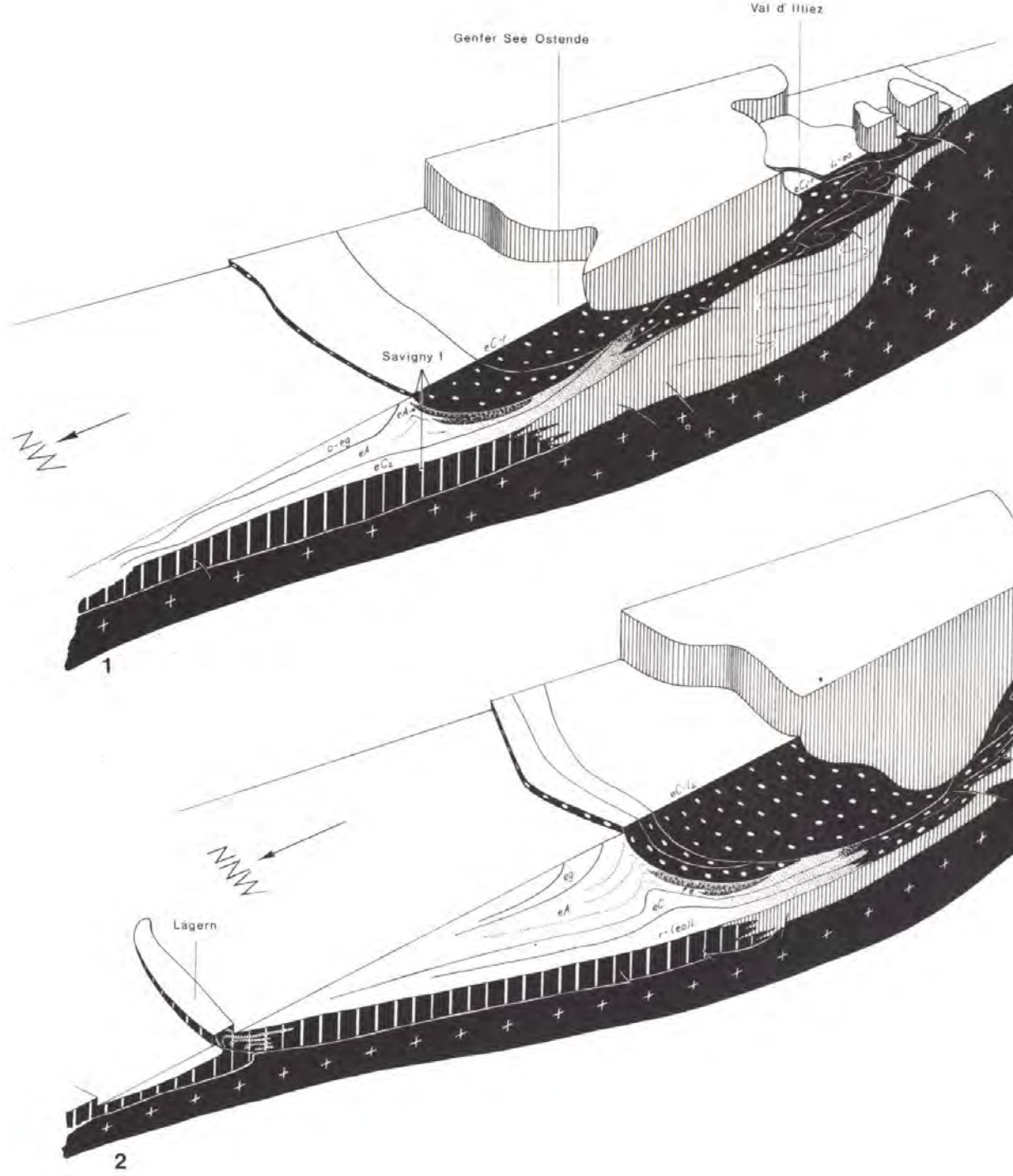


- Autochthone Kristallinmassive
- Außeralpines Paläozoikum
- Außeralpines Mesozoikum (Tafeljura, Schwäbische- und Fränkische Alb, südböhmische Süßwasserschichten)
- Faltenjura
- autochthones bis parautochthones Helvetikum (exkl. „Nordhelvetischer Flysch“)
- Helvetische und ultrahelvetische Decken der Schweiz, Helvetikum und Buntmergelserie in Bayern und Österreich, Zdaoneker-Einheit in Mähren, Subsilesikum im polnischen Sinne

- Penninische Decken der Schweiz, Préalpes, Prättigau-flysch, Rhenodanubischer Flysch, St. Veiter Klippenzone, Engadiner Fenster, Tauernfenster, Wechsel, Rechnitz etc., Karpatenflysch, Pienniden.
- Unterostalpin und Oberostalpin (Kristallin + Paläozoikum)
- Oberostalpin (Perm + Mesozoikum, exkl. Grauwackenzone)
- Innere Molasse im allgemeinen (Inneralpinen Schlier und Waschbergzone s. str. in Österreich, Steinitzer Einheit in Mähren)
- Ältere Innere Molasse (Nordhelvetischer Flysch) - Jüngere Innere Molasse („subalpine“ Molasse der Schweiz und Süddeutschlands)
- Innere Zentrale Molasse („subalpine“ Molasse in Österreich, Waschberg-Vorfaltungszone, Pausramer Einheit in Mähren) - Äußere Zentrale Molasse (nur in Bohrungen)
- Äußere Molasse (ungestörte und gestörte Vorlandmolasse), außer- und inneralpines Tertiär.

- Tertiärer Vulkanismus
- Tuffe und Bentonite, anstehend - erbohrt
- Impaktkrater - vermutet
- Malmkalk-Brekzienhorizont, anstehend - erbohrt
- Schotterfächer
- mineralogisch nachweisbarer Einflüßbereich des terrestrischen Burdigals vom Hauchenberg im Molassebecken
- Ostgrenze des letzten nachweisbaren Überschiebungsaktes
- wichtige Bohrung
- Obereozän - Fundpunkte innerhalb der Alpenostabdachung

Tektogenetische Deutung der Molasseentwicklung in den Alpen und Westkarpaten.



- LEGENDE**
- Kristalliner Untergrund
  - Autochthones Paläo- und Mesozoikum
  - Ungestörte und Gestörte Äußere Molasse
  - Äußere Zentrale Molasse
  - Innere Zentrale Molasse
  - Innere Molasse im allgemeinen
  - Jüngere Innere Molasse
  - Ältere Innere Molasse
  - Helvetikum, im Westen plus Penninische Decken, im Osten Buntmergelserie
  - Klippenzone
  - Flysch
  - Kalkalpen
- Tektonogramme: Basis wie in den Blockdiagrammen
- Molasse, helvetische Fazies, Katke
  - Globigerinenschiefer
  - Flyschfazies
  - flyschoide Fazies
  - eigentliche Molassefazies
  - Tektische Ausschaltung des Sedimentationsraumes
- p Pannon b Baden (Torton) k Karpät (Oberhelvet)  
 o Ottang (Unterhelvet) oO Oncophora Schichten oR Robulus Schlier s. l.  
 eg Eggenburg (Burdigal)  
 e Eger eA Obereger (Aquitain) eC Untereger (Chatt) r Rupel  
 l Lattorf (Sannois) l2 höheres Lattorf l1 tieferes Lattorf  
 eo Obereozän (Priabon)

REKONSTRUKTIONSVERSUCH DER AUSGANGSSITUATION ZU BEGINN DES OBEREOZÄNS

