

**Zur Geologie des NW Abschnitts des Wechselgebietes
zwischen Trattenbach (NÖ.) und Fröschnitz (Stmk.) —
Österreich**

Peter Faupl

9 Abb., 3 Taf.

Anschrift:

Dr. Peter Faupl
Geol. Institut der Universität Wien
Universitätsstraße 7
A-1010 Wien

Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.

19. Bd.

S. 27—70

Wien, Dezember 1970

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung	29
Summary	29
Résumé	30
Vorwort	30
Einleitung	30
Rezente und quartäre Bildungen	32
Permomesozoikum	33
Metamorphe Kalke und Dolomite	33
Rauhacken	34
Semmeringquarzit	35
Arkoseschiefer-Breccien-Porphyr-Serie (= ABP-Serie)	38
Seriengliederung des Wechsels	41
Serie der Hangenden Wechselschiefer	42
Serie der Liegenden Wechselschiefer	45
Serie der Wechselgneise	50
Serie des Stuhleckkristallins	54
Zur Deutung des Gefüges	55
Mineralparagenesen und Metamorphose	56
Das Alter der Metamorphose	59
Vergleiche mit Serien in den Ostalpen und Kl. Karpaten und ein Versuch der altersmäßigen Zuordnung	59
Lagerungsverhältnisse und Tektonik	61
Zur tektonischen Eingliederung	65
Literatur	66

Zusammenfassung

Im Gebiete von Trattenbach (NÖ.) und Fröschnitz (Stmk.), SE des Semmeringpasses, konnten die Gesteine der Wechseinheit in folgende Serien gegliedert werden: Permomesozoikum, Serie der Hangenden Wechselschiefer, Serie der Liegenden Wechselschiefer und Serie der Wechselgneise.

Das Permomesozoikum besteht aus metamorphen Kalken und Dolomiten, Rauhwacken, dem Semmeringquarzit und der Arkoseschiefer-Breccien-Porphyr-Serie. Die letztere Serie führt metamorphe Abkömmlinge von sauren Vulkaniten und wird auf Grund von Vergleichen mit der Gesteinsabfolge E des Magdalensberges (Kärnten) für Rotliegenden gehalten.

Der Serie der Hangenden Wechselschiefer lagert primär Permomesozoikum auf. Sie setzt sich aus metamorphen Tonen, Sanden und Grauwacken zusammen, in die basisches Tuffmaterial eingestreut ist. Die Serie der Liegenden Wechselschiefer wird von Chloritquarzphylliten, Albitschiefern und Graphitschiefern aufgebaut. In der Serie der Wechselgneise treten basische Eruptiva, in Form von Grünschiefern, auf. Alle drei Serien sind im Gelände durch Übergänge miteinander verknüpft.

Die Metamorphose der Gesteine hat unter den Bedingungen der Quarz-Albit-Muskowit-Chlorit-Subfazies der Grünschieferfazies stattgefunden. Sie wird der alpidischen Orogenese zugeordnet. In einem postkristallinen Deformationsakt wurde den Gesteinen eine Transversalschieferung aufgeprägt.

Die Gesteinsabfolge des Wechsels wird auf Grund ihrer Vergleichbarkeit mit altpaläozoischen Serien der Ostalpen und Kl. Karpaten für Altpaläozoikum gehalten. Das Wechselsystem läßt sich als eigenständiges tektonisches Stockwerk betrachten, das vom Unterostalpinen System abgliederbar ist.

Summary

In the region of Trattenbach (Lower Austria) and Fröschnitz (Styria) it was possible to divide the rocks of the Wechsel unit from bottom to top into the following series: Permomesozoic, Serie der Hangenden Wechselschiefer, Serie der Liegenden Wechselschiefer and Serie der Wechselgneise.

The metamorphism of the rocks has taken place under the conditions of the quartz-albite-muscovite-chlorite-subfacies of the greenschist facies. In a postcrystalline deformation the rocks received their strain-slip cleavage. The metamorphism is associated with the Alpine orogenesis. The sequence of rocks may be considered — according to the comparability with lower paleozoic series of the Eastern Alps and the Little Carpathian Mountains — as going back to the lower paleozoic age. The Wechsel unit may be looked upon as an independent tectonical unit, that can be separated from the Lower Austro-Alpine unit.

Résumé

Dans la région de Trattenbach (Basse Autriche) et de Fröschnitz (Styrie) il était possible de diviser les roches de l'unité du Wechsel des aux Zones couchées dans des séries diverses: permomésozoïque, Serie der Hangenden Wechselschiefer, Serie der Liegenden Wechselschiefer et Serie der Wechselgneise.

Le métamorphisme des roches a eu lieu sous les conditions de la quartz-feldspath sodique-chlorite-subfacies de la facies du schiste vert. Aus cours d'une transformation postcristalline les roches ont reçu leur fissure transversale. Le métamorphisme est attribué à l'orogénèse alpine. La séquence entière des roches est attribuée au paléozoïque inférieur à cause de la comparabilité avec des séries du paléozoïque inférieur des Alpes de l'est et des petites Carpates. L'unité du Wechsel peut être considérée comme une uniforme étage tectonique, qui peut être séparée de l'unité Austro-Alpin inférieur.

Vorwort

Die vorliegende Arbeit wurde als Dissertation am geologischen Institut der Universität Wien eingereicht. Sie stand unter der Führung von Herrn Prof. Dr. Ch. EXNER und Prof. Dr. E. CLAR, denen ich für dieses interessante Dissertationsthema und für die vielen Ratschläge und Anleitungen zu höchstem Dank verpflichtet bin. In gleicher Weise danke ich Herrn Prof. Dr. H. WIESENEDER, Herrn Prof. Dr. A. PREISINGER und Herrn Dr. K. BECHERER für methodische Anregungen und Diskussion.

Das bearbeitete Gebiet liegt SE des Semmeringpasses. Es handelt sich um das Grenzgebiet zwischen Niederösterreich und der Steiermark. Die Geländeaufnahmen wurden in den Jahren 1964—66 im Maßstab 1 : 10 000 durchgeführt. Als topographische Kartengrundlagen standen Vergrößerungen der Österreich. Karte 1 : 50 000 NEUNKIRCHEN 105 und der Österreich. Karte 1 : 25 000 SPITAL am Semmering 104/4 zur Verfügung.

Das Belegmaterial zur vorliegenden Arbeit befindet sich am Geologischen Institut der Universität Wien.

Einleitung

Die geologische Erforschung des Wechselgebietes hat um die Mitte des vergangenen Jahrhunderts eingesetzt. So liegt aus dem Jahre 1848 ein Bericht von W. HAIDINGER über die Gesteine am Semmering vor. Im Jahre 1854 erschien von J. CZJZEK eine geologische Abhandlung über die Geologie des Rosaliengebirges und des Wechsels in Niederösterreich.

Die erste Petrographie „Über die Gesteine des Wechsels“ verfaßte 1883 A. BÖHM. Er unterschied Glimmerschiefer — also den Albitgneis, Glimmerschiefer und Quarzitschiefer — Chloritgneise und Chloritschiefer und Hornblendegesteine. Durch eingehende mikroskopische Untersuchungen ge-

lang es ihm, die wichtigsten Gesteine, wie den Albitgneis und die Chlorit-schiefer, ausgezeichnet zu beschreiben.

Eine Bearbeitung der südlichen Teile der Kl. Karpaten und der Hainburger Berge führten St. RICHARZ 1908 auch in den östlichen Teil des Wechsels. Er stellte dem „Wechselgneis“: „ein umgewandeltes toniges Sediment mit eruptivem Material vermischt“ (1908, S. 44) W von Aspang die Gneise E von Aspang gegenüber, die aus Graniten hervorgegangen sind.

Der Bau der Wechselbahn zwischen Aspang und Friedberg, insbesondere mehrere Tunnelbauprojekte, wie der Gr. Hartbergtunnel, und ihre geologische Verfolgung durch H. MOHR in den Jahren 1909—1910, erbrachte die Erkenntnis, daß die Schieferserie des Wechsels von den kristallinen Schiefnern des Rosalingebirges überlagert werden. 1910 gelang MOHR die Gliederung der Wechselserie in „einen geringmetamorphen oberen Horizont (= Wechselschiefer)“ und einen „hochgradigmetamorphen Horizont (= Wechselgneis)“ (1910, S. 179). Der Wechselgneis sei das höhermetamorphe Äquivalent der Wechselschiefer. Er wies auf die stratigraphische Verknüpfung mit dem Semmeringquarzit vom Dürrgraben, Völkerer (Otterzug), Weinweg und Alpkogel hin. Die Gesteinsumwandelung erklärte er mittels der GRUBENMANNschen Tiefenmetamorphose. In tektonischer Hinsicht trug H. MOHR die Deckenlehre in diesen Raum der Ostalpen. Er gliederte in die Kernserie (Tachenberg Teildecke, Kirchberger Überfalte) und in die unterlagernde Wechselserie, wobei dem Wechsel die Stellung einer „Carapaceregion“, einem Wendepunkt der Fallrichtung der Decken nach Norden und gegen die Wurzelregion nach Süden, zukommt. 1912 erschien sein bekanntes Konzept der „tektonischen Auflösung des Nordostsporns der Zentralalpen“. Der Metamorphoseablauf — eine primäre Kontaktmetamorphose und eine allgemeine Diaphthorose großer Deckenkomplexe — wird als zweiphasiges Geschehen dargestellt, eine Erkenntnis, die in der „Geologie der Wechselbahn“ (1913) weiter untermauert wird.

Ab 1913 trat das Problem der Zuordnung zu den großtektonischen Baueinheiten der Ostalpen sehr in den Vordergrund. Es sollen hier jedoch nur die jüngsten Zuordnungsversuche dargestellt werden.

A. TOLLMANN (1959, 1963, 1967) stellte den unterostalpinen Decken (Pretul-Kirchberger Decke und Mürz-Tachenberg Decke) den Wechsel als penninisches Bauelement gegenüber. Der Beweis für die penninische Position liegt allerdings in den Schieferinseln von Rechnitz und Bernstein, die, wie W. J. SCHMIDT (1956) und A. PAHR (1960) betonten, serienmäßig sehr dem mesozoischen Tauernschieferhüllenanteil gleichen und fensterartig unter der unterostalpinen Grobgneisserie emportauchen. ERICH (1960) hingegen bestreitet jedoch dieses fensterartige Emportauchen. Da nun nach A. TOLLMANN, Wechsel und Schieferinseln die gleiche tektonische Position wie die Hohen Tauern, nämlich unter dem Unterostalpin, haben und in den Schieferinseln auch eine vergleichbare mesozoische (allerdings nicht fossilbelegte) Serie zur Parallelisierung mit den Tauern zur Verfügung stehen, werden Wechsel und die Schieferinseln für Penninikum gehalten.

E. CLAR (1965) stellte in seinem „Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen“ den Wechsel „als tektonisches Stockwerk und alpidisch metamorphe Tiefenachse dem Tauernpennin vergleichbar“ dar, wobei offengelassen wurde, ob die Schieferinseln von Bernstein und Rechnitz als ein im Osten wiederauftauchender Penninfaziesraum anzusehen sind.

In einer jüngsten Bearbeitung des Gebietes von Kirchberg und Molzbach durch A. G. ANGEIRAS (1967) wurden neben petrographischen Beschreibungen der dort auftretenden Gesteine zwei verschieden alte Bewegungsakte gefügekundlich erfaßt. Eine parakristalline Deformation um N-S-Achsen, die er variszischen Orogenese zugeordnet wird und eine postkristalline Durchbewegung um W-E-Achsen, der alpidisches Alter zukommt.

Es erschien für eine Neubearbeitung die vordringlichste Aufgabe die Gliederung der Wechselgesteine von H. MOHR zu verfeinern und auch kartenmäßig darzustellen und die Beziehungen der metamorphen Serien zueinander zu untersuchen. Daran knüpft sich die Frage nach der Vergleichbarkeit mit anderen Serien in den Ostalpen und nach dem Alter der Ausgangssedimente. Besondere Beachtung soll die Stellung des Permomesozoikums und überhaupt die Position zum Unterostalpinen Semmeringsystem finden, um den Anschluß an die großtektonische Zuordnung herstellen zu können. Ein weiterer Aufgabenkreis schart sich um die Erfassung der Metamorphose und des Zusammenspiels von Kristallisation und Durchbewegung.

REZENTE UND QUARTÄRE BILDUNGEN

Talalluvionen und Murenschüttungen

Die Hauptgräben, wie der Trattenbachgraben, Talergraben und Fröschnitzgraben, sind hauptsächlich von grobblockigen, murenartigen Schüttungen erfüllt. Das Gebiet neigt auch heute zu intensiver Vermurung.

Am Ausgang des Trattenbachgrabens gegen den Ort Trattenbach und beim Baumgarten finden sich etwas mächtigere Geschiebe- und Murenabsätze, die heute etwa 4—6 m über dem Bachniveau liegen. Es handelt sich um eine ältere, nun wieder teilweise ausgeräumte Grabenausfüllung.

Schuttkegel und Schutthalden

Richtige Schuttkegel und Halden sind in diesem Gebiet nur sehr selten und dann fast ausnahmslos an die Hänge, die vom Permomesozoikum aufgebaut werden, gebunden. Die größten, derartigen Körper befinden sich auf der Südseite der „Steinernen Brücke“ (K. 1153).

„Starke Schuttbedeckung“

Bei der Kartierung wurden stark schuttbedeckte und überrollte Hänge mit einer Häkchensignatur auf der Gesteinsfarbe ausgeschieden. Die Häkchen weisen in die Richtung des Steinfallens. Die Verdeckung ist aber nicht so stark, daß das anstehende Gestein aus den Lesesteinen nicht erschlossen werden kann.

Erdige Schuttmassen

Als erdige oder lehmige Schuttmassen werden solche Schuttanhäufungen bezeichnet, deren Komponenten stark verwittert und zu einer gelben lehmigen Masse zersetzt sind, in der dann einzelne große Blöcke der verschiedensten Gesteine stecken. Diese Schuttdecken dürften unter den Bedingungen des periglazialen Bereiches gebildet worden sein. Sie lagern an weiten, flachen Hangwannen und in den weitausladenden Gräbenschlüssen und erreichen Mächtigkeiten von ein bis mehreren Metern, wie die Aufschlüsse an neu angelegten Forststraßen zeigen. Sie weisen deutliche Bodenfließbewegungen auf, die die Gesteinskomponenten am Hang sehr weit verschleppen. Es kann durch diese Massen der anstehende Fels nicht erschlossen werden.

Blockströme

Mehrere kubikmetergroße Blöcke stecken in erdigen Schuttmassen und wandern oft einige hundert Meter zu Tal. Sie täuschen anstehende Gesteinszüge vor. Sie sind ebenfalls typische Bildungen des Periglazials.

Verrutschte Felspartien

Im Gebiet des hinteren Steinergrabens ist der dem weichen stark durchfeuchteten Serizitschiefer der ABP-Serie auflagernde Quarzit abgeglitten, wobei der Schichtverband gewahrt geblieben ist.

Viele Forststraßenaufschlüsse in den Schiefnern zeigen eine starke Auflockerung der Schieferungsflächen — eine Art „Aufblättern“ — sodaß der Verdacht des Hakenwerfens sehr nahe liegt. Es ist überhaupt bei allen anstehenden Felsen auf Abhängen ein geringes Abgleiten zu beobachten. Aufklaffende Abrißspalten sind bei allen großen Felsaufschlüssen festzustellen.

PERMOMESOZOIKUM

Metamorphe Kalke und Dolomite

Die Mitteltrias ist durch eine Karbonatgesteinsabfolge charakterisiert, die sich in ihrer Ausbildung vollständig in die Mitteltriasabfolge des Semmeringmesozoikums einordnen läßt. Es handelt sich um die Gesteine, die den Otterzug aufbauen, um einzelne Schollen am W-Abhang des Fröschnitzgrabens und um den Karbonatgesteinszug, der am Pfaffensattel bei K. 1363 und K. 1432 einsetzt und sich nach Süden mächtig verbreitert.

1) Otterzug

Der Otterzug wird zum überwiegenden Teil von einem schwachmetamorphem, blaugrauen Dolomit aufgebaut. Die Farbtonung schwankt zwischen hell und dunkel. Er ist schlecht gebankt bis dünnplattig entwickelt. Am Gipfel des Kl. Otter steht ein gelblichweißer, körniger Dolomit an. Es könnte sich dabei möglicherweise bereits um Wettersteindolomit han-

deln, während die übrigen Karbonatgesteinsvorkommen im kartierten Gebiet der tieferen Mitteltrias anzugehören scheinen.

U. d. M. zeigt der feinkörnige, blaugraue Dolomit ein sehr gleichkörniges xenoblastisches Dolomitekornpflaster (Kg. 0,008—0,01 mm), das von dunklen, sehr schwach rekrystallisierten, feinen Tonhäutchen durchzogen wird. Die meisten Karbonatkriställchen sind druckverzwillingt. Vereinzelt sind runde Quarzkörner eingestreut.

Im hellgrauen Dolomit fehlen die Tonverunreinigungen. Das xenoblastische Dolomitekornpflaster ist stark verzahnt (Kg. 0,1—0,2 mm)

Unterhalb der „Steinernen Brücke“ ist in den blaugrauen Dolomit eine ½ m mächtige brecciöse Bank eingeschaltet, die etwas rauhwackig anwittert. Die Komponenten bestehen aus 2—3 cm großen blaugrauen Dolomitbruchstücken.

In der 1. Kurve S vom Kummerbauernstadl (K. 1079) steht ein dunkler, blaugrauer Dolomit an, der eine sehr starke Zerbrechung erfahren hat, die jedoch wieder verheilt wurde.

2) Sü d a b h a n g d e s A l p k o g e l s

Im Blockstrom, den die Schiefer der ABP-Serie den Hang hinunter senden, finden sich neben Quarziten auch einige Stücke von dichtem, gelblichweißem Dolomitschiefer. Anstehend konnten sie nicht aufgefunden werden. Sie bilden den letzten Rest einer erodierten Mitteltriasscholle.

3) R e c h t e L o n g s g r a b e n s e i t e u n d W e t t e r k r e u z

Über dem rechten Longsgrabenabhang zieht ein dichter dolomitischer Kalk von blaugrauer Farbe in den Fröschnitzgraben. Eine kleine Scholle desselben Gesteins steht beim Wetterkreuz an.

4) P f a f f e n s a t t e l

Ein weiterer Karbonatgesteinszug zieht von K. 1363 über den Pfaffensattel und verbreitert sich, bereits außerhalb des Gebietes, sehr gegen Süden. Bei K. 1363 steht weißer dolomitischer Kalk und blaugrauer dichter Dolomit an; beide sind im dm-Bereich gebankt. An der Forststraße, von Wh. Pfaffensattel zur Jägerwiese (Abb. 1 b), ist der hellgraue dolomitische Kalk stark zerbrochen und weist nesterförmige, rauhwackige Partien auf. Dieselbe Erscheinung ist auch im Steinbruch N des Pfaffen-Wh. zu beobachten. Im Profil von K. 1393 zu K. 1432 (Abb. 1 a) fällt ein 2 m mächtiger weißer zuckerkörniger Kalk auf.

Rauhwacken

Das tiefste Glied der Mitteltrias ist eine Rauhwacke, die ein Äquivalent des Saalfeldener Rauhwackenniveaus darstellt. Es treten jedoch nicht nur diese niveaugebundenen Rauhwacken auf, sondern auch nesterförmige, innerhalb der Dolomitgesteine.

Bei der Jägerwiese am Pfaffensattel (Abb. 1 b, 4.) tritt eine Rauhwacke auf, die eigentlich als polygene Breccie von hellen Kalken und Dolomiten in einem rauhwackigen Bindemittel anzusprechen ist. Die Gesteinsstücke erreichen eine Größe von 1—4 cm Durchmesser. In diese Rauhwacke sind

feinblättrige, grünliche Serizitschiefer (Abb. 1 b, 5.) eingeschaltet. Es dürfte sich hier um Rötschiefer handeln.

Eine grobporige Rauhwanke, unsicherer Stellung, zieht, über dem Stuhleckkristallin liegend, auf der rechten Frörschnitzgrabenseite gegen den Sattel S der K. 1275.

In dem Hohlweg, der aus dem Haselgraben zum Kummerbauernstadl führt, zeigte eine 70 cm tiefe Regenausolkung, unmittelbar über grusig zerfallendem grünlichem Quarzit, „Rauhwancken“. An der Trennungsfuge Quarzit-Rauhwanke liegen braune eisenschüssige Konkretionen; in die Rauhwancken selbst sind cm-dünne, violettschimmernde Schiefer eingeschaltet. Diese „Rauhwanke“ ist ein dichtes, feinkörniges Karbonatgestein, das praktisch keine Löchrigkeit aufweist.

U. d. M.: Das Karbonat bildet ein gleichkörniges Gefüge (Kg. 0,03—0,06 mm). Randlich sind die Kristallkörner durch eisenreiche Lösungen gelbbraun verfärbt. Untergeordnet sind Quarz und Hellglimmerdetritus anzutreffen.

Nach H. MOHR (1954, S. 112) handelt es sich bei diesem Gestein um Verwitterungsendprodukte von Eisendolomiten. Es sprechen die eisenschüssigen Konkretionen an der Quarzitgrenze und die limonitische Anfärbung der Karbonatkörner sehr für diese Annahme. Nicht folgen möchte ich H. MOHR, wenn er diese Gesteine als „in die weichen Schiefer der Quarzitgruppe eingelagert“, dem Bellerophoniveau zugehörig, betrachtet. Es besteht hier vielmehr eine tektonische Wiederholung, die sich vom Kummerbauernstadl bis zum Südfuß des Gr. Otter verfolgen läßt. Stratigraphisch ist dieses Gestein ebenfalls der Skyth-Anis-Grenze zuzuordnen.

Semmeringquarzit

Unter der Bezeichnung Semmeringquarzit wird eine Serie von feinkörnigen Metaquarziten, mittel- bis grobkörnigen Metaarkosen und Metaquarzkonglomeraten zusammengefaßt. Die Gesteine besitzen häufig eine grünliche Farbe. Besonders charakteristisch sind in den Arkosen und Konglomeratlagen rosa Quarzgerölle. Eine gut sichtbare Bankung ist fast immer anzutreffen. Die durchschnittliche Mächtigkeit konnte nicht ermittelt werden, da keine Profile ungestört vom Liegenden zum Hangenden zu verfolgen sind.

Ein Unterschied besteht in der Art der Sedimentation in liegenden und hangenden Bereichen, ohne daß hier eine Abgrenzung möglich gewesen wäre, da völliger Übergang festzustellen ist. H. P. CORNELIUS (1952) konnte auf der Karte von Müzzzuschlag an der Basis der Quarzite Konglomerate ausscheiden. G. GAAL (1966) beschreibt aus dem Roßkogelgebiet „Semmeringquarzkonglomeratquarzit“, das im tieferen Niveau des Quarzitkomplexes auftritt. Diese Beobachtungen kann ich bestätigen. Unmittelbar über der ABP-Serie folgen in den Quarzit bankweise eingeschaltet grobe Quarzkonglomerate und konglomeratische Arkosen. So sind auf den Pfaffengipfeln bis 1 m mächtige Quarzkonglomeratlager in mittel- bis feinkörnige Quarzite eingelagert. Weiters trifft man sie im Quarzitzug am Westabhang des Frörschnitzgrabens, im Dürrgraben, in der Scholle

am Weinweg, in der tieferen Partie des Klein-Kg. und im Zuge unter der „Steinernen Brücke“ an.

Diese *Metaquarzkonglomerate* setzen sich zum überwiegenden Teil aus weißen und rosa Quarzgeröllen zusammen. Die Gerölle weisen eine praktisch vollkommene Rundung auf; ausnahmsweise finden sich auch flache Quarzgeschiebe. Seltener trifft man auf Splitter von dichten, undurchsichtigen, braunroten, karneolartigen Quarzen. Die durchschnittlichen Gerölldurchmesser betragen 0,5—5 cm. Neben diesen großen Komponenten stecken häufig Feldspatbruchstücke, die durchwegs einer Kaolinisierung anheimgefallen sind, und kleinere schlecht gerundete Quarzsplitter im Grundgewebe. Das Grundgewebe selbst wird von grünlichem Serizit und Quarz gebildet. In tektonisch stärker beanspruchten Partien, wie z. B. am Gipfel des Kl. Pfaffen, sind die Gerölle zu ausgeprägten Körpern deformiert.

Durch das Auftreten von Feldspatbruchstücken im Konglomerat ist ein Übergang zu den *Metaarkosen* gegeben. Sie haben eine weißliche oder grünliche Farbe, sind durchwegs gut gebankt. Im Anbruch stechen die Feldspatbruchstücke durch ihre kreidig-matte Farbe gut vom Quarzgrund ab. Es konnten bis zu 0,5 cm große Klastika gefunden werden. Sie sind gerundet oder völlig eckig erhalten. Kleine rosa Quarzgeröllchen fehlen nie.

U. d. M.: Als klastische Komponenten sind anzutreffen:

Quarz als gerundeter und eckiger Bestandteil. Die Ränder sind leicht ausgezackt und verzahnen sich mit dem Grundgewebe. Die größeren Individuen sind von subparallelen Rupturflächen durchsetzt, an deren Verlauf Bläschenhöhlräume gebunden sind.

Quarzitbruchstücke — schlecht gerundete Komponenten. In sie gelangte, stark verzahnte Quarzkornpflaster bauen sie auf. Manchmal ist diese Ausdünnung so weit vorgeschritten, daß die einzelnen Individuen zu ganz dünnen Lamellen ausgezogen sind. Dieses Gefüge ist von einer Rekrystallisation ergriffen worden, sodaß ein gleichkörniges granoblastisches Quarzpflaster an diese Stelle tritt.

Alkalifeldspate sind als Fleckenperthite erhalten. Sehr häufig werden sie vom Grundgewebe fast völlig aufgezehrt, sodaß ihre Umrisse nur noch schattenhaft im Grundgewebe zu erkennen sind. Ein Relikt eines flau gegitterten Mikroklin, der vom Rande her perthitisiert ist, konnte beobachtet werden. Alle großen Feldspatbruchstücke sind durchwegs getrübt.

Plagioklas konnte in den Dünnschliffen keiner gefunden werden.

Glimmerschuppen, Zirkon, Erz.

Das **Grundgewebe** besteht aus grünlichem Serizit und Quarz. Der Quarz bildet ein granoblastisches Pflaster. Kleinquarzanhäufungen an Kanten und Ecken der großen klastischen Quarze sind als deren Rekrystallisate zu betrachten. Die Schüppchen des Serizits zeigen einen apfelgrünen Pleochroismus. G. GAAL (1966) beschreibt aus äquivalenten Gesteinen des Roßkogelgebietes Phengit. Es wird auch dieser Serizit für Phengit gehalten.

Die stratigraphisch höheren Partien, wie sie etwa um den Gipfel des Klein-Kogels und im Quarzitbergbau Pfaffensattel anstehen, sind durchwegs von weißen und grünlichen mittel- bis feinkörnigen *Metaquarziten*, die im dm-Bereich gebankt sind, aufgebaut. Feinkörnige Arkoselagen sind seltener.

U. d. M.: Ein granoblastisches Quarzgefüge (Kg. 0,05—1 mm) wird von einer Rekrystallisation erfaßt. Je nach dem vorgeschrittenen Grad sind die Quarze noch stark undulös und verzahnt oder sie besitzen bereits zueinander glatte

Korngrenzen und sind kaum undulös. Die einzelnen Quarzkriställchen sind durchwegs in s gelängt. Feldspatbruchstücke sind eine absolute Seltenheit. Auffallend sind bis zu 1 mm große Muskovitschuppen, die manchmal die s-Flächen belegen und vom metamorph gesproßten Serizit (Phengit) zu unterscheiden sind. Die großen Muskovite werden als Detritus gedeutet.

Dunkelgraue Quarzite mit schwach violettem Farbton zeigen im Schliffbild nur eine etwas intensive Erzdurchstäubung. Diese Typen konnten am Pfaffensattel in der Nähe des „vergrusten Quarzits“ gefunden werden.

Auf der W-Seite des Pfaffensattels steht vergruster Semmeringquarzit an. Der Quarzit ist hier fein- bis mittelkörnig ausgebildet, zeigt eine weiße bis grüne Farbe. Einzelne Bänke sind bräunlich gefärbt. Die Bankmächtigkeit schwankt zwischen 10 und 60 cm. Die Quarzitbänke im nördlichen Teil der Abbauwand sind massive harte Serizitquarzite; weiter südlich wird das Gestein von Bank zu Bank löchriger und geht schichtkonkordant in einen weißen völlig grusig zerfallenden Quarzit über. Der vergruste Quarzit macht die Faltenumbiegung mit, wie die zur Zeit günstigen Aufschlußverhältnisse erkennen lassen.

Bereits H. P. CORNELIUS (1952) beschreibt das Auftreten von vergrustem Quarzit, und meint, es könne auf tektonische Zerrüttung oder auf Verwitterungserscheinungen im Jungtertiär zurückzuführen sein.

M. KIRCHMAYER (1960, 1961) traf vermutlich im Bergbau sehr schlechte Aufschlußverhältnisse an, denn er stellte einen diskordanten zwischengeschalteten „lithischen Quarzsand“ fest, eine Fluß- oder submarine Strömungsablagerung“, die mit dem eigentlichen Quarzit in „postdiagenetischem“ und „posttektonischem“ Zusammenhang steht.

Diesen Ausführungen kann ich mich nicht anschließen, da es sich bei diesem vergrusten Quarzit um eine konkordante, die einzelnen Bänke in verschieden starkem Ausmaß ergreifende Vergrusung handelt. Die einzelnen Bänke sind auch trotz Vergrusung noch durch ihre verschiedene Färbung zu erkennen.

Als Ursache dieser Vergrusung könnte ein etwas höherer Feldspatgehalt angenommen werden, der dann durch tertiäre Verwitterungsvorgänge zersetzt und abgeführt wurde. Tektonische Zerrüttung halte ich in diesem Falle für nicht geeignet, ein solches Phänomen zu erzeugen.

Rückschluß auf die Klimabedingungen während der Sedimentation

Bekanntlich werden Arkosebildungen durch mechanische Aufarbeitung von Grundgebirge in kalten und ariden Klimaten besonders gefördert, während in warmen und feuchten Klimaten durch die stark wirksame chemische Verwitterung Gangquarzgerölle, Quarzite und Lydite dominieren, jedoch der Feldspat der Zersetzung zum Opfer fällt.

Von speziellem Interesse ist das Miteinandervorkommen von Arkosen und Quarzschottern im liegenden Semmeringquarzit des vorliegenden Untersuchungsgebietes. Nach den Angaben von A. CAILLEUX (1965) läßt sich aus der Häufigkeit von Feldspat und dem Auftreten von Gangquarzgeröllen ein Rückschluß auf die klimatischen Bedingungen während der Sedimentation geben. So kommt es in ariden und subariden

Klimaten zu einem sehr raschen körnigen Zerfall der Granite und Gneise, sodaß Gerölle dieser Gesteine überaus selten sind. Als Geröllbildner treten nur die grobsplittrig zerfallenden Gangquarze auf. Rezente Beispiele sind aus dem West-Sudan und dem Hoggar-Gebiet anzuführen.

Arkoseschiefer — Breccien — Porphyroid — Serie (= ABP-Serie)

In der ABP-Serie wird eine Gesteinsabfolge zusammengefaßt, die das Liegende des Semmeringquarzits bildet und ihrerseits von den Gesteinen des Wechsels unterlagert wird. Ihre Mächtigkeit schwankt sehr stark; vielfach ist eine tektonische Reduktion eingetreten. Die höchsten Werte liegen in diesem Gebiet bei etwa 30 m. Ein markanter Porphyroidhorizont bildet in diesem Gebiet an vielen Stellen das hangendste Schichtglied. Die Hauptmasse der Gesteine sind metamorphe Abkömmlinge von tonigen Sedimenten mit Breccienhorizonten. Der Semmeringquarzit mit seinen Arkoselagen und den bankweise eingeschalteten Quarzkonglomeraten läßt sich in diesem Gebiet sehr gut von der ABP-Serie abtrennen, obwohl manchmal auch in ihm dünne Lagen sehr feinschichtiger, serizitischer Schiefer auftreten. Im Semmeringquarzit selbst fehlt auf Grund meiner Beobachtungen porphyrisches Material. Die von H. MOHR (1954, S. 110) angegebene Porphyrasche in einem grünlichen Serizitschiefer aus dem Semmeringquarzit von der E-Seite des Erzkogels enthält keine Porphy-quarze, wie sie in Tuffen von quarzporphyrischer Zusammensetzung immer zu finden sind. Ebenso finden sich darin keine Feldspate. Da H. MOHR nur auf Grund des Vorhandenseins von Zirkon, Turmalin, Titanit und hohem Serizitgehalt in der betreffenden Probe eine Schlußfolgerung auf ehemalige Porphyrasche durchführt, möchte ich ihm darin nicht folgen. Turmalin findet sich im Semmeringquarzit des gesamten Gebietes sehr häufig.

Die ABP-Serie ist ein sehr markanter Leithorizont. Sie entspricht in Schichtumfang und Gesteinsbestand völlig dem von A. TOLLMANN (1964 a, Typusprofil im Semmering: Weinweg S Göstritz N.Ö.) beschriebenen „Alpinen Verrucano“ (Höheres Perm). Sie entspricht jedoch in Serienbestand und stratigraphischer Stellung auch völlig der Rotliegendserie im Bergland E des Magdalensberges (RIEHL-HERWIRSCH 1965). G. RIEHL-HERWIRSCH konnte auf Grund regionaler Vergleiche zeigen, daß der permische Vulkanismus in seiner zeitlichen Verbreitung nicht wesentlich über das Rotliegende hinausreicht — genauer nur mit wenigen Ausläufern ins Oberrotliegende hineingreift, etwa „bis in den Bereich der Saalischen Phase“ (S. 246). Über dieser Serie transgrediert der Permoskythsandstein-Komplex mit Geröllagen und schlecht klassierten Arkosen, dem demnach ein Alter von ? Oberrotliegend — tieferes Skyth zukommen würde.

Der Verf. neigt daher zur Auffassung, daß die ABP-Serie, wie auch die übrigen äquivalenten Ablagerungen im Semmeringsystem, in Analogie zur Alterseinstufung im Bergland E des Magdalensberges durch G. RIEHL-HERWIRSCH (1965), Rotliegendserien repräsentieren, und daß dem eigentlichen Semmeringquarzit oberpermisch bis skythisches Alter zukommt.

Den Begriff „Alpiner Verrucano“ möchte ich auf Anregung von Ch. EXNER nicht auf die ABP-Serie beschränken, da die „Verrucano-Fazies“ nicht nur für diese Serie, sondern auch für den Semmeringquarzit charakteristisch ist. So sind die Metaquarzkonglomerate und grobkörnigen Metaarkosen des Semmeringquarzits in fazieller Hinsicht ebenfalls „Verrucano-Ablagerungen“. Es soll daher für diese eben beschriebene Kartiereinheit die Bezeichnung: Arkoseschiefer-Breccien-Porphyr-Serie verwendet werden.

Weiters ist noch darauf hinzuweisen, daß außer zur Rotliegend-Serie des Berglandes E des Magdalensberges die ABP-Serie auch zu anderen Schichtfolgen, wie z. B. zu den tieferen Teilen der Wustkogelserie der Hohen Tauern (W. FRISCH 1968) Analogien besitzt.

Folgende Gesteine bauen die ABP-Serie auf:

Porphyroid

Im Dürrgraben, am Alpkogel, Weinweg und Hinterotter wird der Semmeringquarzit von einem Porphyroid unterlagert. Die Mächtigkeit schwankt von wenigen Metern bis etwa 10 m. Vielfach entzieht sich dieses Schichtglied durch schlechte Aufgeschlossenheit der Kartierung. Am W-Abhang des Fröschnitzgrabens dürfte es einer partiellen Abscherung zum Opfer gefallen sein, da doch auch die Mächtigkeit des Quarzits stellenweise stark tektonisch reduziert ist. Möglicherweise kann der Porphyroid auch primär im Profil fehlen.

Der Porphyroid besitzt eine weiße bis blaßgrünliche Farbe und ist durchwegs gut geschiefert. Auf den s-Flächen treten die 1—3 mm großen Einsprenglingsquarze sehr stark in Erscheinung. Vereinzelt stecken bis 1 cm große Alkalifeldspate im Grundgewebe.

U. d. M.: In einem feinkörnigen Quarz-Serizitgrundgewebe schwimmen große Einsprenglingskristalle — Porphy Quarze und Alkalifeldspäte. Die Kg. im Grundgewebe beträgt 0,003—0,015 mm. Der Serizit besitzt einen apfelgrünen Pleochroismus (= Phengit).

Einsprenglingsquarz (Kg. 1—4 mm), hauptsächlich gerundet, nur in Ausnahmefällen ist eine Idiomorphie (Dihexaeder) zu erahnen. Noch sehr deutlich sind an den Einsprenglingen die Korrosionsschläuche zu beobachten; erst diese lassen sie als magmatische Einsprenglinge erkennen. Die Korrosionsschläuche sind von einem feinkörnigen Quarzpflaster erfüllt. Einzelne der Kristalle zeigen eine parallele Riefung (= Böhmische Streifung); die meisten löschten undulös aus und sind zerbrochen.

Alkalifeldspat ist als Fleckenperthit mit Übergängen zu Schachbrettalbit erhalten. Praktisch alle Individuen sind unverzwilligt. Kg. 0,8—10,0 mm. Kristalle sind frei von Mikrolithen, zeigen aber Einwachsungen von xenomorphen Quarzen. Hypidiomorphe Kornausbildung; manchmal liegt der Alkalifeldspat nur mehr schattenhaft erkennbar im Grundgewebe, was auf eine Aufzehrung während der Blastese des Grundgewebes hindeutet. Sehr häufig tritt in der Schieferungsrichtung, auf beiden Seiten des Kristalls eine Anhäufung von Kleinkornquarz auf. Zerbrechungsfugen sind nachträglich wieder ausgeheilt.

Akzessorisch treten auf Zirkon, Orthit, ilmentisches Erz.

Das Gestein entspricht also in Struktur und Mineralzusammensetzung einem epimetamorphen sauren Effusivgestein von quarzporphyrischer Zusammensetzung. Mafitische Gemengteile wie Biotit fehlen. Sie dürften der Metamorphose zum Opfer gefallen sein, wobei sie für die Bildung

des Phengits das Eisen geliefert haben. Das häufig auftretende ilmenitische Erz kann als deren Entmischungsprodukt angesehen werden. Der sehr hohe Zirkongehalt beweist ebenfalls die magmatische Herkunft. Das Grundgewebe wird sich aus einer kryptokristallinen bis glasigen Grundmasse entwickelt haben. Das vulkanische Ausgangsgestein wird man sich hauptsächlich als Tuffe und Schmelztuffe vorstellen müssen. Es steht jedoch außer Zweifel, daß der Vulkanit eine nachträgliche Aufarbeitung und Vermengung mit Sediment erfahren hat, sodaß alle Übergänge von reinen Porphyroiden bis zu metamorphen Sedimenten mit pyroklastischer Verunreinigung zu beobachten sind.

Den Hauptanteil der ABP-Serie bilden in diesem Gebiet die **Phengit-schiefer**. Sie sind intensiv grün und feinschuppig. Im Querbuch sehen sie, bedingt durch den Wechsel von dunkel-, hellgrünen und weißen Lagen, aus wie feinschichtige Tuffite. Dieses sedimentäre s wird von einer Transversalschieferung durchsetzt.

U. d. M.: Das Gestein ist durch ein extrem nach s orientiertes lepidoblastisches Serizitgefüge charakterisiert. Transversale Scherfugen schneiden mit 20–25° schräg zum s durch und rufen eine postkristalline Verbiegung des Glimmerverbandes hervor. Glimmer besitzt einen deutlichen Pleochroismus von blaßgelbgrün nach apfelgrün; es handelt sich um Phengit (Bestimmung mittels Röntgendiffraktometrie). In diesem Phengitfilz stecken kleinste xenoblastische Quarze. Als klastischer Bestandteil heben sich Quarz- und Quarzbruchstücke (Kg. 0,06–0,55 mm) ab. Im Druckschatten dieser Großkörner finden sich Sandquarzhäufungen. Möglicherweise sind auch Porphyroquarze als Klastika vertreten, doch sind keine deutlichen Korrosionsschläuche zu beobachten. Untergeordnet finden sich Feldspat und Erz.

Neben diesen grünlichen Phengitschiefern kommen auch silbrig-glänzende, weiße Serizitschiefer (ohne Phengit!) vor, die durchwegs so feinschuppig werden, daß man sie zwischen den Fingern völlig zermahlen kann.

In diese metamorphen Pelite sind m-mächtige **Lagen fanglomeratischer Gesteine** eingeschaltet. Sie sind am Weinweg und am Dürrgraben SE der Kote 1101 in halbwegs zusammenhängenden Profilen erschlossen (Abb. 2). Während am Weinweg diese Breccien durch den Phengit eine grüne Farbe aufweisen, sind dieselben Gesteine im Dürrgraben wesentlich schwächer metamorph und besitzen noch ihre ursprünglich rötliche Färbung. Auch die tektonische Ausplättung der einzelnen Komponenten ist nicht so weit vorgeschritten wie am Weinweg. In ihrer Zusammensetzung gleichen sich jedoch diese Gesteine völlig. Die Größe der Komponenten erreicht etwa 5 cm im Durchmesser. Im „stark“ metamorphen Bereich handelt es sich um hell und dunkelgrüne Schieferstücke, die teilweise bis zu Flatschen ausgezogen sind. Daneben findet man Quarz- und Quarzgeröllchen und Feldspatbruchstücke. Die Matrix besteht aus einem hellgrünen, dunkelgrün geflaserten Serizitgewebe. In der Breccie vom Dürrgraben stecken in einer dunklen etwas rötlich getönten Matrix Quarzgeröllchen, rotbraune karneolartige Quarze und schwarze Kieselschiefergeröllchen. Die Hauptmasse bilden jedoch längliche Schieferbruchstücke von hellbrauner bis rötlicher Farbe (Abb. 4).

U. d. M.: Das Grundgewebe der grünen Breccien besteht aus einem Phengit-Quarzgefüge mit deutlicher Regelung in s. Die markroskop. großen dichten grünen Komponenten sind noch feinkörniger in ihrer Eigentextur wie das

Grundgewebe, bestehen aber prinzipiell aus demselben Material, nur ist im Serizitgefüge keine deutliche Regelung zu erkennen. Es ist anzunehmen, daß es sich um Intraklasten handelt, also um Sedimentteile, die noch in halbverfestigtem Zustand eine Aufarbeitung und nochmalige Sedimentation erfahren haben. Dasselbe gilt auch für die rot-violetten Breccien aus dem Dürrgraben, nur daß die Matrix aus einem dichten Filz von serizitischer und einer wolkig verteilten opaken Substanz besteht.

Die rötliche Farbe bei den Gesteinen der ABP-Serie ist eine absolute Seltenheit und konnte nur im Dürrgraben angetroffen werden. Sie ist als Reliktfarbe des ursprünglich roten Sediments des Rotliegenden zu betrachten. Das Gestein ist auch etwas schwächer metamorph als die übrigen Gesteine der ABP-Serie, was die Ursache der Farberhaltung sein dürfte.

Die Rotfärbung geht im allgemeinen auf das Vorhandensein von Fe_2O_3 (Hämatit) zurück. Ab einem gewissen Grad der Metamorphose ist Hämatit nicht mehr beständig. Das Eisen wird an der Bildung von Phengit beteiligt sein. Es vertritt in Form von Fe^{+2} und Fe^{+3} zusammen mit Mg und Ti das oktaedrisch koordinierte Al des Glimmers (Ch. EXNER 1965, A. PREISINGER 1965). Die grüne Gesteinsfarbe ist also bedingt durch den Phengit.

DIE SERIENGLIEDERUNG DES WECHSELS

Auf der Gliederung der Wechselgesteine von H. MOHR (1910) aufbauend konnte in dem bearbeiteten Gebiet folgende Unterteilung auch kartenmäßig im Maßstab 1 : 10 000 durchgeführt werden (Abb. 3).

I. Permomesozoikum

Metamorphe Kalke und Dolomite

Rauhwacken

Semmeringquarzit

Arkoseschiefer-Breccien-Porphyr-Serie

II. Serie der Hangenden Wechselschiefer

Grauwackenphyllite, Epidotchloritquarzphyllite, Epidotserizitquarzchloritschiefer mit basischen tuffogenen Beimengungen.

Basaler Phyllithorizont

III. Serie der Liegenden Wechselschiefer

Quarzphyllite, Graphitschiefer, graphitische Albitschiefer

IV. Serie der Wechselgneise

Übergangszone: Albitschiefer — Albitgneise

Serizitchloritalbitgneise, Albitchloritquarzphyllite, Albitchloritphyllite, Albitchloritserizitschiefer, Chloritserizitquarzschiefer, Grünschiefer

Wichtig ist hervorzuheben, daß es sich bei dieser Gliederung um Serien handelt, also um Komplexe von petrographisch unterscheidbaren, jedoch untereinander verwandten Gesteinen, die in engster Lagerungsbeziehung stehen und zusammen eine Einheit bilden; so z. B. Phyllite mit wechselndem Quarz und Pigmentgehalt, oder Serizitchloritgneise mit verschiedenen mächtigen Einschaltungen von Grünschiefern, die teilweise durch das starke Schwanken des Chloritgehaltes miteinander verbunden erscheinen. Es kommt also jeder Serie ein charakteristisches Spektrum an Gesteinen zu.

SERIE DER HANGENDEN WECHSELSCHIEFER

Den Hauptanteil in dieser Serie bilden epizonalmetamorphe schiefrige Gesteine, die sich unter folgenden Bezeichnungen zusammenfassen lassen:

Grauwackenphyllite

Epidotchloritquarzphyllite

Epidotserizitquarzchloritschiefer

Es handelt sich durchwegs um mittel- bis dunkelgraue Schiefer. Die Färbung wechselt praktisch im dm- bis mm-Bereich. Meistens keilen die dünnen etwas dunkleren Lagen seitlich sehr rasch aus. Sehr oft ist im bergfeuchten Zustand bei den mittelgrauen Gesteinen ein gelblichgrüner Farbton zu beobachten, der auf den sehr hohen Epidotgehalt zurückzuführen ist (bis 20% des Min.-Bestandes). Jedoch auch die Verteilung des Epidots schwankt sehr stark.

Die Gesteine zerfallen durchwegs in 3—4 cm dicke, ebenflächige Platten. Manchmal ist ihr Habitus etwas phyllitisch und zeigt eine unruhige s-Fläche. Auf den s-Flächen ist meist eine schwache Runzelung abgebildet. Das Gestein besitzt eine durchschnittliche Korngröße von 0,2—0,6 mm. Vereinzelt treten dünne Lagen auf, in denen die Korngröße 1—2 mm erreicht. Dies ist bedingt durch das Vorkommen von Feldspäten. Vom Rabenkropf stammt eine Probe, die eine aufrecht gradierte Schichtung erkennen läßt. Im Liegenden dieser Probe befinden sich etwa 1—2 mm große, abgerundete Quarze, dunkle Erzpartikelchen und Muskovitchuppen. Das Hangende wird von feinerkörnigem Gewebe gebildet.

Solche reliktschen Primärstrukturen sind noch häufig erhalten*). Die Feinschichtung und die wechselnde Färbung geben dem Gestein einen „tuffitischen Habitus“.

U. d. M.: Das Gestein wird von einem feinkörnigen Grundgewebe, bestehend aus Quarz, Albit, Muskovit und Chlorit, aufgebaut. Immer wieder ist eine bis zu 1 mm mächtige, primäre Feinschichtung zu erkennen. Sie drückt sich im Wechsel von quarzreichen — schichtsilikatarmen Lagen und Lagen, die reichlich Muskovit und Chlorit führen aus. An die letzteren ist sehr viel xenoblastischer Epidot und feinkörniger Albit gebunden. In dieses feinkörnige Grundgewebe sind immer Spuren opaker Substanz eingelagert. In s sind eisenreiche Lösungen gewandert und haben verschiedentlich die Schichtsilikate gelb gefärbt. Neben den feinkörnigen xenoblastischen Epidotkörnern sind in wesentlich geringerer Zahl große, jedoch stets zerbrochene hypidioblastische Epidotkörner eingesprengt. Als deutlich klastische Komponente heben sich verschieden ausgebildete Plagioklase und einige wenige Alkalifeldspate ab. In einer Probe konnten noch einige Bruchstücke einer gefüllten braunen Hornblende festgestellt werden.

Klastischer Plagioklas (Kg. 0,15—2 mm) ist in folgenden Ausbildungen anzutreffen:

1) Plag mit dichter Klinozoisitfülle (Abb. 5) — Kristalle haben durchwegs einen füllungsreichen Randsaum; sie sind im allgemeinen unverzwillingt, nur in Ausnahmefällen schimmern einige wenige Lamellen durch die Fülle durch.

2) Plagioklas stark getrübt — xenoblastische Kristallformen; als Pigment dürfte auch feinverteilte graphitische Substanz in Frage kommen.

3) Plagioklas stark polysynthetisch verzwilligt — hypidiomorphe bis xeno-

*) Auf diese Primärgefüge in den Hangenden Wechelschiefern des Weinweges wies Prof. E. CLAR im Sommer 1965 anlässlich einer Exkursion hin.

morphe Kristalle; besitzen außer einigen wenigen Hellglimmermikrolithen keine Fülle.

4) Plagioklas klar — xenoblastische Ausbildung; durchwegs unverzwillingt.

Klastische Alkalifeldspäte (Kg. bis 1 mm) liegen mengenmäßig weit hinter den Plagioklasen. Sie sind als Fleckenperthite und Schachbrettalbite erhalten. Einige wenige Hellglimmermikrolithen sind zu beobachten.

Klastische Hornblende (Kg. 0,2—0,55 mm) — Pleochroismus: x blaßgelbgrün, z dunkelgrünbraun; cAz 15°, 2V_x = 76°. Individuen zeigen eine trübe Fülle. Kristalle sind ausgefranst; teilweise völlig zerschlossen, sodaß die Hornblende nur mehr schattenhaft im Grundgewebe liegt.

Quarz (Kg. 0,02—0,15 mm) bildet ein Pflaster, dessen einzelne xenoblastische Individuen glatte Korngrenzen aufweisen. Vielfach zeigen die Kristalle eine Längung in s und sind schwach undulös.

Muskovit (Kg. 0,02—0,04 mm, vereinzelt bis 0,1 mm) bildet mit Chlorit zusammenhängende Schichtsilikatzüge. Vereinzelt treten große, detritische Muskovitschuppen (1 mm) auf.

Chlorit ist teilweise mit Muskovit parallelverwachsen. Anomal graugrüne bis gelbbraune Interferenzfarben; Pleochroismus: x' hellgelbgrün, z' farblos. Häufig ist eine rosettenförmige Wachstumstendenz zu beobachten.

Epidot nimmt im Gestein bis zu 20% des Min.-Bestandes ein. 2 verschiedene Ausbildungstypen wurden unterschieden:

1) Epidotgroßkristalle (Kg. 0,2—0,3 mm) — hohe Doppelbrechung, bunte fleckige Interferenzfarben; Auslöschungsschiefer aAz 23°. Viele Individuen sind von einem Klinoisit-Kranz umgeben.

2) Den Hauptanteil des Epidots bilden kleine xenoblastische Kriställchen (Kg. 0,02—0,04 mm), die häufig lagenweise im Grundgewebe sitzen.

Akzessorisch treten auf Titanit, Ilmenit (in Umwandlung zu Leukoxen), Zirkon, Orthit, Anatas, Apatit, Turmalin, Hämatit, limonitisches Erz.

In dieser Serie treten untergeordnet Graphitschiefer und am W-Abhang des Harderkogels (Forststr., H. 1275 m) ein Epidotchloritserizit auf.

Graphitschiefer

Diese Schiefer haben prinzipiell die gleiche Mineralzusammensetzung wie die eben beschriebenen Gesteine, nur führen sie in den Muskovit-Chloritzügen in einem verhältnismäßig hohen Prozentsatz opakes Pigment (graphitische Substanz).

Epidotchloritserizit

Es handelt sich um ein blaßgrünes, überaus feinschuppiges Gestein; die s-Flächen tragen eine feine Runzelung. Im Querbruch tritt als Erzeugende dieser Runzelung eine Transversalschieferung hervor.

U. d. M. ist ein lepidoblastisches Gefüge bestehend aus Muskovit und Chlorit zu beobachten. Darinnen stecken kleine xenoblastische Epidote. Albit und Quarz treten zurück. Ein transversales „s₂“ durchsetzt unter einem Winkel von 45° postkristallin im bezug auf die Schichtsilikate das „s₁“*).

Beim basalen Phyllithorizont handelt es sich um **graphitische Chloritserizitphyllite**. Es sind dunkle silbergrau glänzende Phyllite mit glatten Schieferungsflächen, auf denen sich eine feine Runzelung abzeichnet. Im Aufschluß wechseln etwas quarzreichere härtere Partien mit phyllitischen. Die beschriebenen Proben stammen aus den quarzreicheren, da sie eine bessere Probenahme gewährten. Die Phyllite, die an der Forststraße unterhalb des Rabenkropfes im W-Teil des oberen Siebengrabens anstehen

*) Siehe Fußnote auf p. 55.

zeigen auf den s-Flächen knotige Erhebungen, die in B etwas gelängt sind.

U. d. M.: Hauptgemengteile: Quarz, Muskovit, Chlorit und klastischer Feldspat.

Muskovit und in zurücktretendem Maße Chlorit sind die Träger des gut ausgeprägten s-Gefüges. In diese Schichtsilikatzüge ist immer etwas opake Substanz eingelagert. Zwischen diesen Zügen bilden die Quarze ein Pflaster von etwas in s gelängten schwach undulös auslöschenden Kristallen. Ihre Korngrenzen sind gegeneinander glatt. Auch die klastischen Feldspate sind in s eingeregelt.

Folgende klastische Plagioklase treten in diesem Gestein auf:

1) Plagioklas mit intensiver Pigmentdurchstäubung; vielfach schimmert eine polysynthetische Verzwilligung durch.

2) Völlig klare Plagioklase; teilweise sicher auch dem Grundgewebe angehörig.

3) Plagioklas mit Klinozoisit- und Hellglimmermikrolithen.

Als weitere sichere Klastika findet man schachbrettalbitisierte Alkalifeldspate.

Epidot (Kg. 0,04—0,1 mm) in xeno- bis hypidioblastischer Kornform tritt quantitativ völlig in den Hintergrund.

Die Knotenbildung im Phyllit vom N-Abhang des Rabenkropfes wurde in einem Schnitt senkrecht B studiert. Es handelt sich um linsenförmige Gebilde, in denen in bezug auf die Schichtsilikate eine unregelmäßige Mineralanordnung vorhanden ist, während das Gestein, wie oben betont wurde eine strenge Regelung in s aufweist. Neben Muskovit und Chlorit finden sich Quarz, ganz selten Feldspat. Die Knoten werden fast immer von graphitischen Zügen schräg durchsetzt.

Abmessungen im Schnitt senkrecht B: Länge 1,75—2,0 mm, Dicke um 1,2 mm.

Die Knoten sind als Druckschattenräume, die bei der Verschieferung etwa nach dem Prinzip der Fiederspalten entstanden sind, zu deuten.

In die basalen, dunklen graphitischen Phyllite ist am Feistritzsattel (Wegabzweigung zum Wetterkogelhaus) ein etwa 2 m mächtiger heller Schiefer eingelagert. Es handelt sich um einen **Chloritserizitphyllit** von graugrüner Färbung, mit deutlich ausgeprägten s-Flächen. Die Schieferungsfläche trägt eine feine Runzelung.

U. d. M.: Muskovit und Chlorit bilden ein s-Gefüge ab, in das sich zeilenförmig xenoblastischer Quarz (Kg. 0,03—0,07 mm) einbaut. Die Korngrenze der Quarze sind gegeneinander glatt; eine schwache Undulösität ist zu beobachten. Der Chlorit besitzt anomal grünbraune Interferenzfarben und einen Pleochroismus von grün nach blaßgrün. Er tritt mengenmäßig etwas hinter den Muskovit (Kg. 0,05 mm) zurück.

Verschieden ausgebildete Feldspate (fast ausnahmslos Plagioklas) sind eingestreut. Es überwiegen xenoblastische Plagioklase mit Hellglimmermikrolithen; daneben treten füllungsfreie Plagioklase auf. Einige wenige zeigen eine polysynthetische Verzwilligung. Auch sie führen eine Fülle. Ein Großteil ist klastischer Herkunft. Graphitisches Pigment fehlt dem Gestein vollständig.

Akzessorisch treten auf: Zirkon, Epidot, Hämatit und limonitisches Erz.

Die basale Phyllitgruppe tritt im Gelände häufig sehr gut in Erscheinung. So läßt sie sich als markantes gut kartierbares Band vom Feistritzsattel (1290 m) über den gesamten N-Abhang des Rabenkropfes verfolgen. Es wird mehrmals durch Störungen versetzt. Als geschlossener Zug treten

diese Phyllite ebenfalls S der Poirshöhe (1374 m) auf, weiters auf der E-Seite des Harderkogels und beim Mitterköpfel.

Daß die basalen Phyllite auch noch zur Serie der Hangenden Wechselschiefer zu rechnen sind, geht einerseits aus dem mikroskopischen Befund hervor, da das Gestein denselben Reichtum an klastischen Feldspäten führt, wie die gesamte hangende Serie. Andererseits läßt sich auch ein allmähliches Übergehen dieser Phyllite in die Hangendserie im Gelände belegen. Dieses Herausentwickeln ist ausgezeichnet am Feistritzsattel gegen den Rabenkopf zu, im Aufschluß an der Straße 1 km WNW des Feistritzsattels und am W-Abhang des Mitterköpfels zu beobachten.

Diese basalen Phyllite verknüpfen jedoch auch die Hangendserie mit der Serie der Liegenden Wechselschiefer. Es fällt oft sehr schwer sie in diesem Übergangsbereich von den phyllitischen und quarzphyllitischen Liegendschiefern exakt abzutrennen. Dieser Übergang ist besonders gut am W-Abhang des Mitterköpfels aufgeschlossen.

Aussagen über das Ausgangssediment

Bei den Gesteinen der Hangenden Wechselschiefer handelt es sich um Tone, sandige Tone und Feinsandlagen mit einem vulkanischen Detritus, die eine Metamorphose der schwächer temperierten Epizone erfahren haben. Es liegt also heute ein metamorpher Mineralbestand vor. Die durchschnittliche Mächtigkeit der Serie beträgt etwa um 180 m.

Bei einem Großteil der Feldspatklastika, die ja in den Gesteinen der Hangenden Wechselschiefer sehr häufig vorkommen, ist anzunehmen, daß es sich um vulkanischen Detritus handelt. Es liegen hauptsächlich Plagioklasse vor, so vor allem Plagioklastypen mit einer dichten Klinozoisitfülle und stark polysynthetisch verzwilligte. Bei den ersteren hat man es mit ehemaligen An-reicheren Kristallen zu tun, die im Zuge der Metamorphose entmischt worden sind. Individuen mit füllungsfreiem Randsaum weisen auf einen früheren normalzonaren Aufbau hin.

Die neben dem Feldspatdetritus vorkommenden gefüllten braunen Hornblendbruchstücke lassen sich ebenfalls als magmatische Relikte deuten.

Der besonders typische Wechsel mm-dünner Lagen mit der Mineralvergesellschaftung Epidot, Chlorit, feinkörnigem Albit und wenig Serizit und Quarz mit quarzreicheren Lagen, in denen Epidot und Chlorit sehr stark zurücktreten, ist für diese Gesteine besonders charakteristisch. So deutet vor allem diese Epidot-Chlorit-Albit-Paragenese das Vorhandensein feiner Vulkanaschen von basischer Zusammensetzung an. Die starke Durchmischung mit Sedimentmaterial läßt jedoch diese vulkanische Komponente nur erahnen.

SERIE DER LIEGENDEN WECHSELSCHIEFER

Die Serie der liegenden Wechselschiefer setzt sich aus folgenden Gesteinen zusammen.

Chloritquarzphyllite und Chloritserizitphyllite

Es sind mittel- bis dunkelgraue Schiefer mit serizitbelegten s-Flächen. Im Querbruch ist zu beobachten, daß im allgemeinen s-parallele Quarz-äderchen mobilisiert sind; diese Äderchen können so dicht stehen, daß das Gestein eine feine Bänderung zeigt. Oft wittern sie rostigbraun und löchrig an. Sie erreichen eine Dicke bis 2 cm und können eine Faltung, die im cm- bis dm-Bereich liegt, abbilden. Es handelt sich um leichte Wellungen bis liegende Falten mit stark ausgedünnten Schenkeln. Zwischen den Quarzphylliten, die nahe den Hangenden Wechelschiefern auftreten, und denen, die in tieferen Teilen des Normalprofils liegen, ist eine Kristallisationszunahme des Muskovits festzustellen. Im Hangenden sind die s-Flächen von einem zarten, stumpfgrauen Serizitbelag überzogen, ohne daß Einzelschüppchen mit freiem Auge zu erkennen sind. Auch die Korngröße des Quarzes ist sehr klein und nicht als Einzelindividuum zu sehen. In liegenden Partien lösen sich bereits einzelne Muskovitschüppchen ab — das gesamte Gestein ist gröber körnig.

U. d. M.: Ein gut ausgeprägtes s-Gefüge wird von Muskovit-Chloritzügen und Quarzzeilen als Hauptgemengenteil abgebildet. Es ist die Beobachtung zu machen, daß die s-Flächen („s₁“) nachträglich nochmals mechanisch betätigt wurden. Diese subparallel zu „s₁“ verlaufenden Flächen („s₂“) schneiden scharf durch Nester von Chloritrosetten durch. Die im bezug auf „s₁“ präkristallin deformierten Muskovite werden durch „s₂“ gequält. Diese „s₂“-Flächen wurden dann auch für sekundäre Wanderungen limonitischer Erzlösungen benutzt; die Schichtsilikate sind gelbbraun verfärbt. Dieselben Erscheinungen sind anzutreffen, wenn die „s₂“-Flächen in einem Winkel (20—40°) zu „s₁“ angelegt worden sind.

Quarz (Kg. 0,04—0,1 mm) — xenoblastische Individuen mit gegeneinander glatten Korngrenzen, leichte Längung in s, schwache Undulösität.

Muskovit — Kg. je nach Stärke der Kristallisation 0,06—0,12 mm.

Chlorit — teilweise mit Muskovit parallel verwachsen. Rosettenbildung. Anomal braungrüne Interferenzfarben; Pleochroismus: x' blaßgrün, z' farblos.

Plagioklas (Kg. 0,04—0,25 mm) — xenoblastische Albite, in s eingeregelt. Meistens von opakem Pigment durchstäubt. Im allgemeinen unverzwilligt, sonst nur einfach bis wenige Zwillingslamellen.

Epidot — spielt eine völlig untergeordnete Rolle. Nur in Proben aus der unmittelbaren Nähe der Hangenden Wechelschiefer am Mitterköpfel sind sie epidotreicher, sodaß man es mit Epidotchloritquarzphylliten zu tun hat.

Akzessorisch: Karbonat, Zirkon, Orthit, Turmalin, Erz, graphitisches Pigment.

Mineralbestand: Chloritquarzphyllit — Forststraße W des Feistritzsattels, H: 1360 m.

Albit	4,75%
Quarz	51,75%
Muskovit	20,50%
Chlorit	16,75%
Erz + Akz.	3,50%
Epidot	2,75%

Graphitquarzit

Ein kompakter schwarzer Schiefer, der auf den s-Flächen einen runzeligen glänzend schwarzen Belag trägt. Im Querbruch zeichnen sich quarzreiche Zeilen ab. Ein „s₂“, das mit geringem Winkel „s₁“ durchschneidet, erzeugt eine Fältelung. Vereinzelt stecken noch Pyritblasten im Gestein, die jedoch in den meisten Fällen zu limonitischem Erz zersetzt

sind. Sie bilden dann in stark hervortretenden s-Flächen gelbbraune und rotbraune Beläge.

U. d. M.: Züge von Graphit und Muskovit zusammen mit Quarzzeilen bilden ein „s₁“-Gefüge ab. Der Graphit tritt in zusammenhängenden Partien auf, ohne daß in dieser opaken Masse Einzelindividuen zu erkennen sind. Muskovit (Kg. 0,05—0,12 mm) besitzt xenoblastische Kornform und hat gegeneinander glatte Korngrenzen; durchwegs in s gelangt, schwach undulös.

Oft sind in die Quarzphyllite und Phyllite überaus feinschuppige, helle Serizit-Chlorit- und Chlorit-Serizit-Phyllite eingeschaltet. Im Hohlweg, der aus dem Schlaggraben auf den Rücken zwischen Schlaggraben und Ottenbachgraben zieht, sind sie im Verband aufgeschlossen.

Serizitchloritphyllit

Ein intensiv grünes, sehr feinschuppiges Gestein von phyllitischem Habitus. Die s-Flächen sind etwas unruhig, wellig ausgebildet. Im Querbruch sind Quarzäderchen zu erkennen.

U. d. M.: Chlorit und in untergeordnetem Anteil Muskovit bauen ein lepidoblastisches s-Gefüge auf. In undeutlichen Zeilen ordnet sich Quarz ein. Die Quarze (Kg. 0,06—0,1 mm) haben ein glattes bis schwach undulöses Auslöschen und sind in s gelangt. Korngrenzen sind gegeneinander glatt ausgebildet.

Chlorit (Kg. 0,04—0,2 mm) — anomal braungrüne Interferenzfarben, Pleochroismus x' türkisgrün, z' blaßgelb bis farblos. Rosettenförmige Querindividuen. Muskovit: postkristalline Deformation, Parallelverwachsungen mit Chlorit.

Plagioklas (Kg. 0,12—0,4 mm) — xenoblastische Rundlinge mit zahlreichen Einschlüssen von Quarz, Chlorit und Muskovit. Die Individuen sind unverzwilligt oder einfach verzwilligt.

Alkalifeldspat — einige wenige Körner in Form von Perthiten.

Epidot (Kg. 0,07—0,18 mm) — xenoblastische Kornform; quantitativ unbedeutend.

Chloritserizitphyllit

Ein silbrig, hellgrau glänzender Schiefer, überaus feinblättrig, mit eben aufspaltenden s-Flächen.

U. d. M.: Hauptgemengteile: Muskovit und Chlorit, wenig Quarz. Das lepidoblastische Gefüge der Schichtsilikate (Kg. 0,02—0,05 mm) bildet ein „s₁“ ab. Eine zweite Flächenschar durchschneidet „s₁“ unter ca. 10°. Das Gestein erhält dadurch eine linsige Textur. Die Quarze ordnen sich daher auch in linsigen Aggregaten an; sie besitzen glatte Korngrenzen und glattes bis schwach undulöses Auslöschen. Muskovit ist in bezug auf „s₂“ postkristallin deformiert. Albit unter 10% des Mineralbestandes. Erz.

Albitschiefer

Ein phyllitisches Gestein von mittel- bis dunkelgrauer Farbe. Die s-Flächen sind wellig, unruhig beschaffen und tragen einen glänzenden Serizitbelag, in dem einzelne Muskovitschüppchen hie und da zu erkennen sind. Das Gestein zerfällt im allgemeinen in linsige Körper. Im Querbruch sind praktisch immer 2 Flächenscharen zu beobachten, die den linsigen Zerfall hervorrufen. Die teilweise starke Kristallisation des Muskovits gibt

dem Gestein ein glimmerschiefriges Aussehen. Bereits mit freiem Auge ist eine starke tektonische Beanspruchung des Mineralbestandes zu erahnen. Die s-Flächen tragen öfters Turmalinnädelchen von ½—1 cm Länge, die teilweise geknickt sind. Das Gestein ist kiesreich, jedoch ist der Pyrit meistens herausgewittert und in limonitisches Erz zersetzt.

U. d. M.: Das Gestein wird von 2 Gefügerichtungen — „s₁“ und „s₂“ — beherrscht. Beide erfahren ihre Abbildung sowohl durch Muskovit- und Chloritzüge, als auch durch das s₃ der Albitblasten. Die Albite sind durch schwach auskristallisierte Grundgewebeinschlüsse (Züge opaker Substanz bis Quarz-, Muskovit- und Chloritzüge je nach Stärke der Kristallisation) gekennzeichnet. Muskovit und Chlorit stimmen mit dem s₃ des Plagioklases überein; auch weisen sie im bezug auf „s₁“ eine syn- bis präkristalline Durchbewegung auf. Hingegen deformiert „s₂“ sowohl die Schichtsilikate als auch die Albite, was sich in einer Zerbrechung und Rotation der letzteren äußert. Der Scherflächennormalabstand ist in den einzelnen Proben überaus verschieden, ebenso die Winkel, mit welchen „s₂“ die 1. Schieferung durchsetzt (Abb. 8 u. 9). Die graphitische Substanz, die in manchen Proben fast ausschließlich an den Plagioklas gebunden ist, wurde bei der Zerschering in „s₂“ frei und bildet vielfach in diesen Flächen dünne Häute.

Albit — An 6% (3—8), (Kg. 0,2—0,3 mm) — xenoblastische Rundlinge; nur selten einfach verzwilligt. Die opake Substanz der Einschlusszüge besteht neben graphitischen „Flocken“ und feinstverteilter Erzsubstanz aus dichten Nadelaggregaten von Rutil.

Quarz (Kg. 0,03—0,08 mm) — in nesterförmigen Aggregaten angeordnet. Xenoblastische Kornform, gegeneinander glatte Korngrenzen, glattes bis schwach undulöses Auslöschen.

Muskovit (Kg. um 0,1 mm)

Chlorit — anomal braungrüne Interferenzfarben; Pleochroismus x' türkisgrün, z' blaßgelb bis farblos. Häufig rosettenförmige Querindividuen, von „s₂“ durchschnitten.

Akzessorisch Epidot, Karbonat, Turmalin, Erz, graphitisches Pigment.

Der Mineralbestand aus drei Proben soll die Variationsbreite der Albitschiefer charakterisieren.

	I	II	III
Albit	34,0%	32,0%	20,5%
Quarz	27,0%	34,0%	36,0%
Muskovit	8,0%	21,0%	27,0%
Chlorit	20,5%	8,0%	14,0%
Epidot	5,5%	—	2,5%
Karbonat	3,0%	—	—
Erz + Graphit *)	2,0%	5,0%	—

I) Straßenaufschluß gegenüber der Fabrik in Trattenbach — linke Talseite.

II) Forststraße über WH Dissauer (H: 1215 m)

III) Fröschnitzsattel

Die Charakterisierung der Serie

Ein sehr markantes Kennzeichen dieser Serie sind die häufig auftretenden Graphitphyllite und -quarzite. So sind am Rücken zwischen Schlag- und Ottenbachgraben in Quarzphyllite, Serizitchloritphyllite und Chloritserizitphyllite Graphitschiefer eingeschaltet. Jede der Einschaltungen erreicht eine Mächtigkeit von ca. ½ m. Am Kamm, der vom Harderkogel (Forststraße am Nordabhang) gegen den Gruber (Fröschnitztal) zieht,

*) Graphitische Substanz außerhalb des Albits.

sind quarzitische Graphitschiefer in Quarzphyllite und Phyllite eingeschaltet. Es wurden beim Kartieren, soweit es die Aufschlußverhältnisse zuließen, diese Graphitschiefer gesondert ausgeschieden.

Auf dem Abhang der Poirshöhe, gegen das Fröschnitztal und den Dürrgraben treten die Graphitschiefer in einer „stratigraphischen“ Position unmittelbar im Liegenden der Hangenden Wechselschiefer auf.

Auch in den tieferen Serienteilen sind die Graphitschiefer weit verbreitet. So stehen im Ottenbachgraben, hinter dem letzten Gehöft, in die Albitschiefer eingelagert, harte schwarze Graphitschiefer an. Auch an der Straße zum Feistritzsattel, nach der letzten Kurve vor dem Sattel, sind Graphitquarzite in die Albitschiefer eingeschaltet.

Am Westabhang der Poirshöhe, auf der unteren Forststraße, stehen Graphitphyllite an, die einzelne quarzitische Lagen führen. Darunter befinden sich hellgraue Chloritserizitphyllite.

Die Chloritquarzphyllite und Chloritserizitphyllite nehmen den Hauptteil der Gesteine der Liegenden Wechselschiefer ein. Mit ihnen sind die Hangenden Wechselschiefer innigst verknüpft, sodaß eine exakte Festlegung der Grenze im Gelände nicht immer möglich war. Schließlich besitzen sie ja auch den selben Hauptmineralbestand. Unter dem Mikroskop läßt sich diese Unterscheidung etwas leichter durchführen, da in der liegenden Serie der bunte Feldspatdetritus fehlt. Die Kristallisation ist gegen die Teufe etwas stärker vorgeschritten, sodaß die in den Hangenden Wechselschiefern häufig auffindbaren reliktschen Primärstrukturen verschwinden. Die Liegenden Wechselschiefer am Mitterköpfel führen noch sehr viel Epidot, was ihre starke Verwandtschaft mit dem Hangenden bezeugt.

Das Verhältnis Quarzphyllite zu Albitschiefern

Im Siebengraben (H: 1137 m), in dem Forststraßenstück zwischen den beiden Gräben, tritt der Quarzphyllit in beinahe unmittelbarem Kontakt mit dem Wechselgneis. Ein etwas höherer Albitgehalt ist zu beobachten; die Plagioklase sind intensiv von feinkörniger opaker Substanz durchstäubt. Es bringt also eine Zunahme von Albit eine Angleichung an den Mineralbestand der Albitschiefer mit sich.

Quarzphyllite und Albitschiefer wurden bei der Kartierung zu einer Einheit zusammengefaßt. Diese Einheit läßt sich gegen die Hangenden Wechselschiefer und gegen den unterlagernden Wechselgneis abtrennen, obwohl nach beiden Richtungen eine Annäherung festzustellen ist. Die Hauptmasse der Albitschiefer ist auf das Liegende der Serie beschränkt, hingegen die quarzphyllitischen Schiefer auf den hangenden Teil. Jedoch finden sich auch Albitschiefer in Quarzphyllite, so am Rücken zwischen Schlag- und Ottenbachgraben (H 1138 m), eingeschaltet, umgekehrt sind quarzphyllitische Partien in den Albitschiefern sehr häufig. Die postkristalline Deformation der Albitblasten im bezug auf „s₂“ ist in beiden Gesteinen ebenfalls gegeben.

SERIE DER WECHSELGNEISE

Übergangszone Albitschiefer — Wechselgneis

Im Grenzbereich Liegende Wechselschiefer zu Wechselgneis kommt es zu einer Annäherung der beiden Serien. So gleichen die Ausbildungstypen des hangenden Wechselgneises sehr den Albitschiefern. Auch Einschaltungen von graphitischen Schiefern und Graphitquarziten sind in beiden Serienanteilen markante Merkmale. Diese im Durchschnitt 20—30 m mächtige Zone wurde auf der Karte mit einer Übersignatur ausgeschieden, vorausgesetzt, daß die Aufschlußverhältnisse eine entsprechende Abtrennung zuließen. Am schönsten konnten die Verhältnisse am Beginn des Talergrabens (im Orte Trattenbach), an der linken Talseite, beim Aufstieg zur Leiten und an der Straße nach dem Wh. Dissauer, studiert werden.

Die Hauptmasse der Gesteine dieser Übergangszone wird von graphitischen oder wenig pigmentierten Serizitchloritgneisen mit dem Hauptmineralbestand Albit (An 3%), Quarz, Muskovit und Chlorit gebildet. Sie besitzen ebenfalls 2 Schieferungen, wobei „s₂“ den Mineralbestand postkristallin deformiert.

Die am Beginn des Talergrabens, auf dem Weg zur Leiten, anstehenden Graphitschiefer sind extrem in „s₂“ beansprucht. In ihnen stecken als Faltenstengel dichte graue **Serizitquarzite**.

U. d. M.: Ein granoblastisches Quarzpfaster ist in einen stark undulösen Altbestand (Kg. 0,25 mm) und in rekristallisierte Individuen (Kg. 0,05—0,07 mm) differenziert. In diesem Quarzgefüge stecken präkristallin deformierte Muskovitschuppen. Scharfbegrenzte Rupturflächen mit gequälten Muskoviten sind als „s₂“ zu erkennen.

Es ist also die Übergangsserie durch Wechselgneis, die teilweise reichlich graphitisches Pigment führen, durch Einschaltungen von Graphitschiefern und Quarziten charakterisiert. Im Bezug auf Deformation durch „s₂“ herrscht völliges Übereinstimmen mit den Wechselschiefern.

Wechselgneis

Unter der Bezeichnung Wechselgneis versteht man Gesteine mit den Hauptgemengteilen Albit, Quarz, Muskovit und Chlorit. Es lassen sich demnach Albitchloritphyllite, Albitchloritquarzphyllite und Serizitchloritalbitgneis unterscheiden. Besonders charakteristisch für den Wechselgneis ist seine durch die intensive Chloritführung bedingte grüne Farbe und der hohe Gehalt an Albitblasten (Kg. 1—4 mm). Beide Bestandteile treten makroskopisch am stärksten in Erscheinung. Die Chlorite sind als dunkelgrüne fleckige Aggregate im Serizitgewebe verteilt. Chloritarmer Varietäten sind selten. Der Albitgehalt des Gesteins ist starken Schwankungen unterworfen.

Das Gestein zeigt im Handstück eine ausgezeichnete Paralleltextur. Der s-Flächennormalabstand ist häufig so gering, daß vom Gefüge ausgehend die Bezeichnung „Gneis“ nicht immer zutreffend ist.

Überaus häufig sind im Wechselgneis s-parallele und quergreifende Quarzadern eingelagert, die Mächtigkeiten bis zu 1 m erreichen können.

Auch Kiesdurchstäubung ist immer zu beobachten, jedoch ist er fast immer zu Limonit verwittert. Öfters trifft man auf den s-Flächen einige mm-große Turmalinnädelchen an.

U. d. M.: Hauptmineralbestand: Albit, Quarz, Muskovit, und Chlorit. Muskovit und Chlorit fungieren als Träger eines s-Gefüges (s_0). Die Albitblasten umschließen hauptsächlich Quarz, Muskovit, Chlorit und Erz. Diese Einschlußmineralien zeigen im Plagioklas praktisch immer eine Einregelung, die natürlich nicht so deutlich ausgebildet ist wie die opacitischen Einschlußzüge der Albitschiefer und der Gesteine der Übergangszone. Es dürfte sich um etwas stärker auskristallisierte Bestandteile der opacitischen Züge handeln. Die Einschlußmineralien, vor allem der Quarz können eine so starke Kristallisation aufweisen, daß sie bis an die Größe der Grundgewebsmineralien heranreichen, wobei dann die Albitsubstanz sie wie eine „Zwickelfüllung“ umgibt. Die Albitporphyroblasten lassen eine kräftige tektonische Beanspruchung durch die „ s_2 “-Flächen erkennen. Sie werden von ihnen glatt durchtrennt. Häufig erfährt der Albit zwischen 2 eng beisammenliegenden „ s_2 “-Flächen eine Rotation, die bis zu einer völligen Einregelung des s; in „ s_2 “ führen kann. Bei überaus dichter Lage der 2. Schieferung kann praktisch jedes Korn eine solche Rotation mitmachen.

Quarz ist in lagigen und linsigen Anordnungen anzutreffen. Er zerfällt in einen Quarzaltbestand (Kg. 0,1—0,12 mm), der an der starken Undulösität und an den ausgezackten Korngrenzen zu erkennen ist, und in ein Kleinkornpflaster (Kg. 0,03—0,07 mm) mit glatten Korngrenzen. In vielen Fällen ist jedoch der Altbestand nur mehr reliktsch erhalten. Muskovit und Chlorit treten in Zügen gemeinsam auf, wobei der Chlorit auch als schuppige Einschaltung im Quarzpflaster verteilt ist. Durchwegs ist für die Schichtsilikate die „ s_2 “-Fläche die Hauptregelungsfläche. Hier und da stecken Partien von Muskovit-„Querindividuen“ in diesen Zügen, die ein Relikt des primären „ s_1 “-Gefüges darstellen. Muskovit und Chlorit zeigen im bezug auf „ s_2 “ eine starke postkristalline Deformation.

Albit — An 3,5% (0—6), (Kg. bis 4 mm) — xenoblastische Kristallrundlinge verzahnen sich mit dem Grundgewebe. Postkristalline Deformation i. bez. auf „ s_2 “.

Folgende Einschlußmineralien treten auf: Quarz, Muskovit, Chlorit, Erz (teilweise idiomorph), Epidot, Titanit, Karbonat und säulchenförmige Aggregate von Chlorit und feinkörnigem Epidot (Pseudomorphosen, Länge: 0,07—0,17 mm, Abb. 6).

Kristalle sind meistens unverzwillingt; einige wenige nach dem Albitgesetz.

Quarz — xenoblastische Kornform; in Alt- und Neubestand differenziert.

Muskovit (Kg. 0,1—0,15 mm) — i. bez. auf s_2 postkristallin deformiert.

Chlorit (Prochlorite, vereinzelt Mg-Prochlorite): Überwiegend anomal rotviolette Interferenzfarben; Pleochroismus: x farblos, z sattes grün; $n_y = 1,627$, $n_z - n_x = +0,001$ (best. an Probe 64/36).

Epidot normaler Weise nur als akzessorischer Gemengteil vorhanden. In Ausnahmefällen in Form von xenoblastischen Kristallaggregaten, als Einschlußmineral im Albit und in Pseudomorphosen zusammen mit Chlorit (Abb. 6).

Karbonat in Form von Zwickelfüllungen mit einer Tendenz zur Idiomorphie. Auch als Einschlußmineral im Albit.

Turmalin (3—4 mm lange Säulchen) Pleochroismus: Rinde dunkelolivgrün bis schwarz, Kern hellblaugrau bis dunkelblaugrau.

Titanit, Apatit, Zirkon und Erz.

Die aus den Mineralien Epidot und Chlorit bestehenden gestaltlosen und nadelförmigen Aggregate (Abb. 6) werden auf Grund der Mineralparagenese und ihrer Gestalt als Pseudomorphose nach Amphibol gedeutet.

Mineralbestand:

	I	II	III	IV
Albit	15,00%	18,50%	29,50%	34,50%
Quarz	46,25%	40,00%	27,00%	41,00%
Muskovit	21,25%	30,50%	27,50%	9,25%
Chlorit	17,00%	10,00%	13,50%	7,50%
Epidot	—	—	—	5,00% *)
Calcit	—	—	—	2,00%
Erz	—	0,75%	1,75%	0,75%
Akz.	0,50%	0,25%	0,75%	—

I Albitchloritquarzphyllit; Straße zum Feistritzsattel, 200 m W Siebengraben

II Albitchloritphyllit; Diebsgraben 1140 m.

III Serizitchloritalbitgneis; Siebengraben 1055 m.

IV Serizitchloritalbitgneis; Trattenbachgraben über dem großen Vierkanthof.

(*) zusammen mit Pseudomorphosen).

Vereinzelte treten praktisch quarzfreie Einschaltungen im Wechselgneis auf. Diese **Albitchloritserizitschiefer** besitzen eine dunkelgrüne Farbe.

U. d. M.: Hauptbestandteile: Muskovit und Chlorit; wenige Albitblasten und völlig untergeordnet Quarz und Erz. Muskovit und Chlorit bilden ein lepidoblastisches Gefüge mit häufigen Parallelverwachsungen der beiden Mineralien. Dieses Gefüge wird von einer 2. Schieferung unter einem Winkel von 20—25° durchsetzt und dabei die Schichtsilikate postkristallin deformiert.

Im Gebiet der Fanklbauer Höhe und in den Aufschlüssen bei der Kote 992 (im Talergraben) stehen, in den Wechselgneis eingelagert, Schiefer an, die sich vom Gneis dadurch unterscheiden, daß sie keinen oder fast keinen Albit führen. Diese **Chloritserizitquarzschiefer** sind silbrig hellgrau glänzend. Sie tragen auf den serizitbelegten s-Flächen in einer B-Lineation ausgerichtete Chloritflecken.

U. d. M. Hauptgemengteile: Quarz, Muskovit und Chlorit. Quarz zerfällt in einen aus undulösen Großindividuen bestehenden Albitbestand und in ein feinkörniges Quarzrekristallinat. Im Schnitt senkrecht B ist der Quarz in linsigen Aggregaten angeordnet, die von Muskovit-Chloritzügen umflossen werden. 1. und 2. Schieferung schneiden einander unter einem Winkel von 10—12°, sodaß die Flächen sich nur sehr schwer trennen lassen. Albit findet sich nur ganz selten. Schichtsilikate sind i. bez. auf s₂ postkristallin deformiert. Akzessorisch treten auf Epidot, Turmalin, Zirkon und Erz.

Grünschiefer

Es sind durchschnittlich massige harte grüne Gesteine mit einer sehr schlecht ausgebildeten Schieferung. In einem schwarzgrünen Grundgewebe von Chlorit stecken kleine Albitkriställchen. Im Anschnitt trifft man immer wieder auf idiomorphe Erzblasten. In günstigen Fällen lassen sich noch primäre Strukturen des ehemaligen Effusivgesteins erkennen, die durch den metamorphen Mineralbestand nachgezeichnet sind.

Mit Hilfe des Mikroskops lassen sich 2 Typen unterscheiden:

- 1) Albitepidotchloritschiefer
- 2) Albitchloritschiefer

U. d. M. **Albitepidotchloritschiefer**: (Abb. 7)

Albitblasten und idio- bis hypidioblastische Epidote stecken in einem Grundgewebe von Chlorit, dessen einzelne Individuen eine starke Tendenz zum rosettenförmigen Wachstum aufweisen. Sie bilden daher auch keine Schieferung ab. Die Kristallisation des Chlorits hat postkinematisch stattgefunden. Die

Plagioklase besitzen ein gut parallelorientiertes Interngefüge, bestehend aus Chlorit, Epidot und Erz. Dieses s_1 ist praktisch in den einzelnen Kristallen gleichorientiert. Feinkörniger Epidot und Erzsubstanz bilden Nester und Aggregate im Chlorit.

Albit — An 3% (1—4); (Kg. 0,4—1 mm) Xenoblastische Kornform; meistens unverzwilligt, nur vereinzelt Albitgesetz. Sie besitzen ausgezackte Ränder und verzahnen sich mit dem Chloritgrundgewebe. Einschlusmineralien sind Chlorit, Epidot, Erz und Quarz.

Epidot (Kg. 0,4—1 mm) Pleochroismus: x farblos, z blaßhellgelb; $2V_x = 77^\circ$. Idio- bis hypidiblastische Säulchen. Die Kristalle weisen vielfach eine Zerbrechung auf.

Chlorit (Mg-Prochlorit) — anomal grünbraune Interferenzfarben; Pleochroismus: x dunkles grün, z farblos. $n_v = 1,61$; $n_z - n_x = + 0,005$.

Untergeordnet treten auf: Muskovit, Quarz, Titanit, Karbonat, Zirkon, Erz.

Albitchloritschiefer

Hauptgemengteile: Albit und Chlorit.

In die Chloritzüge sind Albitblasten eingebaut, die häufig einen feiderweisen Zerfall in Teilindividuen zeigen. Einzelne Albite sind völlig in Kleinindividuen aufgelöst und in das s der Chlorite in Züge eingestreut. Der Feldspat führt immer einige Einschlusmineralien: hauptsächlich Chlorit und Erz. Oft bilden sie ein deutliches s_1 . Aneutungsweise werden die rosettenförmigen Querindividuen der Chlorite von einer 2. Schieferungsschar durchsetzt, sodaß es zu postkristalliner Deformation des Mineralbestandes kommt.

Albit — An 3,5% (1—7); (Kg. 0,05—1 mm) Xenoblastische Kornform, unverzwilligt, vereinzelt Albitgesetz; i. bez. auf S_2 postkristallin deformiert.

Chlorit (Mg-Prochlorit bis Delessit) — anomal graugrüne Interferenzfarben, Pleochroismus: x sattgrün, z farblos; $n_y = 1,61$, $n_z - n_x = + 0,002$.

Untergeordnet treten auf: Epidot, Quarz, Zirkon, Titanit, Erz.

Mineralbestand:

	Albitepidotchloritschiefer	Albitchloritschiefer
Albit	27,50%	47,50%
Chlorit	35,00%	40,50%
Epidot	21,50%	4,00%
Erz	12,50%	4,00%
Quarz	2,00%	4,00%
Akz.	1,50%	—

Lokale Schwankungen in der Serie der Wechselgneise

Das auffallendste Charakteristikum des Wechselgneises sind die durch den Albit bedingten Knoten. Es fällt daher besonders auf, wenn man in diesen Gesteinskomplexen auf Partien stößt, die praktisch albitfrei sind oder so wenig Albit führen, daß er mit freiem Auge nicht wahrzunehmen ist. Gut aufgeschlossen sind solche Chloritserizitquarzschiefer durch die Forststraße knapp oberhalb der K. 992 im Talergraben. Positionsmäßig fallen sie hier in den Bereich der Übergangszone Wechselgneis — Liegende Wechselschiefer.

Oft sind diese Gesteine am W-Abhang der Fanklbauer Höhe durch die Forststraße erschlossen. Auch am Weg, der vom Fröschnitzsattel zur Kapelle (K. 1067) führt, trifft man hauptsächlich auf diese albitfreien Gesteine; nur ab und zu stehen auch echte Wechselgneise an, sodaß an der Zuordnung zur Serie der Wechselgneise nicht zu zweifeln ist.

Ein extrem grobknotiger Wechselgneis mit bis zu $3/4$ cm großen Albiten konnte an zwei Stellen angetroffen werden. Im Bachbett des Sieben-

grabens (970 m Höhe), wo er von einem feinkörnigen Gneis überlagert wird und auf der Siebengrabenforststraße im Blockwerk (1170 m Höhe) nicht mehr unmittelbar anstehend.

Die Grünschiefer sind im Wechselgneis konkordant eingeschaltete Züge metamorpher basischer Effusivgesteine. Das mächtigste Grünschiefervorkommen zieht vom östlichen hinteren Siebengrabenast über die Forststraße zum Saurücken. Im Siebengraben liegen m-große Blöcke dieses Gesteins; am Saurücken verlieren sich die Lesesteine. Es konnte nicht entschieden werden, ob es sich um ein primäres Endigen des Grünschieferzuges handelt, oder ob nur die mangelnde Aufgeschlossenheit ein Weiterverfolgen verwehrt. Dieser Grünschieferzug führt epidotreiche Grünschiefer. Alle anderen Vorkommen, wie etwa im Trattenbachgraben und das Vorkommen beim Wh. Dissauer entsprechen dem 2. Grünschiefertyp.

In der Nähe der Grünschieferzüge treten Wechselgneise auf, die eine sehr starke Chloritführung aufweisen und daher intensiv grün gefärbt sind. Dieser Umstand läßt sie den Grünschiefern sehr verwandt erscheinen. Tatsächlich ist nur der Chloritgehalt etwas höher, sie führen aber sonst denselben Mineralbestand wie der Wechselgneis in Normalausbildung. Dieser im Gelände auffallende Farbunterschied wurde auf der Karte mit einer Übersignatur dargestellt, soll aber nicht besagen, daß die Grünschiefer einen direkten Übergang in die Wechselgneise beobachten lassen.

DIE SERIE DES STUHLECK-KRISTALLINS

Im Westen des bearbeiteten Raumes werden die Serien des Wechsels einschließlich der Serien des Permomesozoikum von den kristallinen Schiefen des Stuhlecks überlagert. Dieses Kristallin wurde nur soweit mit aufgenommen, als für die Erfassung der Lagerungsverhältnisse notwendig war. Der Serienbestand wurde an Hand der Karte Mürrzuschlag (H. P. CORNELIUS) auf Übersichtsbegehungen im Gebiet des Stuhlecks und Arzberges studiert.

H. P. CORNELIUS (1936, 1952) spricht von kristallinen Schiefen (vorpaläozoischen Alters): Quarzphyllite, Chloritschiefer bis diaphthoritische Amphibolite. Metamorphe granitische Körper — Grobgneise, Mikroklinaugneise — sind in diese Schiefer eingelagert. Sie finden ihre Hauptverbreitung auf der Pretulalpe.

Im Bezug auf die Kristallisationsgeschichte weist H. P. CORNELIUS auf eine immer wieder feststellbare rückschreitende Metamorphose hin, die sich in den Quarzphylliten durch die Instabilität von Granat und Biotit, jedoch am deutlichsten in den Chloritschiefern und diaphthoritischen Amphiboliten an den Hornblenderelikten nachweisen läßt.

Im vorliegenden, bearbeiteten Gebiet trifft man praktisch nur auf „Quarzphyllite“ (ehemalige Granatglimmerschiefer und Biotitglimmerschiefer mit reliktschem Granat und Biotit) und in diese eingeschaltet diaphthoritische Amphibolite. Auch Paragneise ordnen sich in diese Serie ein. Unmittelbar unterhalb des Stuhlecks konnten Glimmerschiefer mit ca. 1 cm großen Muskovitblättchen gefunden werden, die allerdings stark zerbrochen und geknickt sind. Am selben Gestein treten daneben auch

Beläge von Serizit auf, der als Rekristallinat des alten Muskovits zu betrachten ist.

Kristallisationsgeschichtlich liegt der Hauptunterschied zu den im Gebiet von Trattenbach und Fröschnitz untersuchten Serien des Wechsels in der deutlich hervortretenden rückschreitenden Metamorphose des Stuhleck-Kristallins, während die untersuchten Serien des Wechsels hierfür keine Anhaltspunkte geliefert haben.

ZUR DEUTUNG DES GEFÜGES *)

In der ABP-Serie und in den Hangenden Wechselschiefern nur selten ausgeprägt, tritt in den Liegenden Wechselschiefern und in der Serie der Wechselgneise eine Schieferung auf, die ein 1. s-Gefüge transversal durchsetzt und im Bezug zur Kristallisation der Schichtsilikate und des Albits postkristallin angelegt ist (Abb. 8 u. 9). Diese Beobachtung stimmt mit denen von A. G. ANGEIRAS (1967) im Molzbachgebiet völlig überein.

Die primäre Schichtung (= ss) wird durch das s_i der Albite und durch Muskovit-Chlorit-Züge im Externgefüge (s_{e1}) abgebildet. Dieses ss entwickelt sich aus einem tonschieferigen bis schwachphyllitischen s, das nur äußerst selten eine Deformation aufweist.

In dieser Form wurde das Gefüge von einer Kristallisation erfaßt, die den Mineralbestand Albit — Muskovit — Chlorit — Quarz etc. hervorbrachte. Dieser Mineralbestand, einschließlich des Albits, ist also in dieser Phase als quasi simultane Bildung zu betrachten, wobei die Einschlußzüge im Albit von Korn zu Korn durchlaufen und mit den externen Muskovit-Chlorit-Zügen parallel orientiert waren oder zum Teil noch sind.

Die Anlage von s_1 steht nun im Bezug auf diese Kristallisation in einem postkristallinen Verhältnis. Je nach der Dichte der Schieferungsflächen kommt es zu einer verschieden starken Umregelung des 1. Gefüges. Die s_1 -Flächenscharen schneiden scharf durch und regeln in ihrem unmittelbar wirksamen Bereich die Glimmer und Chlorite völlig in ihre Richtung um. Einzelne Albite und losgetrennte Bruchstücke im unmittelbaren Fugenbereich werden rotiert. Bei sehr intensiver Durchbewegung in der s_1 -Richtung kann es fast zu einer völligen Umorientierung des s_{e1} in ein postkristallin deformiertes s_{e2} kommen, sodaß das ss nur mehr an dem s_i der Albite — sofern nicht auch dieses bereits verlegt ist — und an reliktsch erhaltenem s_{e1} zu erkennen ist.

Die Quarzkristalle zerfallen in einen stark undulösen Altbestand, der seine Deformation ebenfalls im Zuge der 1. Schieferung erfahren hat und in ein Kleinquarzpfaster, das durch Rekristallisation aus dem Altbestand hervorgeht.

*) Während bei den Dünnschliffbeschreibungen mit „ s_1 “ und „ s_2 “ die Altersbeziehung der s-Flächengefüge zueinander dargestellt wurde, soll in diesem Kapitel versucht werden, für die einzelnen Flächen die in der Schiefer- und Phyllitnomenklatur üblichen Bezeichnungen (ss, s_1 , s_2 , ...) zu verwenden.

Das Gefüge im Handstück und Aufschlußbereich, sowie die Herstellung der Verbindungen zum mikroskopischen Bereich sei hier nur kurz gestreift.

Das beherrschende Gefügemerkmal in diesem Gebietsabschnitt ist, das Auftreten eines alten s-Gefüges, das von einer jungen Schieferung transversal durchschlagen wird, wobei die Winkelbeziehungen sehr materialbedingt erscheinen.

Das alte s-Gefüge hat, wie vereinzelt zu beobachten ist, eine Faltung um N-S-streichende Achsen erfahren. Die wenigen Belegstellen befinden sich in der Serie der Wechselgneise und in ihrer hangenden Übergangszone, so z. B. die Quarzitfalte im hangendsten Wechselgneis im Talergraben auf dem Weg zur Leiten.

Eine wesentlich deutlichere B-Richtung (Taf. 12), die in diesem Gebiet in allen Serien häufig auftritt, streicht etwa NE-SW bis E-W und ist die Schnittgerade (δ_1), die vom alten s (ss) und der jüngeren Transversalschieferung (s_1) erzeugt wird. Um diese Richtung haben auch die Rotationen der Albite, Muskovite und Chlorite bei ihrer Einregelung in die postkristalline transversale Schieferung stattgefunden. Auch Faltungen von Quarzadern ist diese Richtung zugrunde gelegt. Die N-S-Achsen werden von den NE-SW bis E-W-Achsen überprägt und sind daher in ihrer Anlage älter. Ganz analoge Verhältnisse berichtet auch A. G. ANGEIRAS (1967) aus dem Molzbachgebiet.

Eine noch jüngere Knitterung, die ebenfalls sämtlichen Serien aufgeprägt ist streut stark um die N-S-Richtung.

MINERALPARAGENESEN UND METAMORPHOSE

1) Im Semmeringquarzit und in der ABP-Serie tritt als typisches Mineral Phengit*) auf. B. VELDE (1964, 1965) konnte zeigen, daß Phengit ein Produkt einer niedrigtemperierten Metamorphose unter sehr hohen Drucken ($\approx P_{H_2O}$) ist. Diese Bedingungen sind nach Ch. EXNER (1965) in der niedrigtemperierten Grünschieferfazies und in der Blauschieferfazies verwirklicht. H. G. F. WINKLER (1965) erwähnt Phengit als typisches Mineral nur in der Lawsonit-Glaukophan-Fazies seiner Versenkungsmetamorphose.

Phengit ist in diesem Gebiet nur an den Semmeringquarzit und an die Porphyroide, Schiefer und Konglomerate der ABP-Serie gebunden. Chlorit konnte keiner nachgewiesen werden. Die großen Muskovite, die hie und da die s-Flächen des Semmeringquarzits belegen sind detritärer Herkunft.

Da der Alkalifeldspat in diesen Gesteinen allgemein weitgehend perthitisiert und schachbrettalbitisiert ist, kann geschlossen werden, daß er unter den Bedingungen der alpidischen Metamorphose instabil war. Hingegen

*) Die Untersuchungen konnten am Minerlogischen Institut der Universität Wien mittels Röntgendiffraktometrie unter der freundlichen Anleitung von Prof. Dr. A. PREISINGER und Dr. K. BECHERER durchgeführt werden. Die röntgenographischen Daten stimmen gut mit denen von W. G. ERNST (1963) und A. PREISINGER (1965) überein.

bilden die Mineralien Quarz — Phengit — Serizit — Albit hinsichtlich der Metamorphose stabile und typomorphe Mineralparagenesen.

II) Serie der Hangenden Wechselschiefer

Quarz — Muskovit — Chlorit — Albit — Epidot ± Titanit

Wie bereits gezeigt wurde gehen diese Gesteine aus Tonschiefern und sandigen Tonschiefern hervor, die durch Einstreuungen eines basischen Vulkanismus verunreinigt sind, was aus Lagen mit einer Mineralassoziati- on: Epidot — Chlorit — Albit ± Titanit erschlossen werden kann.

Die Plagioklasklastika zeigen eine Entmischung in Klinozoisit und Hellglimmer. Andere sind so gut wie frei von Fülle zeigen ein klares Korn und sind doch stark polysynthetisch verzwilligt. Diese letztgenann- ten dürften bereits primär einen geringeren An-Gehalt besessen haben. Die wenigen Alkalifeldspatbruchstücke zeigen eine intensive Perthitisierung.

Die braune gefüllte Hornblende verkörpert ein magmatisches Relikt, das unter diesen pt-Bedingungen nicht stabil ist.

III) Serie der Liegenden Wechselschiefer

Diese Serie läßt sich durch 2 Mineralparagenesen beschreiben:

(1) Quarz — Muskovit — Chlorit ± Albit ± Epidot ist in den Chloritquarzphylliten und verwandten Gesteinen verwirklicht und

(2) Albit — Quarz — Muskovit — Chlorit ± Epidot bilden die Albitschiefer

IV) Serie der Wechselgneise

(1) Albit — Quarz — Muskovit — Chlorit ± Epidot Grünschiefer:

(2) Chlorit — Epidot — Albit ± Quarz ± Titanit

(3) Chlorit — Albit ± Epidot ± Quarz ± Titanit

Die Mineralparagenese (1) der Liegenden Wechselschiefer entspricht Tonen und sandigen Tonen. Auch (2) und die Vergesellschaftung des Wechselgneises sind als Tonabkömmlinge zu betrachten.

Die Mineralparagenesen der Grünschiefer entsprechen gabbroiden Aus- gangsgesteinen.

Analysen:	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm
MOHR (1913)	108	22,8	49,4	20,6	7,2	0,08	0,33	0,42
RICHARZ (1911)	97	21,6	49,0	24,5	4,9	0,16	0,51	0,50

Die Niggli-Werte, die ich von den Grünschieferanalysen aus H. MOHR (1913) und St. RICHARZ (1911) abgeleitet habe, zeigen, daß die chemische Zusammensetzung der Grünschiefer einem normalgabbroiden Magmentyp

entspricht. Das Verhältnis $K_2O: Na_2O$ ist stark zugunsten des Na_2 -triums verschoben.

Alle Mineralparagenesen der untersuchten Wechselserien weisen darauf hin, daß die Gesteine eine Metamorphose erfahren haben, die unter den Bedingungen der Quarz — Albit — Muskovit — Chlorit — Subfazies der Grünschieferfazies abgelaufen ist. Dieselben Ergebnissen erbrachten auch die Untersuchungen im östlichen Wechselgebiet durch A. G. ANGEIRAS (1967). Biotit tritt noch nicht auf, obwohl der Chemismus es erlauben würde. Das für diese Subfazies kritische Mineral Stilpnomelan konnte nicht angetroffen werden*). Dieses Fehlen läßt sich aus der ursprünglichen Zusammensetzung des Ausgangsmaterials erklären (H. G. F. WINKLER 1965). Zur Bildung von Stilpnomelan sind nämlich Fe^{2+} -reiche und Mg- und Al-arme Ausgangsgesteine notwendig. Sind diese Bedingungen nicht erfüllt, so bildet sich Chlorit. Wie schon die Mg-Prochlorite bis Prochlorite anzeigen, waren diese Voraussetzungen nicht gegeben.

Es finden sich in dem untersuchten Gebiet keine Hinweise für eine rückschreitende Metamorphose, sondern nur Merkmale einer progressiven Metamorphose der oben beschriebenen Grünschieferfazies. Als Merkmale dafür wurden in den Hangenden Wechelschiefern die Erhaltung von Primärgefügen gewertet.

Die Kristallisationsintensität der Gesteine der Wechselserie nimmt vom Hangenden gegen das Liegende zu, ohne aber in dem untersuchten Gebiet die Bedingungen der nächst höhertemperierten Subfazies zu erreichen. Sie äußert sich vor allem in einer Kornvergrößerung, die sich am deutlichsten am Albit und Muskovit erkennbar macht.

Wie intensiv die metamorphe Überprägung gearbeitet hat, veranschaulichen vor allem die Grünschiefer dieses Gebietes, die keine wie immer gearteten, Relikte eines Starkwirkungsbereiches auffinden ließen.

Das Verhältnis der Metamorphose zur Durchbewegung läßt sich aus den Gefügebildern folgender Maßen rekonstruieren. Die gegenwärtige Mineralparagenese (Albit — Quarz — Muskovit — Chlorit — Epidot etc.) wurde syn- bis postkinematisch unter den Bedingungen der niedrigtemperiertesten Subfazies der Grünschieferfazies gebildet, wobei mit zunehmender Teufe die Kristallisationsintensität zugenommen hat. Nach Beendigung dieses Aktes erfuhr das Gebirge eine Deformation (Schieferung transversal zum 1. Gefüge), wobei der Mineralbestand des 1. Gefüges eine postkristalline Durchbewegung erlitt. Diese Deformation wurde nur beim Quarz teilweise durch eine weitere Rekristallisation ausgeheilt. Es ist also diese 2. Durchbewegung im bezug auf die Kristallisation der Hauptminerale Albit, Muskovit und Chlorit postkristallin einzuordnen.

*) Herrn Dr. H. HEBERLE vom Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität Wien danke ich für die röntgenographische Untersuchung an einem Albitschiefer (Serie d. Wechselgneise — Übergangzone; Wegaufschluß vom Talergraben zur Leiten). Sie ergab, daß es sich bei den im Dünnschliff angetroffenen gelben, pleochroitischen Mineralschüppchen nicht um Stilpnomelan handelt. Vermutlich liegt ein veränderter Chlorit vor.

Diese Tatsache der nachkristallinen Gefügedurchbewegung wurde von B. SANDER (1914, 1916) als erstem betont, auch F. ANGEL (1924) erwähnt sie kurz, sehr exakt wird sie jedoch von A. G. ANGEIRAS (1967) beschrieben. Jedoch schon ab St. RICHAZ (1911) beginnt in diesem Gebiet das Problem der „Albitisation“ in Form einer jungen postkinematischen Stoffzufuhr akut zu werden und wurde auch überaus entschieden von R. SCHWINNER (1940) vertreten. H. WIESENER (1963) spricht von parakristallin deformierten Gesteinen.

DAS ALTER DER METAMORPHOSE

Für die Altersinterpretation der Metamorphose bestehen 2 Möglichkeiten. Die erste, daß sie nämlich variszischen Alters sei, wurde in jüngster Zeit von A. G. ANGEIRAS (1967) vertreten. H. WIESENER (1963) spricht sich für ein alpidisches Alter aus.

Die jetzige Tracht der Gesteine der Wechselserien ist durch eine epizonale Gesteinsumwandlung bedingt.

Das Permomesozoikum hat ebenfalls eine epizonale Metamorphose erfahren, die altersmäßig nur dem alpidischen Zyklus zugeordnet werden kann. Es müssen also die Wechselserien als unterlagernde Einheiten diese alpidische Metamorphose mitgemacht haben. Aus diesem Grunde wird auf ein alpidisches Alter (auch H. WIESENER 1963) der Metamorphose der Gesteine des Wechsels geschlossen. Diese Altersinterpretation hat jedoch nur dann volle Gültigkeit, wenn von der Voraussetzung ausgegangen wird, daß das Permomesozoikum als primäre Bedeckung den Wechselserien auflagert.

Das jüngere 2. Gefüge wurde erst nach Beendigung der Hauptkristallisation im Zuge einer Einengungstektonik, welche die gesamte Wechselserie erlitten hat, geprägt.

Interessant ist in diesem Zusammenhang noch, daß das als höhere Einheit überschobene Stuhleck-Kristallin im bezug auf die transversale s_1 -Gefügeprägung der Wechselserien eine analoge alpidische Deformation und eine epizonale Metamorphose erfahren hat, wie ich durch eigene Beobachtungen im Stuhleckgebiet feststellen konnte. In den Grobgneisseries im E des Wechsels fand A. G. ANGEIRAS (1967) ebenfalls analoge Verhältnisse vor.

VERGLEICHE MIT SERIEN DER OSTALPEN UND KL. KARPATEN UND EIN VERSUCH DER ALTERSMÄSSIGEN ZUORDNUNG

Um die Serien des Wechsels mit anderen Serien vergleichen zu können, ist es notwendig, sie als Einheit zu betrachten und ihre ursprünglichen Ausgangsgesteine im Auge zu behalten.

Eine kurze Zusammenstellung der Ausgangsgesteine ergibt:

1) Hangende Wechselschiefer: Tonschiefer — sandige Tonschiefer — Grauwacken, kohlige Lagen. Die gesamte Serie läßt eine Verunreinigung durch basisches Tuffmaterial erkennen.

II) Liegende Wechselschiefer: Tonschiefer und sandige Tonschiefer mit hohem Prozentsatz an kohlehältigen Lagen.

III) Serie der Wechselgneise: Tongesteinsabkömmlinge mit Einschaltungen von basischen Effusiva.

Besondere Ähnlichkeiten ergeben sich zum Altpaläozoikum der Gurktaler Masse. Als Einheit sei die exakt untersuchte Magdalensbergserie angeführt. Im Bereich von Klein St. Paul und Brückl wird sie von E. STREHL (1962) vom Hangenden ins Liegende in 3 große Einheiten untergliedert:

1. Tonschiefer-Sandstein-Grauwacken-Lydit-Kalk-Serie
2. Tuff-Diabas-Tuffit-Serie
3. Serie der phyllitischen Tonschiefer

Conodonten in den Kalklinsen der 1. Einheit ergaben ein Alter von Oberdevon — Llandovery, sodaß für die gesamte Magdalensbergserie ein Alter von Oberdevon —? Caradoc anzunehmen ist.

Es bestehen hier doch gewisse fazielle Gemeinsamkeiten, vor allem die Hangenden Wechselschiefer betreffend. Besonders soll auf die Datierung des basischen Vulkanismus hingewiesen werden.

A. THURNER (1958) beschreibt in den Erläuterungen zur geol. Karte von Stadl-Murau im Zusammenhang mit den Diabasschiefern der Frauenalpe und anderen Lokalitäten eine Gesteinsserie von Chlorit-Serizit-Quarzphylliten bis Arkoseschiefern, die den Gesteinen der Hangenden Wechselschiefer überaus ähnlich sind. Vergleichsmaterial wurde mir in dankenswerter Weise von Herrn P. THEYER zur Verfügung gestellt. Einige Stücke aus der Serie befinden sich in der Österreich-Sammlung des Geologischen Instituts. Auch bei dieser Serie handelt es sich um ein wahrscheinliches Altpaläozoikum, das in faziologischer und genetischer Hinsicht den Hangenden Wechselschiefern sehr nahe steht.

Bei Vergleichen mit den Serien des Tauernfensters bietet sich vor allem die Habachserie an (G. FRASL 1958, G. FRASL & W. FRANK 1966), die als altpaläozoische Geosynklinalbildung betrachtet wird. Es bestehen bezüglich der tonschiefrigen Sedimentation und des basischen Vulkanismus wohl Übereinstimmungen, jedoch fehlen im Wechsel die sicheren Nachweise einer Äußerung eines sauren Vulkanismus (Porphyroidschiefer und -gneise), der doch für diese Tauernserie ebenfalls sehr charakteristisch ist.

Unter der Führung von Prof. Ch. EXNER im Sommer 1965 konnte ich im Gebiet des Katschbergpasses die Schieferhüllserien der östlichen Hohen Tauern studieren. Im Profil Katschberg — Kareck-Haus — Doktoralm zeigen die „Randgneise“ — Albitgneise und chloritreiche Albitgneise mit zahlreichen basischen Einschaltungen — eine überaus auffallende makroskopische Gleichheit mit den Gesteinen der Serie der Wechselgneise. Ein mikroskopischer Vergleich steht noch aus.

H. P. CORNELIUS (1952), der die Serien des Wechsels am E- und SE-Eck des Blattes Mürzzuschlag begangen hat, findet, daß diese „dunkelgrauen, feinsandigen Schiefer von großer Einförmigkeit, äußerlich am ehesten den ‚Radschiefern‘ der Grauwackenzone“ vergleichbar sind.

Aus den Kl. Karpaten beschreibt B. CAMBEL (1954) ein fossilbelegtes

metamorphes Altpaläozoikum (Harmonia-Serie) zwischen den Bergen von Kukla und Časta. Die Serie setzt sich aus wechsellagerndem tonigem und sandigem Sediment mit häufigen graphitischen Einlagerungen zusammen. Man findet einige m-mächtige Kalkmarmore eingeschaltet. In der hangenden Partie finden sich basische pyroklastische Verunreinigungen und selbständige basische Vulkanite. Der Vulkanismus wird dem „initialen, ophiolithischen Vulkanismus der variskischen Orogenese“ gleichgesetzt.

Wesentlich für die Alterseinstufung der Serien ist die Überlagerung durch die ABP-Serie mit ihrem sauren Vulkanismus. Eine schwache Winkelskordanz am Weinweg ist zu erahnen.

Diesem sauren (subsequenten) Vulkanismus der variszischen Orogenese ist nun praktisch die gesamte Wechselserie durchverfolgbar, ein basischer Vulkanismus gegenüber zu stellen. Dieser Vulkanismus äußert sich in allen zum Vergleich herangezogenen Schichtfolgen des Altpaläozoikums, wenn auch mit verschiedener Intensität.

Versuche, die Wechselschiefer, vor allem ihren hangenden Anteil, ins Jungpaläozoikum zu stellen (H. MOHR 1919, L. KOBER 1912, K. BISTRITSCHAN 1939) fehlen nicht, doch besitzen diese Gesteine mit sicheren Jungpaläozoika der Ostalpen in fazieller Hinsicht keine Gemeinsamkeiten.

Eine altersmäßige Einstufung der Gesteinsserien des Wechsels ins Altpaläozoikum scheint mir am wahrscheinlichsten: Die Serien gleichen den genannten Altpaläozoika prinzipiell. Gewisse fazielle Verschiedenheiten sind selbstverständlich zu erwarten. Vor allem stützt sich die Einstufung auf basisches Eruptivgesteinsmaterial und die daraus resultierende Verbindung zum übrigen Geosynklinalvulkanismus des variszischen Orogens.

LAGERUNGSVERHÄLTNISSE UND TEKTONIK

1. Ottergebiet — Hinterotter — Mitterköpfel

Die Ottergipfel werden von mitteltriadischen Dolomiten aufgebaut. Ihr stratigraphisch Liegendes, der Semmeringquarzit, ist durch eine Bruchstörung, die aus dem Göstritzgraben in den Sattel zwischen Klein-Kg. und Kl. Otter zieht, abgetrennt (H. MOHR 1954). Das Dolomitgebiet N der Störung ist abgesunken, der Quarzitblock und das südlich anschließende Gebiet sind als gehoben zu betrachten (Taf. 11, Profil 1 u. 2). In unmittelbarem Verband mit dem Mitteltriasdolomit dürfte ein Teil des Quarzits unterhalb der Steinernen Brücke stehen. Jedoch weiter südlich sind Dolomit und Quarzit ebenfalls durch eine Bruchstörung getrennt.

Im Sattel zwischen Kl. und Mitt. Otter tritt nochmals Semmeringquarzit auf (H. MOHR 1910, 1954; A. TOLLMANN 1964). Er wird als antikinale Auffaltung gedeutet.

In dem Quarzitaufschluß ca. 50 m SE Kummerbauernstadl, im tiefsten Punkt des Aufschlusses an der Straße, konnte ein kleines Vorkommen von grünen feinschuppigen Phengitschiefern der ABP-Serie angetroffen werden. Unmittelbar in der darauffolgenden Straßenkurve talwärts, fin-

det sich eine winzige Scholle eines blaugrauen Dolomits. Im alten Weg zum Kummerbauernstadl stehen Rauhwaschen und Quarzit an. Im Liegenden dieses Aufschlusses finden sich wiederum feinschuppige Schiefer der ABP-Serie. Auch die neuangelegte Straße bringt diese Serie in Form von silbriggrauen und grünen Schiefen.

Es baut sich also, den Semmeringquarzit und die ABP-Serie unterlagernd, eine weitere Schichtfolge, bestehend aus Dolomit — Rauhwasche — Quarzit — Serizit- u. Phengitschiefern, auf, die unmittelbar den Hangenden Wechselschiefern auflagern. Diese Schichtfolge ist in ihrer Mächtigkeit natürlich stark tektonisch reduziert. Sie läßt sich in dieser Form auch weiter nach E bzw. SE verfolgen. So trifft man auf dem Weg vom Hinterotter zum Gr. Otter bei Höhe 1015 m und ca. 150 m E des hintersten Gehöftes die Rauhwasche wieder an. Quarzit und ABP-Serie lassen sich ebenfalls weiter verfolgen; z. B. der Porphyroidzug unmittelbar unter dem Semmeringquarzit (Wegkreuz). S der Steinernen Brücke keilen diese Serien rasch aus und verlieren sich in einer Rauhwasche, die als spärlicher Rest zwischen Quarzit und Hangenden Wechselschiefern eingeschaltet ist.

Eine Bruchstörung E des Mitterköpfels senkt die Hangenden Wechselschiefer der östlichen Scholle ab. Eine weitere Bruchstörung zieht vom Göstritzgraben über den Göstritzsattel westlich des Mitterköpfels vorbei. Auch sie senkt im gleich Sinn wie die Klein-Kg.-Störung die NE-Scholle ab.

Für diesen Gebietsabschnitt ist die Grenze zwischen Semmeringsystem s. str. und Wechselsystem folgender Maßen gezogen: Die Permomesozoikumsfolge, die den Hangenden Wechselschiefern direkt auflagert, wird zu den Serien des Wechsels gerechnet. Die darüber folgenden Quarzite und Dolomite werden dem Semmeringsystem zugeordnet.

2. Die Grenze Semmering—Wechsel zwischen Göstritztal und Fröschnitztal

Im Weinweggebiet zwischen Alpkogel und Kummerbauernstadl lagert auf den Hangenden Wechselschiefern eine Scholle von Permomesozoikum. Es handelt sich um ein erosiv begrenztes Vorkommen. Es besteht kein Zusammenhang mit dem Semmeringquarzit vom Sonnwendsteinsüdgehänge, wie ihn A. TOLLMANN (1964 b) darstellt. Zwischen der ABP-Serie und den Hangenden Wechselschiefern läßt sich hier auf Grund der Verbreitung des Porphyroids eine schwache Winkeldiskordanz annehmen. Das kleine Vorkommen von ABP-Serie E des Alpkogels und beim Wegkreuz liegt völlig konkordant auf den Wechselschiefern. Auch die Lagerungsverhältnisse im Sattel zwischen Alpkogel und Dürr Riegel zeigen eine konkordante Auflagerung. Es werden alle diese Vorkommen der Wechselserie zugehörig angenommen. Die von A. TOLLMANN (1964 b, S. 200) beschriebenen Verhältnisse: „Der Alpine Verrucano liegt mit randlichen Porphyroideinschaltungen als basal diskordant abgeschnittenes Gewölbe den Wechselschiefern auf“, konnte die Kartierung nicht bestätigen.

Die Grenze zwischen Wechsel- und Semmeringsystem wird für diesen Abschnitt durch einen Bruch markiert, der vom Göstritztal einbiegend in WSW-Richtung zieht. Die N-Scholle ist abgesenkt.

Im Dürrgrabengebiet ist der N-Rand des Wechsels ebenfalls durch einen Bruch begrenzt. Ein unmittelbarer Zusammenhang zwischen den beiden Störungen besteht nicht, da vom Schlaggraben eine Störung dazwischen hineinzieht.

An der Forststraße (H: 1160 m), die vom Dürrgraben zur W-Seite des Alpkogels führt, ist der Kontakt Quarzit—Hangende Wechselschiefer bis auf ein etwa 15 m langes überrolltes Hangstück aufgeschlossen. Es zeigt sich, daß die graugrünen kompakten Wechselgesteine auf den Quarzit aufgeschoben sind. Das Permomesozoikum zeigt im Dürrgrabenabschnitt einen Faltenbau mit NE-SW-Achsen.

Aus dem Ottenbach streicht eine Störung über den Sattel zwischen Alpkogel und Poirshöhe in den Dürrgraben hinaus. Sie senkt die NE-Scholle etwas ab, dürfte aber auch eine horizontalverschiebende Komponente besessen haben, denn das westliche Dürrgrabengebiet wird von Gesteinen der Wechselserie aufgebaut.

Der Alpkogel selbst wird allseitig von Brüchen umgrenzt. Er ist als Block zwischen den beiden parallel verlaufenden „Schlaggraben-Bruch“ und „Ottenbach-Dürrgraben-Bruch“ eingeklemmt und von 2 NE-SW-streichenden Brüchen begrenzt, wobei er im bezug auf die NW- und SE-Scholle eine Hebung erfahren hat. An der Bruchstörung sind noch Reste der primären Rotliegendebedeckung erhalten geblieben; sie lagern der SE-Scholle auf.

Die Grenze zwischen dem Dürrgraben und dem Fröschnitzgraben wird ebenfalls durch einen Bruch gebildet, wobei die N-Scholle die abgesenkene Scholle verkörpert. Der Semmeringquarzit wird vom Stuhleckkristallin, das sich allerdings nur an Hand einiger weniger Lesesteinchen belegen ließ, unterlagert. Zwischengeschaltet findet sich ein ca. 10 m mächtiges Rauhwackenband.

Es läßt sich die ursprüngliche Überlagerung des Wechsels mit seinem Meozoikum durch die Serien des Semmeringsystems in diesem Gebiet zwischen Göstritz- und Fröschnitztal nicht direkt beobachten, da Bruchstörungen die Situation kompliziert haben.

3. Die Randverhältnisse Wechselserie — Stuhleckkristallin

Siehe Taf. 11, Profile 4, 5, 6 u. 7)

Über Liegenden und Hangenden Wechselschiefern lagert wieder eine aufrechte Serie von Schiefen der ABP-Serie, Schollen von Quarzit, Rauhwacken und Kalken. Es herrscht also bis K. 1196 ganz dieselben Verhältnisse wie im Hinterotter oder am Weinweg. Es wird daher auch dieser Permomesozoikumszug als primäre Bedeckung der Wechselserie gewertet. Jedoch muß auch hier betont werden, daß es sich um eine tektonisch stark reduzierte Serie handelt. Zwischen Longsgraben und Winterergraben ist ein blaugrauer Dolomit, eine grobporig gelbe Rauhwacke und konglomeratischer Semmeringquarzit aufgeschlossen. Schiefer der ABP-Serie konnten nicht angetroffen werden.

Vollständiger ist das Permomesozoikum zwischen Winterer- und Steinergraben ausgebildet. Es wird beim Wetterkreuz durch die Forststraße erschlossen. Die Mitteltrias wird durch eine Kalklinse repräsentiert.

Das mächtige Anschwellen des Semmeringquarzits — teilweise in konglomeratischer Ausbildung — ist dadurch bedingt, daß der Quarzit in großen Partien unter teilweiser Wahrung des Schichtverbandes auf den weichen Schiefen der ABP-Serie abgeglitten ist.

Das Stuhleck-Kristallin, hier bestehend aus diaphthoritischen Granatglimmerschiefen und Amphiboliten, ist an einer sehr steilstehenden Fläche, wie der Verlauf der Grenzlinie erschließen läßt, auf diese Serie „aufgeschoben“ und überlagert überall eindeutig die Wechselserien. Es ist wahrscheinlich an eine sekundäre Versteilung der Fläche zu denken.

Im Gebiet des Pfaffensattels komplizieren sich die Lagerungsverhältnisse etwas. Die Gipfel des Gr. und Kl. Pfaffen werden von Semmeringquarzit aufgebaut. Im Liegenden folgen die feinblättrigen Schiefer der ABP-Serie; sie sind allerdings nur sehr schlecht aufgeschlossen und vom Quarzit stark überrollt. Lesesteine finden sich auch auf der Pfaffenwiese; Aufschlüsse auf der blauen WM unterhalb des Kl. Pfaffen (Höhe 1420 m), im Bereich der Pfaffenwiese (K. 1464) und im Steinbruch N der Pfaffenwiese. Der Zug von ABP-Serie endet an der Straße bei K. 1304. Er lagert den Hangenden Wechselschiefen, die den Harderkogel aufbauen, in normaler Abfolge auf, ist also in seiner Position als Permomesozoikum der Wechselserie zu betrachten.

Der Karbonatgesteinszug, der in diesem Gebiet von K. 1432 bis 1363 zieht, überlagert einerseits Schiefer der ABP-Serie und andererseits die Hangenden Wechselschiefer. Er übergreift also die Serien des Wechsels diskordant. An der Basis trifft man auf eine Rauhwanke.

Der Karbonatgesteinszug selbst wird wiederum vom Quarzit überlagert. Dies läßt sich nicht direkt in diesem Profil zeigen, sondern im Streichen, weiter im Süden, wie mir Kollege W. VETTERS mitteilte. Im Quarzitbergbau ist ein Antiklinalabschnitt einer NW-vergenten Falte (B 230/15) aufgeschlossen. Das Stuhleck-Kristallin (diaphthoritische Granatglimmerschiefer) überlagern mit einer steilen Fläche dieses Mesozoikum.

Die profilmäßige Interpretation geht im unmittelbaren Sattelpbereich nicht über die aufgeschlossene Teufe hinaus. Es treffen demnach in diesem Gebiet 2 Permomesozoikumsserien aufeinander, wobei die Hangende im Pfaffensattelpbereich eine komplizierte Internstruktur zeigt, die sich aus einer inversen Serie entwickelt haben dürfte. Die liegende Permomesozoikumsserie wird als normale Hangendserie des Wechsels gedeutet wie oben schon erwähnt wurde.

Z u s a m m e n f a s s e n d läßt sich über die Grenze: Semmeringsystem s. str. zu Wechsel sagen, daß im Ottergebiet und am W-Gehänge des Fröschnitztales eindeutig das Abtauchen der Wechselserien einschließlich des dazugehörigen Mesozoikums unter die Einheiten des Semmeringsystems zu beobachten ist. Im westlichen Bereich ist diese Überlagerungsfläche gegen das Kristallin wahrscheinlich sekundär versteilt. Der inverse, tektonisch höhere Permomesozoikumzug wird als ausgewalzter, im Zuge

der Überschiebung durch das Stuhleck-Kristallin mitgeschleifter Span gedeutet. Im aufgenommenen Gebiet konnte eine große Zahl von jungen Bruchstörungen festgestellt werden. Ihre tektonische Wirksamkeit setzt erst nach Beendigung der Hauptüberschiebungen ein, da sie die Deckengrenzen versetzen. So wird die N-Grenze des Wechsels zwischen Göstritz- und Fröschnitztal durch solche junge Bruchstörungen gebildet.

ZUR TEKTONISCHEN EINGLIEDERUNG

Seit den Studien von H. MOHR (1909) gilt der Wechsel als das tiefste tektonische Stockwerk der östlichen Zentralalpen. Nach dem heutigen Stand der Forschung ist in großtektonischer Hinsicht die Frage zu stellen, ob Penninikum im Wechsel auftaucht, also der Wechsel als östlichstes Aufkuppeln des Tauernpenninikums zu betrachten sei, oder ob er ein tektonisches Element des Semmeringsystems (= Unterostalpin) ist.

Dieses Problem muß in tektonischer als auch fazieller Sicht beleuchtet werden. Der tektonischen Position nach werden am W- und NW-Rand die Wechselserien von unterostalpinen Kristallinserien des Stuhlecks überlagert. Es ist also hier vom Standpunkt der Lagerung eine Abtrennung einer tieferen Einheit augenfällig. Auch im Bereich des Otters ist eine solche Abtrennung des Mesozoikums des Semmerings s. str. vom Permo-mesozoikum des Wechsels deutlich durchzuführen.

Im Raume Kirchberg und Aspang ist teilweise eine Diskrepanz im Streichen und Fallen zu beobachten (H. MOHR 1912 — Karte). Beide Serien zeigen oft ein dachförmiges Voneinanderabfallen. Auch die Beobachtung von Ch. EXNER (1958) am Gerichtsberg bei Aspang, wo die Albitschiefer der Wechselserie über dem Grobgneis liegen, zeigt, daß für dieses Gebiet die Lagerungsbeziehungen noch zu klären sind. Auf jeden Fall ist mit jüngeren Störungskomplikationen zu rechnen, da ja in der Nähe von Aspang eine ausgeprägte Störungszone läuft. Es wird jedoch allgemein angenommen, daß auch in diesem Bereich die Serien des Wechsels unter die Grobgneisserien abtauchen.

In fazieller Hinsicht wäre eine Beurteilung, ob Penninikum vorliegt oder nicht, nur möglich, wenn die für die „penninische Fazies“ charakteristischen Sedimente des höheren Mesozoikums vorhanden wäre. Die Schichtfolge reicht jedoch nur in die Mitteltrias. Die Permo-Trias eignet sich jedoch nicht für einen faziologischen Vergleich. Daß das Permo-mesozoikum des Wechsels der Permotrias des Semmerings s. str. völlig gleicht, ist jedoch kein Argument gegen die Penninikumsposition, da z. B. auch in den Hohen Tauern starke Anklänge an die gleichaltrigen Sedimente des Unterostalpins der Radstädter Tauern vorhanden sind.

Auch aus einem Vergleich altpaläozoischer Sedimente in Wechsel und Tauern kann diese Frage nicht beantwortet werden, da es sich nicht um faziell typische Schichtfolgen handelt. Eine Gleichheit in diesen Sedimenten müßte ja auch nicht unbedingt bestehen, da in der variszischen Geosynklinale nicht unbedingt W-E-streichende Hauptfaziesbereiche vorhanden gewesen sein müßten.

Vergleicht man das Grundgebirge unter dem Permomesozoikum des Semmerings (= Unterostalpinen Kristallin, = Stuhleck-Kristallin, Grobgneisserien etc.) mit dem Grundgebirge des nördlichen Wechselsbereichs, so zeigt sich, daß vor allem mineralparagenetische Unterschiede bestehen. Das Stuhleck-Kristallin und die übrigen Grobgneisserien sind ein rück-schreitend metamorphes Kristallin, hingegen konnte in den bearbeiteten Wechselserien keine retrograde Metamorphose nachgewiesen werden. Sie können also nicht ohneweiters dem eigentlichen Unterostalpinen Kristallin gleichgesetzt werden.

A. TOLLMANN (1959, 1963, 1967) zeigt, daß der Wechsel die gleiche tektonische Position besitzt wie die „sicheren Penninikumsvorkommen“ der Schieferinseln von Rechnitz, Bernstein und Meltern und aus diesem Grunde die Penninikumsnatur des Wechsels gesichert ist. Jedoch sind die tektonische Position der Schieferinseln und auch ihre äquivalenten Serien zum Wechsel noch in Diskussion. Es läßt sich daher auch von diesem Gesichtspunkt keine eindeutige Antwort geben.

Zusammenfassend folgt daraus, daß der Wechsel wohl als ein eigenes, vom Unterostalpin s. str. abzugliederndes tektonisches Stockwerk zu betrachten ist, jedoch kann keine Aussage gemacht werden, ob der penninische Faziesraum sich bis hierher ausdehnt, da es an den typischen Schichtfolgen fehlt. E. CLAR (1965) hält den Wechsel ebenfalls für ein eigenständiges Stockwerk „dem Tauernpennin vergleichbar“, wobei offengelassen wird, „ob der Bereich von Bernstein—Rechnitz ein Weiterstreichen des Pennin auch als Faziesraum belegt“.

Literatur

- ANGEIRAS, A. G.: Geology of Kirchberg am Wechsel and Molz Valley Areas (Semmering Window), Lower Austria. — Jb. Geol. B.-A., **110**, 217—243, Wien 1967.
- ANGEL, F.: Gesteine der Steiermark. — Mitt. d. Nat. Vereins Stmk., **60**, 1—302, Graz 1924.
- BISTRITSCHAN, K.: Ein Beitrag zur Geologie des Wechselgebietes. — Vh. Geol. B.-A., **1939**, 111—115, Wien 1939.
- BÖHM, A.: Über die Gesteine des Wechsels. — Tschermak. Min. Petr. Mitt., **5**, 3, 197—214, Wien 1883.
- CAILLEUX, A.: Petrographische Eigenschaften der Gerölle und Sandkörner als Klimazeugen. — Geol. Rdsch., **54**, 5—14, Stuttgart 1965.
- CAMBEL, B.: Geologisch-petrographische Probleme im nördlichen Teil des Kristallinikums der Kl. Karpaten (Deutschsprachiges Resume). — Geol. prace, **36**, 65—69, Bratislava 1954.
- CLAR, E. & FRIEDRICH, O.: Über einige Zusammenhänge zwischen Verzung und Metamorphose in den Ostalpen. — Zs. f. prakt. Geol., **41**, 5, 73—79, Halle 1933.
- CLAR, E.: Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen. — Vh. Geol. B.-A., Sdhft. G, 11—35, Wien 1965.
- CORNELIUS, H. P.: Geol. Spez. Karte des Bundesstaates Österr.: Müritzschlag, 1 : 75.000, Geol. B.-A., Wien 1936.

- CORNELIUS, H. P.: Die Geologie des Mürztalgebietes (Erl. zu Blatt Mürzzuschlag 1 : 75.000). — Jb. Geol. B.-A., Sb. 4, 1—94, Wien 1952
- CZYZEK, J.: Das Rosaliengebirge und der Wechsel in Niederösterreich. — Jb. k. k. Geol. R.-A., 5, 3, 465—529, Wien 1854.
- ERICH, A.: Die Grauwackenzone von Bernstein. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 53, 53—115, Wien 1960.
- ERNST, W. G.: Significance of Phengitic Micas from Low-Grade Schists. — Amer. Min., 48, 1357—1373, 1963.
- EXNER, Ch.: Beobachtungen (1957) im Kristallin der Buckligen Welt und des Hochwechsels. — Vh. Geol. B.-A., 1958, 206—208, Wien 1958
- EXNER, Ch.: Phengit in Gesteinen der östlichen Hohen Tauern. — Carinthia II, 75 (155), 80—89, Klagenfurt 1965.
- FAUPL, P.: Zur Geologie des Gebietes Trattenbach und Fröschnitz/NÖ. — Stmk. (Wechselgebiet). — 168 S., unveröff. Diss. Univ. Wien 1967.
- FAUPL, P.: Zur Geologie des Gebietes Trattenbach und Fröschnitz, Niederösterreich—Steiermark (Wechselgebiet). — Anz. Österr. Ak. Wiss., math.-naturwiss. Kl., 14, (1967), 412—418, Wien 1967.
- FRISCH, W.: Zur Geologie des Gebietes zwischen Tuxbach und Tuxer Hauptkamm bei Lanersbach. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 18, (1967), 287—336, Wien 1968.
- FRASL, G.: Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern. — Jb. Geol. B.-A., 101, 323—472, Wien 1958.
- FRASL, G. & FRANK, W.: Einführung in die Geologie und Petrographie des Penninikums im Tauernfenster (mit bes. Berücksichtigung des Mittelabschnittes im Oberpinzgau, Land Salzburg). — Aufschluß, Sdhft. 15, 30—58, Heidelberg 1966.
- GAAL, G.: Geologie des Roßkogelgebietes W Mürzzuschlag (Stmk.). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 16 (1965), 105—148, Wien 1966.
- HADINGER, W.: Geologische Beobachtungen in den österreichischen Alpen. Bericht über die Mitt. von Freunden der Naturwissenschaften in Wien III, 347—368, Wien 1848.
- HERITSCH, F.: Das tektonische Fenster von Fischbach. — Denkschr. Ak. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., 101, 1—27, Wien 1927.
- KIRCHMAYER, M.: Der Semmeringquarzit ein interessantes Problem. — Mitt. Abt. f. Min. Joann., 2, 18—19, Graz 1960.
- KIRCHMAYER, M.: Beitrag zur Kenntnis des Semmeringquarzites. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1961, 33—43, Stuttgart 1961.
- KOBER, L.: Der Deckenbau der östlichen Nordalpen. — Denkschr. Ak. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., 88, 345—396, Wien 1912.
- KOBER, L.: Die tektonische Stellung des Semmering-Wechsel-Gebietes. — Tschermak. Min. Petr. Mitt., 38, 268—276, Wien 1925.
- MOHR, H.: Bericht über die Verfolgung der geologischen Aufschlüsse längs der neuen Wechselbahn, insbesondere im Gr. Hartbergtunnel. — Anz. k. k. Ak. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., 1909, 1—5, Wien 1909.
- MOHR, H.: Zweiter Bericht über die Verfolgung der geologischen Aufschlüsse längs der neuen Wechselbahn, insbesondere im großen Hartbergtunnel (Durchschlag im großen Hartberg- und Wiesenhöfer-

- Tunnel). — Anz. k. k. Ak. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., 1910, 1—2, Wien 1910.
- MOHR, H.: Zur Tektonik und Stratigraphie der Grauwackenzone zwischen Schneeberg und Wechsel (N.-Österr.). — Mitt. Geol. Ges. Wien, 3, 104—213, Wien 1910.
- MOHR, H.: Versuch einer tektonischen Auflösung des Nordostsporns der Zentralalpen. — Denkschr. k. k. Ak. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., 1912, 20 S., Wien 1912.
- MOHR, H.: Geologie der Wechselbahn (insbes. des Gr. Hartbergtunnels). — Denkschr. k. k. Ak. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., 1913, 321—379, Wien 1913.
- MOHR, H.: Ist das Wechselfenster ostalpin? — 12 S. Verl. Leuschner Graz 1919.
- MOHR, H.: Über einige Beziehungen zwischen Bau und Metamorphose in den Ostalpen. — Zs. deutsch. geol. Ges. Mbr., 75, 114—133, Berlin 1924.
- MOHR, H.: Das prätriassische Grundgebirge im Nordostsporn der Alpen. — Zs. deutsch. geol. Ges. Mbr., 80, 226—268, Berlin 1928.
- MOHR, H.: Über die Schwerspatlagerstätten des Semmeringgebietes (NÖ.). — BHM, 99, 101—112 u. 132—138, Leoben 1954.
- PAHR, A.: Ein Beitrag zur Geologie des nordöstlichen Sporns der Zentralalpen. — Vh. Geol. B.-A., 1960, 274—283, Wien 1960.
- PREISINGER, A.: Phengitschiefer aus den Hohen Tauern. — Anz. Öst. Ak. Wiss., math.-nat. Kl., 1965, 221—223, Wien 1965.
- RICHARZ, P. St.: Der südliche Teil der Kleinen Karpaten und die Hainburger Berge. Eine petrographisch-geologische Untersuchung. — Jb. k. k. Geol. R.-A., 58, 1—48, Wien 1908.
- RICHARZ, P. St.: Geologie der Kleinen Karpaten, des Leithagebirges und des Wechsels. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 1, 26—34, Wien 1908.
- RICHARZ, P. St.: Geologisch-petrographische Untersuchungen in der Umgebung von Aspang am Wechsel. — Vh. k. k. Geol. R.-A., 1910, 116—118, Wien 1910.
- RICHARZ, P. St.: Die Umgebung von Aspang am Wechsel. — Jb. k. k. Geol. R.-A., 61, 285—338, Wien 1911.
- RIEHL-HERWIRSCH, G.: Die postvariscische Transgressionsserie im Bergland östlich vom Magdalensberg (Umgebung des Christophberges) Kärnten—Österreich. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, 14—15 (1963—64), 229—266, Wien 1965.
- SANDER, B.: Beiträge aus den Zentralalpen zur Deutung der Gesteinsgefüge. — Jb. k. k. Geol. R.-A., 64, 567—634, Wien 1914.
- SANDER, B.: Zur Geologie der Zentralalpen. II. Ostalpin und Lepontin. — Vh. Geol. R.-A., 1916, 223—228, Wien 1916.
- SCHMIDT, W. J.: Die Schieferinseln am Ostrand der Zentralalpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 47, (1954), 350—365, Wien 1965.
- SCHWINNER, R.: Die Albitisierung in Oststeiermark und angrenzenden Gebieten. — Mitt. R.-A. Bdf., Zwst. Wien, 1, 81—97, Wien 1940.
- SCHWINNER, R.: Die Zentralzone der Ostalpen. — In F. X. SCHAFFER: Geologie von Österreich, 2. Aufl., 105—232, Wien 1951.

- STREHL, E.: Das Paläozoikum und sein Deckgebirge zwischen Klein St. Paul und Brückl. — Carinthia II, **72** (152), 46—74, Klagenfurt 1962.
- THURNER, A.: Erläuterungen zur geol. Karte Stadl Murau; 1 : 50 000, Geol. B.-A., 106 S., Wien 1958.
- TOLLMANN, A.: Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchung des zentralalpiner Mesozoikums. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, **10** (1959), 3—62, Wien 1959.
- TOLLMANN, A.: Ostalpensynthese. — 256 S., Deuticke Wien 1963.
- TOLLMANN, A.: Das Permoskyth in den Ostalpen, sowie Alter und Stellung des „Haselgebirges“. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1964**, 270—299, Stuttgart 1964 (a).
- TOLLMANN A.: Semmering und Grauwackenzone (Exk. II/6). — Mitt. Geol. Ges. Wien, **57**, 193—203, Wien 1964 (b).
- TOLLMANN, A.: Ein Querprofil durch den Ostrand der Alpen. — Ecl. Geol. Helv., **60**, 109—135, Basel 1967.
- TUFAR, W.: Die Erzlagerstätten des Wechselgebietes. — Joanneum, Min. Mitt.-Bl. 1, 1—60, Graz 1963.
- TUFAR, W.: Die alpine Metamorphose an Erzlagerstätten am Ostrand der Alpen. — Vh. Geol. B.-A., Sdhft. G, 256—264, Wien 1965.
- VELDE, B.: Phengite Micas: Synthesis, Stability and Natural Occurrence. — Amer. Jour. Science, **263**, 1965.
- WIESENER, H.: Petrographische Untersuchungen im Krystallin östlich der Wechselserie. — Anz. Ak. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., **1930**, 219—221, Wien 1930.
- WIESENER, H.: Studien über die Metamorphose im Altkristallin des Alpen-Ostrandes. — Min. petr. Mitt., **42**, 136—181, Leipzig 1932.
- WIESENER, H.: Ergänzungen zu den Studien über die Metamorphose im Altkristallin des Alpen-Ostrandes. — Min. petr. Mitt., **48**, 317—324, Leipzig 1937.
- WIESENER, H.: Die alpine Gesteinsmetamorphose am Alpenostrand. — Geol. Rdsch., **52**, (1962), 238—246, Stuttgart 1963.
- WINKLER, H. G. F.: Die Genese der metamorphen Gesteine. — 218 S., Springer-Verlag Berlin—Heidelberg—New York 1965.

Abb. 1: Profil durch die ABP-Serie im hinteren Dürrgraben: 1. feinschuppiger graugrüner Serizitschiefer, 2. rotviolette Phyllite mit Breccieneinstreuung, 3. grüner Serizitschiefer, 4. feinkörniger, grüner Semmeringquarzit mit Arkoselagen.

Abb. 2:

- a) Profil von Jägerwiese zur Kote 1432:
1. grobporige Rauhwanke, 2. weißer zuckerkörniger Kalk (2 m Mächtigkeit),
3. dolomitischer Kalk sehr stark rauhwankeig.
- b) Profil an der Forststraße vom Wh. Pfaffensattel zur Jägerwiese: 1. Semmeringquarzit, 2. Rauhwanke, 3. hellgrauer dolomitischer Kalk mit rauhwankeigen Partien, 4. Polygene Breccie mit rauhwankeigen Bindemittel, 5. feinblättrige grünliche Serizitschiefer.

Abb. 4: Rotviolette Breccie aus der ABP-Serie: Schiefer- und Quarzitbruchstücke in einem feinkörnigen Grundgewebe (10× Vergr. 1 Nicol). — Forststraßenaußenschluß im hinteren Dürrgraben.

Abb. 5: Detritischer Plagioklas mit einer intensiven Klinozoisitfülle, polysynthetisch nach dem Albit-Gesetz verzwilligt. Kristalle besitzen einen füllungsfreien Randsaum; der Kern zeigt eine etwas schütterere Fülle (120× Vergr., gekreuzte Nicols). — Serie der Hangenden Wechselschiefer, Harderkogel.

Abb. 6: Aus Wechselgneis: Nadelige Pseudomorphosen nach Hornblende bestehend aus Epidot und Chlorit. Die waagrecht liegende Nadel ist zur Gänze von Albit umschlossen. (120× Vergr., 1 Nicol) Trattenbachgraben, unmittelbar über Vierkanthof.

Abb. 7: Aus der Serie der Wechselgneise: Albitepidotchloritschiefer: Hypidioblastische Epidote (i. Bild dunkelgrau), Chlorit (im Bild hellgrau) und Albit (weiß). Die Albitkristalle führen Einschlußzüge, die unverlegt durch die einzelnen Albitblasten durchstreichen. Das sehr kompakte Gestein ist von der 2. postkristallin angelegten Schieferung verschont geblieben (10× Vergr., 1 Nicol). Siebengraben.

Abb. 8: Albitschiefer: Ein primäres Gefüge („s₁“), durch Albite mit einem opacitischen Interngefüge und Muskovit (links unten) abgebildet, wird von transversalen Schieferungsflächen („s₂“) scharf durchschnitten. (45× Vergr., gekreuzte Nicols). — Straße zwischen Feistritz- und Fröschnitzsattel.

Abb. 9: Albitschiefer: Ein primäres Gefüge von Albit, Muskovit und Chlorit wird durch „s₂“-Flächenscharen deformiert. In den „s₂“-Flächen selbst sind die Muskovite völlig eingeregelt, in ihrer Nähe treten Schleppungen auf. Bildmitte: eine nicht durchgescherte „s₂“-Fläche. Serie der Liegenden Wechselschiefer. (45× Vergr., gekreuzte Nicols). — Straße zwischen Feistritz- und Fröschnitzsattel.

Abb. 1

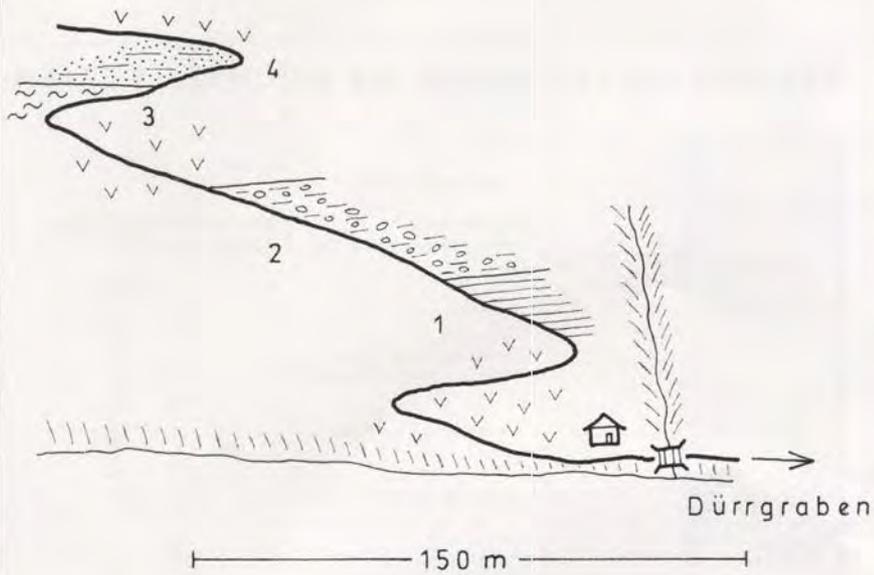
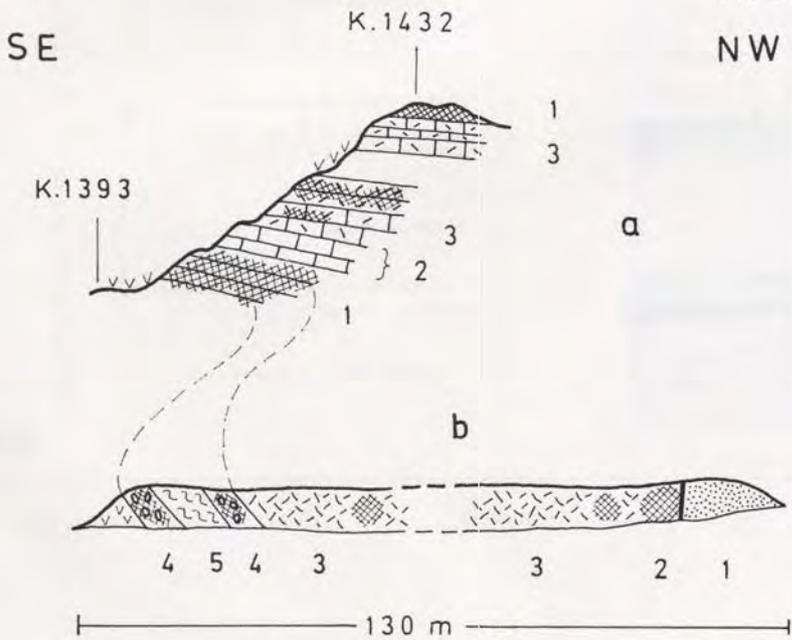


Abb. 2



Übersichtsprofil durch die WECHSELSERIEN

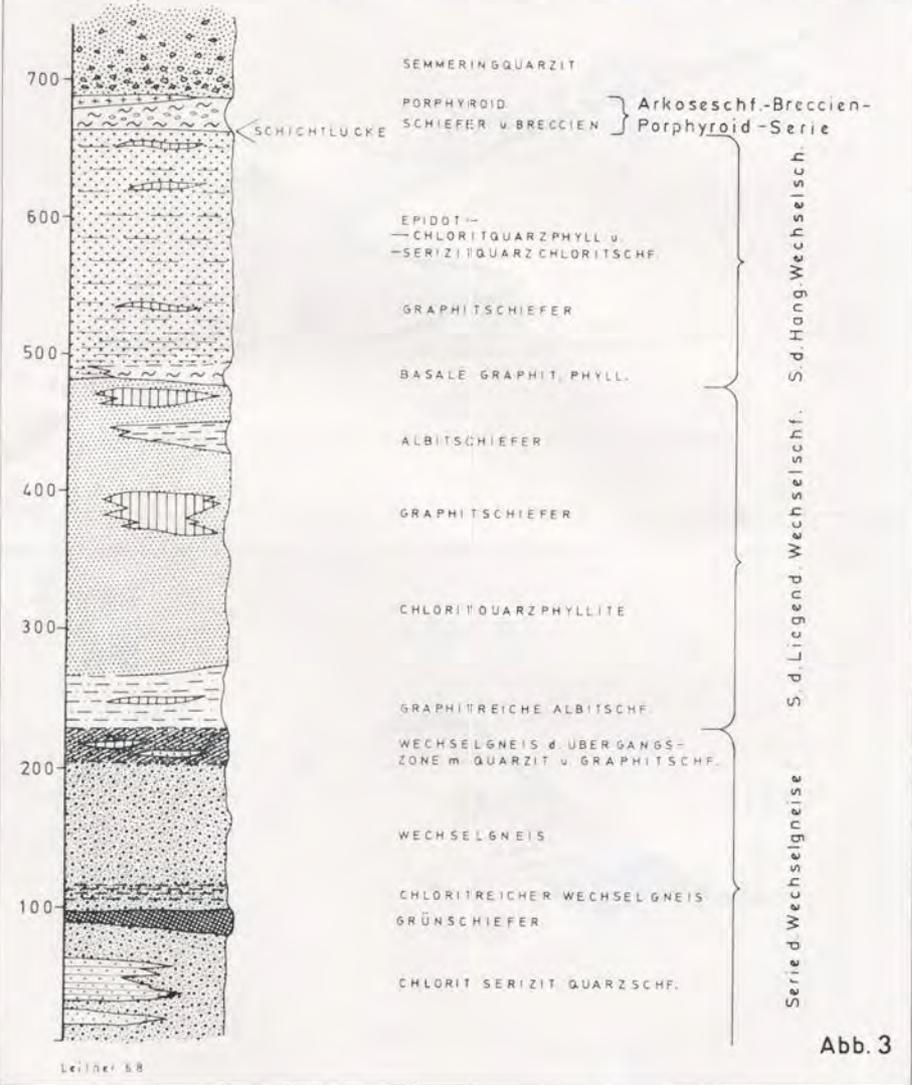


Abb. 3

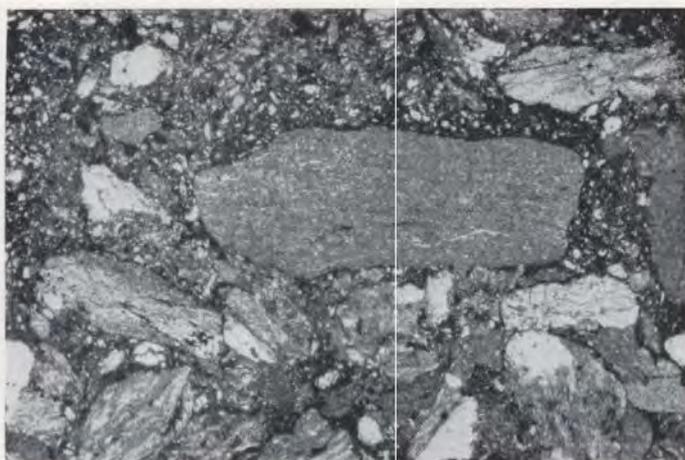


Abb. 4

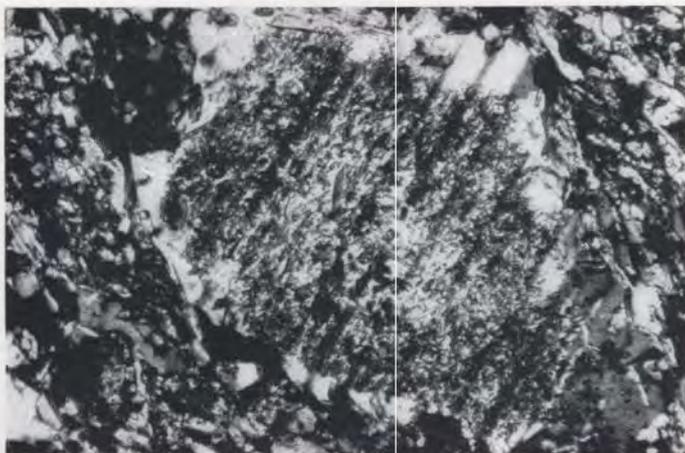


Abb. 5

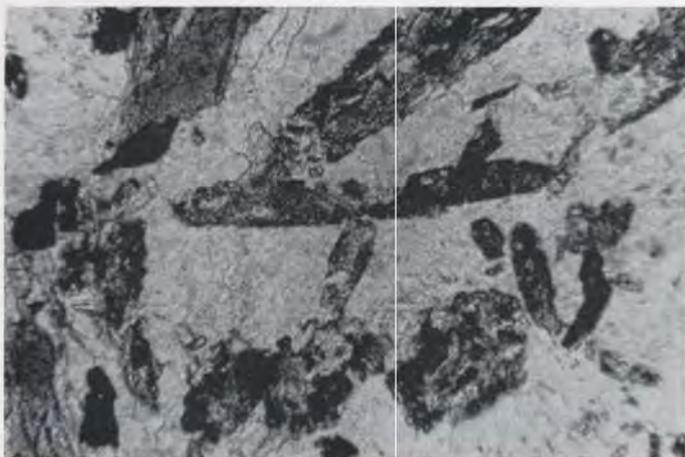


Abb. 6

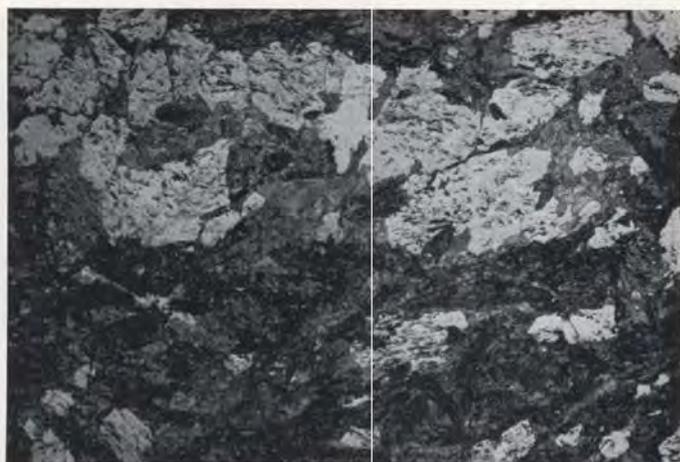


Abb. 7



Abb. 8

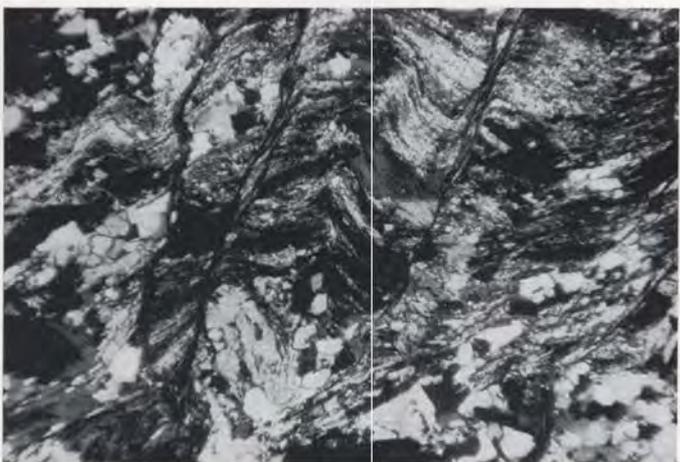


Abb. 9

GEOLOGISCHE KARTE DES WESTLICHEN WECHSEL - GEBIETES (TRATTENBACH - RETTENEGG)

TAFEL 1

Aufgenommen i. d. Jahren 1964/66
von P. FAUPL u. W. VETTERS

M. 1:25 000

TALALLUVIEN
SCHUTTKEGEL UND -HALDEN
MURENSCHÜTTUNGEN
STARKE SCHUTTBEDECKUNG
ERDIGE SCHUTTMASSEN
BLOCKWERK
BLOCKSTRÖME
VERRUCHTE FELSPARTIEN

Permo - Mesozoikum
METAMORPHE KALKE UND DOLOMITE
METAMORPHE, DOLOMITISCHE KALKE
RAUHWACKE
RÖTSCHIEFER
SEMMEINGUARZIT
VERGRUSTER SEMMEINGUARZIT
GERÖLLE IM SEMMEINGUARZIT
SCHWARZE GERÖLLE IM SEMMEINGUARZIT
ARKOESCHIEFER - BRECCIEN - PORPHYR - SERIE
PORPHYROID
KONGLOMERATLAGEN

Serie der Hangenden Wechselschiefer
EPIDOT - CHLORITQUARZPHYLLIT ETC.
HELLGRÜNER EPIDOT - SERIZITQUARZCHLORITSCHIEFER
GRAPHITSCHIEFER
BASALER, GRAPHIT, CHLORIT - SERIZITPHYLLIT

Serie der Liegenden Wechselschiefer
CHLORITQUARZPHYLLIT UND ALBITSCHIEFER
GRAPHITSCHIEFER
DUNKELGRAUER CHLORIT - SERIZITPHYLLIT
HELLGRAUER SERIZITPHYLLIT
GRÜNER SERIZIT - CHLORITPHYLLIT
CHLORITOIDPHYLLIT

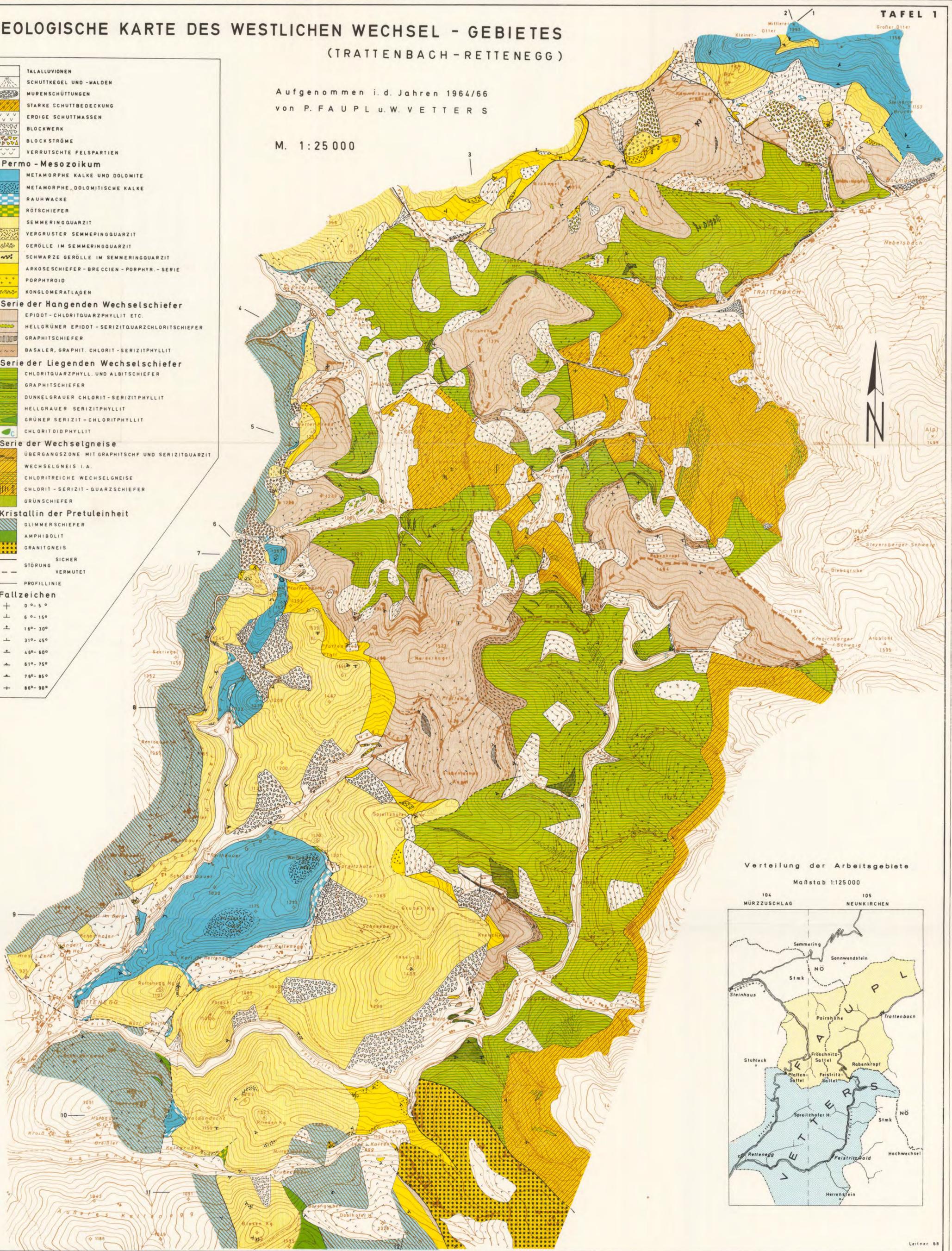
Serie der Wechselgneise
ÜBERGANGSZONE MIT GRAPHITSCHF UND SERIZITQUARZIT
WECHSELGNEIS I. A.
CHLORITREICHE WECHSELGNEISE
CHLORIT - SERIZIT - QUARZSCHIEFER
GRÜNSCHIEFER

Kristallin der Pretuleinheit
GLIMMERSCHIEFER
AMPHIBOLIT
GRANITONEIS

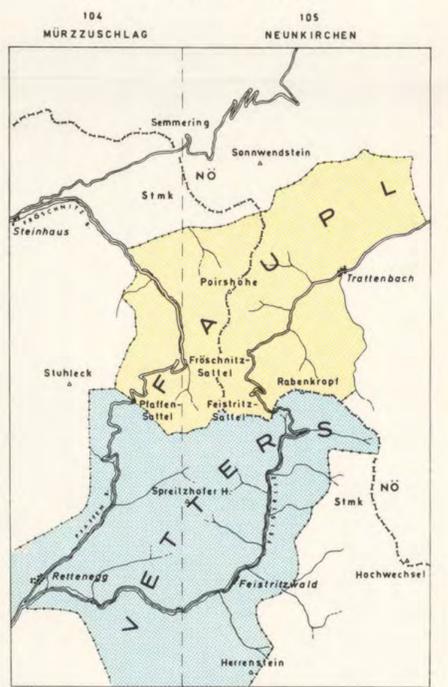
STÖRUNG SICHER
VERMUTET

5 — PROFILLINIE

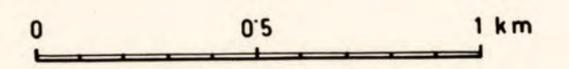
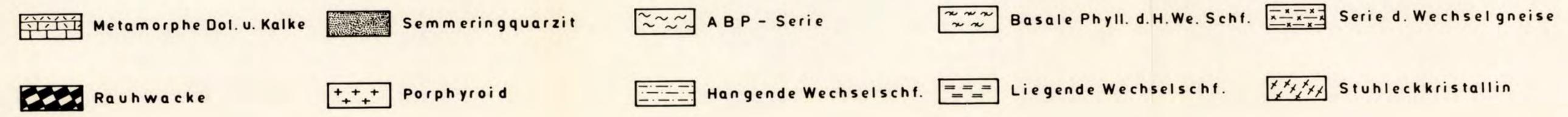
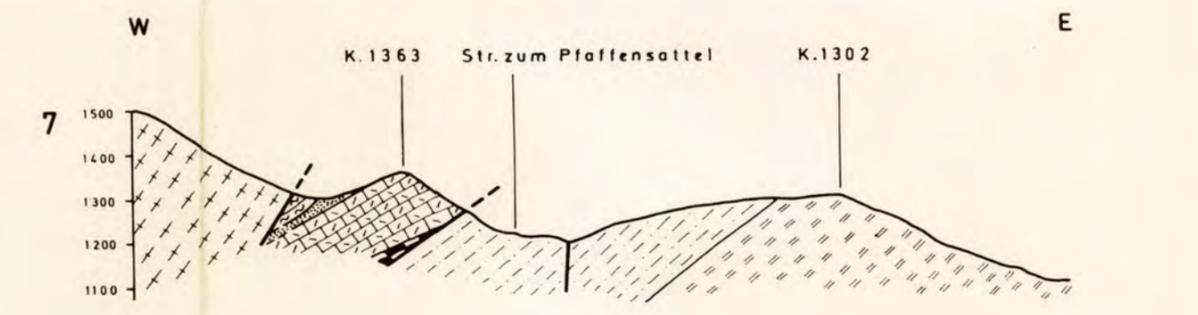
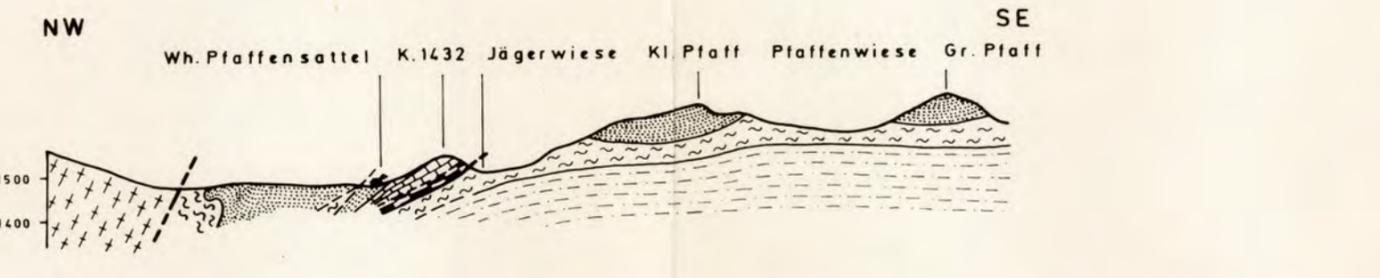
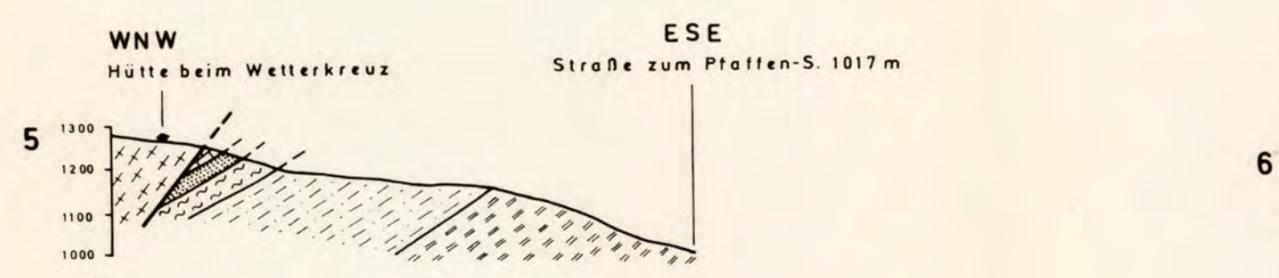
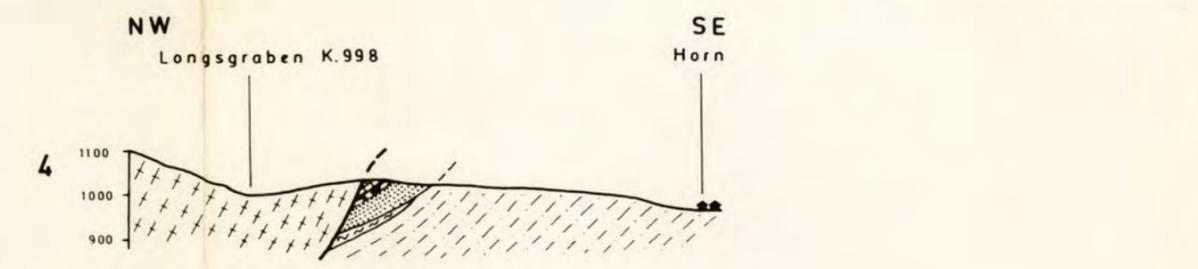
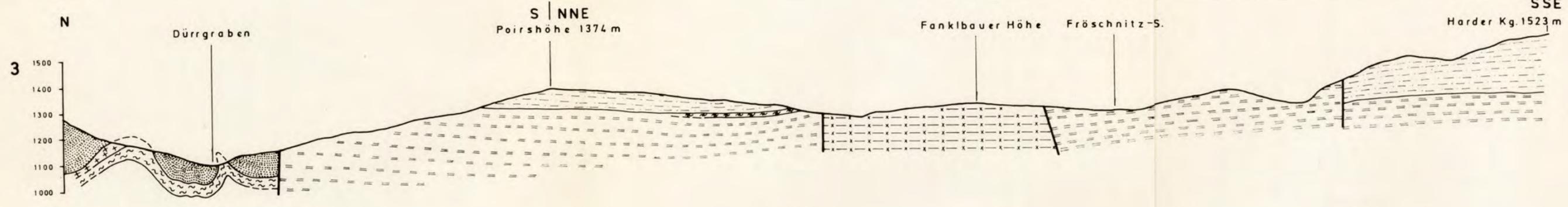
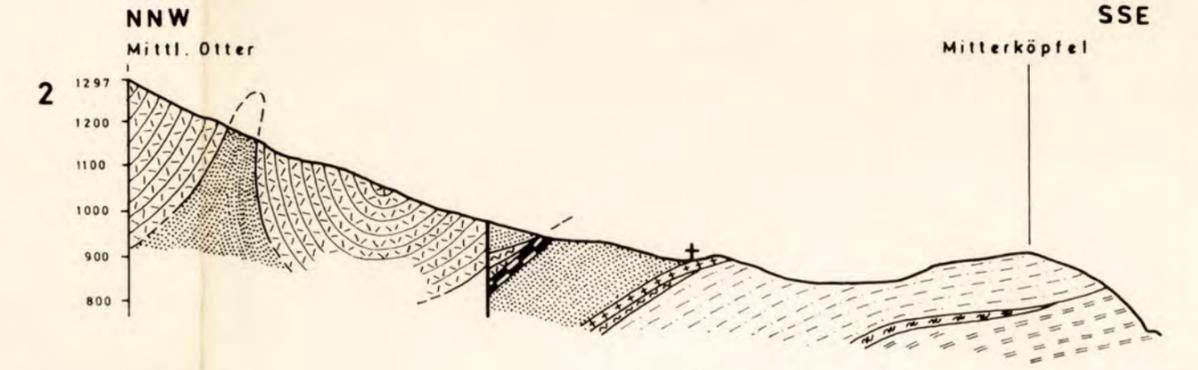
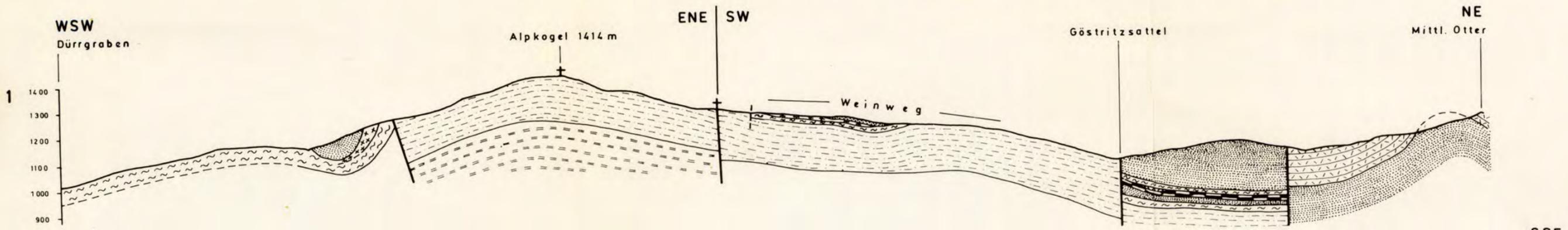
Fallzeichen
+ 0° - 5°
± 6° - 15°
± 16° - 30°
± 31° - 45°
± 46° - 60°
± 61° - 75°
± 76° - 85°
+ 86° - 90°



Verteilung der Arbeitsgebiete
Maßstab 1:125 000



PROFILE IM GEBIET TRATTENBACH - FRÖSCHNITZ von P. FAUPL



GEOLOGISCHE STRUKTURKARTE des GEBIETES TRATTENBACH - FRÖSCHNITZ

von P. FAUPL

Taf: 12

B - Achsen 138 Messungen
über 5,2,0 %

