

**Petrographie, Metamorphose und Tektonik
der Glimmerschiefergruppe in der südöstlichen Saualpe
in Kärnten**

Die geologische Neuaufnahme des Saualpenkristallins (Kärnten), XI

19 Abb., 3 Taf. (3—5)

Friedrich Wurm

Anschrift:

Dipl.-Geologe F. Wurm

Mineralogisch-Petrographisches Institut

23 Kiel Deutschland

Neue Universität Haus B 1

Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.	18. Bd.	1967	S.151-206	Wien, Juli 1968
-------------------------------	---------	------	-----------	-----------------

Inhaltsverzeichnis

1.0 Zusammenfassung (Summary und Résumé)	153
2.0 Vorwort	155
3.0 Einführung	155
4.0 Gliederung und Beschreibung der Gesteinsfolge	
4.1 Gesteinsbildungen u. morphologische Entwicklung seit dem Tertiär	156
4.2 Das metamorphe Gebirge	
4.21 Zur Gliederung in Serien	157
4.22 Beschreibung der Gesteinsserien unter Verwendung der mikroskopischen Untersuchungsergebnisse	158
4.221 Die Wietingserie	158
1. Die sandig-tonigen Abkömmlinge u. hellen Vulkanite	159
2. Die Metabasite	160
3. Zum Problem „diaphthoritische Gesteine“	161
4.222 Die Waitschacher- und Kräupingserie	161
4.223 Die Zossener Serie	164
1. Die Zone der Staurolith-Granat-Glimmerschiefer	164
2. Die Zone der Muskovitschiefer mit kleinem Granat	168
3. Die Granat-Amphibolite von Grafenbach, dem Wölf- nitzbachtal und ihre Äquivalente	170
4.224 Die Plankogelserie	173
1. Die Zweiglimmer-Feldspatschiefer	174
2. Die Zweiglimmergneise	175
3. Die Granat-Disthen-Glimmerschiefer	176
4. Einlagerungen von Gesteinen anderer Herkunft und Zusammensetzung	177
a) Karbonatische Abkömmlinge	
b) Meta-Ultrabasite und ihre Randgesteine	
c) Pegmatite	
4.225 Die Serie der injizierten Glimmerschiefer und die obere Disthenflaser-Gneis-Serie	181
1. Die injizierten Glimmerschiefer	182
2. Die Disthenflaser-Gneise	183
3. Einlagerungen anderer Zusammensetzung	184
4.23 Verlauf und Art der Metamorphose	184
4.24 Die Faziesänderung innerhalb der einzelnen Serien	188
5.0 Tektonik	191
5.1 Die Flachzonen	192
5.2 Die Steilstellungszonen	193
5.21 Arbeitsgrundlage der Glimmergefüge-Messungen am U-Tisch	195
5.22 Ergebnisse der U-Tisch-Messungen	195
5.221 Schliffe aus Flachzonen oder flachliegenden Proben	
5.222 Schliffe aus Steilstellungszonen	196
5.23 Versuche zur Erklärung des Phänomens der Steilstellungszonen	197
5.3 Die Zonen der Achsenrotation	199
5.4 Die Klüftung	200
5.5 Die Bruchtektonik	200
5.6 Folgerungen aus dem tektonischen Baustil	202
6.0 Literaturverzeichnis	203

Berichtigung zu Tafel 4: Auf der Karte wurde im SE (K/3 und 4) im Bereich der Renkerbach-Einheit (Säulenprofil und Karte) „Phyllitische Glimmerschiefer“ und Glimmerquarzite in der Signatur der „Injizierten Glimmerschiefer“ ausgedrückt. Die Karte ist dort nach der Signatur der Säulenprofile Taf. 4 rechts unten zu lesen.

ZUSAMMENFASSUNG

Im SE der Saualpe wurde ein Gebiet von etwa 30 km² Umfang mit der vollständigen Abfolge der Glimmerschiefergruppe (Mesozone) und den Übergängen zur Phyllitgruppe (Epizone) sowie Schiefergneisgruppe (Katazone) im Maßstab 1:10.000 kartiert. Die Gliederung erfolgte durch charakteristische, weit verfolgbare Leithorizonte (Amphibolite, Meta-Ultrabasite, Marmore, Kalksilikatgesteine). Sie ermöglichten, trotz teilweiser starker lithofazieller Änderungen innerhalb der Serien, überall eine Parallelisierung mit der von früheren Bearbeitern aufgestellten Abfolge und teilweise konnte diese auch noch weiter aufgliedert werden.

In verschiedenen Serien treten einmal im E und einmal im W des Gebietes mächtige Amphibolitkörper auf. Sie zeigen häufig enge Verzahnung und chemische Ausstrahlung auf die umgebenden metaklastischen Gesteine. Die vorwiegend basischen Vulkanite haben die karbonatischen Glieder der betreffenden Serien fast völlig verdrängt und ersetzen, bzw. übertönen auch die klastische Sedimentation. In der SE-Saualpe sind also auch die Gesteine der Glimmerschiefergruppe wie die der Phyllitgruppe überwiegend vulkanisch geprägt.

Bei der Auswertung der Dünnschliffe wurde versucht die Kristallisationsabfolge und ihr Verhalten zur Deformation zu klären. Die sehr starke postdeformative Kristallisation hat nur geringe Reste des prämetamorphen Mineralbestandes und Gefüges übrig gelassen (Hornblende-Pseudomorphosen nach Augit, Olivin und Bronzit in Meta-Ultrabasiten, umgewandelte Lapilli oder Mandeln in Amphiboliten). Häufiger sind gegenüber dem s_0 meist verstellte, feinkörnige Interngefüge in Granat, Staurolith und Epidot, die als gepanzerte Relikte einer präauptdeformativen Kristallisationsphase angesehen werden müssen. Die Mineralparagenese zahlreicher Gesteine zeigt, daß die Kristallisation nach Überschreitung eines Höhepunktes noch einige Zeit unter abnehmenden p -Bedingungen weitergegangen sein muß. Der Metamorphoseablauf kann als „progressiv-finalretrograd“ bezeichnet werden; außer wenigen Fällen von Störungs-Diaphthorese konnten keine diaphthoritischen Erscheinungen nachgewiesen werden.

Die Einstufung der Gesteine in die metamorphe Hochdruckfazies-Serie vom Barrow-Typ macht keine Schwierigkeiten; die Daten der petrologischen Experimente H. G. F. WINKLERS lassen sich aber z. T. nur schwer mit den geologischen Voraussetzungen in der Saualpe vereinbaren die eine höhere Stresskomponente fordern. Die teilweise Umwandlung von Staurolith zu Disthen in den Staurolith-Granat-Glimmerschiefern der Zossener Serie ist wahrscheinlich die Folge zonenweise auftretenden höheren, vermutlich gerichteten Drucks.

Innerhalb der im wesentlichen durch die Mineralparagenese der Staurolith-Almandin-Subfazies der Almandin-Amphibolitfazies geprägten Gesteine der mittleren und tieferen Glimmerschiefergruppe ließen sich durch mehrere Zonen zwei metamorph-tektonische Faziestypen nachweisen, die durch den Grad ihrer Rekristallisation und die Erhaltung von Relikt-

strukturen voneinander abweichen — vermutlich ein Ergebnis unterschiedlicher Durchbewegung.

Für den Baustil der metamorph-variskischen Tektonik ist der in allen Dimensionen wiederkehrende Wechsel von Zonen flachgewellter Lagerung mit solchen ausgesprochener Steilstellung bemerkenswert. Die „Steilstellungszonen“ setzen sich bei näherer Betrachtung aus „wellblech-“ und „treppen“-artig verformten Partien mit steil nach S geneigtem, oder seiger stehendem Falten Spiegel zusammen. Es handelt sich um eindeutig synmetamorph entstandene, bruchlose Verformungen, deren Entstehungsmechanismus diskutiert wird.

Die Untersuchung der Glimmergefüge einiger Proben aus beiden Bereichen auf dem Universal-Drehtisch ergab eine flache Wellung der Glimmer um stark streuende Achsen in den Flachzonen und eine intensive Durchbewegung parallel dem s-Flächengefüge in den Steilstellungszonen.

Die generell NW-SE streichenden Störungen haben das Gebiet in ein System von Gräben und Horsten zerlegt; in zwei Fällen haben sie mindestens jungtertiäres Alter, wie die Beziehungen zur Morphologie und den prä-mitteltortonen Granitztaler Schichten zeigen. Posttertiäre Aktivität konnte nur an einer Verwerfung sicher nachgewiesen werden.

Hinweise für prämetamorphe Wiederholungen, wie sie für die Phyllitgruppe ziemlich sicher nachgewiesen sind, konnten in der Glimmerschiefergruppe nicht beobachtet werden. Die Einmaligkeit des Meta-Ultrabasilhorizontes der Plankogelserie und die enge fazielle Verzahnung der darüber folgenden Gesteine der Zossener und Kräupingserie sprechen eher für eine kontinuierliche, bereits prämetamorphe Abfolge der Gesteine der Glimmerschiefergruppe.

Summary

On the SE-slope of the Saualpe (Carinthia, Austria) it was possible to articulate with special key horizons a crystalline series (Epi-, Meso- and Katzone).

The mikroskopical investigation shows that the metamorphism could be described as „progressiv—finalretrograd“. Facts for premetamorphic repetition could not be found in the mica schist series. It was also not possible to point out facts for a diaphoresis. The analysis of the metamorph-variszic tectonic shows synmetamorphic deformation without faults. The origin of this „corrugated“ and „steplike“ deformation is being discussed.

The picture of the map is dominated by late tertiary faults.

Résumé

Dressant une carte géologique de la région SE de la Saualpe (Carinthie, Autriche) l'auteur de cette publication savait diviser une suite de roches épi-, méso- et kazonales au moyen des niveaux de référence. A l'Est et à l'Ouest de la région on trouve parmi les suites métaclastiques des masses d'amphibolite qui s'interdigitent.

Le résultat d'analyses microscopiques montre un métamorphisme „progressif—final—rétrograd“, tandis qu'on ne peut pas constater de rétro-morphose.

Parmi les micaschistes il n'y a pas d'indication de reprises prémétamorphes.

La tectonique métamorphe hercynienne a comme résultat des parties de roches synmétamorphes sous forme d'escalier et de tole ondulée.

L'aspect de la carte est caractérisé de failles ayant la direction NO—SE- et datant du néogène.

2.0

VORWORT

Die vorliegende Arbeit stützt sich auf die Kartierung im Maßstab 1 : 10.000 eines ca. 30 km² großen Gebietes innerhalb der Glimmerschiefergruppe in der südlichen Saualpe. Sie setzt meine im wesentlichen die Phyllitgruppe erfassende Diplomarbeit bei St. Andrä im Lavanttal nach W in den Raum Grafenbach—Greutschach—Pustritz fort, und wurde im Rahmen der Neukartierung des Saualpenkristallins in Kärnten durch die Arbeitsgemeinschaft der Geologischen Institute Clausthal, Tübingen, Wien und der Lagerstättenuntersuchung der ÖAMG, Knappenberg durchgeführt. Im N haben Doz. Dr. W. LODEMANN, Tübingen, und Dipl.Geol. W. FUCHS, Clausthal, gearbeitet; westlich kartiert Dr. N. WEISENBACH, Clausthal, und südlich Dipl.Geol. G. KLEINSCHMIDT, Tübingen.

Allen, die diese Arbeit durch Kritik, Ratschläge, Hinweise und Anregungen unterstützt haben, möchte ich herzlich danken. Vor allem meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. R. SCHÖNENBERG, Tübingen, den Herren Prof. Dr. H. MEIXNER und Dr. W. FRITSCH, Knappenberg, Herrn Prof. Dr. F. KARL, Kiel, Herrn Dozent Dr. W. LODEMANN, Tübingen, Herrn Dr. N. WEISENBACH, Clausthal, sowie meinen Kollegen Dipl.-Geol. W. FUCHS, Clausthal und Dipl.-Geol. G. KLEINSCHMIDT, Tübingen. Herrn KNOPF habe ich für die sorgfältige Anfertigung von über 450 Dünnschliffen und Herrn W. WETZEL (beide Geologisches Institut Tübingen) für die der Handstück- und Mikrophotos zu danken. Zu Dank verpflichtet bin ich auch der Deutschen Forschungsgemeinschaft für ihre finanzielle Unterstützung der Geländearbeit.

3.0

EINFÜHRUNG

Das Arbeitsgebiet enthält die komplette Glimmerschiefergruppe mit den Übergängen zur Phyllitgruppe im Hangenden und zur Schiefergneisgruppe im Liegenden. Die Gesteine der Glimmerschiefergruppe entstanden unter den Bedingungen der unteren Grünschiefer- und der oberen Almandin-Amphibolitfazies (TURNER und VERHOOGEN 1960). Es gelang, in dem erstmalig von H. BECK in den Jahren 1925—27 aufgenommenen ca. 2500 m mächtigen Glimmerschiefer-Komplex Leitschichtenpartien auszukartieren und ihn damit zu gliedern. Erstaunlicherweise haben zahlreiche, auf primäre Stoff- oder Gefügeunterschiede zurückzuführende Horizonte die Durchbewegung und Metamorphose überdauert und sind in ihrem stratigraphischen Verband so erhalten geblieben, daß sie sich als Leithorizonte über weite Strecken, oft durch mehrere Kartiergebiete, verfolgen lassen.

Die Untersuchung der Dünnschliffe galt neben der Analyse und Definition der Gesteinstypen auch dem Versuch, die zeitliche Reihenfolge der verschiedenen Kristallisations- und Formungsakte auf Grund von Reliktgefügen zu klären.

Die statistische Auswertung von über 6000 s-Flächen- und Linearen-Messungen trug dazu bei, das tektonische Formungsbild anschaulicher zu machen. Zusätzlich wurde auf dem Universal-Drehtisch das Glimmergefüge einiger ausgewählter Proben durchgemessen.

Trotz Höhenunterschieden bis zu 1000 Metern zeigt das Gebiet durchwegs Mittelgebirgsformen. Auf der N-S-verlaufenden morphologischen Fortsetzung des Saualpenhauptkammes, dem Breitriegel-Sapotnigofen-Rücken, verläuft die Westgrenze, der übrige Bereich gehört zur Südostabdachung der Saualpe, die zahlreiche NW-SE-fließende Bäche zerschnitten haben.

4.0 GLIEDERUNG UND BESCHREIBUNG DER GESTEINSFOLGE

4.1 Gesteinsbildungen und morphologische Entwicklung seit dem Tertiär

Die ältesten postmetamorphen Ablagerungen sind die Granitztaler Schichten N Pustritz. Die schlecht sortierten Wildbachablagerungen, deren Gerölle bis zu einem halben Meter Durchmesser erreichen können und häufig rote Krusten zeigen, stellen den Anfang des Pustritzer Schotter-schlauches (BECK-MANNAGETTA 1951, 1953) dar, welcher sich bis ins Lavanttal hinab verfolgen läßt. Nach H. BECK (1928) und BECK-MANNAGETTA (1952a und b) werden die fossilfreien Granitztaler Schichten bei Mühldorf im Lavanttal von marinen Tonen mit einer Fauna aus dem Mittel-Torton überlagert und deshalb von beiden Autoren ins Unter-Torton oder Ober-Helvet eingestuft. Die heutigen Aufschlußverhältnisse lassen eine Überprüfung dieses Befundes nicht mehr zu. Obwohl die Schotter eindeutig in Rinnen abgelagert wurden (KLEINSCHMIDT 1965, KLEINSCHMIDT und WURM 1966 S. 110 f) bilden sie heute in Umkehrung des ursprünglichen Reliefs einen flachen Rücken, die Geröll liefernden Bergrücken sind abgetragen. Sie bestanden, wie die Geröllgesellschaft zeigt, überwiegend aus Gesteinen der Phyllitgruppe und müssen auf Grund der Blockdurchmesser mindestens einige hundert Meter über das heutige Relief aufgeragt haben (BECK-MANNAGETTA 1953). Zwischen der Ablagerung der Granitztaler Schichten und den ihrem Vorkommen N Pustritz benachbarten Flächensystemen von 750—800 m und 950—1150 m (SCHILLING 1966, S. 12 f) kann also kein genetischer Zusammenhang bestehen. Die Granitztaler Schichten müssen auf jeden Fall um einiges älter sein als die nur etwa 50 m höher liegenden Roterde-Bildungen um den Tarmannkogel, der zum 950—1150 m-Flächensystem (nach der Gliederung von SCHILLIG das E-System) gehört. Neben der Straße nach Tschrietes lassen sich alle Übergänge von anstehenden, aber rostrot imprägnierten Glimmerschiefern bis zu fast geröllfreien, ziegelroten Bodenbildungen beobachten. Diese wurden in etwa gleicher Höhenlage (um 1000 m) noch an vielen Stellen der Saualpe gefunden (THIEDIG 1962, 1966; SCHILLIG 1966), können aber auch noch höher, so etwa in

Obergreutschach bei etwa 1200 m, und tiefer vorkommen (THIEDIG s. o.; KLEINSCHMIDT und WURM 1966). Die Bindung dieser lateritischen Roterdeböden an verschiedene konstante Höhenlagen beweist das relativ hohe Alter der Landschaftsformen in den höheren Regionen der Saualpe, denn die klimatischen Voraussetzungen zur Roterdebildung waren letztmalig im Ober-Pannon (SCHILLIG 1966 S. 23) gegeben. Zu dieser Zeit muß das Liefergebiet der Granitztaler Schichten also bereits abgetragen gewesen sein und ein vormitteltortonales Alter ist durchaus möglich.

Außer dem schon erwähnten Flächensystem um 1000 m sind im ganzen Gebiet um 1200 und 1500 m Höhe deutliche, von Gesteinsunterschieden und Störungen weitgehend unabhängige Verflachungen ausgebildet.

Die Eisbedeckung während des Pleistozäns war an der Saualpe sehr gering; die mächtigen Fließerdebildungen an den Talhängen hat die junge Erosion inzwischen weitgehend beseitigt. Begünstigt wurde dieser Prozeß durch die starke Heraushebung der Saualpe in geologisch jüngster Zeit. Um diese auszugleichen, mußten sich die Bäche rasch einschneiden, das nicht anstehende Material auf den übersteilten Hängen rutschte nach. Daraus erklären sich die besseren Aufschlußverhältnisse im Randbereich der Saualpe und im Einzugsgebiet jener Bäche, die von der rückschreitenden Erosion schon zur Gänze erfaßt wurden (Wölfnitz- und Renkerbach) im Gegensatz zu denen, deren Gefällskurven noch nicht ausgeglichen sind (Grafenbach). Dieser Entwicklung der Bäche entsprechen die Talprofile: Das Grafenbachtal stellt noch über weite Strecken ein übertieftes Sohlental dar, während Wölfnitz- und Renkerbach nur von spärlichen Resten ehemaliger Talböden begleitet werden (W Paulitsch).

Die Gestalt eines kleinen Rückens E Rebernig entspricht genau seinem tektonischen Bau und bietet ein gutes Beispiel für Gefügerelief: Ein Sattel mit steiler Süd- und flacher Nordflanke taucht nach E ab. Nicht ganz so deutlich liegen die Verhältnisse N Rebernig, wo der aus nördlicher Richtung vom Gehöft Muroz kommende Bach mit dem Schichtstreichen nach SW abschwengt (s. tektonische Karte Tafel 3 und Abb. 10).

Großflächige Sackungen mit steilen Abrißnischen und kleinere Rutschungen begleiten den Wölfnitzbach. Sie sind zum Teil heute noch in Bewegung, zum Teil auch bereits wieder unterschritten, d. h. unter der Stirn der Rutschmasse tritt das Anstehende zutage.

4.2 **Das metamorphe Gebirge**

4.2.1 **Zur Gliederung in Serien**

In der Karte von H. BECK (1931) und ihrer Weiterführung durch P. BECK-MANNAGETTA (1956, 1957) werden nur einige petrographisch unterscheidbare Gesteinstypen ausgehalten. Die Neukartierung 1 : 10.000 sollte auch eine Klärung der relativen Altersverhältnisse und Tektonik bringen, und deshalb wurde von FRITSCH, MEIXNER, PILGER und SCHÖNENBERG (1960) eine provisorische, aus Lokalnamen und Gesteinsbezeichnungen kombinierte Seriengliederung des Saualpenkristallins aufgestellt. Sie wurde seither zwar in vielen Punkten abgewandelt oder ver-

feinert, hat aber im wesentlichen doch ihre Gültigkeit behalten. Die Gegenüberstellung mit meiner, hauptsächlich auf THIEDIG (1966) zurückgehenden, Gliederung soll dies zeigen:

FRITSCH, MEIXNER, PILGER und SCHÖNENBERG 1960:	THIEDIG (1966) und WURM:
Übergangsserie (zu den Phylliten)	Wietingserie
Waitschacher Marmorserie	Waitschacher Serie
Serie der hellen Quarzite und Amphibolite von Kräuping	Kräupingserie
Marmorserie von St. Martin und Zossen	Zossener Serie
Serpentinserie des Plankogel	Plankogelserie
Granat-Staurolith- Glimmerschiefer-Serie	zur Plankogelserie
Hüttenberger Marmorserie	fehlt
Serie d. injizierten Glimmerschiefer	Serie der injizierten Glimmerschiefer
Disthenflaser-Gneis-Serie	Zone der oberen Disthenflaser-Gneise in der Eklogitserie (WEISSEN- BACH 1963)

Wo eine genaue Beschreibung noch fehlt, z. B. bei der Zossener Serie, haben Vergleichsbegehungen die notwendige Sicherheit geschaffen. Die Abgrenzung der Serien ist keineswegs immer scharf. Sie stützt sich auf die Zunahme der Metamorphose, das Auftreten faziestypischer Minerale (Granat, Staurolith, Disthen, Hornblende) oder charakteristischer Horizonte (Marmor, Amphibolit, Meta-Ultrabazit) und besonders häufige Einlagerungen (Pegmatit, Kalksilikatgesteine). Weil das stoffliche s den Iso-graden der Metamorphose und meist auch der Schieferung parallel läuft, helfen diese Kriterien den einheitlich geprägten und gefalteten Kristallinkomplex nach seinen primären Strukturunterschieden zu gliedern. Innerhalb der einzelnen Serien, und manchmal auch über sie hinausgreifend, treten beträchtliche lithofazielle Änderungen auf. Marmore werden durch Vulkanite ersetzt und diese können wiederum ehemaligen Klastika Platz machen. Selbst innerhalb eines stofflich homogenen Gesteinstyps können unterschiedliche Beziehungen zwischen Kristallisation und Deformation große Veränderungen im äußeren Habitus hervorrufen.

4.22 **Beschreibung der Gesteinsserien unter Verwendung der mikroskopischen Untersuchungsergebnisse**

Die Zusammenhänge zwischen Gesteinsserien, Mineralfazien und kritischen Mineralen zeigt Tafel 4. An Stelle eines einzelnen Säulenprofils wurden die Abfolgen der größeren tektonischen Einheiten nebeneinander gestellt.

4.221 **Die Wietingserie**

Die Wietingserie (vgl. THIEDIG 1966 S. 23ff) ist insgesamt 600—700 m mächtig. Zwischen Gesteine überwiegend klastischen Ursprungs schaltet

sich ein 200—300 m mächtiger Horizont aus unterschiedlich von Glimmerschiefern durchsetzten Grüngesteinen ein, deren Herkunft aus basischen Vulkaniten als sicher gelten darf (CLAR, FRITSCH, MEIXNER, PILGER und SCHÖNENBERG 1963 S. 28). Die Durchmesser der Glimmer in den sandig-tonigen Abkömmlingen der Wietingserie überschreiten in der Mehrzahl den Grenzwert 0,1 mm (Serizit-Muskovit) und damit werden die metaklastischen Gesteine definitionsgemäß als Glimmerschiefer bezeichnet (SYMPOSION 1962). Es sind im oberen Teil der Serie meist phyllitische Glimmerschiefer mit einem Serizit/Muskovit-Verhältnis von 1 : 1 bis 1 : 2 (Glimmerschiefer $> 1 : 2$) (FRITSCH 1966) und wenig kleinen Granaten. Das Liegende des Metabasithorizontes bilden schon echte Granat-Glimmerschiefer.

In der Wietingserie vollzieht sich der Übergang von der Phyllit- zur Glimmerschiefergruppe; dieser ist etwa gleichbedeutend mit der Unterscheidung Epi-/Mesozone (SCHÜLLER 1961). Das erste allgemeine Auftreten von Almandin und Hornblende bedeutet den Beginn der Quarz-Albit-Epidot-Almandin-Subfazies der Grünschieferfazies (TURNER und VERHOOGEN 1960).

1. Die sandig-tonigen Abkömmlinge und hellen Vulkanite

Wechselnde Glimmergrößen und schwankender Quarz- und Feldspatgehalt verleihen den phyllitischen Glimmerschiefern einen sehr unterschiedlichen Habitus.

Die Granatglimmerschiefer im unteren Teil der Serie sind in ihrer Zusammensetzung recht einheitlich. Der durchschnittliche Feldspatgehalt liegt bei 12%, die meist schwach grüne Tönung des Gesteins geht auf den Chloritanteil (bis 20%) zurück.

Die Granate sind unter dem Mikroskop (= u. d. M.) meist frei von Einschlüssen, unregelmäßig zerbrochen und haben rundliche Umrisse. Breite spezialgefaltete Lagen aus Muskovit und Chlorit wechseln mit lagig-linsigen Quarz/Feldspat-Anreicherungen.

Außer einigen Graphitquarzitvorkommen findet man in den phyllitischen Glimmerschiefern sehr häufig verstreute Linsen gelblich weißer oder grün-grauer, fein geschichteter und meist intensiv verformter Gesteine, die schon im Handstück einen hohen Quarz- und Feldspatgehalt vermuten lassen. Sie scheinen in der Nähe von Grüngesteinen sich mit diesen zu verzahnen. Der mikroskopische Befund weist auf eine Entstehung dieser Gesteine aus Tuffiten oder Tuffen hin:

Der Feldspatgehalt erreicht 40%, und zwar teilweise in Form größerer (bis 0,5 mm) Individuen mit Albitverzwillingung und Antiperthitstruktur. Der hohe Erzgehalt (max. 7%; überwiegend Magnetit und Ilmenit) und eine Wechsellagerung aus Albit und Quarz sowie Biotit, Muskovit, Chlorit und gelegentlich Epidot (Pistazit) bieten weitere Hinweise, doch sind die Befunde nie so eindeutig wie in der Phyllitgruppe (KLEINSCHMIDT und WURM 1966 S. 124).

Zwischen Kuchernig und Punkt 877 läßt sich ein zusammenhängender, 1,5 km langer, steil stehender Horizont aus graubraunen Serizitquarziten (mit 5% Feldspat) auskartieren.

In die Granatglimmerschiefer sind W Gehöft Grabner eine Marmorlinse, und 300 m E Binder Quarzite mit Graphit und Zoisit eingelagert.

Relikte und Kristallisations-Deformations- (Kr - Fm) Beziehungen:

Die Muskovitfalten sind in den Granatglimmerschiefern nicht immer restlos zu Polygonzügen rekristallisiert und auch die zahlreichen Quermuskovite zeigen noch eine schwache Deformation. Dagegen hat der Chlorit keinerlei postkristalline Beanspruchung mehr erfahren.

2. Die Metabasite

Der Metabasithorizont, in dessen Zentrum der Rennerkogel liegt, besteht zu etwa 60% aus Prasiniten und prasinitischen Amphiboliten, der Rest sind Übergangsgesteine zu Hornblende-Epidot-Chlorit-Schiefern, Epidot-Chlorit-Schiefern und Glimmerschiefern. Die Mächtigkeit der Metabasite nimmt nach E und vor allem nach W (KLEINSCHMIDT 1965) rasch ab. Im Liegenden der Wietingserie folgt der in seiner Mächtigkeit für das Saualpengebiet einzig dastehende Amphibolitkomplex des Sauerschnig. Wir haben es also wohl mit einem Zentrum vulkanischer Tätigkeit zu tun, das nach oben allmählich seine Wirksamkeit verliert, bzw. sich etwas verlagert. In diesem Zusammenhang sind auch die zahlreichen Einschaltungen von Prasiniten, Hornblende-Epidot-Chlorit-Schiefern und Metatuffen bis -tuffiten im oberen Teil der Wietingserie zu sehen.

„Prasinite“ müssen nach der Definition des SYMPOSIUMS (1962 S. 166) Epidot, Albit, Chlorit und blaugrüne, barroisitische Hornblende enthalten. Diese Minerale befinden sich im Gleichgewicht. Die Hornblende kann auf zwei Wegen entstanden sein: 1. Als Neubildung aus Epidot, Chlorit, Quarz und einem Na- und Al-armen Amphibol (Tremolit/Aktinolith) (H. G. F. WINKLER 1965 S. 83) und 2. durch Umwandlung basischer bis intermediärer Vulkanite, wobei aus Pyroxenen durch Wasseraufnahme Hornblende-Pseudomorphosen entstehen (Uralitisierung).

U. d. M. zeigt sich, daß der Anteil der vermutlich reliktschen Hornblendenden ziemlich schwankt. Sie bilden grobstückige Haufen aus Kristallbruchstücken, im Gegensatz zu den stengligen, kleinen, neu gesproßten Hornblende-Individuen, deren Anteil bis zu 80% gehen kann (Schliff K 3-7, SE Grani). Der für die Prasinite charakteristische Chlorit ist, wenn er in Nestern innerhalb der Hornblendeaggregate auftritt sicher teilweise aus diesen hervorgegangen (Sch. L 3-35, K 3-7). Feldspat und untergeordnet auch Quarz bilden eine feinkörnige Füllmasse. Der Kalzit enthält zahlreiche Einschlüsse aus Hornblende und auch Quarz. Körnig-traubige Titanitaggregate und opakes Erz sind regelmäßig verteilt.

Relikterscheinungen:

Reliktisch blieb oft noch ein Teil der Augitkristallflächen erhalten, jedoch nur selten ein vollständiger Umriß (THIEDIG 1962), sie dürfen aber auch als Hinweis auf den Uralitisierungsprozeß gedeutet werden. Einige Pistazite zeigen den Zonarbau und im Kern feinkörniges Pigment. Eine sichere Bestimmung des Anorthitgehaltes der Plagioklase war durch das Fehlen von Zwillingen nicht möglich, der optische Charakter wurde jedoch fast

durchwegs als negativ bestimmt, was Oligoklas bedeuten würde. Dies kann vielleicht als Hinweis auf eine unvollständige Umwandlung der ehemals basischen Plagioklasse zu Albit gewertet werden.

3. Zum Problem „diaphthoritischer Gesteine“

Es ist nicht gerechtfertigt, die Prasinite wegen ihrer teilweise chloritisierten Hornblenden als Diaphthorite zu bezeichnen (KIESLINGER 1926-1928; H. BECK 1926/27), denn nach der Definition von BECKE (1909) ist Diaphthorese die Umwandlung höher metamorpher Gesteine in solche mit schwächerem Metamorphosegrad unter gleichzeitiger starker Durchbewegung, und auch KIESLINGER (1928) betont, daß zur Diaphthorese unbedingt Bewegung erforderlich sei (vgl. FRITSCH 1967). Die in der Saualpe weit verbreiteten Prasinite erfüllen diese Bedingungen nicht, sondern sind gegen das Ende eines einzigen Metamorphose- und Kristallisationsvorgangs entstanden. Während seines Anfangsstadiums haben sich bei steigenden Druck- und Temperaturbedingungen die Hornblenden gebildet und nach Überschreitung des Kulminationspunktes stellte sich dann, entsprechend den wieder abnehmenden thermodynamischen Bedingungen, die Mineralparagenese der Prasinite ein. Weil keine mechanische Zerstörung der Kristalle stattgefunden hat, und die Abfolge der Mineralparagenesen keine Unterbrechung zeigt, kann man von einem kontinuierlichen „verbundenen (Mineral-)Gleichgewichtswechsel“ (ANGEL 1965) sprechen. Dieser ist nach ANGEL das typische Merkmal eines „progressiv-finalretrograden“ Metamorphoseablaufs, während für die Diaphthorese, neben der Mylonitisierung der Kristalle, ein unterbrochener Gleichgewichtswechsel charakteristisch ist. Die Geschwindigkeit der Abkühlung und Druckentlastung sowie die stoffliche Zusammensetzung bestimmen, in welcher Station nach dem Kristallisationshöhepunkt die rückschreitende Metamorphose zum Stehen kommt. In der Katazone wurden aus Eklogiten teilweise Amphibolite (WEISSENBACH 1963), und im Bereich der Wietingserie wurde häufig ein Teil der Hornblenden in den Prasiniten chloritisiert (vgl. THIEDIG 1966). Auch in den Glimmerschiefern aller Serien lassen sich teilweise retrometamorphe Umwandlungen beobachten.

Innerhalb der Zone der phyllitischen Glimmerschiefer ist östlich des Renkerbaches, gegen das Lavanttal zu, ein allmählicher Übergang zu glimmerschiefrigen Phylliten und Phylliten festzustellen (WURM 1965). Diese Beobachtung deutet auf ein schwaches Zurückweichen der Isograden nach N, spitzwinklig zum Verlauf der stofflichen Grenzen, und läßt einen gewissen Zusammenhang zwischen dem Wirkungsbereich der Metamorphose und der heutigen Gestalt der Saualpe vermuten. Weiter nach Westen ließ sich diese Erscheinung aber nicht mehr verfolgen.

4.222 Die Waitschacher und Kräupingserie

Die Waitschacher Serie weicht in meinem Gebiet von ihrer Entwicklung in der übrigen Saualpe sehr stark ab. Die bis zu 200 m mächtigen Marmore bei Waitschach im NW der Saualpe sind auf einige Linsen von maximal

40 m Dicke zusammengeschmolzen, und auch die Glimmerschiefer bilden keinen durchgehenden Horizont, sondern intensiv mit der Umgebung verzahnte Einschaltungen von ca. 70 m Mächtigkeit. Die Kräupingserie ist ebenfalls anders ausgebildet als an der Typuslokalität im NW der Saualpe (FRITSCH et al. 1960). Die auch dort charakteristischen Epidot-Amphibolite haben zwischen Sauerschnig und Renkerbach die Glimmerschiefer und Quarzite fast völlig verdrängt und sind auch noch in der gesamten Waitshacher Serie die vorherrschenden Gesteine. Die tiefsten Glieder dieses kräftigen basischen Vulkanismus liegen schon in der oberen Zossener Serie.

Auf etwa 2 km E-W-Erstreckung erreicht der Amphibolitkomplex des Sauerschnig seine größte Mächtigkeit von 7—800 Metern. Die Fortsetzungen jenseits der ihn im E und W begrenzenden Störungen werden höchstens noch etwa 200 m mächtig. Intensive Verzahnungen zwischen Amphiboliten und Glimmerschiefern, S Steinbauer und SE der Kirche von Tschrietes, zeigen, wie diese starken Mächtigkeitsschwankungen zustandekommen. Die basischen Vulkanite müssen teils subvulkanisch, als lakkolith- oder sillartige Körper in die Ausgangsgesteine der Glimmerschiefer eingedrungen, teils, soweit es sich um Tuffe oder Tuffite handelt, gleichzeitig mit diesen sedimentiert worden sein. Die Äquivalente des Sauerschnig-Amphibolits, z. B. S Durchschlag, und auch die tieferen Amphibolite zeigen fast alle diese innige Verzahnung mit dem Nebengestein. Das vollkommenste Beispiel bietet der Amphibolitkörper im nördlichen Abschnitt des Wölfnitzbachtals.

Innerhalb des Sauerschnigamphibolit-Komplexes wird mit dem Beginn der Kräupingserie, d. h. dem ersten Auftreten von Staurolith, die Staurolith-Almandin-Subfazies der Almandin-Amphibolithfazies erreicht. Die Plagioklase enthalten über 25% An. Die ersten Staurolithe markieren die Faziesgrenze aber deutlicher als der Übergang von Albit zu Oligoklas/Andesin, vor allem weil schon die Prasinite teilweise Oligoklas führen. Nach der Einteilung des SYMPOSITIONs (1962 S. 166) gehört der obere Abschnitt des Sauerschnig-Amphibolits in die Albit-Epidot-Almandin-Subfazies der Epidot-Albit-Amphibolit-Fazies, und der übrige Teil, nach dem Auftreten von Staurolith in den begleitenden Glimmerschiefern, in die Almandin-Staurolith-Subfazies der Amphibolithfazies. Die Faziesbedingungen lassen für die tieferen Teile des Sauerschnig-Amphibolits allgemein Granatführung erwarten. Möglicherweise hat das Fehlen des zur Granatentstehung notwendigen Chlorits diese verhindert. Granat bildet sich nach der Gleichung $\text{Fe—Mg—Al—Chlorit} + \text{SiO}_2 \rightarrow \text{Almandin} + \text{Mg—Chlorit}$ (H. G. F. WINKLER 1965 S. 83). Daraus ergibt sich, daß trotz ausreichender *pt*-Bedingungen das Fehlen von Chlorit die Granatentstehung in Amphiboliten verhindern kann. Die primäre Zusammensetzung der Grungesteine S Durchschlag scheint für das Granatwachstum günstiger gewesen zu sein.

Der äußere Habitus des mächtigen Amphibolitkörpers ist starken Schwankungen unterworfen. Massige und oft damit auch grobkörnige Partien wechseln mit deutlich geschiefertem und meist feinkörnigen Zonen

ab. Vom Mineralbestand her machen sich unterschiedliche Biotit- und Feldspatgehalte bemerkbar. Eine grundsätzliche Änderung bringt erst das Auftreten von Granat in den tieferen Teilen. Für die Verwitterbarkeit ist der Quarzgehalt und die Dichte des Gefüges verantwortlich. Die „Normalausbildung“ der Amphibolite der Kräupingserie ist wie folgt zu charakterisieren: Dunkelgrüne Färbung mit Abweichungen gegen grau und schwarz; grobplattig bis massige Absonderung bei feinsten, durch Quarz/Feldspatstreifen nachgezeichneter Schichtung. Als Beispiel Schliff J 1-9, SE Maierhofer, ein Plagioklas-Amphibolit:

Die Hornblenden (60%) zeigen in Schnitten parallel *c* blaugrüne, senkrecht *c* satt dunkelgrüne Färbung. Mit zunehmender Größe wird die Korngestalt unregelmäßiger. Epidot und Quarz greifen buchtig in die größeren Kristalle hinein und durchsetzen sie teilweise auch. Als Umwandlungsprodukte finden sich vereinzelt Nester mit Biotit und Chlorit. Der feinkörnige, oft zonar gebaute Pistazit (11%) ist gleichmäßig verteilt, Oligoklas, Quarz (zus. 19%) und Kalzit (5%) kommen darüber hinaus auch in Lagen angereichert vor. Feinkörniger Rutil und Pyritfetzen (zus. 3%) sind in *s* eingeregelt.

Aus einem etwa 20 m langen Wegaufschluß (J 1-14), NW Koller, wurden neun Proben entnommen. Sie vertreten die im Handstück erkennbare Variationsbreite in Bezug auf Schieferungs-, Schichtungsverhältnisse sowie Unterschiede in Mineralbestand und -anordnung und den Wechsel in Färbung und Feinschichtungsgrad der Kartiereinheit „Amphibolit der Kräupingserie“. Die mikroskopische Untersuchung zeigte deutlich, daß sich der rasche Wechsel im äußeren Habitus im Mineralbestand nur sehr schwach abbildet. Die Bestandteile sind bei fast allen Gesteinstypen gleich: Hornblende (50—60%), Epidot (5—10%), Oligoklas und Quarz (20—30%) und Erz. Sehr unterschiedlich ist die Biotitführung. Chlorit ist nicht mehr Gesteinsgemengteil, sondern tritt nur sporadisch als lokales Umwandlungsprodukt von Hornblende und Biotit auf. Genau wie im Aufschluß ist auch im Dünnschliff der rasche Wechsel zwischen massigen Gesteinen mit sehr unvollkommener Kornregelung und dünnplattigen Partien mit vollkommener Regelung sehr auffallend. Er dürfte auf primäre Unterschiede im Ausgangsgestein zurückgehen. Nur die schichtigen Partien enthalten nämlich bis zu 5 mm lange linsenförmige Körper, die meist zu über 95% aus grobkörniger Hornblende bestehen, gelegentlich aber auch teilweise zu Biotit und Chlorit umgewandelt sind, und als Kristalleinsprenglinge, Lapilli und eventuell auch Mandeln gedeutet werden können. Diese primären Unterschiede zwischen gut geschichteten, wahrscheinlich tuffogenen Partien und sehr massigen, stärker durch Lava geprägten Zonen wurden durch die Deformation noch deutlicher herausgearbeitet. Sie konnte sich in dem bereits geschichteten Material wesentlich stärker auswirken, als in den mehr oder weniger homogenen Bereichen.

Die zur Waitschacher Serie gehörenden Glimmerschiefer, S Hölli, sind meist ziemlich feinkörnig und durch dunkles (graphitisches?) Pigment oft grauschwarz getönt. In diesen Partien fehlt der Granat, er ist an die muskovitreichen, und durch Chlorit häufig grün gefärbten Zonen gebunden. Die intensive Verzahnung mit den Amphiboliten kann bis zu einer Wechsellagerung im dm- und cm-Bereich gehen.

Die **Marmore** sind mittel- bis feinkörnig und von sehr unterschiedlicher Reinheit. Ihr Gehalt an Glimmer kann 13%, an Granat 8% und an Quarz 6% erreichen. Der Chemismus der Granate scheint durch das hohe Ca-Angebot nicht beeinflusst, zumindest unterscheiden sie sich in der Lichtbrechung nicht vom Almandin, doch bewegt sich die Färbung zwischen mittel- und gelbbraun.

Die **Staurolith-Granat-Glimmerschiefer** SE Paterham gehören auf Grund ihrer stratigraphischen Position und ihres Mineralbestandes eindeutig in die Kräupingserie. Die Aufnahmen von KLEINSCHMIDT ergaben eine Verzahnung der Granat-Glimmerschiefer SW Punkt 908, E Greutschach, mit den Amphiboliten der Kräupingserie (KLEINSCHMIDT und WURM 1966).

4.223

Die Zossener Serie

Die sehr weit verbreiteten Gesteine der Zossener Serie — verschiedenartige Glimmerschiefer und Amphibolite — sind insgesamt 7—800 m mächtig und lassen sich in zwei durchgehend kartierbare Zonen untergliedern:

1. Die Zone der Staurolith-Granat-Glimmerschiefer.
2. Die Zone der Muskovitschiefer mit kleinem Granat. In diese sind
3. die Granat-Amphibolite von Grafenbach, dem Wölfnitzbachtal und ihre Äquivalente eingelagert.

In der von FRITSCH et al. (1960 S. 14) gegebenen kurzen Beschreibung dieser Serie wird sie als Marmorserie von St. Martin und Zossen bezeichnet und als Biotit- und Staurolith-Glimmerschiefer-Serie mit bis zu 10 m mächtigen Marmoren und wenig Amphibolit charakterisiert. Auf Grund der allgemeinen Lagerungsbeziehungen und eigener Vergleichsbegehungen ist die Parallelisierung der Staurolith-Granat-Glimmerschiefer-Folgen meines Gebietes mit dieser Serie eindeutig gesichert. Der lithologische Fazieswechsel von karbonatischen zu metabasitischen Einlagerungen verläuft analog den Verhältnissen in der Wandelitzenserie (THIEDIG 1966; KLEINSCHMIDT und WURM 1966) und Waitschacher Serie. In den Anschlußgebieten von W. FUCHS und J. HECHT im NW liegt die gleiche Abfolge vor. Die Glimmerschiefer über dem Amphibolit von Hochfeistritz wurden dort nicht weiter untergliedert und als eigene „Zone der Granat-(Staurolith-)Glimmerschiefer“ bezeichnet (FUCHS 1965; HECHT 1966).

In ihrer Gesamtheit ist die Serie in die Staurolith-Almandin-Subfazies der Almandin-Amphibolitfazies zu stellen, auch wenn gelegentlich die Mineralparagenese der Disthen-Almandin-Muskovit-Subfazies beobachtet werden kann.

1. Die Zone der Staurolith-Granat-Glimmerschiefer

Durch teilweise sehr flache Lagerung erreichen die Staurolith-Granat-Glimmerschiefer eine größere Verbreitung, als man bei einer Mächtigkeit von 400—500 Metern erwarten würde.

Ihre flaserig-schichtige Normalausbildung ist hell graublau oder durch Chlorit grünlich gefärbt, und zeigt auf den stark gewellten, buckligen s-Flächen häufig rostbraune Bestege. Die hell- bis rotbraunen Granate sind mehr oder weniger idiomorph begrenzt und messen im Durchschnitt 5—10 mm. Muskovit bildet zusammenhängende Flächen, aus denen vereinzelt größere Einzelplättchen aufglänzen. Staurolith und Disthen sind im Handstück nur selten zu erkennen und daher zur makroskopischen Identifizierung des Gesteins meist nicht zu verwenden. Trotzdem sind die Glimmerschiefer von denen der Waitschacher Serie auch im Handstück gut zu unterscheiden.

Ergebnisse der mikroskopischen Untersuchung (Schliffe A 3-2, B 1-13, E 3-3, F 2-2, F 4-7, G 2-43, G 3-15):

Hellglimmer: 1. feinkörnige Schlieren und Lagen
2. Haufen grobschichtiger Quermuskovite in den Schlieren
3. langgezogene breite Lagen

Biotit: nur vereinzelt

Chlorit: fast immer, an Klüften

Staurolith: 1. feinkörnig, in Haufen m. wechselndem Disthenanteil
2. größere, klare Kristalle in den Muskovitschlieren

Granat, klar und Chloritoid, polysynthetisch verzwilligt
in den Muskovit-Schlieren

Oligoklas und Quarz in Lagen und Zwickelfüllungen

Relikte und Kr - Fm - Beziehungen:

Die Quermuskovite sind schwach verbogen und löschen undulös aus. Sie sind sicher nach der Deformation, welche vermutlich die Muskovit-Schlierenbildung hervorrief, gewachsen. Grobkörnige Muskovitlagen sind meist gefaltet und zu Polygonzügen rekristallisiert. Postdeformativ in Bezug auf die Entstehung der Muskovit-Schlieren sind in diesen Granat, Chloritoid (in Schliff B 1-13, E 3-3, F 3-12/I, F 3-16, F 4-8, H 1-34, H 2-3, H 2-6, H 3-18, H 4-6, J 4-2, J 4-5) und klarer Staurolith gewachsen und später meist wieder zerbrochen worden (vgl. FRITSCH und MEIXNER 1964 S. 93). Die Staurolithhaufen sind wahrscheinlich aus größeren Kristallen parallel der Schlierenbildung entstanden. Diese Kristalle gehörten vermutlich der in der NW-Saualpe in den Gesteinen der Plankogel- und Zossener Serie weit verbreiteten, pigmentreichen, prädeformativen (feines ungefaltetes s_1) Staurolith I - Generation (FRITSCH und MEIXNER 1964) an, die in meinem Arbeitsgebiet fehlt. Die klaren, braunen Staurolithe sind dagegen der Generation II zuzuordnen. Bemerkenswert ist, daß sich die wahrscheinlich aus Staurolith I entstandenen Haufen teilweise zu Disthen umgewandelt haben. Diese Umwandlung erfolgte nach der Gleichung: $\text{Staurolith} + \text{SiO}_2 \rightarrow \text{Disthen} + \text{Almandin} + \text{H}_2\text{O}$ (H. G. F. WINKLER 1965 S. 90) und bedeutet den Übergang zur Disthen-Almandin-Muskovit-Subfazies. Betrachtet man die Bildung der Muskovit-Schlieren und Staurolith-Haufen als gleichzeitig, so zeigen die in den Schlieren gesproßten Staurolithe der Generation II, daß sich diese Reaktion wieder umgekehrt hat und das Mineralgleichgewicht der Staurolith-Almandin-Subfazies wieder fast vollständig hergestellt wurde. Die progressiv-finalretrograde Metamorphose (ANGEL 1965) blieb, nachdem mit der Mineralparagenese

der Disthen-Almandin-Muskovit-Subfazies ihr Kulminationspunkt erreicht war, wieder bei der Staurolith-Almandin-Subfazies stehen, die sie während des Druck- und Temperaturanstieges schon einmal durchlaufen hatte.

Der sehr enge südlichste Abschnitt des Wölfnitzbachtals, E Durchschlag, wird durch eine zähe, massige, biotitreiche Abart der Staurolith-Granat-Glimmerschiefer verursacht. Weitmaschige Klüftung begünstigt ihren Zerfall in große Blöcke.

U. d. M.: Grobkörnige Glimmerlagen, viel Quermuskovit und -biotit.
Staurolith: 1. mit Disthen in großen Flasern

2. große, rissige, einschlußreiche Kristalle

Granat, immer durch Einschlüsse getrübt und zonar gebaut.

Relikte und Kr - Fm - Beziehungen:

Die Granate zeigen sehr häufig bis zu drei Wachstumsstadien (Abb. 1). Der Kern enthält feinkörnige Einschlüsse, die ein mehr oder weniger deutliches, zum s_e beziehungsloses s_i bilden. Ohne Trennungslinie, aber doch deutlich abgesetzt, folgt eine klare Schale mit idiomorphen Begrenzungslinien. Sofern eine äußere Schicht vorhanden ist, zeigt sie keinerlei geregelte Begrenzung und enthält ein relativ grobkörniges s_i , das kontinuierlich in das s_e übergeht (Abb. 2). Das feinkörnige, gerade s_i im Kern spricht für dessen prä- bis früh-syndeformative Kristallisation. Es folgt das zeitlich nicht genau zu fixierende Wachstum der klaren Schale, an deren Rand sich die beiseite gedrängte Fremdschubstanz anreichert. Während oder nach einer Durchbewegung des s_e muß dann der äußere Rand gewachsen sein, denn es setzt sich in diesen hinein fort. Der Aufbau dieser Granate läßt also auf zwei Deformationsphasen schließen: Die erste führte zur Verstellung des feinkörnigen s_i gegenüber dem s_e und durch die zweite wurde dieses zusammen mit dem grobkörnigen s_i gefaltet.

Unterschiede zwischen den beiden Typen der Staurolith-Granat-Glimmer-Sch.:
:

Der massig-zähe Typ enthält keine Muskovit-Schlieren. Staurolith kommt außer in Flasern auch in großen, rissigen Kristallen mit vielen Einschlüssen vor. Diese gehören sicher nicht zur prädeformativen Staurolith I - Generation, sind aber doch wohl älter als die klaren Staurolithe der II. Generation im flaserig-schichtigen Typ. Die Plagioklase werden häufig von einem schwach gewellten Serizit-s durchsetzt. Die Granate sind immer durch Einschlüsse getrübt (Abb. 1). Nach WEISSEN-BACH (1963 S. 12 und 16) ist die Erhaltung von Reliktgefügen, die auf die prä- oder syndeformative Gestalt der Minerale schließen lassen, Ausdruck einer insgesamt schwächeren Durchbewegung und Hinweis auf eine nur

Abb. 1: Zonar gebauter Granat. Kern mit schwach gewelltem, feinkörnigem, gegen das s_e verstelltem s_i , das sich nur vereinzelt in die erste Schale hinein fortsetzt. Im äußersten Rand grobkörnige Einschlüsse. Schliff B 3-1/I, 15-fach. Nicols //.

Abb. 2: Zonar gebaute, gedrehte Granate. Das grobe s_i des Randes geht in das s_e über. Schliff G 3-12, 10-fach, Nicols //.

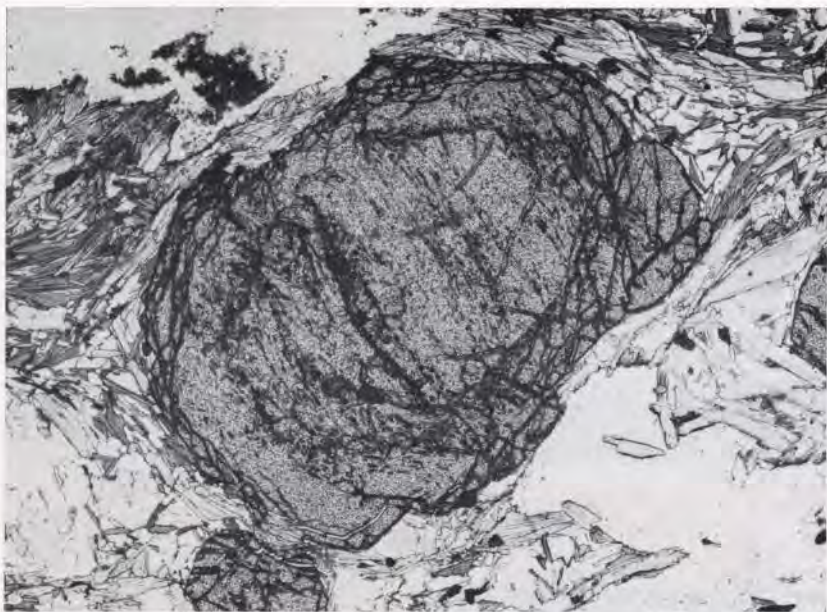


Abb. 1



Abb. 2

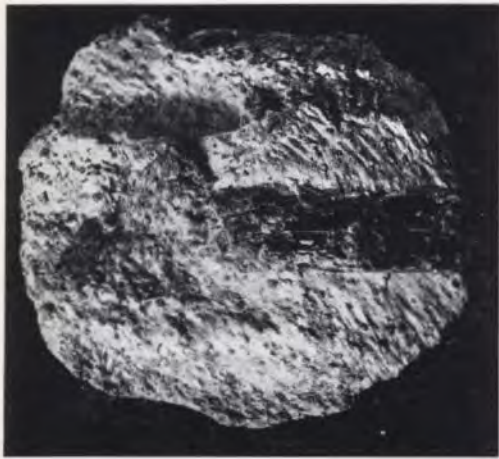


Abb. 3

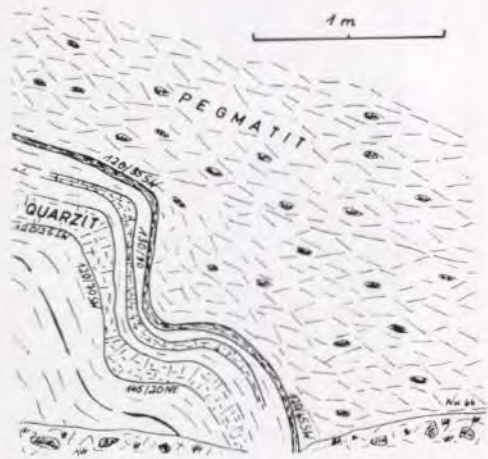


Abb. 5



Abb. 4



Abb. 6

partielle Rekristallisation, während intensive Durchbewegung im Verlauf der Metamorphose totale Rekristallisation zur Folge hat, bei der höchstens Interngefüge erhalten bleiben. Dem kann man entgegen halten, daß z. B. ein Granat auch bei einer intensiven Durchbewegung des umgebenden Gesteins nur dann umkristallisieren wird, wenn sich die *pt*-Bedingungen grundsätzlich ändern. Führt die Deformation jedoch zu allgemeiner Kornzertrümmerung, so wird auch bei unveränderten *pt*-Bedingungen meist eine postdeformative Rekristallisation stattfinden. Der Gegensatz zwischen der flaserig-schichtigen, reliktfreien „Normalausbildung“ der Staurolith-Granat-Glimmerschiefer und dem massig-zähen Typ, mit seinen Reliktgefügen in Granat, Staurolith und Plagioklas, liegt demnach vielleicht im unterschiedlichen Grad der postdeformativen Kristallisation begründet. Stärkere Durchbewegung der flaserigen Typen hat darüber hinaus eventuell die Geschwindigkeit der Einstellung des faziellen Mineralgleichgewichts erhöht. Nachdem die Gesteine vorübergehend unter die höheren *pt*-Bedingungen der Disthen-Almandin-Muskovit-Subfazies gekommen waren, hat sich in den flaserigen Glimmerschiefern das ursprüngliche Mineralgleichgewicht der Staurolith-Almandin-Subfazies wieder fast vollkommen eingestellt, während der massig-zähe Glimmerschiefer Typ im Stadium der Verdrängung von Staurolith durch Disthen und Almandin, und somit auf dem Kulminationspunkt der Metamorphose (ANGEL 1965) stehen geblieben ist. De ROEVER und NIJHUIS (1963) bezeichnen einen Wechsel in den fazieskritischen Paragenesen während einer Metamorphose als „plurifazielle Metamorphose“. Diesen Begriff enthält auch die Bezeichnung „progressiv-finalretrograder Metamorphoseablauf“ ANGELs.

Die beiden Arten der Staurolith-Granat-Glimmerschiefer scheinen trotz ihrer verschiedenen Gefüge aus einem gemeinsamen, mehr oder weniger einheitlichen Ausgangsgestein gebildet und stellen ein Analogon zum Verhältnis Schiefergneis—Disthenflaser-Gneis im Bereich der Katazone dar. Im Disthenflaser-Gneis blieben Paramorphosen von Disthen nach Andalusit erhalten, und WEISSENBACH (1963) konnte nachweisen, daß auch die Schiefergneise aus Andalusit-Gneis hervorgegangen sein müssen.

Die durch Auszählung von charakteristischen Schliffen — mit dem Integrationsokular (100 Bestimmungspunkte je Schliff) — gewonnenen Ergebnisse seien einander gegenüber gestellt:

Abb. 3: Disthen-Glimmerschiefer aus der Zone der Muskovitschiefer mit kleinem Granat. Die Disthenkristalle (Mitte rechts) erreichen 3 cm Länge. Natürliche Größe, Aufschluß B 3-16.

Abb. 4: In Granat-Epidot-Amphibolit wechselt parallele Bänderung mit Partien wirrer Falten ab. Keine mikroskopischen Unterschiede. Aufschluß F 1-34, S Leitenschuster.

Abb. 5: Randlich stärker geschieferter Pseudopegmatit mit großen Mikroklinblasten (bis 5 cm ϕ) in Kalksilikat-Gesteine und Zweiglimmergneise eingelagert. Kurtreppige Verbiegung der leicht faltbaren Partien. Aufschluß D 3-28, 200 m N Klemun in der Steilstellungszone Rode-Rebering (Bereich 2.3).

Abb. 6: Epidot-Amphibolit der tieferen Kräupingserie, 200 m S Zulger. Stark disharmonisch verformter Horizontalabschnitt einer „Treppenstufe“ am N-Rand der Steilstellungsregion Meierhofer-Schilcher. Aufschluß K 2-27.

1. Flaserig-schichtige Normalausbildung:

Durchschnittliche Zusammensetzung: 9% Feldspat, 7.5% Quarz, 41% Muskovit, 10% Biotit, 11.5% Chlorit, 3.5% Chloritoid, 6% Staurolith, ca. 1% Disthen, 6.5% Granat und 1% Erz. Sie entspricht nach dem Nomenklaturvorschlag des SYMPOSIONs (1962) einem „Staurolith-Granat-Glimmerschiefer.“

2. Massig-zähe Ausbildung:

Durchschnittliche Zusammensetzung: 18% Plagioklas, 9% Quarz, 12% Muskovit, 21% Biotit, 12% Staurolith, 5% Disthen, 9% Granat ergeben einen „Disthen-Granat-Staurolith-Glimmerschiefer“.

Einlagerungen anderer Zusammensetzung:

Innerhalb der Zone der Staurolith-Granat-Glimmerschiefer ermöglichte unterschiedlicher Mineralgehalt eine weitere Abgrenzung kleinerer Bereiche. Sie wurden in der Karte durch Übersignaturen gekennzeichnet.

Charakteristisch für das Gebiet SW Tschrietes sind Quarzite und blau-graue „Graphitschiefer“. Die Färbung geht auf eine sehr feinkörnige Durchstäubung der Glimmer zurück (G 1-31) und wird durch Hämatit (G 1-9) oder Pyrit (G 1-4) oft noch verstärkt.

2. Die Zone der Muskovitschiefer mit kleinem Granat

Im Liegenden der Staurolith-Granat-Glimmerschiefer folgen Gesteine, die sich in ihrem Mineralbestand nur sehr wenig von diesen unterscheiden, deren besondere Merkmale im äußeren Habitus aber fast immer eine deutliche Trennung vom Hangenden erlauben: Ziemlich grobschuppiger Muskovit, vereinzelt von Biotit durchsetzt, bildet zusammenhängende, glatte, hell glänzende Flächen, in denen, meist in größerem Abstand, die in ihrer Mehrzahl nur 1—2 mm messenden Granate sitzen. Diese beiden Merkmale — große Muskovitflächen und kleine Granate — bleiben so konstant, daß die Abtrennung der 150 bis 250 m mächtigen Muskovitschieferzone von den Staurolith-Granat-Glimmerschiefern im ganzen Gebiet möglich war. Darüber hinaus scheint sich diese Zweigliederung der Glimmerschiefer der Zossener Serie in das Gebiet FUCHS hinein fortzusetzen, und bei einer Vergleichsbegehung im Raum Zossen—St. Martin konnte ich sie auch dort eindeutig im gleichen stratigraphischen Verband feststellen. Es läßt sich also unter Umständen auch ein nur nach äußeren Merkmalen definiertes Gestein über größere Entfernungen als Leit-horizont kartieren.

Beständigstes äußeres Merkmal sind also die großen, nur gelegentlich stärker verfalteten Muskovitflächen, die Granatdurchmesser sind größeren Schwankungen unterworfen. Weit verbreitet wird das Gestein von s-parallelen, wenige mm bis cm breiten Quarzbändchen durchsetzt. Ihre ungefähr gleichmäßige Verteilung, die genaue Nachzeichnung der Faltung und die deutliche B-Lineation auf den s-Flächen legt die Deutung als „Aus-schwitzungs-“ bzw. Sammelkristallisationsvorgang während der Deformation nahe. Die hellen, glatten s-Flächen der Muskovitschiefer ermöglichen es, Staurolith und Disthen meist schon mit bloßem Auge zu erkennen. Während braune, klare Staurolithe, mit selten mehr als 5 mm

Länge, in den Muskovitschiefern weit verbreitet vorkommen, sind die bis zu 3 cm langen, blauschwarzen Disthenkristalle, die kleine Granate einschließen (Abbildung 3) an einen bestimmten Horizont gebunden. Er liegt im unteren Teil der Zone, dicht über der Grenze zum Amphibolit und läßt sich N Grafenbach auf etwa 2 km verfolgen. Diese Disthen-Glimmerschiefer haben durchgehend eine intensive stahlblaue Färbung, und die nur stecknadelkopfgroßen Granate lassen eine feine Parallelschichtung zu.

Die „Normalausbildung“ der Muskovitschiefer (Schliffe B 3-5, B 2-13, F 1-30, G 1-19, -37, H 1-39/I, -72) zeigt u. d. M.:

Muskovit als dichtes, langfaseriges, gut geregeltes Gewebe

Biotit mit Muskovit parallel verwachsen

Chlorit in schmalen Streifen und Nestern

Quarz und Plagioklas auf gut abgegrenzte Lagen und Schlieren konzentriert (starke Sammelkristallisation)

Gerundeten Granat mit Zonarbau

Staurolith in klaren, hypidiomorphen, bis 1 cm langen Kristallen

Gelegentlich verzwilligten Disthen.

Mit durchschnittlich 7,5% Plagioklas, 8% Quarz, 41,5% Muskovit, 15,5% Biotit, 3,5% Chlorit, 4,5% Staurolith, 5% Disthen und 12,5% Granat entsprechen die „Muskovitschiefer mit kleinem Granat“ der Zusammensetzung eines Staurolith-Disthen-Granat-Glimmerschiefers, und wären somit nach dem Stoffbestand mit den Gesteinen der Staurolith-Granat-Glimmerschiefer-Zone fast identisch.

Relikte und Kr - Fm - Beziehungen:

Der einschlußreiche, meist idiomorph sechseckig begrenzte Kern der Granate wird von einem schmalen, selten getrübten Rand mit stark abgerundeter, ursprünglich sechs- und achteckiger Begrenzung umgeben. Die feinkörnigen Einschlüsse des Kerns ordnen sich meist zu einem geraden verstellten s_1 , nur vereinzelt schwenkt es in den klaren Rand ein.

Auch bei stärkerer Verbiegung sind die Muskovitfalten zu Polygonzügen rekristallisiert; Disthene sind selten schwach verbogen.

Einlagerungen anderer Zusammensetzung:

Abweichend von dem durch die oben aufgeführten Schliffe gekennzeichneten „Normaltyp“ zeigt ein größerer Bereich E des Wölfnitzbaches — in der Karte durch Zweiglimmerschiefer-Übersignatur gekennzeichnet — einen wesentlich höheren Feldspatgehalt und stärkeres Hervortreten der Biotite, ohne daß dabei die typischen äußeren Merkmale der Muskovitschiefer völlig verloren gingen. Das Biotit-Muskovit-Verhältnis hat sich zugunsten des Biotits verschoben, dies kann mit dem Feldspatreichtum in Zusammenhang gebracht werden, und dieser ist vermutlich die Folge des Vulkanismus, denn die feldspatreichen Gesteine sind fast ausschließlich auf die direkte Nachbarschaft und das unmittelbar Hangende des Wölfnitzbachamphibolits beschränkt. So lassen sich im Verzahnungsbereich, SE Leitenschuster, alle Übergänge vom feldspatreichen Muskovitschiefer über Hornblende-Biotit-Feldspatschiefer zu Granat-Amphibolit beobachten (G 2-33/I-IV).

Neben der weit verbreiteten Verzwilligung der Plagioklase (An_{25}) konnte in Schl. G 1-57 eine schachbrettartige Gitterung beobachtet werden. Die Zerstückelung der meisten Granate und der hohe Erzgehalt fallen auf; Staurolith- und Disthen fehlen in den Feldspat-Zweiglimmerschiefern jedoch völlig.

Die Auszählung von drei Schliften ergab folgenden Mineralbestand: 41% Plagioklas, 10% Quarz, 30% Muskovit, 13,5% Biotit, 2% Granat und 1% Erz. Nach Zusammensetzung und Habitus liegt damit ein „Feldspat-Zweigliederschiefer“ vor.

N Grafenbach läßt sich ein biotitreicher Graphit-Pyrit-Schiefer, als 20—30 m mächtiger Horizont im Amphibolit über fast einen km verfolgen.

N Matzan liegen unter dem Amphibolit, in ihrer weiteren Fortsetzung nach N und S durch die Grafenbacher Störung abgeschnitten, weiße bis schwach gelbliche Quarzite von großer Reinheit. Nach den Beobachtungen von FUCHS (1965) bilden Quarzite über weite Strecken das Liegende des Amphibolits von Hochfeistritz. Es ist demnach möglich, daß die Quarzite N Matzan die Untergrenze des Amphibolits von Grafenbach markieren, dessen Mächtigkeit an dieser Stelle dann 150—200 m betrage.

Im Liegenden einer kleinen Marmlinse, B 3-19 W Kamelnig, folgen 30—50 m mächtige, dünnplattige, granatarme Feldspat-Glimmerschiefer, die sich nach N noch 500 m verfolgen lassen und dann auskeilen. Neben rostig herauswitternden Karbonatstreifen sind für dieses Gestein in dünnen Lagen sowie garbenförmig auf den s-Flächen angeordnete Hornblenden charakteristisch.

U. d. M. (Schliff B 3-18) zeigt es Plagioklase (An_{31}) und Quarz in breiten Lagen, eine intensive Durchstäubung mit feinem Pigment und Serizitblättchen; die Zwillingslamellierung ist ziemlich verwischt. Muskovit und Biotit sowie die feinblättrige Opaksubstanz sind sehr gut eingeregelt; die kleinen, rissigen Epidot- und die klaren Zoisitkörner regelmäßig verteilt. Zahlreiche Einschlüsse durchsetzen die stark zerbrochenen Granate; in einem Fall konnte der kontinuierliche Übergang von s_1 zu s_2 beobachtet werden.

Als Ausgangsmaterial für dieses komplex zusammengesetzte Gestein kommen feldspatreiche, d. h. eventuell tuffitische Mergel in Betracht. Die Anordnung der Hornblende in Garben spricht für deren Entstehung in Gesteinen sedimentärer oder pyroklastischer Abkunft.

N Brunner und auch im Gebiet FUCHS treten weitere Hornblende-Garbenschiefer auf, deren Hornblenden bis zu 8 cm Länge reichen (A 2-14). Auch sie entstanden wohl aus Sedimenten, denn ein sehr gut eingeregelttes Erzgefüge durchsetzt gleichmäßig Glimmer und Hornblenden.

3. Die Granat-Amphibolite von Grafenbach, dem Wölfnitzbachtal und ihre Äquivalente

Die Granat-Amphibolit-Körper von Grafenbach und N Rakautz bilden zwar eine geschlossene Unterlage für die Muskovitschieferzone, aber der Wölfnitzbach-Amphibolit und die Granat-Amphibolit-Vorkommen SE des Stuckkogel sind nur einzelne, vorwiegend in ihrem unteren Teil eingelagerte, Linsen recht unterschiedlicher Größe. Man kann daher nicht von einer Amphibolit-Zone sprechen, doch erweisen sie sich an der südlichen Saualpe als guter Leithorizont für den untersten Teil der Zossener Serie

und bilden vielfach deren Grenze zur Plankogelserie (Wölfnitzbachtal). In die Beschreibung sind die zahlreichen kleinen Amphibolit-Vorkommen der Staurolith-Granat-Glimmerschiefer-Zone eingeschlossen.

Mit ca. 250 m steht der Grafenbach-Amphibolit dem von Hochfeistritz an Mächtigkeit nicht nach (FUCHS 1965, HECHT 1966). Der Amphibolit im Wölfnitzbachtal erreicht etwa 150 m. Ungestört, relativ gut aufgeschlossen und von überschaubarer Größe lassen sich an ihm Verzahnungsercheinungen und Übergänge zu den umgebenden Glimmerschiefern besonders deutlich beobachten.

Die je nach Glimmergehalt und Art der Hornblenden grau- bis intensiv dunkelgrünen Amphibolite zeigen fast alle eine mehr oder weniger gut ausgeprägte, häufig stark disharmonisch verformte Bänderung (Abb. 4 v. S. 21), oder wenigstens in B gelängte Schmitzen, auf die sich die hellen Bestandteile konzentrieren. Unscharfe Begrenzung dieser Lagen und ein unregelmäßiges, stark verzahntes Korngefüge verursachen dennoch eine meist grobplattige und massige Absonderung der Gesteine. Die Bänderung durch Plagioklase, etwas Quarz und Kalzit, sowie seltener Pistazit und Zoisit, läßt für diese Amphibolite eine andere Struktur des Ausgangsgesteins als für jene homogenen, fast reinen Hornblendegesteine SE Fritzl (F 1-36) und S Cwantschko (H 4-3/I) vermuten. Diese liegen z. B. SE Fritzl, als mächtige Platten und Klötze inmitten gut geschichteter Amphibolite, und der Vergleich mit in Tuffe oder Tuffite eingedrungener Lava liegt nahe (vgl. FRITSCH 1964 S. 340). Der wechselnde Gehalt an Granat, der vor allem N Rakautz und im Grafenbach-Amphibolit häufig fehlt, geht wohl auf primär stoffliche Unterschiede zurück. Grundsätzlich scheint mit steigendem Hornblendegehalt die Granatführung abzunehmen.

Gestalt und Größe der Minerale in den streifig-schichtigen Amphiboliten erweisen sich u. d. M. als ziemlich einheitlich (Schl. B 2-10, B 3-1/II, D 1/17, F 1/34/I-III, G 1-24 -45/I, -56, G 2-8, -34, -49, H 1-39/II, H 1-69):
Hornblende: Pleochroismus blaß bräunlich bis intensiv dunkelgrün und blaugrün. Kurzsäulig, glatt begrenzt, ohne Einschlüsse.

Plagioklas: An_{32} , zu etwa 25% verzwillingt, manchmal getrübt.

Pistazit: Meist feinkörnig, selten Zonarbau.

Zoisit: Farblose Körner und Stengel.

Biotit: Kurze, gut geregelte Fläsern.

Granat: Rissig, viel Einschlüsse aus Plagioklas, Quarz, Biotit und Titanit.

Kalzit: Selten.

Sehr viel Erz: Opak, goldbrauner Rutil, Titanit.

Die Zusammensetzung der streifig-schichtigen Amphibolite beträgt im Durchschnitt 21,5% Plagioklas, 2% Quarz, 5% Biotit, 8,5% Epidot, 7% Granat, 3% Kalzit, 49% Hornblende und 3,5% Erz, was einem „granatführenden Plagioklas-Amphibolit“ entspricht.

Relikte und Besonderheiten der streifig-schichtigen Amphibolite:

Die getrühten Plagioklase, in denen feinkörniger Muskovit und Zoisit gesproßt sind, scheinen älter als die Masse der klaren Körner. Der Pistazit bleibt auf die Amphibolite von Grafenbach, N Rakautz und um das obere Wölfnitzbachtal beschränkt. Die großen, zonar gebauten Pistazite in Schliff F 1-34/I, S Leitenschuster, müssen einer älteren Kristallisation an-

gehören. Der idiomorph begrenzte Kern mit dichtem, feinkörnigem, verbogenem und verstelltem s_i wird von einer klaren, anders auslöschenden Hülle, mit ebenfalls idiomorpher Begrenzung, umschlossen und in einem Fall auch noch von Granat umwachsen.

Die Granate scheinen in Amphiboliten wesentlich mehr beansprucht worden zu sein als in unmittelbar benachbarten Glimmerschiefern. So besitzen die Granate in den Glimmerschiefern W Smode (B 3-1/I) noch ihre idiomorphen Umrisse und sind nur wenig zerbrochen. Die Granate im Amphibolit aus dem gleichen Aufschluß (B 3-1/II) dagegen sind von Sprüngen und Spalten durchsetzt und ihre Umrißlinie ist zackig. Die Ursache für diese Erscheinung liegt vermutlich im unterschiedlichen Verhalten der Muttergesteine gegenüber Belastung jeglicher Art. Die Bestandteile des Amphibolits haben etwa die gleiche Scherfestigkeit, sind also ungefähr alle der gleichen Belastung ausgesetzt, dagegen wird die Beanspruchung in den Glimmerschiefern zum allergrößten Teil von den elastischen Glimmern aufgefangen, die „harten“, spröden Granate liegen in dieser „weichen“ Schutzmasse aus Glimmer und bleiben ziemlich unversehrt.

Die homogenen, dunkelgrünen, schweren Amphibolite, SE Fritzl (F 1-36) und S Cwantschko (H 4-3/I), bieten u. d. M. ein sehr verschiedenes Bild: Einem lückenlosen Geflecht von bis zu 6 mm langen, teilweise zersprungenen und von Einschlüssen durchstäubten, fast farblosen Hornblenden in Schliff H 4-3/I, steht in der Probe F 1-36 eine dicht gepackte Masse, im Durchschnitt 0,05-0,1 mm großer, blaugrüner Hornblende-körner gegenüber, in die vereinzelt max. 3 mm messende Bruchstücke farbloser Hornblende-Kristalle eingestreut sind. Jeweils 1—2% Titanit (H 4-3/I), bzw. Opakerz und Rutil sind die übrigen Bestandteile. Für die Deutung dieser Beobachtung ist es wichtig, daß Probe H 4-3/I aus dem obersten, F 1-36 aus dem untersten Teil der Zossener Serie stammt, also ca. 500 m tiefer, was eine wirksame Änderung der pt-Bedingungen bedeutet. Die Relikte farbloser Hornblende und auch der äußere Habitus, sowie die Lagerungsverhältnisse zeigen, daß beide Gesteine in ihrem Mineralbestand und Gefüge ursprünglich gleich waren. Ein äußerer Anlaß, vermutlich eine deformative Beanspruchung, führte in den homogenen Partien des Wölfnitzbach-Amphibolits zu einer Zertrümmerung der großen Kristalle, die dann fast vollkommen rekristallisiert wurden, während die kleine Amphibolitlinse S Cwantschko unverändert blieb. Entweder weil diese Beanspruchung in der oberen Zossener Serie nicht mehr wirksam wurde, oder weil die umgebenden, hoch teilbeweglichen Glimmerschiefer den Druck abfingen, und so die Amphibolitlinse als „Zwetschkern“ unverändert blieb. Der zweiten Deutung läge der gleiche Mechanismus, wenn auch in anderer Dimension, wie den Vorgängen zugrunde, die zur unterschiedlichen Beanspruchung der Granate im Amphibolit und Glimmerschiefer führten.

Die wenigen Amphibolite der Plankogelserie (NW Paulitsch und im nördlichsten Wölfnitzbachtal) können in Mineralbestand und Struktur nicht von denen der Zossener Serie unterschieden werden.

Zusammenfassende Betrachtung der beiden großen Amphibolitvorkommen:

Stellt man die beiden großen Amphibolitvorkommen in der Wait-schacher, Kräuping- und obersten Zossener Serie einerseits, und der unteren Zossener Serie andererseits vergleichend gegenüber, so fällt sofort die Verlagerung der maximalen Mächtigkeiten aus dem Raum Grafenbach—Hochfeistritz in der Zossener Serie in die Umgebung des Sauer-schnig (Kräupingserie) auf. Die Lagerungsverhältnisse um Tschrietes, wo sich die Ausläufer der beiden Komplexe auf wenige hundert Meter nähern, zeigen deutlich, daß sich die Zentren der Vulkanitföderung im Laufe der Zeit verlagert haben müssen. Im Raum Grafenbach werden große Teile der Muskovitschieferzone durch Amphibolite ersetzt, während SE und E Tschrietes die Zone der Staurolith-Granat-Glimmerschiefer fast vollständig durch den Sauer-schnig-Amphibolit vertreten wird.

Geht man weiter nach NW in den Raum Hüttenberg—Friesach, so kehren sich die Verhältnisse wieder um. In der Kräupingserie liegen mächtige Amphibolite, während in der Zossener Serie nur noch wenige Linsen zu finden sind (FRITSCH et al. 1960 S. 14). Diese enge Verflechtung der Kräuping- und Zossener Serie, mit ihrer wechselseitigen Vertretung der Glimmerschieferanteile durch Amphibolit spricht für die schon prä-metamorphe Einheit der beiden Serien.

4.224

Die Plankogelserie

Die vielgestaltige und reichhaltige Gesteinsgesellschaft der Plankogelserie stellt einen der ausgeprägtesten Leithorizonte des Saualpenkristallins dar. Ein meist sehr charakteristisch ausgebildeter Granatglimmerschiefer und die zahlreich darin eingelagerten Marmore, Kalksilikatgesteine, Pegmatite, Metabasite und Meta-Ultrabasite ermöglichen eine sichere Einstufung, und damit bilden die Gesteine der Plankogelserie überall einen wichtigen Fixpunkt für die weitere Gliederung. Sie waren während der Metamorphose wohl meist den Bedingungen der Staurolith-Almandin-Subfazies der Almandin-Amphibolitfazies ausgesetzt, jedoch ist Staurolith wesentlich seltener als in der Zossener Serie und kann über weite Strecken ganz fehlen. Entweder waren die chemischen Voraussetzungen für seine Bildung oder Erhaltung nicht gegeben, oder er wurde unter zeitweilig höheren *pt*-Bedingungen zu Disthen und Almandin umgewandelt.

Die nach meiner Einteilung erstmals im nördlichsten Teil des Wölfnitzbachtals unter der Zossener Serie auftauchenden Gesteine der Plankogelserie finden durch tektonische Heraushebung ihre Fortsetzung und größte Verbreitung im „Grafenbacher Horst“. Weitgespannte Verbiegungen täuschen in der Karte eine größere Mächtigkeit als 200—300 m vor (Taf. 4). Ihre Hangendgrenze liegt etwa 500 m südlich des Kartenrandes, im Liegenden folgen im NE injizierte Glimmerschiefer.

In ihrem äußeren Habitus und auch nach dem Mineralbestand unterscheiden sich die Glimmerschiefer der Plankogelserie in meinem Gebiet sehr wesentlich von denen der Typuslokalität Plankogel bei Knappenberg,

dagegen zeigen die verschiedenen Begleitgesteine nur wenig Abweichungen. Den massigen, blaugrauen, flaserig strukturierten Glimmerschiefern vom Plankogel mit ihren großen, oft von Disthenfasern umhüllten Granaten und schwarzen Staurolithen stehen im Gebiet des Grafen- und Wölfnitzbaches überwiegend feldspatreiche Zweiglimmerschiefer mit auffallend plattiger Absonderung, kleinen Granaten, feinkörnigen Disthenlagen und ohne Staurolith gegenüber, deren Mineralbestand und Gefüge die Bezeichnung „Zweiglimmergneis“ rechtfertigt. Im nördlichen Teil des Grafenbacher Horstes geht dieser nach W in helle, disthenreiche Muskovitglimmerschiefer mit massiger bis grobbankiger Absonderung, großem Granat und flaseriger Struktur über, und diese nähern sich damit der Ausbildung vom Plankogel. Der Übergangsbereich zwischen Zweiglimmergneis und massig-flaserigen Granat-Disthen-Glimmerschiefern um Witzounig ist durch enge Wechsellagerung gekennzeichnet, z. B. im Aufschluß D 2-8 im Grafenbachtal. Auch weiter im S schalten sich in die vorherrschenden Gneise W des Grafenbaches immer wieder massig-flaserige Glimmerschiefer-Partien ein. Um das Wölfnitzbachtal liegen unter den plattigen Zweiglimmergneisen, im oberen Teil der Serie, im Gebiet LODEMANN Granat-Disthen-Glimmerschiefer mit gelegentlich plattigen Einschaltungen. Dieser Verteilungsmodus bleibt auch weiter nach E in Richtung Lavanttal bestehen, und nach eigener Anschauung im Gebiet FUCHS und der Beschreibung von HECHT (1966) herrschen auch nach NW die massig-flaserigen Granat-Disthen-Glimmerschiefer vor. FRITSCH (in FRITSCH und HAJEK 1965 S. 21) beschreibt allerdings aus der zur Plankogelserie analogen Millstätter Serie der Gerlitz (Ossiacher See) auch plattige, feldspatreiche Granat-Glimmergneise.

1. Die Zweiglimmer-Feldspatschiefer

Als höchstes Schichtglied der Plankogelserie möchte ich die fast granatfreien, feinschichtigen Zweiglimmer-Feldspatschiefer betrachten, die m. E. eine feldspatreiche Sonderausbildung darstellen. Sie erreichen maximal 50 m Mächtigkeit und folgen im Wölfnitzbachtal im Liegenden der Amphibolite bzw. Muskovitschiefer, von denen sie sich dank der grobschuppigen Glimmer und ihres hohen Feldspatgehaltes leicht unterscheiden lassen. Sie füllen NW Bradatz eine Mulde in den massig-flaserigen Granat-Disthen-Glimmerschiefern, die aber im E zusätzlich durch eine Störung in diese eingesenkt ist.

Im Gebiet des Wölfnitzbaches hat LODEMANN (1966 a S. 293) eine andere Gliederung vorgeschlagen. Er stellt eine 100—150 m mächtige Glimmerschieferfolge im Liegenden des bis zum Lavanttal verfolgbaren (Wölfnitzbach-)Amphibolithhorizonts zusammen mit diesem in die Zossener Serie und läßt die Plankogelserie „mit dem ersten Auftreten zahlreicher Marmorlinsen und dem Übergang von homöoblastischen Disthen-Glimmerschiefern — sie entsprechen den Zweiglimmergneisen — zu grobknotigen Disthen-Glimmerschiefern“ beginnen. Weil dieser Übergang wesentlich weniger scharf ausgeprägt ist als die Grenze zwischen amphibolit-durchsetzten Muskovitschiefern mit kleinem Granat und den darunter folgenden

Zweiglimmer-Feldspatschiefern und Zweiglimmergneisen, und die Gneise auch schon zahlreiche Kalksilikat- u. Pegmatit-Einlagerungen sowie vereinzelt Marmor enthalten, möchte ich für mein Gebiet die Grenze Zossener — Plankogelserie doch zwischen die Muskovitschiefer mit kleinem Granat, bzw. die Amphibolite, und die Zweiglimmer-Feldspatschiefer legen, denn an ihr vollzieht sich ein größerer stofflicher Wechsel im Ausgangsgestein.

Die mikroskopische Untersuchung der Zweiglimmer - Feldspat-schiefer (Schliffe B 1-8, -12, F 1-11, -17, -18, -43/I) zeigt, daß Plagioklasse (An₂₆₋₃₂) und Quarz eine eng verzahnte mittelkörnige Grundmasse bilden, die von sehr gut eingeregelten Biotit- und Muskovitlagen gegliedert wird. Die Granate sind meist nur klein und oft zerbröckelt. Der Anteil von Zoisit und Titanit bleibt sehr klein.

Die Auszählung ergab 60% Plagioklas, 7,5% Quarz, 12% Muskovit, 15% Biotit, 2% Zoisit, 2% Granat, 1% Erz und unter Berücksichtigung des Habitus liegt damit ein „Zweiglimmer-Feldspatschiefer“ vor.

Relikte und Kr - Fm - Beziehungen:

Ein Teil der Feldspäte ist rissig und etwas getrübt in ihnen sind Quarz, klarer Plagioklas und feiner Muskovit gewachsen. Diese Minerale müssen zusammen mit den Glimmern, die auch in Falten vollkommen rekristallisiert sind, der letzten, postdeformativen Kristallisationsphase angehören.

2. Die Zweiglimmergneise

Die plattigen Zweiglimmergneise zeigen im Handstück meist eine deutliche Sonderung in gelbliche Lagen aus Feldspat, Quarz und häufig Disthen sowie dunkle, oft etwas violett gefärbte Glimmerbänder. Die kleinen zerbröckelten Granate unterbrechen die regelmäßige Feinschichtung nur wenig. Bei flacher Lagerung und etwas höherem Quarzgehalt kann es zur Bildung zimmer- bis hausgroßer Felsburgen kommen (N Rebernik, S Klemun bei Punkt 1079). Die recht widerstandsfähigen Platten wurden in der weiteren Umgebung zum Hausbau verwendet, sie eignen sich auch gut als Bodenplatten (Greutschach), die ungünstige Verkehrslage hat jedoch eine Gewinnung in größerem Stil bisher verhindert.

Die feine Schichtung kommt meist auch im mikroskopischen Bild (Schliffe C 2-2, D 2-6, -14, -16, -21, -27, -37, -47, D 3-2, -5, -28, -42, D 4-3, -7, F 1-63, -65, -66 und andere) durch den Wechsel von Glimmer, Granat und Disthen mit Bändern aus Feldspat und Quarz gut zum Ausdruck.

Plagioklas: (An₂₈₋₄₀) 1. getrübt mit lappig buchtigen Umrissen
2. klare, kompakte Individuen.

Glimmer: 1. kurze Blättchen, 2. große s-parallele Muskovitblasten

Granat: zerbrochen, Kristallverband meist aufgelöst

Disthen: unregelmäßiges Haufwerk

akzessorisch: Klinozoisit, Turmalin und Erz

Die Auszählung einiger charakteristischer Proben ergab im Durchschnitt 35% Plagioklas, 11% Quarz, 28% Muskovit, 13% Biotit, 0,5% Zoisit, 2,5% Disthen, 9% Granat und 1% Erz und damit einen „Granat-Biotit-Muskovit-Gneis“ (Zweiglimmergneis).

Relikte und Kr - Fm - Beziehungen:

In der älteren Plagioklasgeneration sind Muskovit und relativ grobe Quarz- und Feldspatkörner gewachsen. Wahrscheinlich noch in diese

Generation gehören die in Schliff C 2-2/II (NE Amrusch) sehr häufigen Perthit-Leisten, die teilweise vergittert sind und damit vermutlich Mikroklinperthite darstellen. Diese und auch zahlreiche andere Plagioklase im gleichen und einem weiteren Schliff (D 2-21, W Murolz) zeigen randlich eine myrmekitische Durchwachsung mit Quarz und beide Beobachtungen lassen auf eine Umwandlung aus Kalifeldspat schließen. Die kurzen Glimmerfasern weisen nur sehr selten Deformationsspuren auf. Dagegen sind die weit verbreiteten Muskovitblasten öfters schwach verbogen. Die Granatbruchstücke bilden langgezogene Fetzen oder Reihen. Sofern noch vorhanden, sind die Interngefüge immer verdreht. Nur in einem Fall (D 3-42, E Rebernick) konnte die für die Glimmerschiefer der Plankogelserie sonst typische Disthen-Umhüllung von Granat beobachtet werden. Die Turmaline sind oft zonar gebaut.

3. Die Granat-Disthen-Glimmerschiefer

Bei den massig-flaserigen Granat-Disthen-Glimmerschiefern im nord-westlichen Teil des Grafenbacher Horstes stechen neben der in Aufschluß und Handstück ungeschichteten, dichten Struktur vor allem die großen, mit einem hellen Disthen-Saum umgebenen Granate ins Auge. Durchscheinend und von rosa- bis violetter Farbe, liegen ihre weiß geränderten Querschnitte dicht gesät in einer hellgrauen Grundmasse, und geben dem Gestein sein charakteristisches Aussehen. Typisch für das Verbreitungsgebiet der Granat-Disthen-Glimmerschiefer sind reine, durch Rostflecken oder fein verteilten Limonit oft hellbraun getönte Quarzite, die sich aber nicht genauer lokalisieren lassen, denn die Aufschlußverhältnisse sind in diesem Gebiet sehr schlecht.

U. d. M.: Plagioklas: (An₃₂); max. 10%, selten verzwilligt, deutlich abgesetzte Bänder mit Quarz (10%)
 Muskovit: 30%, Grundmasse, gerade Fasern schwankender Größe
 Biotit: 4%, teilweise chloritisiert
 Granat: 14% 1. kleine zerstreute Bruchstücke in den Quarz/Feldspatlagen mit opaken Einschlüssen
 2. groß, idiomorph, rissig, von Disthenfasern umgeben
 Disthen: 30% und mehr, breite Fasern und Lagen

Ohne schon auf die Folgerungen einzugehen, will ich die Hauptmerkmale der plattigen Zweiglimmergneise denen der massig-flaserigen Granat-Disthen-Glimmerschiefer nochmals im Zusammenhang gegenüber stellen:

Zweiglimmergneise:	Granat-Disthen-Glimmerschiefer
ca. 35% Feldspat	5—15% Feldspat
Muskovit : Biotit = 2 : 1	Muskovit : Biotit = 8 : 1
ca. 3% Disthen	ca. 30% Disthen

Soweit die rein stofflichen Unterschiede, es kommen noch die besonderen Merkmale der Mineralgestalt und des Gefüges hinzu:

In den Granat-Disthen-Glimmerschiefern fallen vor allem die großen Granate und grobkörnigen Disthenfasern auf. Beide müssen einem Kristallisationsvorgang angehören, der in den Zweiglimmergneisen nicht wirksam war, denn dort fehlen große klare Granate und die viel sel-

teneren Disthenfasern sind sehr feinkörnig strukturiert. Ferner zeigen die Muskovite der Granat-Disthen-Glimmerschiefer etwas gröbere Körnung und seltener Deformationserscheinungen. In der Ausbildung der Plagioklase lassen sich keine wesentlichen Unterschiede feststellen.

Im Zweiglimmergneis liegt also das insgesamt weniger rekristallisierte Gestein vor, das wohl auch einer geringeren deformativen Beanspruchung ausgesetzt war. Die stärkere Durchbewegung der Granat-Disthen-Glimmerschiefer hat vermutlich auch die Disthenbildung aus Staurolith und Quarz gefördert. Weil Staurolith in den Gesteinen der Plankogelserie aus meinem Gebiet fehlt, liegt de facto die Mineralparagenese der Disthen-Almandin-Muskovit-Subfazies vor. Es blieben in den Zweiglimmergneisen noch mehr Reliktsstrukturen und Spuren der letzten stärkeren Deformation erhalten als in den Granat-Disthen-Glimmerschiefern. Die stellenweise sehr enge Verzahnung der Zweiglimmergneise mit den Granat-Disthen-Glimmerschiefern zeigt, daß es sich bei diesen um eine durch Kristallisation und Tektonik bedingte Fazies der Zweiglimmergneise handelt. Darüber hinaus hat allerdings das feldspatreiche, auf Arkosen oder vielleicht auch Vulkanite zurückgehende Ausgangsgestein der Zweiglimmergneise die Differenzierung wesentlich verstärkt. Zwischen Zweiglimmergneisen und Granat-Disthen-Glimmerschiefern besteht trotz der etwas voneinander abweichenden Zusammensetzung ungefähr das gleiche Verhältnis wie zwischen Disthenfaser-Gneis und Staurolith-Schiefergneis bzw. injizierten Glimmerschiefern oder den massig-zähen und flaserig-schichtigen Staurolith-Granat-Glimmerschiefern der Zossener Serie.

4. Einlagerungen von Gesteinen anderer Herkunft und Zusammensetzung:

a) Karbonatische Abkömmlinge

Charakteristisches Merkmal der Plankogelserie sind die zahlreich eingelagerten Abkömmlinge karbonatischer Gesteine. Die Marmor- und Kalksilikat-Einschaltungen lassen sich höchstens über einige hundert Meter verfolgen, sie sind aber in der oberen Hälfte der Plankogelserie eindeutig zahlreicher als im unteren Teil. Ihrer Häufigkeit in diesem Abschnitt des Profils kommt vor allem deshalb stratigraphische Bedeutung zu, weil sowohl in der hangenden Zossener Serie, als auch in den unterlagernden injizierten Glimmerschiefern Marmore und Kalksilikatgesteine eine ausgesprochene Seltenheit darstellen. Die Vielfalt ihrer Zusammensetzung veranschaulicht folgende Aufstellung der häufigsten Typen. Die Nebenbestandteile sind nach ihrer Häufigkeit geordnet:

	Silikat-Marmor
	Quarz-Glimmer-Marmor
	Aktinolith-Zoisit-Glimmer-Marmor, \pm limonitisch
Zoisit-Biotitfels	Diopsidfels
Biotit-Zoisit-Quarzit	Diopsid-Zoisit-Quarzit
Granat-Glimmer-Zoisit-Quarzit	Diopsid-Feldspat-Biotit-Zoisitfels
Granat-Zoisit-Glimmerschiefer	karb. Diopsid-Feldspat-Zoisitschiefer
Chlorit-Zoisitschiefer	Hornblende-Zoisitfels
\pm karb. Feldsp.-Zoisit-Biotit-Schief.	Hornblende-Plagioklas-Zoisitfels

Die dichten meist gut plattigen Zoisit-Glimmer-Gesteine (links), deren grau- bis braunschwarze Färbung manchmal einen Stich ins Violette zeigt, lassen sich auch im Handstück von den helleren, meist grünlich getönten oder auch schmutzig-weißen (Hornblende, Diopsid)-Zoisit-Gesteinen unterscheiden, für die als weitere Merkmale felsiger Habitus und löchrig herauswitternde, karbonatische Bestandteile charakteristisch sind. Beide Typen können aber in der ganzen Plankogelserie nebeneinander — sogar in einem Aufschluß — vorkommen. Nur die reinen Diopsidfelse S Bradatz (B 1-4) und im nördlichsten Wölfnitzbachtal (F 1-60), scheinen auf die unmittelbare Nachbarschaft von Marmoren beschränkt.

Die Marmore (Korngröße ± 1 mm) enthalten bis zu 15% Quarz, Feldspat und Glimmer. 400 m ESE Scheriau (E 1-8) wurde ein limonitisch imprägnierter Aktinolith-Marmor probeweise beschürft.

U. d. M. durchsetzen vor allem bei den plattigen Kalksilikatgesteinen meist sehr scharf begrenzte Bänder aus grobkörnigen, klaren Quarzen und Feldspäten das feinkörnige Grundgewebe aus Zoisit, Biotit, Hornblende und wechselnden Anteilen von Plagioklas. Ihre Bildung ging offensichtlich auf dessen Kosten. Die einzelnen Bestandteile:

Hornblende: blaß olivgrün, feinkörnig

Chlorit: aus Hornblende und Biotit

Diopsid: rissig, korrodiert, von Einschlüssen durchsetzt

Granat: stark zersetzt

Zoisit: Aggregate mit strahlig nadeligem Gefüge

Plagioklas: größtenteils von langen Zoisitnadeln durchwachsen

Kalzit: Lagen und Körner oft herausgewittert

akzessorisch: viel Titanit, Rutil, Turmalin, Pyrit

Relikterscheinungen:

Der Anorthitgehalt der Plagioklase erreicht maximal 48% und damit fast die Zusammensetzung des Labradorit. In einer Probe aus dem Wukounigwald (D 1-6), die einer Kalksilikatlinse in injizierten Glimmerschiefern entstammt, steigt er aber auf 66% an. Diesen Wert hat LODEMANN (frdl. mündl. Mitt.) auch in der Plankogelserie gemessen, sodaß für mein Gebiet mit nachträglicher Umwandlung gerechnet werden kann. Die Durchwachsung der Oligoklase bis Andesine (An_{28-32}) mit Zoisit stellt eine Saussuritisierung dar. Dabei entsteht bei geringem Fe-Angebot Klinozoisit (BARTH 1963 S. 254).

b) Meta-Ultrabasite und ihre Randgesteine

Einen Leithorizont erster Ordnung stellen die Meta-Ultrabasite und ihre Randgesteine dar, denn als zusammenhängendes Niveau bleiben sie in der ganzen Saualpe auf die Plankogelserie beschränkt. Die überwiegende Zahl der linsenartigen Körper, die bis zu 40 m dick werden können, gehört zu einem Horizont im oberen Teil der Serie. Er zieht sich von der Hutmannschwaig — 1 km N des Kartenrandes im Gebiet FUCHS — SE an Bradatz vorbei zum Moritschkogel, in das Gebiet Rode und endet W Polasch. Die Vorkommen NE Matzan, am unteren Karlutbach und N Murolz liegen über, bzw. unter diesem Niveau. Eine kleine Linse steckt noch in den injizierten Glimmerschiefern des Wukounigwaldes. Der Ver-

lauf des aus Olivinfelsen (C 1-17/I, C 2-10), Olivinserpentiniten (C 1-17/II) und Olivin-Bronzititen (C 2-8/I) bestehenden Horizontes spiegelt die tektonischen Verhältnisse der umgebenden Gesteine wider: Auf eine flache Mulde E Bradatz folgt die weit gespannte, südvergente Karlutbach—Moritschkogel—Wrastrach—Antiklinale, deren S-Flanke durch die Steilstellungszone Rode-Reberinig gebildet wird, an die sich ein Bereich flach gewellter Lagerung anschließt, in dem zwar immer noch der obere Teil der Plankogelserie aufgeschlossen ist, meta-ultrabasische Gesteine jedoch fehlen (s. Taf. 4).

Die schweren, dichten, schmutzig gelbgrün gefärbten Gesteine wittern als weitmaschig geklüftete Felskippen heraus, und nur selten lassen sich s-Flächen messen, was manchmal auch der hohe Magnetitgehalt verhindert.

Weit verbreitet sind die Olivin-Bronzitite. An den gelbbraun aus graugrün, faserig-dichter Grundmasse herauswitternden Knollen, in denen Kristallflächen aufspiegeln, sind sie leicht zu erkennen. Diese können einen Durchmesser von einigen Zentimetern erreichen und erweisen sich u. d. M. als mehr oder weniger monomineralische Bronzit-Aggregate, die in einer Grundmasse aus stark serpentinisiertem Olivin, wenig Tremolit und Chlorit schwimmen (Schliff C 2-8/I, NE Rode). Eine Bastitisierung der Bronzite (Antigorit-Pseudomorphosen nach Enstatit), das kennzeichnende Merkmal eines Harzburgits (SCHRIEL 1954 S. 165), wurde nirgends beobachtet.

Die Olivinfelse und Olivin-Serpentinite (Schliffe C 1-17, C 2-10) bestehen zu 70% und mehr aus Olivin, dessen Serpentinisierung sehr verschiedene Stufen erreicht haben kann. Grundsätzlich ist die Chrysotil-Bildung wesentlich weniger weit fortgeschritten als die Serpentinisierung im Bereich des Plankogels bei Knappenberg, wo fast reine Antigoritite vorliegen. Der Mineralbestand der Ausgangsgesteine — Peridotite und Dunite — blieb in der südlichen Saualpe weitgehend erhalten. Die Gründe dafür mögen in der geringeren tektonischen Beanspruchung dieses Gebietes liegen. Der Chrysotil ist nach ANGEL (1939) „tiefenhydratogen, statischer“ Entstehung, während der Antigorit vor allem an spätere, postmagmatische, dislokationsmetamorphe Vorgänge geknüpft scheint.

In der Mitte der Chrysotilbänder hat sich sehr häufig der bei der Umwandlung des Olivins neugebildete Magnetit zu einem Band konzentriert. Der hohe Anteil an breiten Flasern und Fetzen aus farblosem Tremolit (Auslöschungsschiefe 15—20°) scheint teilweise auf Kosten des Bronzits zu gehen. Beide Minerale können dann weiter zu Chlorit (Leuchtenbergit-Klinochlor) umgewandelt sein.

Die gelblich-weißen Anthophyllit-Schiefer, in unmittelbarer Nachbarschaft der Meta-Ultrabasite, sind nicht zu übersehen. Auf den verfilzten, unregelmäßigen s-Flächen wuchsen blaßgrüne Aktinolith-Nadeln bis zu 3 cm Länge; im übrigen ließ sich u. d. M. noch etwas Chlorit und Tremolit feststellen (Schliff C 2-15/I).

Abnorm zusammengesetzt muß der Granat-Zoisit-Staurolithfels (Schliff C 2-8/II) 200 m E Rode genannt werden. Im Handstück fallen die blaßbraunen Staurolithe neben den nicht abgrenzbaren, dunkel braunroten Granatmassen kaum auf.

U. d. M. zeigen die klaren, wenig zerbrochenen Kristalle vereinzelt Felder mit sehr feiner Pigmentierung. Zoisit bildet feinkörnige Zwickelfüllungen.

Ein Bindeglied zu Amphibolit stellt der Hornblende-Zoisit-Granatfels W Punkt 1184 (C 2-15/II) dar. Ziegelrote Granate, mit max. 1 mm ϕ , übertreffen bei weitem die Anteile von Hornblende und Zoisit. Die Hornblenden werden durch den Zoisit (Klinozoisit und Pseudozoisit) und die regelmäßig gestreuten Quarz- und Feldspatkörner stark angegriffen.

Die Entstehung extrem zusammengesetzter Gesteine in der Umgebung teilweise oder ganz umgewandelter ehemals ultrabasischer Körper wird durch die bei dieser Umwandlung freiwerdenden Elemente und Ionen ausgelöst. Es kommt hauptsächlich zu einer Mg- aber auch Fe-Zufuhr ins Nebengestein. Auf jene geht die weit verbreitete Neubildung von Anthophyllit (Mg-reicher Amphibol) zurück, dieser ist die seltene und bemerkenswerte Sprossung von Staurolith sowie das verstärkte Granatwachstum zuzuschreiben. In den Hüllgesteinen vergrößert sich, nach dem Prinzip der Anreicherung stabilster Komponenten der Granat- und Staurolith-Anteil, die beweglichen Komponenten der Glimmer (K, Na) wandern ab (ANGEL, CLAR, MEIXNER 1953 S. 294).

c) Pegmatite

Bei den pegmatitischen Gesteinen meines Gebietes — sie bleiben auf die Plankogelserie und die Serie der injizierten Glimmerschiefer beschränkt — handelt es sich ausschließlich um während, oder kurz nach der Hauptfaltung eingedrungene Pegmatitkörper und -lagen, deren Zusammensetzung keine Beziehung zum Nebengestein hat. Sie sind wahrscheinlich im Zusammenhang mit der Anatexis der Gneise der Katazone entstanden (WEISSENBACH 1963), stammen also nicht von einem Pluton ab, und wären deshalb nach SCHNEIDERHÖHN (1961) als Pseudopegmatite zu bezeichnen. Eine räumliche Trennung geschieferter und unbeanspruchter Vorkommen (v. KAMP und WEISSENBACH 1961; WEISSENBACH 1963; LODEMANN 1966a; THIEDIG 1966) war nicht möglich. Die Schieferung hat dünne Lagen vollkommen erfaßt, während im Innern größerer Körper fast richtungslose Partien erhalten blieben (Abb. 5 v. S. 167). Sie können noch Mikrokline mit über 5 cm ϕ enthalten (vgl. FRITSCH und HAJEK 1965), und vielfach läßt sich nachweisen, daß die Verformung der umgebenden Glimmerschiefer durch diese Pegmatitknollen beeinflußt wurde. s-Flächen und B-Achsen können an ihrem Rand stark abgelenkt sein. In der Karte wurden nur die größeren Vorkommen ausgeschieden, im Gebiet der Granat-Disthen-Glimmerschiefer lassen die ungünstigen Aufschlußverhältnisse eine genaue Lokalisierung nur selten zu. Die Mächtigkeit bewegt sich zwischen cm-Lagen und Klötzen von über 10 m Dicke. Im Mineralbestand treten kaum Schwankungen auf, der Turmalingehalt erhöht sich etwas gegen die injizierten Glimmerschiefer hin.

Die Spuren der Beanspruchung — im Handstück nur als grobe Schieferung erkennbar — zeigen sich u. d. M. sehr deutlich. Vor allem die großen Mikroklin-„Augen“ haben in den geschieferten Proben (z. B. D 3-23/I) ihre klaren Umrisse — wie in den Schlifften F 1-66/I und II — verloren und liegen, stark angegriffen, in Quarz/Plagioklas-Lagen eingebettet. Diese breiten Bänder mit intensiv verzahntem Korngefüge haben auch einen großen Teil der feinkörnigen, weitgehend durch Muskovit getrübbten Quarz/Feldspat-Grundmasse aufgezehrt. Die breiten Glimmerfetzen sind durchwegs verbogen und vereinzelt finden sich schmutzigrüne Chloritnester sowie kleine klare Granate.

In den ungeschieferten Typen fehlt die Trübung der Grundmasse, die seltenen Muskovitplättchen sind gerade, der Quarz zeigt myrmekitische Verwachsung. Die zahlreichen Kristallbruchstücke von Spodumen*) und vermutlich Tremolit in den verschiedensten Größen deuten auf einen ursprünglich höheren Gehalt an diesen Mineralen. Sie wurden offensichtlich durch die Grundmasse korrodiert. Turmalin und Titanit spielen nur eine akzessorische Rolle. Der Anorthitgehalt der Plagioklasse aller untersuchten Proben bewegt sich zwischen 24 und 32%.

In Bezug auf das Verhältnis von Kristallisation und Formung bestätigt der mikroskopische Befund die Vermutung, daß die Deformationen nach dem Eindringen der Pegmatite sich auf diese sehr verschieden ausgewirkt haben. Der gleiche Bewegungsakt, der den etwa 1,5 m mächtigen Pegmatitkörper im Anschluß D 2-28 (Abb. 5 v. S. 167) randlich stark verschiefert und die großen Mikroklina weitgehend zerstört hat, ließ die 5 cm-Blasten im Kern völlig unberührt.

4.225 **Die Serie der injizierten Glimmerschiefer und die obere Disthensflaser-Gneis-Serie**

Nach dem Idealprofil des Saualpenkristallins (FRITSCH et al. 1960) folgt unter der Plankogelserie die Hüttenberger Marmorserie. Ihr Hauptmerkmal sind — um Hüttenberg teilweise vererzte — Marmore; die Glimmerschiefer lassen sich von denen der Plankogelserie und Serie der injizierten Glimmerschiefer nur schwer unterscheiden (v. KAMP und WEISSENBACH 1961). Vom allgemeinen Rückgang karbonatischer Gesteine gegen die südöstliche Saualpe wurden auch die Hüttenberger Marmore betroffen. Wie bei mir, so fehlen sie auch bei FUCHS (1965), HECHT (1966) und LODEMANN (1966a). Der Glimmerschieferanteil der Hüttenberger Serie könnte theoretisch zum Teil in den benachbarten Serien enthalten sein, doch nimmt auch die Gesamtmächtigkeit der Glimmerschiefer von NW nach SE zu ab.

*) Auf dieses Mineral, das ursprünglich als Diopsid bestimmt worden war, hat mich freundlicherweise Prof. H. MEIXNER aufmerksam gemacht. Die Unterscheidung Diopsid-Spodumen ist im Dünnschliff sehr schwierig (MEIXNER 1966, S. 98).

Als „Serie der injizierten Glimmerschiefer“ bezeichnen FRITSCH et al. (1960 S. 13) eine „pegmatitisch durchhäderte“ Granatglimmerschiefer-Folge, die sich im Raum Hüttenberg in drei weitere Zonen untergliedern läßt. Diese Aufteilung ist in der südlichen Saualpe nicht möglich. Die ungefähr 200 m mächtige Serie besteht dort zu etwa 95% aus injizierten Glimmerschiefern i. e. S. und leitet zur Schiefergneisgruppe über. Im Liegenden folgen die ersten Disthenflaser-Gneise, die jedoch immer wieder von injizierten Glimmerschiefern und Schiefergneisen durchsetzt sind, was eine exakte Kartierung sehr erschwert. Auch innerhalb der Serie der injizierten Glimmerschiefer gibt es schon kleinere Partien, die als Disthenflaser-Gneise bezeichnet werden können, sich jedoch nicht weiter verfolgen lassen. Die petrographische Serienbezeichnung trifft also auch hier nicht immer den Gesteinsbestand und würde vielleicht zweckmäßiger durch einen Lokalnamen ersetzt.

Zwar konnte in den injizierten Glimmerschiefern nur sehr selten Staurolith beobachtet werden, doch ist dieser in den Schiefergneisen und Disthenflaser-Gneisen wieder mehr verbreitet, und damit gehört auch noch die Serie der injizierten Glimmerschiefer — zumindest mit ihrer posttektonischen Mineralparagenese — der Staurolith-Almandin-Subfazies der Almandin-Amphibolitfazies an.

Die sichere Unterscheidung von injizierten Glimmerschiefern und Disthenflaser-Gneisen im Handstück stützt sich auf folgende Merkmale: Korngröße, vor allem der Glimmer, Gefüge sowie Art und Zusammensetzung der in beiden Gesteinen sehr häufigen hellen Bänderung.

1. Die injizierten Glimmerschiefer

Charakteristisch für die injizierten Glimmerschiefer sind grobschuppige Muskovite von durchschnittlich 2—3 mm Größe, die in einem sehr deutlichen Parallelgefüge eingeregelt sind. Hoher Feldspatgehalt läßt diese Regelung etwas zurücktreten, doch bleibt eine deutlich plattige Absonderung fast immer erhalten. Das Gestein durchziehen gelblich-weiße Bänder in verschiedenem Abstand. Sie sind in der Mehrzahl feinkörnig dicht, schmal und halten nicht sehr lange durch. Sie tragen, wenn sie breiter, grobkörniger und in ihrer Ausdehnung größer werden, schon pegmatitische Züge. Zu den überwiegend aus Feldspat bestehenden hellen Lagen treten dann auch dunkler erscheinende aus reinem Quarz.

Mikroskopische Untersuchungsergebnisse von den Schliffen C 1-1, -3/II, -9, -15, -25, -27, D 2-7:

Quarz: reine Lagen

Plagioklas: An₂₈₋₃₂, breite Bänder, verzwilligt

Muskovit: kleine Schuppen und große Fetzen

Granat: zerbrochen, korrodiert, gestreckt

Disthen: unregelmäßige Fläsern

Die Auszählung zweier typischer Schliffe, C 1-1 und C 1-27 ergab durchschnittlich 32% Plagioklas, 4% Quarz, 43% Muskovit, 4% Biotit, 3% Disthen, 0,5% Staurolith und 12% Granat. Streng genommen stellen die injizierten Glimmerschiefer damit also „Granat-Muskovit-Schiefergneise“ dar. Weil der Ausdruck Schiefergneis aber für Gesteine im Liegenden des 1. Distenflaser-

gneis-Horizontes festgelegt ist (WEISSENBACH 1963 Abb. 2) bleibe ich bei der Bezeichnung „injizierte Glimmerschiefer“ um deren stratigraphische Funktion zu berücksichtigen.

Gefügemerkmale und Kr - Fm - Beziehungen:

Die starke postdeformative Kristallisation hat vor allem die Glimmer, Quarz, Feldspat und Disthen aber nur selten die Granate erfaßt. Mit zunehmender Korngröße verringert sich die Regelung (D 2-7). Die Verbiegung der großen Muskovitfetzen muß von einer schwachen Verformung nach der Hauptkristallisation herrühren, während die Zerbrechung, Streckung und Korrosion der ursprünglich großen Granate vor dieser stattgefunden hat. Die nur noch in Resten vorhandene Umhüllung der Granate durch Disthenfasern muß ebenfalls durch diese Beanspruchung verloren gegangen sein.

2. Die Disthenflaser-Gneise

Der äußere Habitus der Disthenflaser-Gneise der südlichen Saualpe weicht von der typischen Ausbildung im Kammgebiet (WEISSENBACH 1963) und Raum Hüttenberg-Lölling (v. KAMP und WEISSENBACH 1961) stark ab. Das von Einsprenglingen durchsetzte, blastokataklastische Gefüge ist durch eine junge Kristallisation meist stark verwischt worden; die Korngröße nahm allgemein zu. WEISSENBACH (frdl. mündl. Mitt.) nimmt an, daß diese Erscheinung auf die im S der Saualpe wesentlich stärker wirksame posthauptdeformative Kristallisationsphase zurückgehe. Sie habe vermutlich auch die Eklogitbildung bis in die Plankogelserie hinein (FUCHS 1965) ermöglicht und zu einer stärkeren Umkristallisation und damit Reliktauflösung in den Glimmerschiefern der Plankogelserie geführt. Ihr fielen z. B. die prädeformative, pigmentierte Staurolith I—Generation (FRITSCH und MEIXNER 1964) zum Opfer, die in den Glimmerschiefern der Zossener und Plankogelserie im NW der Saualpe noch erhalten ist.

Im Vergleich zu den injizierten Glimmerschiefern sind die Disthenflaser-Gneise meist etwas dunkler gefärbt, feinkörniger und von massig-dichtem, oft richtungslosem Gefüge. Die Absonderung ist aber ebenfalls plattig und kurze, helle Lagen und Schmitzen sind weit verbreitet.

Die in der Definition des Disthenflaser-Gneises (WEISSENBACH 1963 S. 14) geforderten Merkmale — blastokataklastisches, porphyrisches Gefüge mit deutlich prätektonischen Relikten — konnten hier nur zu einem kleinen Teil beobachtet werden. Die gegenüber den injizierten Glimmerschiefern — u. d. M. — grundsätzlich feinkörnigere Grundsubstanz besteht aus einem dichten Gewebe von Muskovit, Biotit und etwas Chlorit, doch sind aus ihr schon zahlreiche lange Muskovite gewachsen. Disthen umgibt in Fasern und Lagen einen Teil, der im Vergleich zu den injizierten Glimmerschiefern noch gut erhaltenen Granate. Eindeutige Disthen-Paramorphosen nach Andalusit fehlen. Der Mineralbestand der beiden Gesteinstypen ist völlig identisch.

3. Einlagerungen anderer Zusammensetzung:

Mit schwankender Häufigkeit durchsetzen Pegmatite die beiden Gesteinsarten der Serie der injizierten Glimmerschiefer. Als weitere Einschaltungen sind Quarzite, Kalksilikatgesteine und je eine Linse mit Marmor und Olivin-Serpentinit zu erwähnen. Die Kalksilikatgesteine häufen sich im unteren Teil der injizierten Glimmerschiefer, der Anorthitgehalt der Feldspäte kann bis zu 66% (Labradorit) gehen. FUCHS (1965) beschreibt aus dem Grenzbereich zu den Disthenflaser-Gneisen Biotit-Bytownitfelse.

4.23 Verlauf und Art der Metamorphose

Es soll in diesem Kapitel zusammenfassend dargestellt werden, was sich aus Reliktstrukturen, Mineralgestalt, -aufbau und -bestand über die Art und den Ablauf der Metamorphose und ihrer Beziehungen zur Deformation ermitteln läßt.

Auf den vorkristallinen Mineralbestand gehen vermutlich die Hornblende-Pseudomorphosen nach Augit und die mineralfaziell atypischen Plagioklase (Oligoklas) in den Prasiniten der Wietingserie (THIEDIG 1962; KLEINSCHMIDT und WURM 1966), ferner die aus Lapilli, Mandeln oder großen Einsprenglingen hervorgegangenen Hornblendeflasern in einigen Proben aus dem Kräuping-Amphibolit (J 1-14) sowie der Bronzit und Olivin in den Meta-Ultrabasiten der Plankogelserie zurück.

Als Reste prämetamorpher Gefüge dürfen ferner die porphyrischen Strukturen einiger feldspatreicher Gesteine der Wietingserie (Tuffabkömmlinge?) bezeichnet werden.

An der Mineralgestalt und dem Mineralaufbau läßt sich manchmal ablesen, ob das Kristallwachstum prä-, syn- oder postdeformativ stattgefunden hat (KARL 1964 S. 94 Abb. 52). Kann man auch im großen von einer Deformation sprechen und die Kristallisation auf sie beziehen, so läßt sich doch der Aufbau einiger Minerale nur durch mehrere Deformationsphasen erklären.

Ein großer Teil der Granate der massig-zähen Staurolith-Granat-Glimmerschiefer der Zossener Serie zeigt zwei Bewegungsvorgänge. Dies deckt sich mit den Beobachtungen von LODEMANN (1966b S. 345), der in den Granatglimmerschiefern der ganzen Zossener und Plankogelserie fast durchgehend zwei, meist zeitlich voneinander getrennte, aber beide zur variskischen Orogenese gehörende Bewegungsvorgänge nachweisen konnte. Auch an der Bildung der zonar gebauten, von Granat umwachsenen Epidote haben zwei Deformationsphasen mitgewirkt. Bei den übrigen Mineralen ist nur noch eine Phase zu erkennen.

Die Kerne von Granat, Staurolith und Epidot mit feinkörnigem, geradem, aber gegenüber dem s_0 verstellten s_1 können als älteste metamorphe, prähaupdeformative Mineralbildungen angesehen

werden. Es handelt sich um gepanzerte Relikte, die klare Umhüllung des Kerns hat diesen vor Umkristallisation bewahrt. Sie konnten in Gesteinen erhalten bleiben, bei denen die späteren, mit der Metamorphose verbundenen Deformationsphasen nicht zur völligen Kornzertrümmerung führten und es damit auch zu keiner totalen Rekristallisation kam. Diese Bedingungen waren bei den massig-zähen Staurolith-Granat-Glimmerschiefern, einem Teil der Muskovitschiefer mit kleinem Granat und einigen gut geregelten Amphiboliten erfüllt.

Endete die Kristallisation *syndeformativ*, zeigt sich das an Granat besonders deutlich: Ein gebogenes s_1 schwenkt kontinuierlich in das s_0 ein (helizitisches Gefüge; Abbildung 2). Große Staurolithe sind zu feinkörnigen Haufen zerbrochen und manchmal auch teilweise zu Disthen umgewandelt. Bei anderen Mineralen, wie Glimmer und Quarz, sind die Hinweise auf eine unvollständige Rekristallisation nicht so eindeutig.

Die verfalteten Glimmer rekristallisierten *postdeformativ* zu Polygonbögen, und nur selten überdauerte die Deformation das Kristallwachstum und erzeugte Verbiegungen.

Viele Minerale zeigen grobstückige *Zerbrechung*, weil dieser aber keine Umwandlung folgte, handelt es sich nicht um Diaphthorite, wie sie H. BECK (1926) aus dem Gebiet N Grafenbach erwähnt; nur die Bildung von Chlorit entlang junger Klüfte kann als diaphthoritische Erscheinung angesehen und als Störungsdiaphthorese (FRITSCH 1976 S. 20 f) bezeichnet werden.

Es ist unmöglich sich die *Faltung* während der Metamorphose als einen einmaligen Verformungsakt vorzustellen. Die Spuren der Beanspruchung an den Mineralen können also zu ganz verschiedener Zeit innerhalb der variskischen Orogenese entstanden sein. Auch wenn sich in vielen Mineralen zwei Deformationsphasen beobachten lassen, müssen diese keineswegs in allen Mineralen gleichzeitig aufgetreten sein. Die in einzelnen Schriffen erkennbaren Kristallisations- und Bewegungsphasen lassen sich nur bedingt über das ganze Profil zeitlich gleich setzen. Dies ist nur dann möglich, wenn sich mit der Bewegung die mineralfaziellen Bedingungen geändert haben*) und deshalb ein charakteristischer Wechsel im Mineralbestand zu beobachten ist; wie z. B. bei der Umwandlung von Amphiboliten zu Eklogiten (WEISSENBACH 1963) in der Schiefergneisgruppe. Der Nachweis eines Wechsels der mineralfaziellen Bedingungen ist aber in der Zossener, Plankogel- und den höheren Serien auf Grund der Dünnschliffbeobachtungen nicht so eindeutig möglich. Doch kommen Disthen, Staurolith und Almandin in vielen Gesteinen nebeneinander vor, obwohl sie nach den ACF- und A'FK-Diagrammen der Staurolith-Almandin-Subfazies (H. G. F. WINKLER 1965 S. 88) nicht im Gleichgewicht

*) Am Wechsel von einer mikroskopisch nachweisbaren prädeformativen Mineralparagenese zu einer anderen postdeformativen Zusammensetzung können sowohl eine höhere Stress-Komponente während der Verformung, als auch eine Änderung des geothermischen Gradienten beteiligt gewesen sein.

stehen können. Ferner hat die starke postdeformative Kristallisation in allen Gesteinen die prä- und syndeformativen Mineralbildungen weitgehend zerstört.

Die mikroskopische Beobachtung liefert nur für Granat und Epidot mit geradem, gegen s_0 verstellten s_1 sichere Hinweise auf eine prädeformative Wachstumsphase. Mindestens früh syndeformativ und vielleicht auch schon prädeformativ müssen die großen Minerale entstanden sein, die dann wohl in einem späteren Stadium der Deformation zerbrochen wurden (Plagioklas, Staurolith, Disthen). Die Intensität der postdeformativen Rekristallisation läßt sich an der Korngröße und dem Grad der Umkristallisation früher gebildeter Minerale ablesen; über ihre zeitliche Ausdehnung lassen sich von der Dünnschliffbeobachtung her keine exakten Angaben machen. In den massig-zähen Staurolith-Granat-Glimmerschiefern der Zossener Serie, den Zweiglimmergneisen der Plankogelserie und den Disthenflaser-Gneisen sind die Minerale Staurolith, Disthen, Plagioklas und teilweise auch Granat nur sehr unvollständig rekristallisiert, d. h. ungefähr gleichzeitig mit der Deformation endete auch die Kristallisation (feinkörnige Mineralhaufen, helizitische Gefüge). Die übrigen Minerale dieser Gesteine sind meist vollständig rekristallisiert. In den durchwegs grobkörnigeren flaserig-schichtigen Staurolith-Granat-Glimmerschiefern und Muskovitschiefern der Zossener Serie, den Granat-Disthen-Glimmerschiefern und Zweiglimmer-Feldspatschiefern der Plankogelserie und den injizierten Glimmerschiefern zeigen fast alle Minerale totale Rekristallisation. Prädeformative Relikte sind sehr selten, polygonale Glimmerbögen und unter anderem klare, häufig auch idiomorphe Granat- und Staurolith-Kristalle mit groben Einschlüssen ($s_1 = s_0$) bezeugen ein starkes postdeformatives Kristallwachstum.

Im Gesamtprofil der untersuchten Gesteine wechselt der Mineralbestand von oben nach unten entsprechend der Zunahme von Druck und Temperatur. Mit dem ersten Auftreten von Almandin und Hornblende beginnt die Quarz-Albit-Epidot-Almandin-Subfazies der Grünschieferfazies, Oligoklas/Andesin, Disthen und Staurolith kennzeichnen die Staurolith-Almandin-Subfazies der Almandin-Amphibolitfazies.

Nach den Experimenten H. G. F. WINKLERS (1965) stellt sich eine Mineralparagenese mit Disthen und Staurolith bei Temperaturen um 550° und Drucken über 7,5 kb ein. Sie gehört zu einer metamorphen Hochdruck-Faziesserie mit Drucken über 7,5kb, die als „Barrow-Typ“ (H. G. F. WINKLER 1965 S. 70) bezeichnet wird. Die Metamorphose des Saualpenkristallins scheint im wesentlichen diesem Faziestyp anzugehören. In den Gesteinen der Eklogitserie konnte sie WEISSENBACH (1963) in einen synbis früh posttektonischen Hochdruckabschnitt (Faziesserie vom Barrow-Typ) und eine prä- und posttektonische, temperaturbetonte Phase (etwa „intermediäre“ Faziesserie) gliedern, wobei die Temperatur insgesamt etwa gleich geblieben sein soll. Eine derartige Gliederung ist in den höheren Serien nicht mehr möglich, doch wurde bereits darauf hingewiesen, daß die Mineralparagenesen dort nicht immer ausgeglichen sind. Sie weisen auf einen progressiv-finalretrograden Metamorphoseablauf

(ANGEL 1965): Nach Überschreitung des Kulminationspunktes mit den höchsten p - T -Bedingungen kann die Kristallisation auf ganz verschiedenen Stationen Halt machen. Vor allem im Übergangsbereich zwischen Phyllit- und Glimmerschiefergruppe (Wietingserie) kommt es auf diese Weise zu retrometamorphen Erscheinungen. Die Bildungsbedingungen der heute vorliegenden Mineralparagenesen müssen dort manchmal weit unter denen des Kristallisationshöhepunktes gelegen haben, was sich aus Relikten entnehmen läßt.

Es wird kaum je gelingen, durch petrologische Experimente die komplizierten Vorgänge in der Natur bis ins Letzte nachzuahmen, deshalb werden die Versuchsergebnisse mit dem geologischen Befund nie völlig übereinstimmen. Sie können aber für die Auswertung von Geländebeobachtungen entscheidende Richtlinien geben und haben deshalb eine recht große Bedeutung. Der genaue Vergleich von Experiment und Natur lenkt den Blick auf manches, was sonst vielleicht unberücksichtigt bleiben würde. Umgekehrt sind exakte Beschreibungen metamorpher Serien und natürlicher Mineralparagenesen für die Verfeinerung der petrologischen Versuche unbedingt notwendig.

Bei der Gegenüberstellung der Metamorphose-Verhältnisse in der Saualpe mit den experimentellen Ergebnissen H. G. F. WINKLERs ergeben sich einige Unstimmigkeiten. LODEMANN (1966b S. 350 f) macht darauf aufmerksam, daß die Drucke von 7-8 kb, denen die Gesteine der Saualpe ausgesetzt gewesen sein sollen, kaum allein auf statische Belastung durch überlagerndes Gestein zurückzuführen sein können. Erst in Erdtiefen von 25—29 km herrschen Drucke von 7-8 kb. Die Mächtigkeit des Kristallinverbandes über den ersten Disthen-führenden Gesteinen beträgt aber heute nur 4—5 km. Bei alt- oder mittelvariskischem Alter der Orogenese und Metamorphose der Saualpe (SCHÖNENBERG 1967) müßten voroberkarbonisch also ca. 20 km Gestein abgetragen oder anderweitig entfernt worden sein. Dies erscheint nach der bisherigen Kenntnis der geologischen Situation sehr unwahrscheinlich.

Es erhebt sich daher die Frage, ob nicht doch auch gerichteter Druck bei der Metamorphose eine stärkere Rolle gespielt haben kann. H. G. F. WINKLER und andere gestehen ihm einen mit steigender Temperatur geringer werdenden Anteil von max. 2-3 kb zu, der den Belastungsdruck verstärkt, in seiner Wirkung auf die Mineralreaktionen aber nicht von diesem zu unterscheiden ist.*) Jedoch wird die Einstellung stabiler Mineralgleichgewichte durch synmetamorphe Durchbewegung eindeutig beschleunigt, wie die Experimente von DACHILLE und ROY (1960) gezeigt haben.

Die kristallingeologischen Arbeiten in der Saualpe haben nun gewichtige Hinweise dafür erbracht, daß der Stress auf die Einstellung

*) Die teilweise stark veränderten Zahlenangaben in der 2. Auflage der „Genese der metamorphen Gesteine“ von H. G. F. WINKLER konnten leider nicht mehr berücksichtigt werden.

fazieskritischer Paragenesen einen höheren Einfluß ausüben dürfte, als das die bisherigen Ergebnisse der experimentellen Petrologie vermuten lassen:

Wie bereits gesagt, erscheint es aus geologischen Gründen unmöglich, die hohen Drucke von 7-8 kb allein dem statischen Belastungsdruck überlagernder Gesteine zuzuschreiben.

Ein weiteres Argument bilden die Gesteine der Zossener und Plankogelserie. Nach den ACF- und A'FK-Diagrammen der Staurolith-Almandin-Subfazies (H. G. F. WINKLER 1965 S. 88) können ihre Bestandteile Disthen, Staurolith und Almandin nicht im Gleichgewicht stehen, also nicht gleichzeitig gebildet sein. Wie schon früher erwähnt, besteht die Möglichkeit, daß der Disthen auf Kosten des Stauroliths unter zeitweilig höher metamorphen Bedingungen, die etwa denen der höher temperierten Disthen-Almandin-Muskovit-Subfazies entsprochen hätten, gewachsen ist. H. G. F. WINKLER (1965 S. 90) gibt für diese Reaktion folgende Gleichung: $\text{Staurolith} + \text{Quarz} \rightarrow \text{Disthen} + \text{Almandin} + \text{H}_2\text{O}$, doch sind die p -Bedingungen dieser Reaktion nicht bekannt. Die Umwandlung zu Disthen läßt sich in den Staurolith-Granat-Glimmerschiefern an den feinkörnigen Staurolith-Haufen direkt beobachten, während in den Muskovitschiefern mit kleinem Granat häufig klare, zersprungene Kristalle von Staurolith, Disthen und Granat nebeneinander vorkommen, ohne daß sich eine gegenseitige Verdrängung beobachten ließe. Die Disthenbildung ist also meist kein vollständig ablaufender Prozeß sondern vermutlich an Bereiche stärkerer horizontaler Differentialbewegung gebunden, wie sie LODEMANN (1966b) durch Messungen an gedrehten Granatporphyroblasten nachgewiesen hat. In diesen Bereichen, für die man sicher eine größere Stresskomponente einsetzen kann, ist Disthen wesentlich stärker verbreitet als in Zonen schwacher Zergleitung und es manchmal zu einer annähernd vollständigen Verdrängung von Staurolith durch Disthen gekommen. Zum Vergleich sei auf ein analoges, von ESKOLA (1961, zit. n. H. G. F. WINKLER 1965 S. 123) beschriebenes Beispiel aus Lappland hingewiesen, wo tektonisch nur schwach beanspruchte „Cordierit-Granulite“ mit echten Granuliten aus stark zerscherten Bereichen abwechseln. Kennzeichnet man in der Aufschlußkarte (Taf. 5) die Disthen führenden Gesteinsproben, so zeigt sich eine deutliche Häufung im oberen Teil der Staurolith-Granat-Glimmerschiefer zwischen Wriesen und Greutschach, sowie ein recht konstanter Disthen-Horizont im unteren Teil der Muskovitschiefer mit kleinem Granat. Die Gesteine der Plankogelserie weisen eine mehr diffuse Disthen-Verteilung auf.

4.24 Die Faziesänderungen innerhalb der einzelnen Serien

Die kristallinen Gesteine der Saualpe entstammen einer Geosynklinale, deren klastische und karbonatische Sedimente von Vulkaniten mit sehr verschiedenem Chemismus durchsetzt waren. Diese stofflichen Unterschiede haben die Metamorphose bis in tiefe Zonen hinunter überdauert. Die Vorkommen sedimentärer Reliktgefüge reichen tief in die Phyllitgruppe

hinein (THIEDIG 1966 Abb. 21). Hinweise auf ehemalige vulkanische Gefüge (Tuffe - Lava) finden sich auch noch in den Amphiboliten der Zossener Serie. Die Grenzen der Kartiereinheiten laufen meist parallel mit den primär stofflichen Unterschieden, und die Leitschichten gehen im allgemeinen auf eine besondere stoffliche Zusammensetzung zurück. Über einige Kilometer Entfernung lassen sich Änderungen des Gesteinsbestandes einer Leitschicht, Kartiereinheit oder ganzen Serie erfassen.

Was die Phyllitgruppe anbelangt, so ist die Mächtigkeit der Haimburg Trixener Marmore starken Schwankungen unterworfen (THIEDIG 1966), in der Wandelitzenserie kann die klastisch-karbonatische „Normalausbildung“ weitgehend durch intermediäre bis saure Vulkanitabkömmlinge ersetzt sein (KLEINSCHMIDT und WURM 1966). In der Waitschacher, Kräuping- und Zossener Serie vertreten sich in großem Umfang Amphibolite und Glimmerschiefer mit Marmoren. Außer diesem weiträumigen Fazieswechsel, der durch das gesamte, bisher kartierte Gebiet zwischen Lavanttal, Hüttenberg, Friesach und St. Veit a. d. Glan zu beobachten ist, führen enger begrenzte stoffliche Unterschiede im Ausgangsgestein zu lokalen, in der Karte meist durch Übersignatur gekennzeichneten Faziesunterschieden. Die wichtigste Rolle spielt hierbei der primäre Feldspatgehalt, der teils auf Arkosen, teils sicher auf Vulkanite zurückgeht. Er wird durch die Metamorphose — abgesehen von vereinzelt auftretender Saussuritisierung — in seinem Bestand nicht verändert, doch scheint er dem Biotitwachstum förderlich, und so sind die nicht scharf abzugrenzenden feldspatreichen Partien innerhalb der Glimmerschiefer schon äußerlich durch einen höheren Biotitgehalt charakterisiert. In vielen Fällen haben sich die stofflichen Unterschiede im Ausgangsgestein auch durch die Verteilung faziestypischer Minerale erhalten. So führen die Glimmerschiefer der Staurolith-Almandin-Subfazies keineswegs immer Staurolith, denn zu seiner Bildung ist wenig K_2O viel Al_2O_3 und wesentlich mehr FeO als MgO erforderlich; den Amphiboliten fehlt oft der Almandin. Von der Zossener bis in die Eklogitserie hinein ändert sich die Mineralfazies nicht mehr, auch wenn das Gleichgewicht der Minerale manchmal gestört ist. Das bedeutet, daß das entscheidende Kriterium für die Serienzuordnung der metaklastischen Gesteine dieser Serien nicht der faziestypische Mineralbestand darstellt, — er bleibt ja fast durchwegs gleich — sondern vor allem die Einlagerungen andersartiger Gesteine wie Meta-Ultrabasite, Metabasite, Marmore und Kalksilikatgesteine. Die Meta-Ultrabasite bleiben zu 95% auf die Plankogelserie beschränkt, und die Korngrößen der Marmore nehmen nach der Tiefe hin im allgemeinen noch zu, jedoch sind die Kalksilikatgesteine von solchen aus der weit tieferen Schiefergneisgruppe oft kaum zu unterscheiden.

In der Eklogitserie hat sich gezeigt, daß ein mehr oder weniger einheitliches Ausgangsgestein durch unterschiedliche tektonische Beanspruchung und Rekristallisation in zweierlei Gestalt, als Disthenflaser-Gneis mit Relikten der präkinematischen Paragenese (Disthen-Paramorphosen, kataklastischer Plagioklas) und reliktfreier total rekristallisierter Disthen-Staurolith-Schiefergneis auftreten kann (WEISSENBACH 1963). Ich

möchte deshalb von einer metamorph-tektonischen Fazies vom „Disthenflaser-Gneis-Typ“, mit blastokataklastischem Gefüge und schwacher Rekristallisation einerseits, und einer metamorph-tektonischen Fazies vom „Schiefergneis-Typ“, mit kristalloblastischem Gefüge und starker Rekristallisation andererseits, sprechen, weil diese beiden Gesteine, der Disthenflaser-Gneis und der Disthen-Stauroolith-Schiefergneis, als Prototypen der jeweiligen Fazies gelten können.

Die beiden durch Gefüge und Ausmaß der Rekristallisation definierten Faziestypen finden sich in den höheren Serien einschließlich der Zossener Serie, immer wieder und lassen sich mehr oder weniger gut auseinanderhalten, natürlich gibt es auch alle Übergänge. Der Unterschied der beiden Faziestypen ist innerhalb einer Serie oft größer als der zwischen den gleichen Faziestypen verschiedener Serien! Die folgende Aufstellung gibt eine Übersicht und macht auch dies deutlich:

Serienbezeichnung	Fazies vom Schiefergneis-Typ	Fazies vom Disthenflaser-Gneis-Typ
Zossener Serie	flaserig-schichtige Stauroolith-Granat- Glimmerschiefer	massig-zähe Stauroolith Granat-Glimmerschiefer
Plankogelserie	Zweiglimmer- Feldsp.-Schiefer Granat-Disthen Glimmerschiefer	Zweiglimmergneis
Serie der injizierten Glimmerschiefer	injizierte Glimmerschiefer i. e. S.	Disthenflaser-Gneis I
Eklogitserie	Disthen-Stauroolith- Schiefergneis	Disthenflaser-Gneis II + III

Der Wechsel zwischen den beiden Gesteinsausbildungen kann sehr rasch und unregelmäßig vor sich gehen, sodaß eine Darstellung in der Karte sehr erschwert wird. Die Kartierung kann dann nur Bereiche ausscheiden wo eine Fazies aufs Ganze gesehen die andere überwiegt. Jeder Bearbeiter wird wahrscheinlich die Grenzen etwas anders legen, und es wäre unnützlich, über ihren Verlauf zu diskutieren, denn es liegen ihnen ja nicht stoffliche oder mineralfaziale Unterschiede, sondern durch die tektonische Beanspruchung hervorgerufene Gefüge und Kristallisationsmerkmale zugrunde; nicht einmal die mikroskopische Untersuchung könnte eine eindeutige Entscheidung herbeiführen.

Abb. 7: Plattige Zweiglimmergneise (Plankogelserie) im SW des Muroolz in 1200 m Höhe. Treppenfaltung mit starker S-Vergenz. Linsen aus Gangquarz und geschiefertem Pegmatit. Aufschluß D 2-22.

Abb. 8: Wechselfolge von Granat-Amphibolit und Feldspat-Zweiglimmerschiefern der Zossener Serie. 300 m S Wronas. Stark disharmonische Wellblechfaltung. Steilstellungszone Tschertsche-Tarmannkogel-Schaffler. Bei Aufreißen der hOl-Klüfte war das Gestein noch plastisch, es kam zu schwachen Schleppungen. Aufschluß G 2-29.

Abb. 9: Stehende Falten im Amphibolit mit stark geneigtem Falten Spiegel: Wellblechfaltung. Aufschluß G 2-8, SW Wronas.

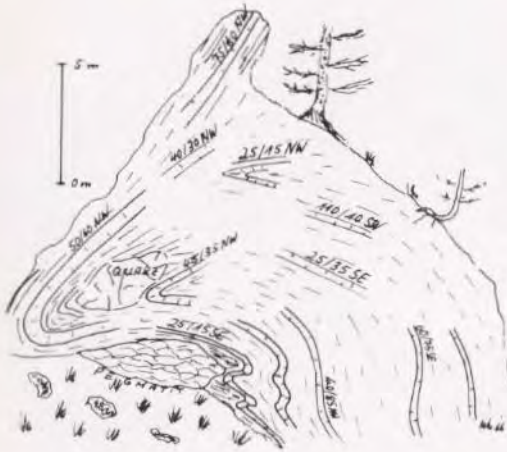


Abb. 7

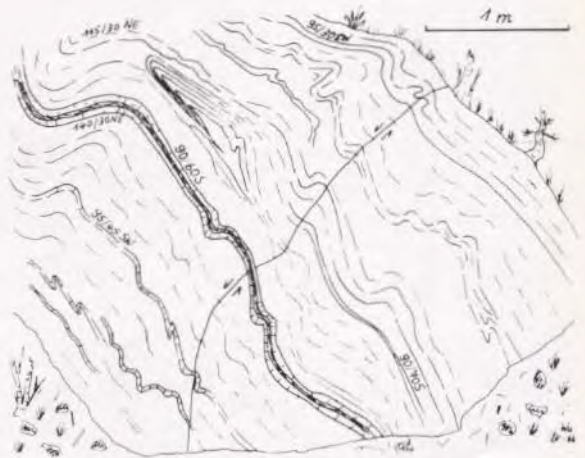
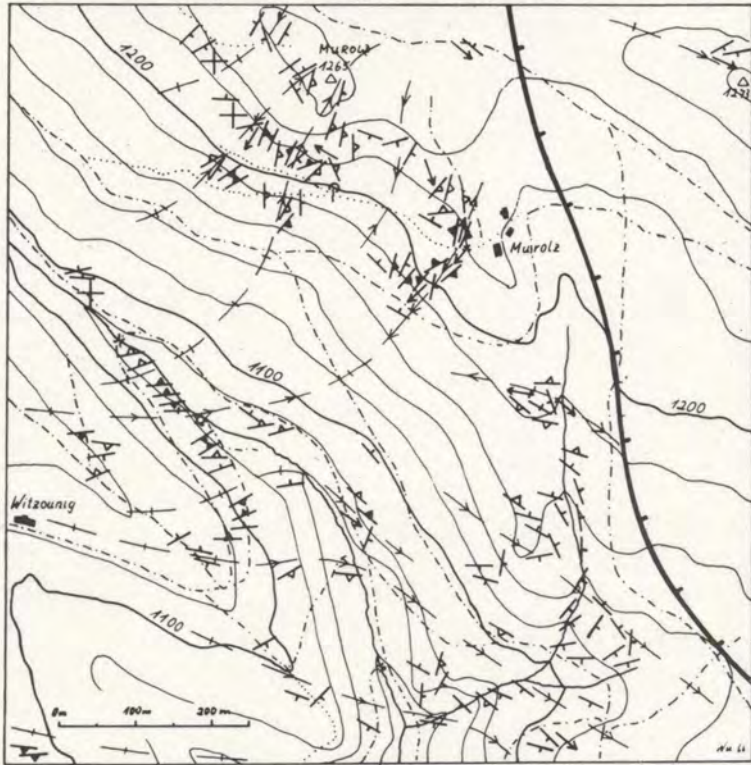


Abb. 8



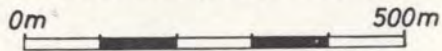
Abb. 9

Abb.10 Vergrößerung des Planquadrats D2



Zone der Achsenverbiegung zwischen Witzounig und Muroz
Strukturkarte

— — — — — STREICHLINIEN DER LINEARE UND B - AXSEN; ÜBRIGE ZEICHEN: TEKT. KART



TEKTONISCHE ÜBERSICHTSKARTE DER SÜDÖSTLICHEN SAUALPE IN KÄRNTEN

14° 40' ö. v. Gr.



- Kartier-Gebiete:
- ① KLEIN-SCHMIDT 1965
(CARINTHIA II, 76, S. 108-140, 1966)
 - ② KLEINSCHMIDT (1967 od. 68)
 - ③ THIEDIG 1966
(Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, 16, S. 5-70)
 - ④ LODEMANN 1966
(N. Jb. Miner. Abh., 104, S. 283-315)
 - ⑤ FUCHS 1965 (unveröff.)

Maßstab ca. 1: 50 000

0 1 km 2 km

↑
Störungen, gesichert und vermutet

Steilstellungs-zonen

Achsenrotations-zonen

Die Gründe für die verschieden intensive tektonische Beanspruchung sind schwer zu durchschauen. Die Vermutung liegt nahe, daß die im vorigen Kapitel erwähnte Stress-Komponente des insgesamt wirksam gewordenen Drucks eine Rolle spielt. Das Ausgangsgestein reagiert auf sie je nach innerem Widerstand, Scherfestigkeit und Druckleitfähigkeit sehr verschieden. Auch Einlagerungen anderer Gesteine, z. B. von Amphiboliten, haben sich ausgewirkt. So beschreibt (HECHT 1966) von Schiefergneis-Säumen umgebene, nicht faltbare Amphibolitkörper inmitten von Disthenfaser-Gneisen. Geringe stoffliche Unterschiede waren im jeweiligen Ausgangsgestein sicher vorhanden — der hohe Feldspatgehalt der Zweiglimmergneise ist wohl zu einem sehr großen Teil primär — ihre Auswirkung auf den Gesteinshabitus blieb aber meist hinter der der Tektonik zurück, hat diese aber vielleicht auch beeinflußt.

5.0

Tektonik

Die starke Zerschierung und oft intensive Verfaltung, die die heute kristallinen Gesteine der Saualpe während der variskischen Orogenese und Metamorphose im Handstück- und Aufschlußbereich erfahren haben, wirken sich in der geologischen Karte nur sehr wenig aus. Die Grenzen zwischen den Serien und Kartiereinheiten zeigen einen ziemlich geradlinigen und regelmäßigen Verlauf und lassen unterschiedlich und nach verschiedenen Richtungen geneigte Schichtpakete von ziemlich konstanter Mächtigkeit vermuten. Die alpidische Bruchtektonik brachte eine Zerlegung in Horste und Gräben verschiedener Dimension, doch ist der Anschluß der Kartiereinheiten von Scholle zu Scholle immer zu finden.

Es konnte für das gesamte Saualpenkristallin nachgewiesen werden, daß tektonische Schieferungsflächen (sf) und stoffliche Unterschiede der Gesteine weitgehend parallel laufen, und sf oft identisch mit ss ist. Die Einmessung von fast 6000 s-Flächen und ihre statistische Auswertung hat gezeigt, daß nahezu das ganze Gebiet einheitlich verformt wurde. E der Straße Fudelnig—Tarmannkogel—Tenonig herrscht strenge Parallelität aller tektonischen Elemente, deren Streichen sich um die WNW-ESE-Richtung bewegt. Westlich dieser Linie zeigen die s-Flächen, teilweise auf Grund ihrer meist flachen Lagerung, generell stärker schwankende Streichrichtungen. Grundsätzlich scheinen nach dem Bild der tektonischen Karte (Taf. 5) auch die Richtungen der Lineare und B-Achsen W des Pustritzer Verwurfes im Bereich der tieferen Serien (einschließlich der Zossener Serie) etwas stärker zu streuen. Mit Vorbehalt möchte ich diese Erscheinung als Anzeichen für Stockwerktektonik betrachten. Allgemein abweichende B-Achsen und Linearen-Richtungen zeigt nur das Gebiet am E-Rand des Grafenbacher Horstes (Diagramm 2.2 auf Abbildung 11) zwischen Murolz und Witzounig und die Region N Grafenbach (Diagramm 1.2 Abb. 11).

Die Beschaffenheit der Gesteine war für das tektonische Formungsbild von großer Bedeutung. Die hohe Teilbeweglichkeit der Glimmerschiefer ermöglichte deren starke Zerschierung, die enge, kurzwellige Faltung wird

meist nur dann sichtbar, wenn sie kompetente, faltbare Lagen aus Quarz Amphibolit o. ä. nachzeichnen. Die intensivste Verfaltung zeigen die plattigen Amphibolithe des Sauerschnig-Komplexes (Abbildung 6), die Zweiglimmergneise der Plankogelserie (Abbildung 7) und die dünnplattigen Marmore SE Bradatz. In diesen Gesteinen ist ein sehr deutliches s-Flächengefüge entwickelt, das sich an die stofflichen Inhomogenitätsflächen anlehnt. Parallel zu den Faltenachsen verläuft in den Amphiboliten eine deutliche Lineation, die in den gröberkörnigen Gesteinen durch die Rekristallisation meist stark verwischt wurde. Auch die Glimmerschiefer zeigen kräftige Lineare, ihre Richtung ist jedoch auf den unregelmäßig knotigen s-Flächen stärkeren Schwankungen unterworfen.

Enthalten die einzelnen Schollen auch sehr verschiedene Gesteine, so ist doch der großräumige Bau- und Verformungsstil überall ungefähr gleich: Zonen flacher Lagerung mit wechselndem Einfallen werden durch Steilstellungszonen verschiedener Breite unterbrochen. In diesen taucht der Falten Spiegel steil nach S ab, und der Gesteinsverband kann bei stark alternierenden Fallrichtungen im Endeffekt seiger stehen. Die Vergenz der Faltung ist in den allermeisten Fällen nach S gerichtet, aber im allgemeinen nicht besonders stark ausgeprägt (Abbildung 5 und 6, Abbildung 7—9; Abbildung 12 und 13; Abbildung 19). Im Gebiet W des oberen Grafenbachs lösen flache Anti- und Synklinale einander ab, und die Gesteine N Grafenbach scheinen entlang der Grafenbacher Störung aufgebogen. Die Verstellung zu Gräben und Horsten erfolgte etwa parallel zur Lavantaler Störungszone, dem Griffener Verwurf (HÖFER 1894) und der Görtschitztaler Störungszone durch NNW-SSE-Störungen wechselnden Bewegungssinns.

Die Schollen boten die Grundlage für die Aufteilung des Gebietes in übergeordnete Meßbereiche (Nr. 1 bis 4) und wurden, soweit sinnvoll, noch weiter zu möglichst homogenen tektonischen Einheiten untergliedert (s. tekt. Karte Taf. 5). In erster Linie wurden die Zonen flacher und steiler Lagerung auseinandergelassen und dann noch die Gebiete mit anders orientierten (rotierten) Achsen abgetrennt.

5.1

Die Flachzonen

Aus der tektonischen Karte geht die starke Streuung der Streichrichtungen in den Flachzonen und das flache Einfallen der s-Flächen nach allen Richtungen deutlich hervor. Diese Beobachtung wird durch die statistische Auswertung der s-Flächen-Messungen aus den Flachzonen eindeutig bestätigt. Die Polpunkte der s-Flächen bilden deutliche Maxima in der Nähe des Mittelpunktes (Diagramm 1.1, 2.4, 4.2 Abbildung 11), oder lassen auf flache Wellung mit weit umlaufendem Streichen schließen (Diagr. 2.1, 3.1, 3.23 Abb. 11).

Abb. 11: Polpunkt-Diagramme der s-Flächen sowie Lineare und B-Achsen: Flachzonen 1.1, 2.4, 4.2 und 2.1, 3.1, 3.23; Aufbiegungszone im E der Spitzstein-Tribalbach-Einheit 1.2; Zone der Achsenrotation Witzounig-Murolz 2.2; Steilstellungszonen 2.3, 3.22, 4.1, 4.3.

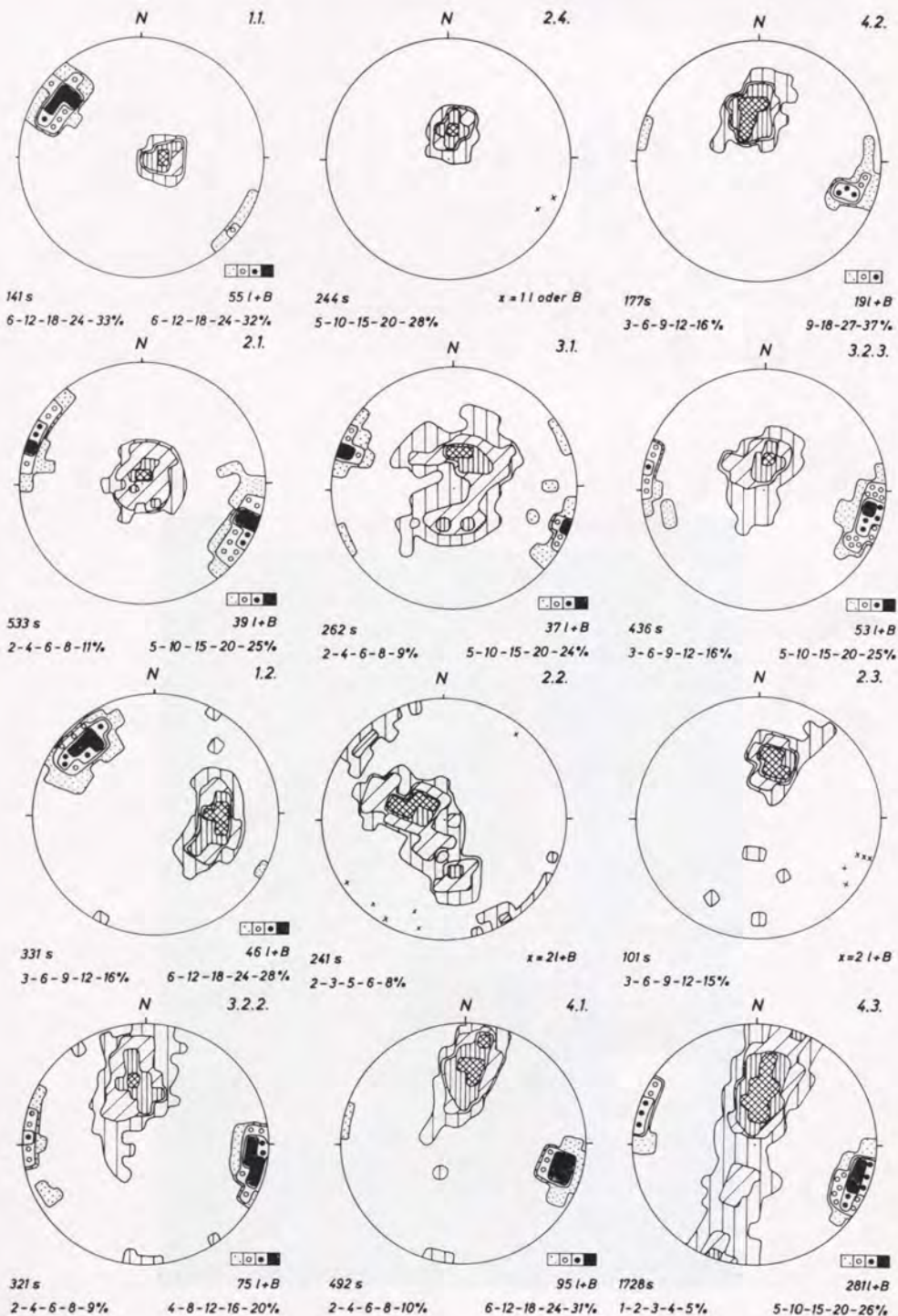


Abb. 11



Abb. 12



Abb. 13

Innerhalb der weitläufig verbogenen Flachzonen kristallisieren sich zwei, auch im Gelände überschaubare Strukturen heraus: Eine Mulde SE Bradatz (s. Taf. 5) und eine Sattelstruktur N Rebernig im flachliegenden Bereich zwischen Steilstellungs- und Achsenrotationszone (Abbildung 10). Beide Elemente streichen NW-SE, die Achsen sind bei der Bradatz-Mulde nach W, im Rebernig-Sattel nach E geneigt.

Die Lineare und B-Achsen neigen sich aus ihrer indifferent horizontalen Lage im Zentrum des Gebietes (Grafenbach—Wölfnitzbach) deutlich nach W und E. Ihre Richtung weist in der Spitzstein-Tribalbach-Einheit (NNW Grafenbach) nach NW und weicht damit von den übrigen Richtungen um 20—30° ab.

5.2

Die Steilstellungszone

Als „Steilstellungszone“ bezeichne ich einen im Gelände eindeutig abgrenzbaren Bereich, der als Ganzes gesehen einen steilen Verlauf der Gesteinsgrenzen zeigt, randlich von Zonen deutlich flacherer Lagerung begleitet wird, und dessen s-Flächen überwiegend wellblech- und treppenartig verformt wurden.

Unter „Wellblechfaltung“ ist ein System aus dm-großen Falten mit steil oder senkrecht stehendem Falten Spiegel zu verstehen (Abbildung 8 und 9).

Die „Treppenfaltung“ erfaßt etwas größere Bereiche; Höhe und Breite der einzelnen „Stufen“ haben Ausmaße von einigen Metern bis Zehnermetern (Abbildung 5; Abbildung 7; Abbildung 12) und sind im Gelände schwieriger zu erkennen. Beide Faltungstypen hängen eng miteinander zusammen und können ineinander übergehen. So ist der steil stehende Teil der Stufen, die Stufen-„Lehne“, oft intensiv wellblechgefaltet.

Auch in den s-Flächen-Diagrammen kommt dieser Verformungsstil zum Ausdruck: Die Diagramme 2.3, 3.22, 4.1, 4.3 auf Abbildung 11 zeigen alle mehr oder weniger vollständige ac-Gürtel mit Maxima bei mittleren und steilen Einfallswerten, die der Wellblech- bzw. Treppenfaltung entsprechen (z. B. 4.3).

Besonders gute Beispiele für Treppenfaltung — häufig mit Wellblechfaltung kombiniert — bietet der SW-Abhang des Murolz am E Rand des Grafenbacher Horstes (Abbildung 12) der untere Teil des Seitentales SW Wronas (Tenonig-Graben), und der Bachriß SSW Hölli.

An der südöstlichen Saualpe gibt es Steilstellungszone in fast allen Serien zwischen den Haimburg Trixener Marmoren und der Plankogel-

Abb. 12: Schematischer Aufriß vom SW-Hang des Murolz. Die Aufschlüsse im Zweiglimmergneis sind maßstäblich eingetragen, die Hangneigung blieb unberücksichtigt. Disharmonische Treppenfaltung in der Achsenrotationszone Witzounig-Murolz.

Abb. 13: Wellblechgefalteter Glimmerquarzit, senkrecht B geschnitten, rechts ist Süden. Aufschluß L 3-31, E Knibernig.

serie (s. tekt. Übersichtskarte Taf. 3). Durch junge, querschlägige Störungen wurden vielfach Zonen aus sehr verschiedener Tiefenlage nebeneinandergerückt, doch konnte im Innern der Saualpe nirgends eine Störung parallel B beobachtet werden. Die Falten der Steilstellungszonen sind durchgehend rekristallisiert und weisen eindeutig auf synmetamorphe, also variskische Entstehung. Nur die Saualpen-Südrand-Flexur, die in ihrer ersten Anlage sicher auf eine variskische Steilstellungszone zurückgeht und N Griffen streckenweise auch noch als solche besteht (KLEIN-SCHMIDT 1965), ist auf großen Strecken an Störungen abgerissen (THIEDIG 1966).

In ihrer Längsausdehnung wurden die bisher beobachteten Steilstellungszonen immer durch Störungen begrenzt, in der Breite lassen sich sehr große Unterschiede feststellen, sie schwankt zwischen 200 m S Rebernig und etwa 2 km N Pustritz; dies dürfte aber eine Ausnahme darstellen und eventuell im Zusammenhang mit dem mächtigen Amphibolitkörper stehen, denn E der Renkerbachstörung wurde nur noch die Fortsetzung der phyllitischen Glimmerschiefer im Raum von Lamm von der Steilstellungszone erfaßt. Das Kartenbild der Steilstellungszonen zeigt charakteristisch die Umgebung von Tschrietes: Die Gesteinsgrenzen werden von den Höhenlinien nahezu senkrecht geschnitten.

Das Verformungsbild der Aufschlüsse in den Steilstellungszonen (Abb. 8 und 9) findet sich fast unverändert in der Dimension des Handstücks (Abbildung 13), des Dünnschliffs (Abbildung 14) und auch eines mehrere hundert Quadratmeter umfassenden Aufschlußsystems wieder (Abbildung 12), und auch der Wechsel von Flachzonen und steiler Lagerung im km-Bereich ist im Prinzip eine Treppenfaltung (s. Taf. 4).

Die senkrecht B geschnittenen, feingebänderten Quarzite der Wietingserie (Aufschluß L 3-31, NE Knibernig) zeigen im Handstück (Abbildung 13) neben bruchlosen, etwa wellblechförmigen Verbiegungen mit stark geneigtem Falten Spiegel auch unregelmäßig verteilte, häufig aber sehr dicht stehende Scherflächen parallel B (hOl-Flächen). An ihnen wurde die Bänderung, die auf stoffliche Unterschiede zurückgeht und damit gleich ss ist, im Sinne einer weiteren Einengung zerschert. Die unregelmäßige Verteilung der Scherflächen und die meist nur sehr geringen Verschiebungsbeträge weisen darauf hin, daß es sich nicht um eine durchgehende Schieferung handelt, sondern daß die Bewegungen in engem Zusammenhang mit der Faltung, an besonders stark beanspruchten Stellen entstanden sind. In den meisten Fällen blieb die Schieferung in statu nascenti, nur selten scheint sie das ursprünglich stark geneigte, nur wenig verbogene s zu spitzen Falten mit \perp senkrechter Achsenebene verformt zu haben. Das Bild dieser Scherfalten hat große Ähnlichkeit mit den Falten in Aufschluß G 2-8 (Abbildung 9), und vielleicht hat auch bei deren Entstehung eine Schieferung mitgewirkt. Auch die Scherflächen lassen

Abb. 14: Wellblechfaltung im Dünnschliff. Wechsellagerung von Glimmer, Epidot und Erz mit Quarz und Feldspat. Schnitt senkrecht B, rechts ist S. Schliff G 3-43 (Dipl.Arb.), 12-fach, Nicols //.

Abb. 15: (1) und (3) sind hOl-Flächen, (2) ist die ac-Ebene.

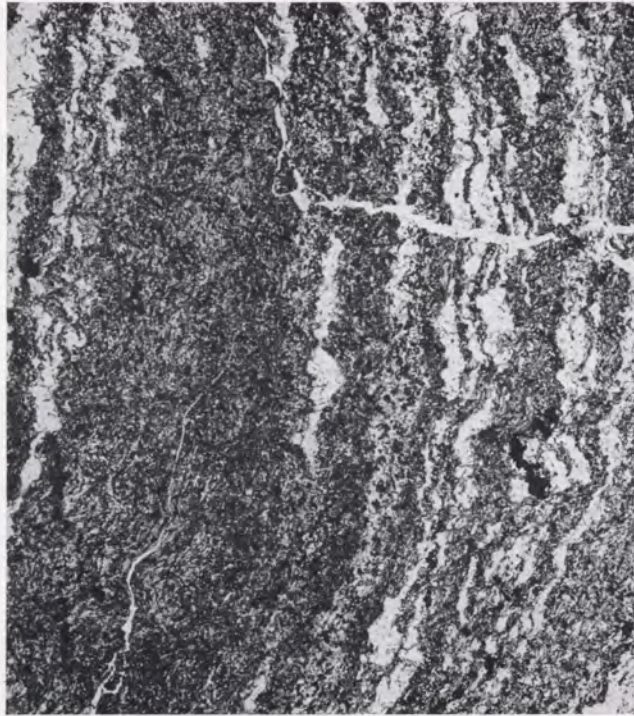
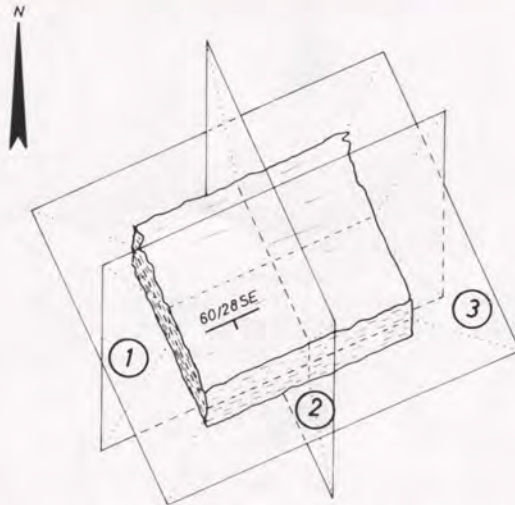


Abb. 14



Lage und Bezifferung der Schliffe im orientierten Handstück

Abb. 15

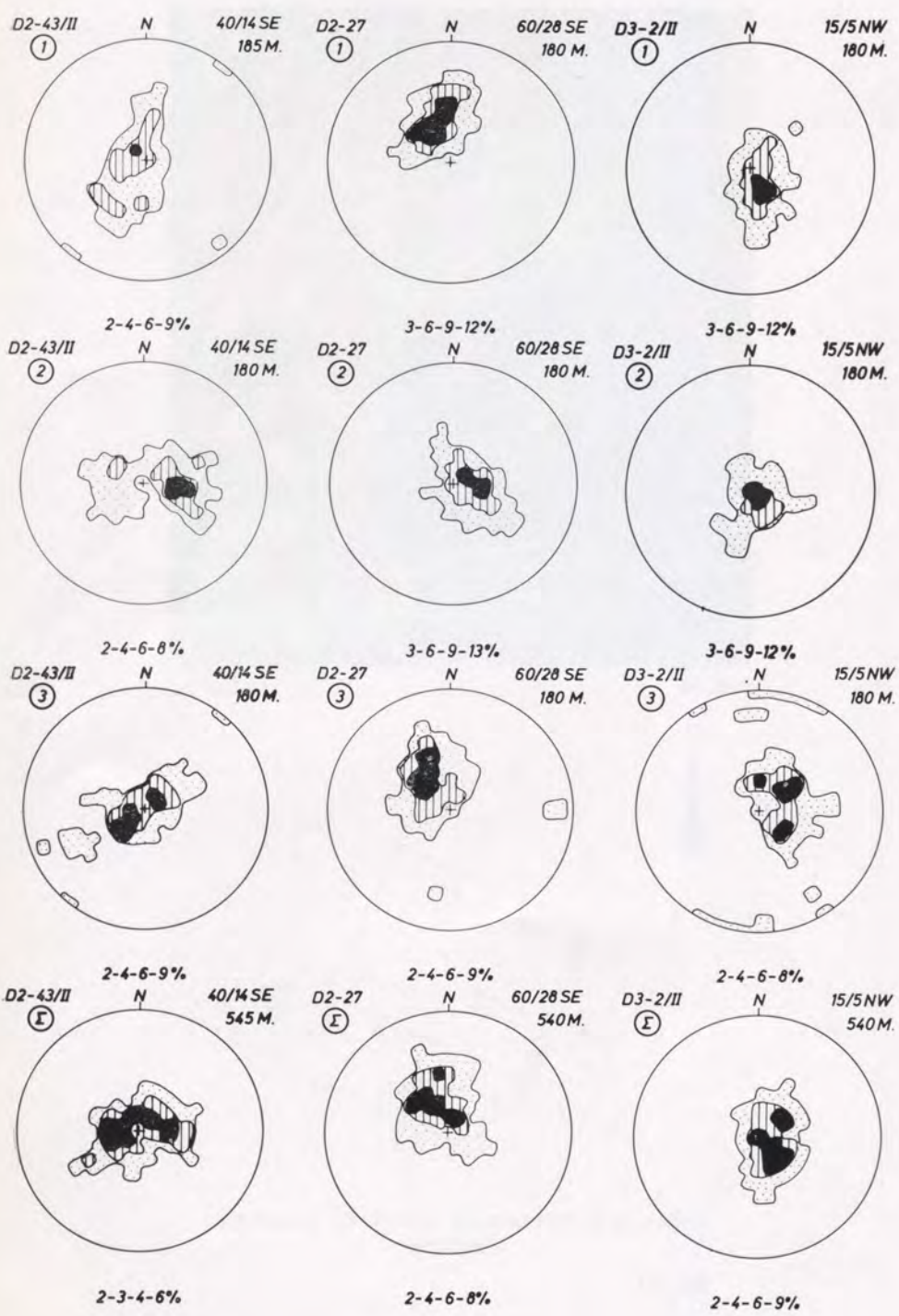


Abb. 16

sich im Aufschlußbereich wiederfinden. Aufschluß G 2-29 (Abbildung 8) und K 2-27 (Abbildung 6) zeigen analoge Bewegungsflächen.

Von den Verschiebungsflächen abgesehen, erscheint der gesamte Gesteinskomplex bis in den Dünnschliffbereich hinein nach den gleichen Gesetzen und damit einheitlich verformt. Diese Behauptung sollte durch die Untersuchung des Glimmergefüges in fünf Proben aus Flach- und Steilstellungszonen auf dem Universal-Drehtisch untermauert werden. Es interessierte dabei vor allem die Frage, inwieweit Glimmerregelung und makroskopisch gemessenes s-Flächengefüge miteinander übereinstimmen und ob sich das Glimmergefüge flach liegender Proben von dem in steiler Lagerung entnommener Stücke unterscheiden läßt, und damit Hinweise auf den Entstehungsmechanismus der Steilstellungszonen geben kann.

5.21 **Arbeitsgrundlage der Glimmergefüge-Messung am U-Tisch:**

Die fünf orientiert entnommenen Proben, von denen je drei, aufeinander senkrecht stehende Dünnschliffe angefertigt wurden (Abbildung 15), entstammen alle den Zweiglimmergneisen der Plankogelserie, womit gleiche petrographische Voraussetzungen gewährleistet sind. Die Lage der Proben ist aus der Aufschlußkarte (Taf. 5) zu ersehen, zwei stammen aus der Achsenrotationszone im Raum Muroz, die andern aus der Steilstellungszone bei Rebernic und der nördlichen und südlichen Flachzone. Es wurden in jedem Schliff 180—190 Achsen und Spaltrisse von Glimmern eingemessen, auf die an der Probe gemessene, ihre Lage im Raum bestimmende s-Fläche transformiert und in einem Polpunktdiagramm dargestellt. In jeder Schnittlage (1), (2), (3) werden andere Glimmerplättchen erfaßt, und so zeigen die drei Einzeldiagramme einer Probe sehr verschiedene Verteilung der Polpunkte. Dadurch wird häufig eine Auflösung des Gesamtbildes der Verformung in einzelne Bewegungsrichtungen ermöglicht. Aus der Summierung der Einzeldiagramme läßt sich dann die Regelung der Glimmer entnehmen.

5.22 **Ergebnisse der U-Tisch-Messungen**

5.221 Schliffe aus Flachzonen oder flachliegenden Proben: D 2-43/II, D 2-27, und D 3-2/II (Diagramme Abb. 16 nebenstehend)

Die Schnitte parallel der Streichrichtung D 2-43/II (1), D 2-27 (1), D 3-2/II (1) zeigen deutlich eine flache Wellung der Glimmer um eine Achse, die senkrecht zur Streichrichtung und damit parallel der Fallrichtung verläuft.

Abb. 16: Polpunktdiagramme der mit dem U-Tisch eingemessenen Glimmergefüge: Schliffe aus Flachzonen oder flachliegenden Proben. Die Schnitte D 2-43/II (1), D 2-27 (1) und D 3-2 (1) liegen parallel der Streichrichtung, die Schnitte D 2-43/II (2) usw. senkrecht zu ihr und die Schnitte D 2-43/II (3) laufen parallel der s-Fläche.

Bei den Schnitten senkrecht zur Streichrichtung D 2-43/II (2), D 2-27 (2), D 3-2/II (2) fand die Wellung entsprechend um eine parallel zu ihr verlaufende Achse statt.

Die logische Folgerung dieses Verhaltens ist eine stärkere Streuung und ein weit umlaufendes Streichen in den Schnittlagen parallel der s-Fläche D 2-43/II (3), D 2-27 (3) und D 3-2/II (3).

Die Summe der drei Diagramme zeigt deutlich, wie sich die überwiegende Mehrzahl der Glimmerpole um den Durchstichpunkt der s-Flächennormale der orientierten Probe scharen.

Die Streichrichtungen der drei Proben weichen ziemlich voneinander ab, und genau so tun es die zu ihnen parallel oder senkrecht laufenden Achsen der Glimmerwellung, die auch in ihrem Einfallen dem der drei Proben folgen. Demnach scheint die Wellung des Glimmergefüges in flach liegenden Bereichen in keiner Beziehung zu den makroskopisch ermittelten B-Achsen und Linearen zu stehen. (Im Aufschluß D 2-27 wurden Lineare mit 90/18 E gemessen.) Diese tektonischen Elemente lassen sich an flach liegenden Gesteinen auch nur sehr selten feststellen. Es kann öfters innerhalb eines Aufschlusses beobachtet werden, daß eine auf steil stehenden Schichten gut ausgebildete B-Lineation bei der Umbiegung zu flacher Lagerung verschwindet (z. B. Aufschluß K 2-15, SE Schneider).

5.222 Schiffe aus Steilstellungszonen: D 2-43/I, D 3-28
(Diagramme in Abb. 17 nebenstehend)

Schon die beiden Schiffe parallel zur Streichrichtung, D 2-43/I (1) und D 3-28 (1) zeigen eine starke Drehung der Glimmer um Achsen, die etwa parallel den makroskopisch gemessenen verlaufen: 45/10 NE bei D 2-43/I (Achsenrotationszone) und 130/10 SE bei D 3-28. Bei D 2-43/I (1) ist darüber hinaus eine sehr starke Streuung der Glimmerpole zu vermerken.

Senkrecht B und zur Streichrichtung bilden die Polpunkte der Glimmer und ihre Achsen in den Diagrammen D 2-43/I (2) und D 3-28 (2) schmale ac-Gürtel aus, die ihre tautozonale Anordnung um die flachliegenden Achsen deutlich widerspiegeln. Sie ist den s-Flächen-Diagrammen der Steilstellungszonen verblüffend ähnlich (z. B. 4.3 Abbildung 11), und die auch dort durch Wellblech- und Treppenfaltung verursachten Häufungen im Zentrum, bei 40—60° und bei 90° Einfallen lassen sich im Ansatz erkennen.

In den Schnitten parallel zu den s-Flächen, D 2-43/I (3) und D 3-28 (3), erreicht die Streuung der Glimmerpole ihren höchsten Wert, doch kristallisieren sich in beiden Fällen zwei bevorzugte Achsenrichtungen heraus, um die sich die Mehrzahl der Glimmer anordnet. Sie stehen nahezu senkrecht aufeinander, und es entsteht im Prinzip das gleiche Bild wie in den Flachzonen, doch wurden die Glimmer wesentlich stärker verstellt. Die Nebenachsen fallen steil mit den s-Flächen ein, und die Glimmer haben sich unregelmäßig um sie gewickelt.

Die Summierungen der drei Einzeldiagramme enthalten gegenüber diesen keine bemerkenswerten Veränderungen. Im Gegensatz zu den flach-

liegenden Gesteinen zeigen die Proben aus steil gestellten Schichten eine gute Übereinstimmung zwischen den im Aufschluß gemessenen Linearen und B-Achsen und den u. d. M. ermittelten Achsen der Glimmerregelung (s. tekt. Karte Taf. 5). Die Durchbewegung war demnach in den Steilstellungszonen auch im Korngefüge wesentlich intensiver als in den Gesteinen der Flachzonen (Abb. 18).

5.23 Versuche zur Erklärung des Phänomens der Steilstellungszonen

Die erste Deutung der Steilstellungszonen und ihres Entstehungsmechanismus mag in Richtung „Flexur“ gehen. Dem muß entgegengehalten werden, daß in den Steilstellungszonen nirgends eine Streckung des Gesteins und damit auch des Gefüges beobachtet werden konnte, wie es der Bewegungsmechanismus „Flexur“ erfordern würde, sondern die enge Verfaltung bis ins Korngefüge hinein, mit teilweise stark schwankenden Achsenrichtungen und auch die Ansätze von Schieferung (Abb. 13 v. S.) sprechen für das Gegenteil: Zusammenstauchung, Verknetung und starke Einengung.

Die gute Kornregelung in den Flachzonen, wie sie in dem plattigen s-Flächen-Gefüge und auch den Korngefüge-Untersuchungen in den Zweiglimmergneisen zum Ausdruck kommt, weist vielleicht auf einen lokal stärkeren, gerichteten Druck in diesen Bereichen und man kommt dann zu folgender erster Entstehungs-Hypothese:

Gestein mit hoher Plastizität fließt über eine sich ständig vertiefende Stufe, deren Endhöhe sehr unterschiedliche Werte erreichen kann. Dieser Vorgang ist nach den Aufschlußbildern (Abbildung 8 und 9; Abbildung 12) durchaus vorstellbar. In sehr leicht faltbaren Amphiboliten hat die Verfaltung auch noch auf schon flach liegende Bereiche — etwa am Fuß der Stufen — übergriffen und steilstehende (Abbildung 6) oder schwach südvergente Falten (Abbildung 9; Abb. 19) geschaffen. Die Korngefüge-Untersuchungen haben den letzten Beweis dafür erbracht, daß diese plastische Verformung auch noch die kleinste Gefügeeinheit erfaßte, und die Steilstellungszonen damit sicher synmetamorph und syn- bis postkristallin in Bezug auf die Deformation rekristallisiert wurden. Niveau-Unterschiede in tiefen Zonen müssen also eine Verformung der sich im hoch teilbeweglichen Zustand befindlichen, darüberliegenden Schichten bewirkt haben. Trotz des herrschenden hohen allseitigen Drucks ist man versucht, bei der Entstehung der Wellblech- und Treppenfaltung an die Mitwirkung der Schwerkraft zu denken, denn sie erinnert in der Form oft an die von FALCON und HARRISON (1934) u. a. beschriebenen „collapse structures“. Unter anderen Faltungstypen, z. B. Schleppfalten, Gleitbrettfalten (WALTER SCHMIDT 1932), wird bei weitem nicht diese, zumindest formale Übereinstimmung erreicht. Der Faltungsvorgang muß

Abb. 17: Polpunktdiagramme der mit dem U-Tisch eingemessenen Glimmergefüge: Schiffe aus Steilstellungszonen. Die Schnitte D 2-43/I (1) und D 3-28 (1) liegen parallel der Streichrichtung, die Schnitte D 2-43/I (2) usw. stehen senkrecht zu ihr und die Schnitte D 2-43/I (3) usw. laufen parallel der s-Fläche.

sich sehr langsam abgespielt haben, sodaß die Dislokation des Untergrundes, den man sich wohl kaum starr, aber doch weniger teilbeweglich als das gefaltete Gestein vorzustellen hat, nicht zu Dehnungen oder gar Zerreißen führen konnte. Eher erscheint entlang der Dislokationsstufe eine Zone verminderten Drucks entstanden zu sein, in die von den überlagernden Gesteinsmassen kontinuierlich Gestein hineingepreßt wurde. Ob sich die Gesteinsmächtigkeit im Bereich der Flachzonen verringerte, weil Material von dort in die Steilstellungszonen hineinwanderte, läßt sich nicht nachweisen, doch deutet die gute Paralleltextur und Glimmerregelung zumindest auf eine starke, s-parallele Bewegungskomponente hin.

Eine zweite Deutung der Steilstellungszonen lehnt sich an Beobachtungen von KIENOW (1953) im Kristallin Norwegens an. Dort wurde ein Wechsel von flacher und steiler, bzw. gefalteter und ungefalteter Lagerung beobachtet, wobei die unruhige Lagerung weniger in Erscheinung tritt, da sie auf eng begrenzte Zonen beschränkt bleibt. Bei den Falten handelt es sich um Biegefallen, was vor allem an Marmoren, Amphiboliten und anderen kompetenten Gesteinen deutlich wird. Sie zeigen eine sehr starke Vergenz und können deshalb nicht unter horizontaler Druckspannung, die unweigerlich zu einer Zerschering geführt hätte, entstanden sein. KIENOW nimmt deshalb horizontale Schubspannungen an „wie sie durch Unterströmungsvorgänge u. ä. in tieferen Krustenteilen sicherlich oft erzeugt werden“. Derartige Unterströmungsvorgänge könnten, auf die Steilstellungszonen angewandt, das auslösende Moment für die Senkungsbewegungen im Untergrund gewesen sein, denn auch die Wellblech- und Treppenfaltung ist eine reine Biegefallung, wenn auch nicht mit extremer Vergenz. Nach dieser Deutung wäre sie also nicht durch passives „über-eine-Stufe-fließen“ entstanden, sondern ein horizontaler Schub hätte das plastische Gesteinsmaterial über den langsam absinkenden Dislokationszonen, wo eine horizontale Druckspannung fehlte, zu engen Biegefallen zusammengestaucht.

Überlegungen zu den physikalischen Bedingungen der Metamorphose lassen es vermuten und die Beobachtungen von LODEMANN (1966b) an gedrehten Granatporphyroblasten sind ein weiterer Hinweis, daß während der Metamorphose das Gestein durch horizontale Schubkräfte beansprucht wurde. Es gilt dann aber noch, die divergierenden Richtungen dieser Schubkräfte auf einen Nenner zu bringen. Sie sollen nach LODEMANN von SE nach NW gewirkt haben, wogegen die Steilstellungszonen durch einen NNE-SSW-Schub hervorgerufen scheinen. Die beiden Schubrichtungen sind vielleicht dann zu vereinbaren, wenn man sich vorstellt, daß die Gesteine im Bereich geringeren Drucks über einer nach N gerichteten

Abb. 18: Stark gewellte Rutil/Erz-Lagen aus einer senkrechten Stufenlehne in treppengefaltetem Amphibolit. Schliff K 2-15/II, senkrecht B, 12-fach, Nic. //

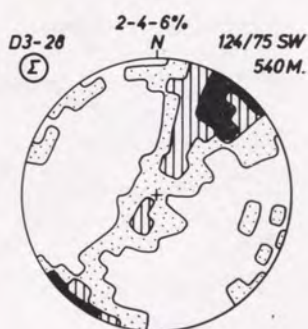
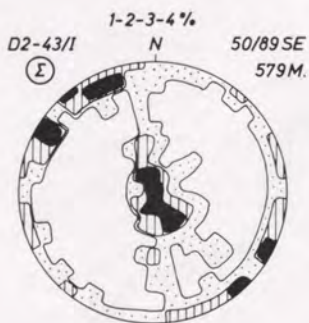
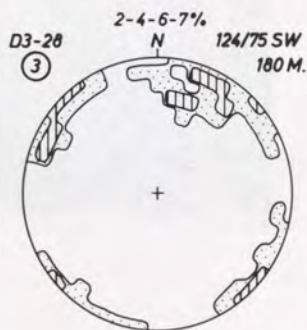
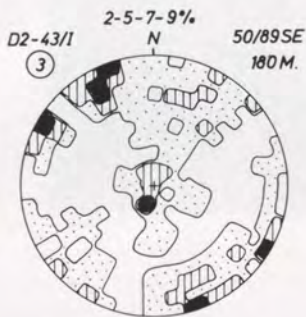
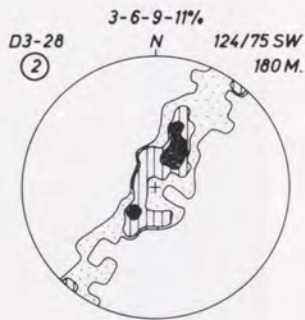
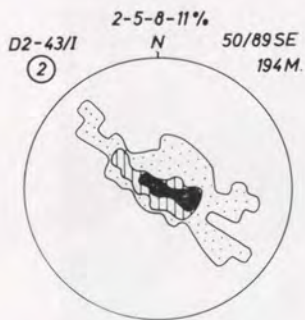
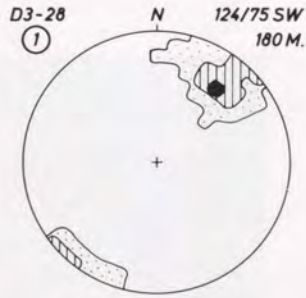
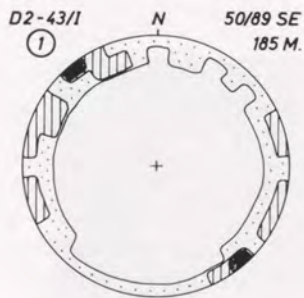
Abb. 19: Gut geschichteter Granat-Amphibolit (Zossener Serie), 100 m SW Fritzl. Starke horizontale Einengung, schwache S-Vergenz, Übergang zu Treppenfaltung. Aufschluß F 1-20, Lage etwa im Zentrum der Umbiegungszone im N des Wölfnitzbach-Horstes (Meßbereich 3.21).



Abb. 18



Abb. 19



1-2-3-4%

1-2-4-5%

Abb. 17

Scherzone nach S umkippende Falten bilden können, so wie die Falten eines zusammengeschobenen Teppichs gegen die Schubrichtung kippen. Dieser Mechanismus entspräche etwa einer Unterschiebung.

KÖSTNER (1960) hat dieses Modell etwa verwirklicht. Nach Abb. 1 S. 298 scheinen steilstehende, wellblechförmige Verbiegungen zu entstehen, wenn man eine homogene plastische Masse unter horizontal und flächig wirkenden Druck setzt. Bei fehlender vertikaler Belastung wird das Material dann in sich zusammengeschoben und dabei verschuppt. In unmittelbarer Nachbarschaft der Fläche die den Druck ausübt, kommt es aber anscheinend zu einer Art Steilstellungszone mit schwacher, gegen den Druck gerichteter Vergenz, weil das „Gestein“ vor dem Schuppenstapel zusammengepreßt wird und dabei nach oben ausweicht. Die Analogie mag rein formal sein, doch wirkt in diesem Versuch ausschließlich eine horizontale Schubspannung, nach KIENOW (1953) die Voraussetzung für das Entstehen von Biegefalten. Eine sichere Deutung der Steilstellungszone wird erst möglich sein, wenn größere Gebiete auf dieses Phänomen hin untersucht worden sind und genauere Vorstellungen über Längen- und Tiefenausdehnung sowie Verbreitung dieser Zonen bestehen.

5.3

Die Zonen der Achsenrotation

Die Zossener Serie und ihr Liegendes, W des Pustritzer Verwurfs (Taf. 5), zeigt stärker streuende Richtungen der linearen tektonischen Elemente als die Kräuping-, Waitschacher und Wietingserie im Hangenden. Besonders ausgeprägt ist diese Achsenrotation einmal im Gebiet W des Grafenbacher Horstes, in dem die B-Achsen und Lineare um 20—30° von der sonst sehr konstanten 100—110°-Richtung abweichen und zwischen 130 und 140° liegen, und zum andern am Ostrand des Grafenbacher Horstes zwischen Witzounig und Muroolz (Meßbereich 2.2 s. Abbildung 11), in dem die Abweichung mehr oder weniger kontinuierlich verläuft und die Achsenrichtungen zwischen 130 und 10° schwanken (s. Abbildung 10).

Im Raum Grafenbach kommt eine stärkere Neigung der Achsen nach W hinzu: Die Schichten tauchen in flacher, weitgewellter Faltung nach W ab (s. geol. Karte Taf. 4 und Diagramm 1.2 auf Abbildung 11). Weil ein Zusammenhang mit der alpidischen Grafenbacher Störung nicht in Betracht kommt läßt sich diese Erscheinung vielleicht am ehesten mit der symmetamorph angelegten Achsenkulmination im Gebiet des jetzigen Grafenbacher Horstes in Beziehung bringen. Entsprechend ihrer sicher unregelmäßigen, aus Beulen und Senken bestehenden Gestalt zeigen auch die Flanken wechselnd geneigte Achsen, und als solche Flanke kann man sich die Achsenaufbiegung W des Grafenbacher Horstes vorstellen.

Auch in anderen Teilen der Saualpe weichen die Lineare und B-Achsen teilweise von der 110°-Richtung ab, so z. B. in der NW-Saualpe bei Lölling (frdl. mündl. Mitt. v. Prof. SCHÖNENBERG): Etwa die Hälfte der Lineare und B-Achsen einer 10 km langen, ENE-WSW verlaufenden Hochscholle streichen um 60°, während im N und S dieser Struktur strenge 115°-

Regelung herrscht. Wie beim Grafenbacher Horst liegt auch hier eine Achsenkulmination vor.

Gemeinsames Merkmal aller Bereiche mit rotierten Achsen ist deren synmetamorphe, also variskische Formung. Zur Entstehung kleinräumiger Gebiete mit kontinuierlicher Rotation der Achsen genügen vermutlich Hindernisse im tieferen Untergrund, die zu einer passiven Ablenkung führen. Bei ausgedehnten Zonen mit einem großen Anteil einheitlich rotierter Achsen (Löllinger Hochscholle) ist die Mitwirkung einer anders gerichteten, aktiven Bewegungskomponente wahrscheinlich.

Im E-Teil des Grafenbacher Horstes (W Murolz) scheint die Achsenrotation erst nach der Formung der Steilstellungszonen entstanden zu sein. Die Gesteine zeigen dort stärker streuende Achsen der Gefügeregelung (Orientierte Schriffe D 2-43/I+II auf Abbildung 16) als in den Steilstellungszonen (Schliff D 3-28 Abbildung 17). Diese Tatsache und mit Einschränkung auch die besonders häufig verbogenen Glimmer (s. Aufschlußkarte Taf. 5) sprechen für eine spätsynkristalline Verformung, die vermutlich erst nach der Ausprägung der Steilstellungszonen stattgefunden hat, in denen solche Erscheinungen nicht beobachtet werden konnten.

5.4

Die Klüftung

Die Klüftmessungen liegen sehr unregelmäßig verteilt, denn nur die Amphibolite, Gneise und massigen Glimmerschiefer enthalten meßbare Klüftung. Es ließ sich allgemein feststellen, daß die Klüftung nur sehr wenig durch die alpidischen NNW-SSE-Störungen beeinflusst wurde, sondern überwiegend zum variskischen Faltenbau gehört. Die ac-Klüfte herrschen bei weitem vor, parallel zu den B-Achsen ändern auch sie im W des Gebietes ihre Richtung.

5.5

Die Bruchtektonik

Die Störungen setzen sich fast alle in die Nachbargebiet im N und S fort, bzw. wurden aus diesen übernommen. Ihre Verwerfungsbeträge erreichen mit 500 m an der östlichen Randstörung des Grafenbacher Horstes den höchsten Wert. Sie stellt die eigentliche Fortsetzung des Griffener Verwurfs dar (s. tekt. Übersichtskarte Taf. 3), dessen Sprunghöhe starken Schwankungen unterworfen ist (KLEINSCHMIDT und WURM 1966). Sie nimmt nach N noch weiter ab, und die Störung spaltet sich auf (FUCHS 1965). Eine direkte Verbindung des Griffener Verwurfs mit der Görttschitztaler Störungszone existiert also nicht, doch stellt die Grafenbacher Störung die Fortsetzung eines Nebenastes mit anderem Bewegungssinn dar. Zwischen ihr und dem Griffener Verwurf blieb der Grafenbacher Horst stehen in dem die Gesteine der Plankogelserie weit nach S vorstoßen. Ihrer leichten Verwitterbarkeit wegen erscheint er aber morphologisch als Depression.

Auf Grund ihrer Richtungen müssen die Störungen sicher Beziehungen mit dem Görttschitz- und Lavanttaler System haben, doch scheinen die Verwerfungen am Rand der Saualpe, vermutlich im Zusammenhang mit

deren junger Hebung, länger aktiv gewesen zu sein, als die in ihrem Innern. Besonders am Griffener Verwurf fällt auf, daß die Querung des Obergreutschacher Rückens dessen konstante Höhe von 1200—1300 m überhaupt nicht beeinträchtigt. Dieser gehört aber der weit verbreiteten Höhenstufe von 1200—1300 m an und muß, wie Roterdebildungen N Kaban beweisen, schon im Ausgang des Tertiärs geformt worden sein.

Der Pustritzer Verwurf (KLEINSCHMIDT 1965) wird östlich Zisernig eindeutig von den vorobermiozänen Granitztaler Schichten überlagert, ohne sie aber — soweit dies bei der weiten Streuung des Materials festzustellen war — zu versetzen, dagegen bildet er S Pustritz deren westliche, angeblich tektonische Begrenzung, wäre also dort sicher jünger. Weil an dieser Störung aber NW Lieschnig die gesamte Kräuping- und ein Teil der Zossener Serie ausfallen, erreicht der Verwerfungsbetrag sicher 300 m, die überlagernden Granitztaler Schichten mit einer Mächtigkeit von max. 100 m, hätten also auf jeden Fall zerrissen werden müssen, wäre die Störung erst nach ihrer Ablagerung entstanden.

Die für Verwerfungen typischen Begleiterscheinungen wie Versumpfun- gen, Rutschungen, Mulden usw. markieren relativ selten deren Verlauf im Gelände, sehr häufig verrät er sich morphologisch überhaupt nicht, so z. B. W des Moritschkogels, wo die Grafenbacher Störung — alle Mulden der Umgebung meidend — mitten durch eine Kuppe läuft, die allerdings aus einem verfestigten Mylonit besteht. SE Repitsch, S Durchschlag und E Jamelnig (Tschrietes) verlassen die Störungen mehrmals die Talsohle und verlaufen seitwärts im Hang — anscheinend ließ sich das anstehende Gestein leichter ausräumen. Diese und andere Beobachtungen deuten darauf hin, daß sich die gestörten Gesteinszonen in ihrer Festigkeit und Wasserdurchlässigkeit nur sehr wenig vom umgebenden Gestein unterscheiden, d. h. sie müssen weitgehend wieder verfestigt worden sein, was als weiterer sicherer Hinweis für ein hohes Alter gelten kann.

Für den Griffener und Pustritzer Verwurf wiesen die Zeitmarken ins Jungtertiär, die Grafenbacher Störung ist nicht so genau festzulegen, und die Renkerbachstörung dürfte am längsten aktiv gewesen sein. Sie bildet nämlich den Westrand des jung eingebrochenen Tertiärbeckens von Schönweg (KLEINSCHMIDT und WURM 1966).

An allen großen Störungen werden Steilstellungszone abge- schnitten und verstellt (s. Taf. 3 und 5). Der Pustritzer Verwurf hat E des Tarmannkogels, die Renkerbachstörung W Lamm Steilstellungszone ver- schiedener stratigraphischer Horizonte tektonisch nebeneinander gerückt. Die eigentliche Fortsetzung konnte nur in einem Fall sicher gefunden werden: Die vom Lavanttal bis W Lamm verfolgbare Steilstellungszone wird an der Renkerbachstörung um etwa 1 km nach S versetzt, ihre Ver- längerung konnte N des Schilcherkogels bis zum Pustritzer Verwurf kartiert werden. Im Gegensatz dazu liegt die S der Kirche von Tschrietes steilstehende Grenze zwischen Staurolith-Granat-Glimmerschiefern und Muskovitschiefern mit kleinem Granat W des Pustritzer Verwurfes, 300 m NE Tarmannkogel flach, obwohl die Versetzung nach S hier etwa die

gleiche Größenordnung hat. Dies kann zum ersten bedeuten, daß die stratigraphische Grenze aus der Steilstellungszone herausgewandert ist, weil diese zu den Schichtgrenzen einen spitzen Winkel bildet, d. h. steiler als diese einfällt, somit immer tiefere Schichten erfaßt und nun also in der Zone der Muskovitschiefer mit kleinem Granat zu suchen wäre. Zum zweiten besteht die Möglichkeit, daß die Steilstellungszone von Tschrietes sich nicht mehr weit in die Tiefe hinab fortsetzt, denn ihre Gesteine lagen vor der Zerblockung ja über denen des Wölfnitzbach-Horstes. Die stratigraphische Fortsetzung der Steilstellungszone W und E des Tarmannkogels ist im E des Pustritzer Verwurfs nicht mehr aufgeschlossen oder steckt in den steil stehenden Amphiboliten S Tschrietes. Die Fortsetzung nach W in den Obergreutschacher Graben ist unsicher, denn nur zwei Aufschlüsse SE des Kaonkogels zeigen steile Lagerung und können deshalb nur mit Einschränkung als die nach N versetzte Verlängerung der Steilstellungszone Schaffler-Tarmannkogel-Tschertsche angesehen werden.

5.6 **Folgerungen aus dem tektonischen Baustil**

Während die Frage eines alpidischen Deckenbaus in den oberen Stockwerken der Saualpe durch die vollständige Kartierung der Epi- und Anchizone (THIEDIG 1962; 1966; STREHL 1962; KLEINSCHMIDT und WURM 1966) und den Nachweis ihrer einheitlichen, aufsteigenden Metamorphose, sowie das Fehlen von Diaphthorose-Zonen als erledigt betrachtet werden kann, liegen jetzt die ersten deutlichen Hinweise auf einen vermutlich prä- bis synmetamorphen Deckenbau vor. KLEINSCHMIDT (1966) fand in der Wandelitzenserie Crinoiden, deren Alter als „Silur-Devon“ bestimmt werden konnte. Eine Synthese der bisherigen Kartiererergebnisse aus der Saualpe, dem Klagenfurter Becken und den östlichen Karawanken (SCHÖNENBERG 1967) hat ergeben, daß das anchimetamorphe Altpaläozoikum dieses Raumes auf Grund seiner Fazies, seines Vulkanismus und seiner Fossilien mit den Gesteinen der tieferen Epizone (Wandelitzenserie) parallelisiert werden kann, und die heutigen Lagerungsverhältnisse wahrscheinlich auf prämetamorphe Überschiebungen zurückgehen.

PILGER und WEISSENBACH (1964) konnten im NE der Saualpe den Nachweis für die synmetamorph variskische Überschiebung des Saualmkristallins über das Gleinalmkristallin erbringen. LODEMANN (1966b) schließt aus den Abrollbewegungen an Granatporphyroblasten auf synmetamorphe Differentialverschiebungen von SE nach NW in der Größenordnung von 30—40 Kilometern. Wie schon ausgeführt, ist es schwierig, damit den mutmaßlichen Entstehungsmechanismus der Steilstellungszone in Einklang zu bringen, die ebenfalls noch synmetamorph geformt wurden. Der erste, WNW-Schub der Differentialbewegungen (LODEMANN 1966b S. 345) hätte sicher vor der Entstehung der Steilstellungszone gelegen, die späteren NNE-Bewegungen müßten aber gleichzeitig mit deren Bildung erfolgt sein, denn beide Bewegungsakte haben das Korngefüge erfaßt und die Lage der synkinematisch kristallisierten Granatporphyroblasten wäre sicher nochmal verändert worden, wäre die Steilstellung erst bei einer noch späteren (dritten) Deformation erfolgt.

Das bearbeitete Gebiet, im inneren Teil der Saualpe gelegen und fast ausschließlich Gesteine der Glimmerschiefergruppe umfassend, erlaubt kaum Aussagen über prämetamorphe Wiederholungen. Die innige Verzahnung von Glimmerschiefern und Amphiboliten in der Kräuping- und Zossener Serie und auch die enge Verflechtung der beiden Serien untereinander sprechen vielleicht für den primären Verband zumindest dieser beiden Serien.

Auch der Meta-Ultrabasithorizont der Plankogelserie kann eventuell einen Hinweis auf ursprünglichen Zusammenhang der darüber liegenden Serien geben: Die Meta-Ultrabasit-Linsen treten in dieser Dichte an der ganzen Saualpe nur einmal, aber immer zusammen mit Marmoren und Kalksilikatgesteinen auf und lassen sich allein in der südlichen Saualpe über etwa 15 km verfolgen. Der Abstand zwischen den einzelnen Körpern beträgt höchstens einen Kilometer und sie erreichen nie mehr als 40 m Mächtigkeit. Rechnete man auch in der Glimmerschiefergruppe mit den gleichen prämetamorphen tektonischen Bewegungen wie sie sich in den Gesteinen der Phyllitgruppe abgespielt haben, so wäre eine Wiederholung dieses charakteristischen Horizontes mit großer Wahrscheinlichkeit zu erwarten.

Die Einstufung der mittleren Phyllitgruppe (Wandelitzenserie) als Silur-Devon hat den präsilurischen Anteil des Kristallins um etwa 1000 m verringert, und damit die Möglichkeit für dessen Entstehung als kambrisch-ordovizische Geosynklinalfüllung einige Schritte näher gerückt. THIEDIG (1966) hat darauf hingewiesen, daß es in einiger Entfernung von den Ostalpen recht mächtige kambrische Sedimente gibt (Nordspanien 4—6000 m, Montagne Noire 2000 m, Polnisches Mittelgebirge 2000 m). Weil sich die assyntische Orogenese nirgends nachweisen läßt, könnte ein Teil der Sedimente auch schon aus dem Präkambrium stammen.

6.0

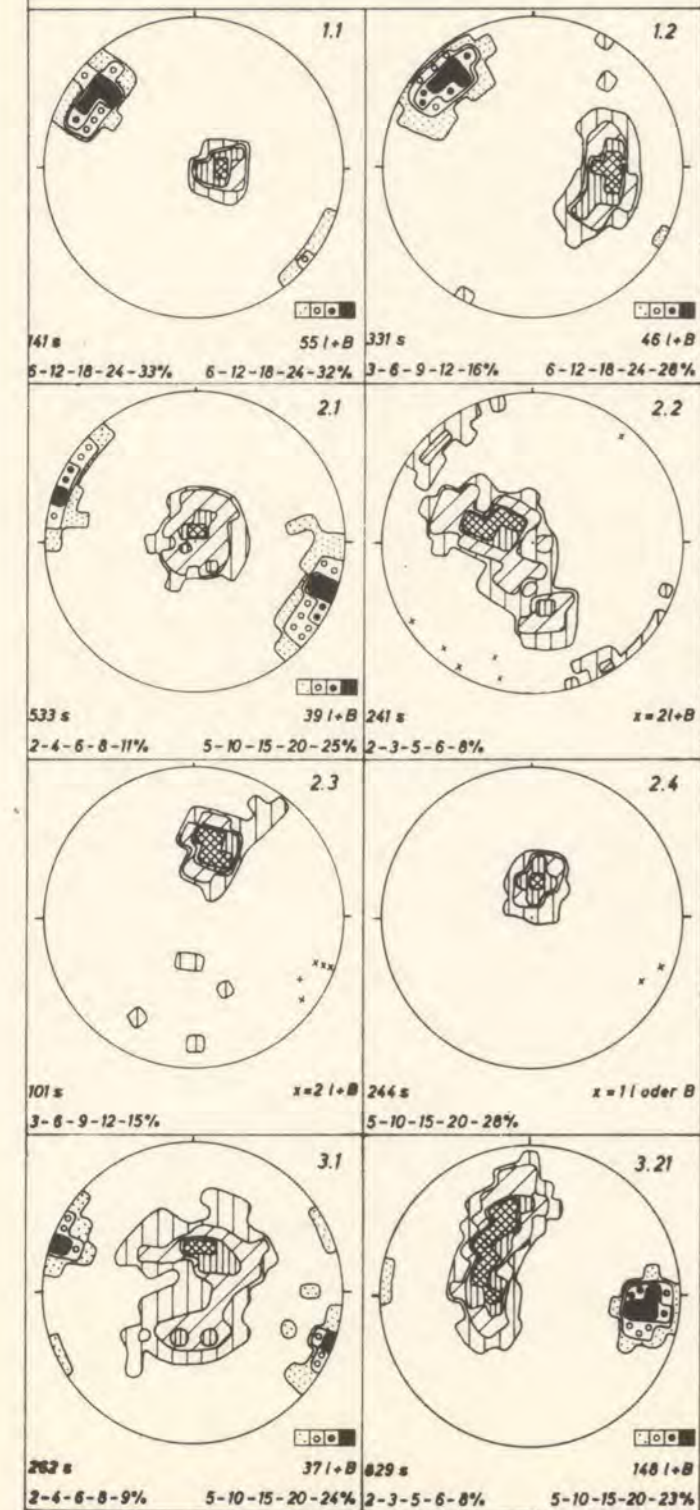
LITERATURVERZEICHNIS

- ANGEL, F. (1939): Der Kraubather Olivinfels-Serpentinkörper. — *Fortschr. Min. Wien* 23, S. XC—CIV.
- ANGEL, F. (1965): Retrograde Metamorphose und Diaphthorese. — *N. Jb. Min. Abh. Stuttgart* 102, S. 123—176.
- ANGEL, F.; CLAR, E.; MEIXNER, H. (1953): Führungstext zur Petrographischen Exkursion um den Plankogel bei Hüttenberg, Kärnten. — *Karinthin, Knappenberg*, 24, S. 287—296.
- BARTH, T. W. F. (1962): *Theoretical Petrology*. — J. Wiley u. Sons, New York - London.
- BECK, H. (1926, 1927): *Aufnahmeberichte über Blatt Hüttenberg—Eberstein (5253)*. — 1) *Verh. Geol. B.-A. Wien*, Nr. 1, S. 7—9. 2) *Verh. Geol. B.-A. Wien*, Nr. 1, S. 31—36.
- BECK, H. (1928): *Aufnahmebericht über Blatt Hüttenberg-Eberstein (5253) und Blatt Unterdrauburg (5354)*. — *Verh. Geol. B.-A. Wien*, 1, S. 28—36.

- BECK, H. (1931): Geologische Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Hüttenberg—Eberstein (5253) 1 : 75.000. — Verl. d. Geol. B.-A. Wien.
- BECK-MANNAGETTA, P. (1951): Aufnahmen im Tertiär des unteren Lavanttales.— Verh. Geol. B.-A. Wien, S. 58—62.
- BECK-MANNAGETTA, P. (1952a): Zur Geologie und Paläontologie des Tertiärs des unteren Lavanttales. — Jb. Geol. B.-A. Wien, 95, S. 1—102.
- BECK-MANNAGETTA, P. (1952b): Über die heutige Kenntnis des Tertiärs des unteren Lavanttales. — Jb. Geol. B.-A. Wien, Sonderh. C, S. 111—114.
- BECK-MANNAGETTA, P. (1953): Ein tertiärer Wildbach im Granitztal (Ostkärnten) und die Geschichte seiner Landschaft. — Geologie und Bauwesen, Wien, 20, S. 139—144.
- BECK-MANNAGETTA, P. (1965): Bezirk Wolfsberg, Geologische Übersichtskarte 1 : 100.000 in : R. WURZER: Planungsatlas Lavanttal, Klagenfurt.
- BECK-MANNAGETTA, P. (1957): Bezirk Völkermarkt, Geol. Übersichtskarte 1 : 100.000. — Klagenfurt.
- BECKE, F. (1909): Über Diaphthorite. — Mitt. Wiener Min. Ges. Nr. 45 in: TSCHERMAKs min. petr. Mitt., 28, S. 369—375.
- CLAR, E.; FRITSCH, W.; MEIXNER, H.; PILGER, A.; SCHÖNENBERG, R. (1963): Die geologische Neuaufnahme des Saualpenkristallins (Kärnten), VI. — Carinthia II, Klagenfurt, 73, S. 23—51.
- DACHILLE, P. u. ROY, R. (1960): in: J. H. BOER et al.: Reactivity of Solids. Amsterdam.
- FRITSCH, W. (1957): Aufnahmsbericht über die geologische Neukartierung des Gebietes des Sonntags- und Kraigerberges bei St. Veit a. d. Glan. — Karinthin, Knappenberg, 34/35, S. 211—217.
- FRITSCH, W. (1964): Exkursion III/6: Mittelkärnten. Das Kristallin der Saualpe und die Oberkreide (Eozän) des Krappfeldes. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 57, H. 1, S. 331—351.
- FRITSCH, W. (1966): Zum Einteilungsprinzip der Gesteine nach dem Umwandlungsgrad mit besonderer Berücksichtigung der Anchimeta-morphose. — N. Jb. Miner. Abh. Stuttgart, 105, H. 2, S. 111—132.
- FRITSCH, W. (1967): Über retrograde Metamorphosen. — Joanneum, Mineral. Mitteilungsblatt Graz, 1/2, S. 23—30.
- FRITSCH, W.; MEIXNER, H.; PILGER, A.; SCHÖNENBERG, R. (1960): Die geologische Neuaufnahme des Saualpenkristallins (Kärnten), I. — Carinthia II, Klagenfurt, 70, H. 1, S. 7—28.
- FRITSCH, W. u. HAJEK, H. (1965): Zur Geologie des Gerlitzstockes in Kärnten. — Carinthia II, Klagenfurt, 75, S. 7—28.
- FRITSCH, W. u. MEIXNER, H. (1964): Ergänzungen zu F. ANGEL, E. CLAR, H. MEIXNER: Führungstext zur Petrographischen Exkursion

- um den Plankogel bei Hüttenberg, Kärnten. — *Karinthin, Knappenberg*, 51, S. 90—96.
- FUCHS, W. (1965): Das Kristallin der südlichen Saualpe im Bereich Mirnig—Wölfnitz (Kärnten). — Diplomarbeit, Clausthal.
- HARRISON, J. V. u. FALCON, N. L. (1934): Collapse Structures. — *Geological Magazine*, London, 71, S. 529—539.
- HECHT, J. (1966): Das Kristallin der Saualpe östlich von Eberstein, Kärnten. — Diplomarbeit, Clausthal.
- HÖFER, H. (1894): Die geologischen Verhältnisse der St. Pauler Berge in Kärnten. — *Sb. d. Akad. d. Wiss. Wien, math.-nat. Kl. I*, S. 467—487.
- v. KAMP, H. u. WEISSENBACH, N. (1961): Die geologische Neuaufnahme des Saualpenkristallins (Kärnten), II. — Das Gebiet zwischen Erzberg, Hohenwart und Geyerkogel. — *Carinthia I*, Klagenfurt, 71, S. 5—40.
- KARL, F. (1964): Anwendung der Gefügekunde in der Petrotektonik. Teil 1, Grundbegriffe. — *Tektonische Hefte* 5, S. 1—142, E. Pilger, Clausthal.
- KIENOW, S.: (1953): Über Gleitfaltung und Gleitfaltschieferung. — *Geol. Rdsch.*, Stuttgart, 41, S. 110—128.
- KIESLINGER, A. (1926—28): Geologie und Petrographie der Koralpe, I—IX. — *Sb. d. Akad. d. Wiss. Wien, math.-nat. Kl.*, Bd. 135—137.
- KIESLINGER, A. (1928): Über Diaphthorese; mit Beispielen aus dem ostalpinen Kristallin. — *Mitt. Wiener Min. Ges.*, 90, S. 12—14. in: *TSCHERMAKs min. u. petr. Mitt.*, 39.
- KLEINSCHMIDT, G. (1965): Gliederung und Tektonik des epizonalen Kristallins in der südlichen Saualpe nördlich Griffen in Kärnten. — Diplomarbeit, Tübingen.
- KLEINSCHMIDT, G. (1966): Crinoiden aus dem epizonalen Kristallin der Saualpe, Kärnten. — *N. Jb. f. Geol. u. Paläont. Mh.*, Stuttgart.
- KLEINSCHMIDT, G. u. WURM, F. (1966): Die geologische Neuaufnahme des Saualpenkristallins (Kärnten), X. Paläozoikum und epizonale Serien zwischen St. Andrä i. Lavanttal und Griffen. — *Carinthia II*, Klagenfurt, 76, S. 108—140.
- KÖSTER, R. (1960): Experimentelle Untersuchungen zur Mechanik von Schuppung und Faltung. — *Intern. Geol. Congr. XXI. Session Norden, Part XIII*, S. 295—302, Copenhagen.
- LODEMANN, W. (1966a): Die geologische Neuaufnahme des Saualpenkristallins (Kärnten), IX. Geologie und Tektonik des mesozonalen Kristallins der Saualpe in Ostkärnten. — *N. Jb. Miner. Abh.*, Stuttgart, 104, S. 283—315.
- LODEMANN, W. (1966b): Durchbewegung und Metamorphose in den zentralen Ostalpen. 1. Bewegungsspuren an Porphyroblasten des Saualpenkristallins (Ostkärnten). — *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, Stuttgart, 6, S. 338—352.

- MEIXNER, H. (1966): Neue Mineralfunde in den österreichischen Ostalpen. XXI. — Carinthia II, Klagenfurt, 76, S. 97—108.
- PILGER, A. u. WEISSENBACH, N. (1964): Tektonische Probleme bei der Gliederung des Altkristallins der östlichen Zentralalpen. — Z. deutsch. Geol. Ges., Hannover. 116, 2. Teil, S. 455—469.
- de ROEVER, W. P. u. NIJHUIS, H. J. (1963): Plurifacial Alpine Metamorphism in the Eastern Betic Cordilleras (SE Spain) with special reference to the Genesis of the Glaucophanes. — Geol. Rdsch., Stuttgart, 53, S. 324—336.
- SCHILLIG, D. (1966): Geomorphologische Untersuchungen in der Saualpe (Kärnten). — Tübinger Geographische Studien, Heft 21.
- SCHMIDT, WALTHER (1932): Tektonik und Verformungslehre. — Bornträger, Berlin.
- SCHNEIDERHÖHN, H. (1961): Die Erzlagerstätten der Erde II. Die Pegmatite. — S. 1—720, Enke, Stuttgart.
- SCHÖNENBERG, R. (1967): Über das Altpaläozoikum der südlichen Ostalpen (Karawanken — Klagenfurter Becken — Saualpenkristallin). — Geol. Rdsch., Stuttgart, 56, S. 473—480.
- SCHRIEL, W. (1954): Geologie des Harzes. — Wirtschaftswiss. Ges. z. Stud. Niedersachsens e. V., Hannover. N. F. 49.
- SCHÜLLER, A. (1961): Die Druck-, Temperatur- und Energiefelder der Metamorphose. — N. Jb. Miner. Abh., Stuttgart, 96, S. 250—290.
- STREHL, E. (1962): Die geologische Neuaufnahme des Saualpenkristallins (Kärnten), IV. Das Paläozoikum und sein Deckgebirge zwischen Klein St. Paul und Brückl. — Carinthia II, Klagenfurt, 72, S. 46—74.
- SYMPOSION (1962): Ein Vorschlag zur qualitativen und quantitativen Klassifikation der kristallinen Schiefer. — N. Jb. Miner. Mh., Stuttgart, 7/8, S. 163—172.
- THIEDIG, F. (1962): Die geologische Neuaufnahme des Saualpenkristallins (Kärnten), III. Die Phyllit- und Glimmerschieferbereiche zwischen Lölling und Klein St. Paul — Carinthia II, Klagenfurt, 72, S. 21—45.
- THIEDIG, F. (1966): Die geologische Neuaufnahme des Saualpenkristallins (Kärnten), VII. Der südliche Rahmen des Saualpenkristallins in Kärnten. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., Wien, 16, S. 5—70.
- TURNER, F. u. VERHOOGEN, J. (1960): Igneous and metamorphic petrology. — (Mc Graw Hill).
- WEISSENBACH, N. (1963): Die geologische Neuaufnahme des Saualpenkristallins (Kärnten), V. Zur Seriengliederung und Mineralisationsabfolge des Kristallins im Gipfelgebiet der Saualpe. — Carinthia II, Klagenfurt, 73, S. 5—23.
- WINKLER, H. G. F. (1965): Die Genese der metamorphen Gesteine. — Springer, Berlin, Heidelberg, New York.
- WURM, F. (1965): Aufbau und Tektonik des anchi- bis mesozonalen Kristallins in der südöstlichen Saualpe, westlich St. Andrä im Lavanttal (Kärnten). Diplomarbeit, Tübingen.



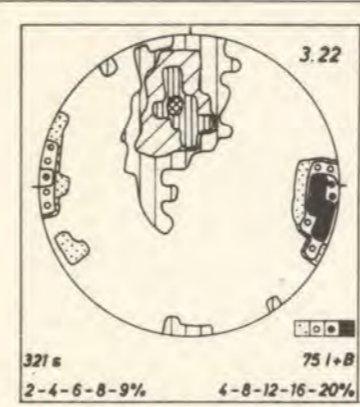
25° Aufschluß (Meßpunkt) mit Nummer
 • Dünnschliffprobe
 ◆ orientierte Probe für U-Tisch-Messung
 → mikroskopisch nachgewiesener Disthen und Chloritoid
 ~ verbogene Glimmer
 * Steinbrüche und besonders wichtige Aufschlüsse

Bei Erwähnung im Text tritt vor die Aufschluß-Nummer noch die Kennziffer des Gauß-Krüger-Quadrats (z. Beispiel: G2-34)

Störungen: — gesichert — vermutet

s-Flächen: + ~ 0° Lineare: → ~ 0°
 — < 30° ↗ < 15°
 — < 60° ↘ < 30°
 — > 60° ↖ < 60°
 — ~ 90° ↔ < 60°

2.3 Abgrenzung der Meßbereiche
 2.4 (homogene tektonische Einheiten)



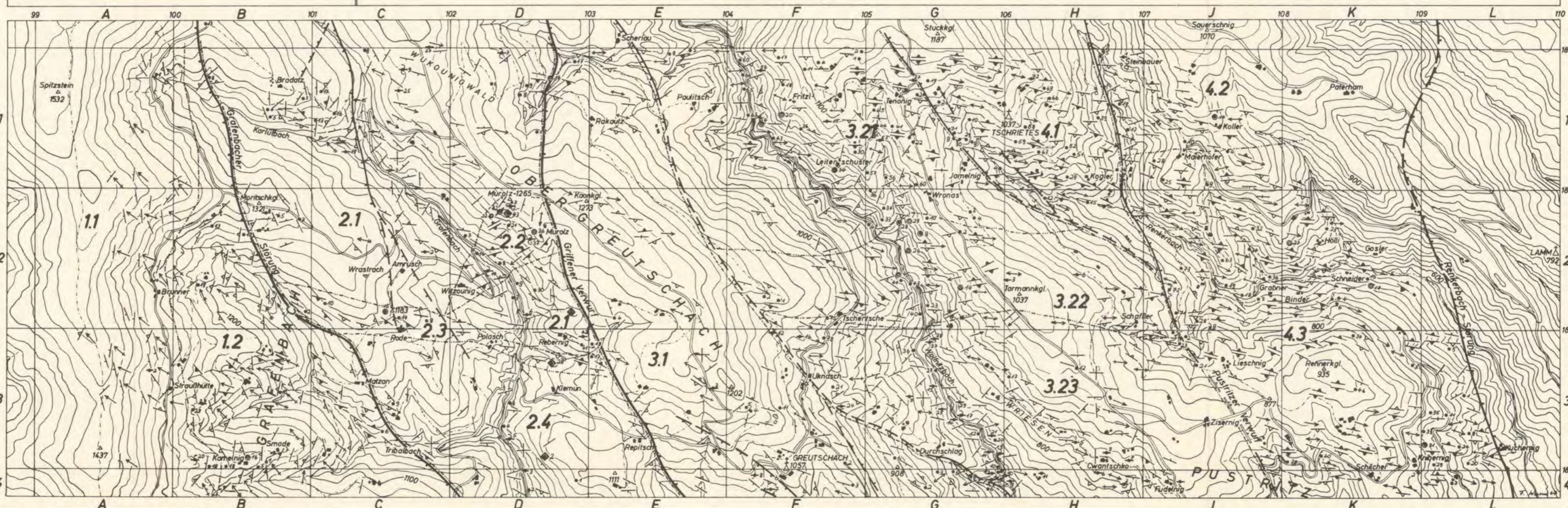
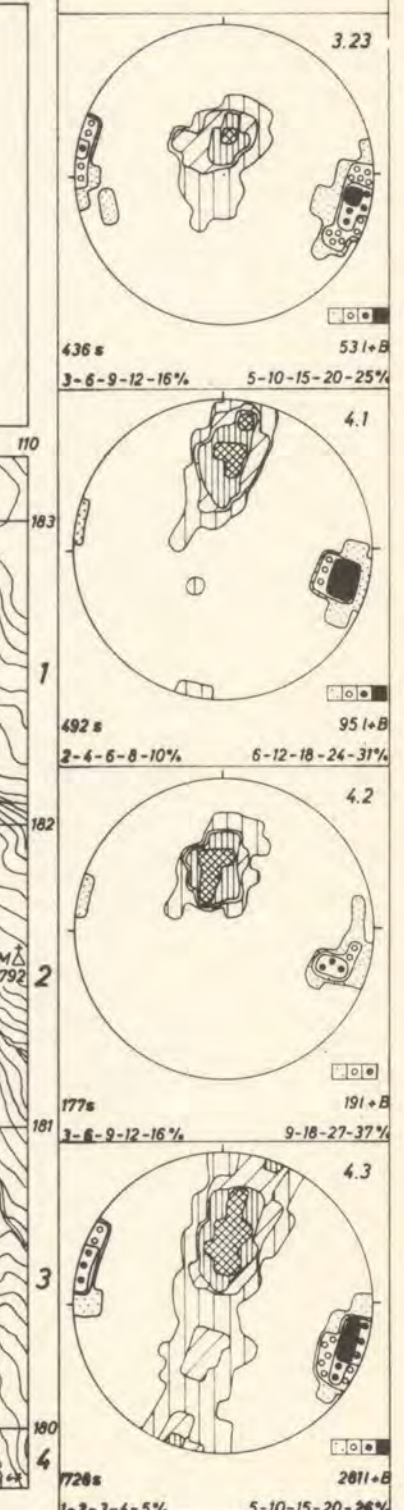
MESSBEREICHE:

1. SPITZSTEIN - TRIBALBACH - EINHEIT
 1.1 Westliche Flachzone
 1.2 Aufbiegungszone im Osten

2. GRAFENBACHER HORST
 2.1 Nördliche Flachzone und Karltbach-Antiklinale
 2.2 Zone der Achsenrotation zwischen Witzounig und Muroz
 2.3 Steilstellungszone Rode-Rebernig
 2.4 Südliche Flachzone

3. GREUTSCHACH - WÖLFNITZBACH - EINHEIT
 3.1 Obergreutschacher Graben
 3.2 Wölfnitzbach-Horst
 3.2.1 Umbiegungszone im Norden
 3.2.2 Steilstellungszone Tschertische-Tarmannkogel-Schaffler
 3.2.3 Südliche Flachzone

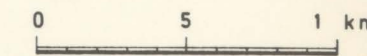
4. RENKERBACH - EINHEIT
 4.1 Steilstellungszone von Tschrietes
 4.2 Nördliche Flachzone
 4.3 Steilstellungsregion Maierhofer-Schächer



GEOLOGISCHE KARTE der südl. SAUALPE zwischen GRAFENBACH - TSCHRIETES-GREUTSCHACH und PUSTRITZ in KÄRNTEN

Aufgenommen von FRIEDRICH WURM in den Jahren 1964/65

MASSTAB 1:25 000



ALLGEM. ÜBERSIGNATUREN

- Glimmerschf.-Einschlüßig.
- Zweiglimmerschiefer
- Feldspatglimmerschf.
- Grüngesteins-Einlagerung
- feldspatreich
- stark quarzitic
- Staurolith
- Disthen
- Granat
- Kalksilikat-Gesteine
- karbonatisch
- Magnetit
- graphitisch
- Randgesteine der Metaultrabasite

- FALLZEICHEN
- + 0°
 - + 30°
 - + 60°
 - + 90°

- Fallzeichen
- Profilknick
- Störungen
- Profilinie

JUNGE BILDUNGEN

- Großflächige Sackungen
- Rutschungen
- lateritische Roterdeböden
- Granitzaler Schichten
- Albitphyllite
- Glimmerschiefrige Phyll. bis phyll. Glimmerschiefer
- Granatgl.schf. ± Chlorit
- Granatglimmerschiefer ± Staurolith u. Disthen

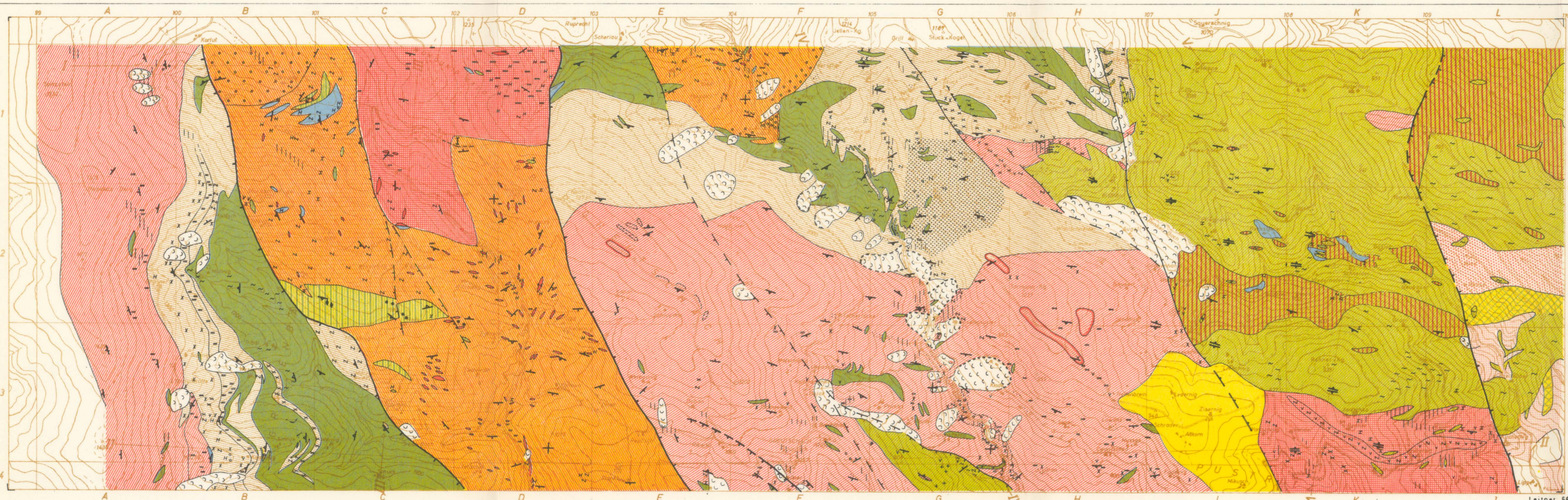
TON- U. SANDABKÖMMLINGE

- Muskovitschiefer m. sehr kl. Granat ± Biotit u. Feldspat
- plattige Zweiglimmergneise
- flaserig-massige Disthen-Granatglimmerschiefer
- injizierte Glimmerschiefer
- Disthenflaser-Gneis

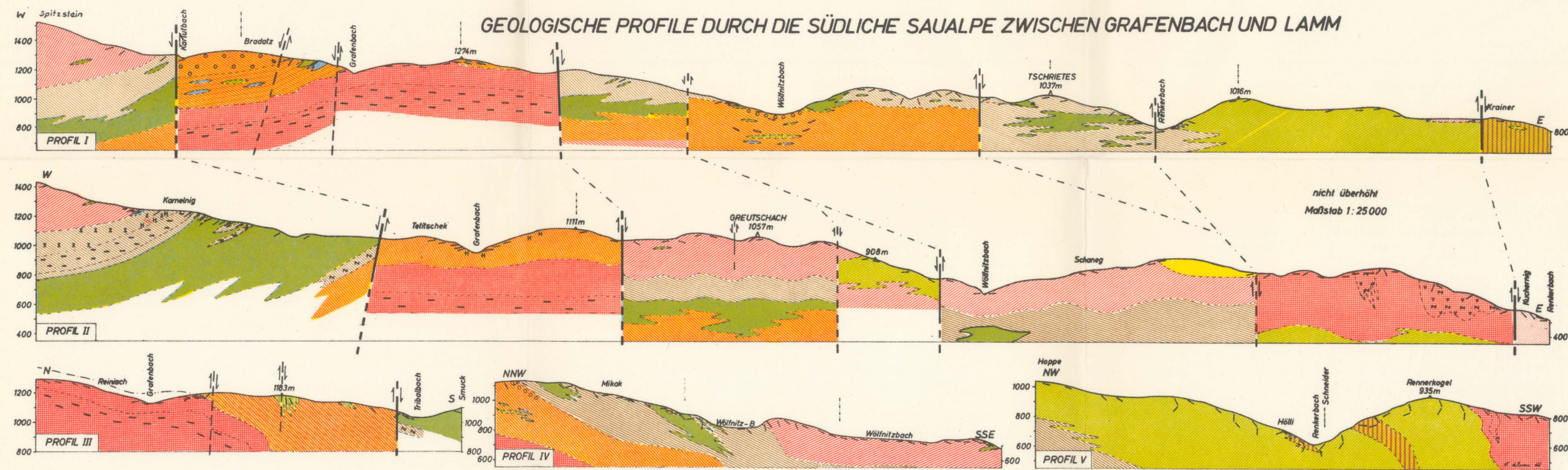
METABASITE

- Epidot-Chlorit-Schiefer
- Hornblende-Epidot-Chlorit-Schiefer
- Epidot-Amphibol-Granat
- Granat-Amphibolit
- Meta-Ultrabasite ± serpentinisiert
- Marmore
- größere s-parallele Pegmatite

Störungen sicher verm.



GEOLOGISCHE PROFILE DURCH DIE SÜDLICHE SAUALPE ZWISCHEN GRAFENBACH UND LAMM



Schematische Säulenprofile der Glimmerschiefer-Gruppe der süd-östlichen Saualpe

