

Geologie und Petrographie der mittleren Gold- eckgruppe (Kärnten/Österreich)

VON ALEXANDER DEUTSCH¹⁾

Mit 19 Abbildungen, 2 Tafeln und 3 Tabellen

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 182, 199

Schlüsselwörter

Goldeck
Ostalpines Altkristallin
Altpaläozoikum
Metabasite
Metamorphose

INHALT

	Seite
Zusammenfassung	232
Abstract	233
1.1. Vorwort	233
1.2. Einleitung	234
1.3. Literaturübersicht	235
2. Der Gesteinsbestand	235
2.1. Permomesozoische Gesteine des Drauzuges	235
2.2. Zur Nomenklatur der metamorphen Gesteine	235
2.3. Gesteine der Muskowitzzone	235
2.3.1. Phyllite	235
2.3.2. Erzreiche, karbonatführende Quarzphyllite	236
2.3.3. Metaquarzite	237
2.3.4. Metaquarzwacke	237
2.3.5. Kohlenstoffführender Metaquarzit	238
2.3.6. Karbonatgesteine	238
2.3.6.1. Kalkphyllite	239
2.3.6.2. Kalkmarmore	239
2.3.6.3. Dolomitmarmore	239
2.3.7. Basische Metavulkanite	240
2.3.7.1. Metadiabase	243
2.3.7.2. Metaaschentuffe bis -tuffite	244
2.3.7.3. Metakristalltuffe bis -tuffite	247
2.3.7.4. Metatuffite mit Sedimentvormacht	247
2.4. Gesteine der Biotitzone	249
2.4.1. Ilmenitführender Amphibolit	249
2.4.2. Phyllitische Glimmerschiefer der „Übergangszone“	250
2.5. Gesteine der Granatzone	251
2.5.1. Glimmerschiefer der „Übergangszone“, z. T. granatführend	251
2.5.2. Glimmerschiefer	251

¹⁾ Anschrift des Verfassers: Dr. Alexander Deutsch, Geologisches Institut der Universität Wien, Universitätsstraße 7/III, A-1010 Wien, Österreich.

	Seite
2.5.3 Kohlenstoffführender Granatzeiglimmerschiefer	252
2.5.4. Metaquarzite	253
2.5.5. Mylonite aus Pelit-Psammitabkömmlingen	254
2.5.6. Karbonatgesteine	255
2.5.7. Hornblendegesteine	256
2.5.7.1. „Gemeine“ Amphibolite	260
2.5.7.2. Gebänderte Amphibolite (Epidotamphibolite)	261
2.5.7.3. Biotitamphibolit	261
2.5.7.4. (Granat-)Hornblendefels	262
2.5.7.5. Apatit- und ilmenitführender Amphibolit (Hornblendegarben- schiefer)	263
2.5.8. Saure Orthogneise	263
2.5.9. Kalksilikatgestein	265
2.6. Gesteine der Staurolithzone	265
2.6.1. Staurolithführender Granatzeiglimmerschiefer	265
2.6.2. Amphibolit	267
3. Mineralparagenesen und Metamorphose	267
4. Geologischer Aufbau	272
4.1. Die Serie unterhalb der sauren Orthogneise	272
4.2. Die Serie oberhalb der sauren Orthogneise	274
4.3. Die Serie der „weißen Wand“	276
4.4. Der Goldecksudabfall	278
4.5. Das Gebiet S des Tiebelbaches	282
5. Tektonik und Lagerungsverhältnisse	282
5.1. Klüfte	283
5.2. Diskussion	283
5.3. Bruchtektonik	284
6. Stratigraphische Interpretation	284
7. Zum Alter von Metamorphose und Tektonik	287
8. Quartär	288
9. Zusammenfassung der Arbeitsergebnisse	289
Literatur	291

Zusammenfassung

Die mittlere Goldeckgruppe wurde in einem Maßstab von 1 : 10.000 geologisch kartiert, bei der petrographischen Bearbeitung lag der Schwerpunkt auf den basischen Gesteinen. Im Gelände wurde eine dreimalige Wiederholung von pelitisch-psammitischen Sedimenten und karbonatischen Ablagerungen mit Grüngesteinen an der Basis festgestellt. Für diese Abfolgen wird ein Alter von Ordoviz bis Devon für möglich gehalten. Nach der Anlage eines Schuppen- bis Deckenbaues wurden die Serien spätparatektonisch von einer progressiven Metamorphose erfaßt. Bei der Dünnschliffauswertung wurde eine Abfolge von Indexmineralen in den Metapeliten festgestellt: Muskovit — Biotit — Granat — Staurolith. In der Muskovit- und Biotitzone treten splitische Metadiabase, Metaaschen- und Metakristalltuffe auf; die basischen Gesteine der Granat- und Staurolithzone lassen sich in Hornblendefelse und Amphibolite sowie Hornblendegarbenschiefer tuffogener Entstehung klassifizieren. Das Metamorphoseprofil wird als nahezu ungestört angesehen, das Alter der progressiven Metamorphose ist variszisch. Über das gesamte Gebiet ist das Gefügebild unabhängig vom tektonischen Stockwerk gleich, die Linearen streichen bei flachem Einfallen E-W.

Eine zweite, durchgehende Überprägung des Mineralbestandes mit Neueinstellung eines Gleichgewichtes konnte nicht festgestellt werden, allerdings treten an Zonen stärkerer Durchbewegung Chloritisierungen an Granat und Biotit, vereinzelt auch an Hornblenden sowie Trübungen in den Feldspäten auf. Diese selektiv wirkende retrograde Umprägung wird gemeinsam mit der Reaktivierung des tektonischen Inventars als alpidisch angesehen.

Abstract

The central part of the Goldeck mountain group (Carinthia/Austria) has been mapped geologically on a scale of 1 : 10000. With the petrographic studies emphasis was laid on the basic rocks. In the field a triple repetition on pelitic-psammitic sediments, greenstones and carbonaceous was found. The likely age of these sequences mainly based on lithostratigraphical comparison is considered to be between the Ordovician and the Devonian.

Progressive metamorphism was immediately preceded by a phase of deformation and thrusting. The index-minerals in the metapelites are muscovite — biotite — garnet — staurolite. The muscovite and biotite zones comprise spilitic metadiabases, meta-ashes, and metacrystal tuffs; the basic rocks of the garnet and staurolite zones can be classified as hornblendefelses, as amphibolites and as „Hornblendegarbenschiefer“ with tuffogenic chemical composition.

The section of the progressive metamorphism is regarded to be almost continuous. Metamorphism is due to the Hercynian period.

Disregarding the tectonic stage the structural pattern is the same over the whole area. There is no indication of Alpidic regional metamorphism. However, zones of strong shear in the Alpidic time are characterized by the growth of chlorite at the expense of biotite, garnet, and sometimes hornblende too as by unmixing of plagioclase. The old lineations and cleavage have been reactivated.

1.1. Vorwort

Die vorliegende Arbeit stellt die umgearbeitete und gekürzte Fassung einer im Jahre 1976 am Geologischen Institut der Universität Wien fertiggestellten Dissertation dar, wobei auch eine Erweiterung der Erfahrungen nach Abschluß der Dissertation im Kartierungssommer 1976 in der W Goldeckgruppe mitverwertet werden konnte. Zwischen 1973 und 1975 wurden die Untersuchungen mit Reise- und Sachbeihilfen vom Geodynamischen Forschungsprojekt (Österreichische Akademie der Wissenschaften) gefördert, wofür an dieser Stelle gebührend gedankt sei. Seit 1. Oktober 1975 wurde die Arbeit im Rahmen des Hochschulschwerpunktprogrammes N 25 (Teilprojekt Goldeck, Leitung Univ.-Prof. Dr. CH. EXNER) durchgeführt.

An erster Stelle gilt mein Dank Prof. CH. EXNER für die Stellung des Dissertationsthemas, die Betreuung, Hilfe und die wohlwollende Förderung meiner Arbeit. Weiters danke ich Prof. W. RICHTER, Prof. H. WIESENER, Doz. W. FRANK, Doz. W. FRISCH und Dr. KOLLER für die Unterstützung, für Anregungen und Hinweise. Dr. H. P. SCHÖNLAUB unternahm in dankenswerter Weise die Untersuchung von Karbonatgesteinsproben auf Conodontenreste.

1.2. Einleitung

Aus dem Studium der neueren Literatur wird eine ganze Anzahl offener Fragen über die Geologie der Goldeckgruppe deutlich: Unklar ist die tektonische Position der Serien im Bild vom Bau der Ostalpen, unklar ist aber auch die Stellung des variszisch metamorphen „Paläozoikums“ über dem „polymetamorphen Altkristallin“ — damit verbunden tritt die Frage nach Art und Alter der rück-schreitend wirkenden Metamorphose des „Altkristallins“ auf. Weiters sollten meine Untersuchungen in stratigraphischer Hinsicht neue Aussagen bringen.

Von dem bearbeiteten Gebiet, das etwa 70 km² auf den Blättern 182 und 199 der ÖK 1 : 50.000 umfaßt, wurde eine geologische Karte im Maßstab 1 : 10.000

aufgenommen. Bei der Ausarbeitung lag der Schwerpunkt auf den basischen Gesteinen, die am ehesten geeignet schienen, das metamorphe Geschehen näher zu gliedern.

1.3. Literaturübersicht

Bis zum Beginn des 20. Jahrhunderts liegen aus der Goldeckgruppe nur Einzelbeobachtungen und lagerstättenkundliche Arbeiten vor. Die eigentliche Erforschungsgeschichte beginnt mit GEYER (1901), der eine Unterteilung in kristallines Grundgebirge und paläozoische Tonschiefer und Quarzite vornimmt. Die zweite Gruppe hat Ähnlichkeiten mit den untersilurischen Schieferen von Mauthen, allerdings deutet ihre Lage darauf hin, daß sie der Nordflügel des Nötscher Karbons seien.

Nach ANGEL & KRAJICEK (1939) herrscht im Goldeckzug eine Dreiteilung in:

- a) die Trias mit Grödener Sandstein, dessen Basis phyllonitisiert ist,
- b) die Tonschiefergruppe mit Tuffen und Diabasen — sie wird als karbonisch angesehen — und steht mit der unterlagernden Teileinheit, der Quarzphyllitgruppe, in tektonisiertem Verbände. Die darin auftretenden Marmorschollen werden ins Devon gestellt, und
- c) in das zweitstufig durchgeprägte, häufig diaphthoritisierte Altkristallin mit einem Marmorzug im Hangenden.

Die Einheiten b) und c) wurden zuerst tektonisch verschuppt und erfuhren danach eine mit der Tauernkristallisation zeitgleiche erststufige Metamorphose. Diese wirkte im Altkristallin rückschreitend, in den Quarzphylliten aber progressiv.

SCHWINNER (1943) stellt die Bänderkalke im Vergleich zu den Schöckelkalken, in den Tonschiefern sieht er ein Äquivalent der Wildschönauer Schiefer und der Plengeschiefer. Das Marmorlager im Hangenden der Glimmerschiefer betrachtet er als paläozoische Einschuppung. SCHWINNER fordert ein variszisches Alter für die Metamorphose und die Verschuppung von Quarzphyllit und Altkristallin.

Durch das Auffinden einer Transgression von Grödener Sandstein über Phyllit am Westhang des Tiebelbachgrabens gelang es FRITSCH (1961) die epizonale Metamorphose des Paläozoikums als präpermisch einzuordnen, zum anderen die Zugehörigkeit der Einheit b) zum Drauzug zu beweisen. Er stellt auch die Möglichkeit zu Diskussion, daß die Diaphthorese des Altkristallins voralpidisch sei.

TOLLMANN (1959, 1960 und 1963) legt die Überschiebungsbahn von Ober- auf Mittelostalpin in das Goldeckgebiet. Die Grenzfläche wird 1959 unterhalb eines Bänderkalkmarmors beschrieben. 1960 hingegen vermutet sie der Autor innerhalb der Quarzphyllite. 1963 werden beide Grenzflächen erwähnt (S. 62 f.), die Stellung der Quarzphyllitgruppe sowie der hangenden Glimmerschiefer bleibt also unklar. Die „kräftige Diaphthorese des Altkristallins“ geht auf die Überschiebung des Oberostalpins zurück, sie hat alpidisches Alter.

LAHUSEN (1969) sieht auf Grund der Gesteinsausbildung sowie der (Sb)-W-Au-Vererzung wegen das „Altkristallin“ als altersgleich mit den Phyllitserien an, d. h., ähnlich wie im Saualpengebiet liegen Serien gleichen Alters variszisch ver-

schieden metamorph übereinander. Während des alpidischen Geschehens erfahren die Gesteine nur mehr eine schwache Überprägung bei gleichbleibenden Achsenrichtungen.

2. Der Gesteinsbestand

2.1. Permomesozoische Gesteine des Drauzuges

Da der Untere Muschelkalk, der allein in einem Graben SW Sattellecker an die Phyllite angrenzt, erst in jüngster Zeit genau bearbeitet wurde, verweise ich auf SCHLAGER (1963), VAN BEMMELEN (1957 und 1961) sowie VAN BEMMELEN & MEULENKAMP (1965).

Als eigentliches Grenzniveau tritt Permoskythsandstein auf, der mit einem Einfallen von etwa 50° nach SW diskordant über den epizonal metamorphen Gesteinen liegt und z. T. an Trennfugen lokal bewegt ist. Beschreibungen der Permoskythbasisbreccie lieferten FRITSCH (1961) und OXBURGH (1968). Unmittelbar oberhalb der von OXBURGH (1968) kurz skizzierten Transgressionsfläche fand EXNER (1974) eine halbmeterbreite Lage mit kataklastischen und variszisch rückschreitend metamorphen Granitgeröllen.

2.2. Zur Nomenklatur der metamorphen Gesteine

Zur Benennung wurden hauptsächlich quantitative Kriterien herangezogen, wie sie von FRITSCH, MEIXNER & WIESENER (1967) zusammengestellt worden sind. Bei den Metabasiten in Grünschieferfazies allerdings werden nach FISHER (1966) jene Namen angeführt, die das vulkanische Ausgangsgestein näher kennzeichnen, soweit sich dieses auf Grund der Dünnschliffbearbeitung und aus dem makroskopischen Habitus rekonstruieren ließ. Die im weiteren verwendeten Abkürzungen sind:

Ab — Albit	Fsp — Feldspat	Mu — Muskowit
Akt — Aktinolith	Gr — Granat	Ol — Oligoklas
Ap — Apatit	Hä — Hämatit	Plag — Plagioklas
Bi — Biotit	Hbl — Hornblende	Pyknochl — Pyknochlorit
Cc — Kalzit	Il — Illmenit	Q — Quarz
Chl — Chlorit	Karb — Karbonat	Se — Serizit
DoI — Dolomit	Klin — Klinozoisit	Stau — Staurolith
Ep — Epidot	Leukox — Leukoxen	Ti — Titanit
		Tu — Turmalin
		Zr — Zirkon

sowie Akz für Akzessorien und xx für Kristalle.

Die kristallographischen und mineraloptischen Abkürzungen werden wie in TRÖGER (1971), Teil I, verwendet. Die Zahlenwerte des Modalbestandes verstehen sich als Vol.-%.

2.3. Gesteine der Muskowitzzone

2.3.1. Phyllite

Gemeinsam ist den Phylliten, die in mannigfachen Variationen auftreten ihr Edukt — ein monotones, meist feinkörniges sandig-toniges Sediment — und die Metamorphosegeschichte.

An der E-Flanke des Tiebelbachgrabens (z. B. 150 m E der Kote 955) stehen feinkörnige, ebenflächige Chloritquarzphyllite an, die Lagen aus mobilisiertem Quarz sowie dünne vulkanische Einschaltungen enthalten. Bei einer Röntgendiffraktometeraufnahme der seidig schimmernden Gesteine konnten bei hohen Eisenuntergrundwerten Quarz, ein 14 Å-Chlorit, Muskowit und Albit identifiziert werden. Der Feldspat wird zum größten Teil als Tuffeinstreu angesehen.

Von den Schiefen des Goldecks ist die Mehrzahl Quarzphyllit zu benennen, wobei nur die Verteilung des Quarzes im Gestein variiert. Vorherrschend liegen Typen mit Quarz-Glimmerlagenbau vor, es folgen die von Quarzkauern und Quarzlinzen durchsetzten Phyllite und schließlich Gesteine, deren hoher Quarzgehalt infolge der Feinkönigkeit und des fein verteilten Auftretens erst im Mikroskop feststellbar ist.

Der Modalbestand der Quarzphyllite liegt bei etwa 48—57% Quarz, 28—40% Muskowit, 6—8% Chlorit, Albit ist meist vorhanden, Erz (Pyrit und Hämatit) macht etwa 4% aus. An Akzessorien findet man Apatit, Turmalin, Zirkon und Epidot sowie fein verteiltes (graphitisches?) Pigment.

U. d. M.: Parallel der Stoffbänderung liegt s_1 . Abhängig vom Grad der Durchbewegung wird das Gefüge von s_2 aufgelöst. Diese Schieferung steht etwa normal zu s_1 und drückt sich in nicht penetrativen, diskreten limonitisierten Klüften aus

Die Quarzphyllite mit intensiver Durchbewegung, verbunden mit Quarz-Mobilisierung, treten vorzüglich in m- bis zehner-m-mächtigen Lagen eingeschaltet in weniger verformten Gesteinen auf.

Eine andere Gruppe, die Chloritphyllite, können makroskopisch nur schwer von Quarzphylliten getrennt werden. Auch diese Gesteine haben schimmernde s-Flächen, sind relativ hart und man beobachtet im Querbruch dieselbe Deformation, die den mm-Wechselbau aus quarzbeherrschten und schichtsilikatreichen Lagen fältelt oder völlig verwischt. Im Gelände finden sich Chloritphyllite als Einschaltungen in quarzreichen Schiefen, meist mit fließenden Übergängen, oder als Zwischenlagen in den Karbonatzügen.

Als Ausgangsgestein kann man einen Pelit mit etwas weniger Quarz heranziehen. Der höhere Chloritgehalt in einigen anderen Schiefen, die ANGEL & KRAJICEK (1939) als chloritführende und Chloritglimmerschiefer bezeichneten, geht sicher auf die Einstreuung von vulkanischem Material zurück.

2.3.2. Erzreiche, karbonatführende Quarzphyllite

Dieses Gestein findet man am NE-Hang des Tiebelbachgrabens (Profil E Gehöft Oberrauter, 80 m NE Kote 1080), vornehmlich aber kommen die hellbräunlich verwitternden, harten und schlecht spaltbaren Quarzphyllite am N-Abfall der Bucheben vor.

Die Zusammensetzung dieser Gesteine lautet etwa 60% Quarz, 25% Muskowit-Serizit, 15—20% Erz, Karbonat, klastischer Plagioklas, Turmalin, Apatit und Zirkon. Mit dem Röntgendiffraktometer wurden Lepidokrodit, Goethit, Hämatit und Pyrit sowie zusätzlich ein Chlorit (sehr geringe Intensität) festgestellt.

Der erzeiche Quarzphyllit läßt sich am besten als rhythmische Ablagerung in einem reduzierenden Milieu deuten. Nicht ganz klar erscheint aber, warum sich innerhalb der quarzreichen, sandigen Lagen kaum Pyrit bildete, und die Frage, weshalb jegliche kohlige Substanz fehlt.

2.3.3. Metaquarzite

Diese treten meist als geringmächtige Einschaltungen in Quarzphyllitabfolgen auf und fallen im Gelände durch einen Übergang von schiefriger zu eher massig-plattiger Textur auf. Unter dem Begriff Metaquarzite sind makroskopisch recht unterschiedliche Gesteine zusammengefaßt, deren Quarzgehalt aber in jedem Falle über 85% des Mineralbestandes ausmacht. Detritärer Plagioklas, Pennin, Serizit und Akzessorien (Turmalin; Apatit; Rutil; Monazit (?) und limonitisierter Pyrit) ergänzen den Modalbestand auf 100%. An Hand der Feinschichtung in einem ebenflächigen, grünlichgrauen Metaquarzit (Fahrstraße von Kote 1226 auf die Bucheben, Höhe 1280 m) kann man erkennen, daß die weitständige Schieferung in ss liegt.

Am Kamm der Goldeckgruppe zieht sich eine 10—25 m mächtige Lage aus erzführendem Metaquarzit nach W, in ähnlicher Ausbildung ist das rostig verwitternde Gestein auch am E Nachbargipfel des Goldecks zu finden. Im Querbruch sieht man eine große Anzahl von limonitumrandeten Hohlräumen (herausgewitterte Erzkörner).

U. d. M.: Obwohl Q fast überall gut rekristallisiert ist, kann man durch die Regelung der Mu-Blättchen und auf Grund der Faltung und Verbiegung einer sedimentär angelegten Q-Ol-Linse deutlich zwei Verformungsakte trennen: 1) Eine der Stoffbänderung parallel verlaufende Schieferung (Einregelung des Mu) und 2) die normal dazu verlaufende Gleitbrett-schieferung (Verstellung der Hellglimmerlagen, Scherklüfte).

Q; Mu; eisenreicher Pennin; Limonit: Bis zu 1,5 mm große Flecken mit stark gegliederten Kornrändern, z. T. pseudomorph nach Hä (?), bis zu 10% des Modalbestandes; Ol; Tu; Ap; Monazit (?).

Ebenso wie die anderen Metaquarzite enthält dieses Gestein ein wenig aussagekräftiges Schwermineralspektrum. Des Eisenreichtums wegen kann man ein reduzierendes Milieu im Ablagerungsraum annehmen. Während der Sedimentation wurde ein Eisengel ausgeschieden, das metamorph zu Hämatit umkristallisierte; dieser liegt jetzt bedingt durch die Verwitterung als Limonit vor.

2.3.4. Metaquarzwacke

Ein ca. 30 m mächtiges Band von Metaquarzwacke, das sedimentär in Quarzphyllit eingeschaltet ist, wurde an der Straße SW-Seite Tiebelbach (100 m SE Kote 909) neu aufgefunden. Das graugrüne, von limonitisierten und Quarzadern durchzogene Gestein zeigt megaskopisch keine s- oder ss-Flächen, frische Brüche schimmern durch den Serizit-Belag leicht.

U. d. M.: In einem äußerst feinkörnigen Gewebe (ϕ 0,01 mm) aus Q, Se, etwas Karb und Flitern von Chl liegen völlig ungeordnet schlecht zugerundete, oft auch zerbrochene Q-Körner, Gesteinsbruchstücke, limonitisierte Erzkörner mit Übergängen von Pyrit und Pyrrhotin (?) sowie Karb-Butzen (Größe 0,5—1 mm). Letztere allerdings dürften durch Sammelkristallisation aus dem Cc der Matrix gebildet worden sein. Parallel der Lineation sind die großen Körner im Verhältnis 3 : 1 gelängt. Schräg zur Minerallängung verläuft eine weit-

ständige Kluftchar, die sich durch Q-Mobilisate, Limonitschnüre sowie durch mit Mörtelstruktur verheilte Risse in den großen Q-Körnern ausdrückt.

Grundgewebe (30%): Q, Se, Pennin-Klinochlor; Q; Limonit; Gesteinsbruchstück: Feinstkörnig, Q, eisenreicher Chl, Se, Erz, wahrscheinlich Tuff; Tu; Ti; Leukox; Ep; kohlige Substanz.

Das heteroklastische Gefüge läßt als Ausgangsgestein eine Quarzwacke vermuten, deren Komponenten in einer Matrix mit Tonkorngröße eingelagert wurden. Der hohe Gehalt an FeOOH wurde bereits im Abschnitt 2.3.2. diskutiert.

2.3.5. Kohlenstoffführender Metaquarz

An zwei Stellen (Profil am Güterweg W Steiner, Güterweg zum Gehöft Rauter vulgo Obernageler) fand ich Bänder von stark verfaltetem „Graphitquarzit“ neu auf, der in kohlenstoffhaltigen (?) Phylliten eingebettet liegt. Das im mm- bis cm-Bereich gebänderte Gestein (Wechselagerung Quarz-Serizit/Muskowit und kohlige Substanz) ist hart, verwittert etwas rostig und hat silbrig schimmernde oder kohlig abfärbende s-Flächen.

U. d. M.: Die Wechselagerung zwischen kompetenten und inkompetenten Material sowie der damit verbundene Faltungsstil prägen das Bild. Die Q-Körner werden in den äußeren Bogen der Falten gelängt, es kommt bis zur Zerreißung (Mechanismus der Biegegleitfaltung), während die inkompetenten Kohlenstoff-Mu-Lagen in den Faltenscheiteln angeschoppt werden, an den Schenkeln ausdünnen und in sich eine starke Mikrofaltung mit liegenden Falten und abgelösten Faltenkernen zeigen. In einem Schenkel wird die Tendenz zur Durchscherung sichtbar, wobei es zur Bildung von kammartig kristallisierendem Kluft-Q kommt.

Q; Mu/Se; amorphe kohlige Substanz: Schwarze, glanzlose Bänder, feindisperses Pigment in einigen Q-Lagen; Limonit: „glaskopfartige“ Aggregate, in würfelig Form nach Pyrit (ca. 15%); Ap.

Das mikroskopische Bild erlaubt es, als Ausgangsgestein einen Lydit in der Art wie „Lydit B“ (F. & H. HERITSCH, 1942) anzunehmen. Die ursprüngliche, feine Wechselagerung zwischen Radiolarienresten und Quarz einerseits und graphitischer Substanz andererseits blieb während der Metamorphose erhalten.

Die aus der N Grauwackenzone beschriebenen rundovalen Körperchen aus feinkristallinem Quarz oder Chalzedonaggregate (MOSTLER, 1966), die beide umkristallisierte Radiolarien darstellen, konnte ich nicht nachweisen; ebenso fehlen Anwachssäume in den Quarzkörnern.

An einer Probe führte Herr Dr. ZACK vom Inst. f. Physikalische Chemie d. Univ. Wien eine quantitative Kohlenstoffanalyse durch, die beim Gesamtgestein 3,48 Gew.-% C ergab. Man muß diesen Kohlenstoff wohl zur Gänze als organisch sehen, da auf Grund des Fehlens von Karbonat die Möglichkeit der Bindung mit CO₂ (unter 1 Gew.-%; Analyse durchgeführt von P. KLEIN, Geol. B.-A. Wien) fehlt. Der im Verhältnis zu den von F. & H. HERITSCH (1942) angeführten Werten höhere C-Gehalt kann entweder primär sein oder man zieht die von den beiden Autoren erwähnte Kohlenstoffwanderung für den Lydit B in Betracht.

2.3.6. Karbonatgesteine

An der N-Flanke des Tiebelbachgrabens findet man mehrere Karbonatgesteinszüge mit einem vielfältigen und makroskopisch abwechslungsreichen Habitus.

2.3.6.1. Kalkphyllite

Im Aufschluß treten sie durch helle Farben verbunden mit einem deutlich schimmernden Hellglimmerbelag und rostiger Verwitterung hervor. Die Kalkphyllite begleiten meist Marmore und sind als Bindeglied zwischen sandig-toniger Sedimentation und der einsetzenden karbonatreichen Fazies zu werten. An einzelnen Stellen (z. B. 200 m S Kote 1226) findet man solche Schiefer auch in Verbindung mit karbonatreichen Quarzphylliten.

2.3.6.2. Kalkmarmore

Als Übergang zur vorigen Gruppe sind jene mittelkörnigen hellen oder blaugrauen Kalkmarmore anzusehen, deren hoher Tonanteil (etwa 20% Hellglimmer, Quarz und Albit) sich in Phyllitschmitzen und durch einen Serizitbelag auf den s-Flächen ausdrückt.

Die Hauptmasse der Karbonatgesteinszüge machen Bänderkalkmarmore aus, die oft in Verbindung mit dem zweiten wichtigen Typus, nämlich hellen massigen Kalken bis Kalkmarmoren gefunden werden. Die gebankten Gesteine sind im mm-Bereich gebändert, wobei der Farbwechsel einerseits zwischen weiß, hellgrau und blaugrau, zum anderen zwischen weiß und braun stattfindet; seltener findet man grau bis dunkelgrau gebänderte, feinkörnige Marmore. Der Glimmergehalt ist je nach dem Grad der sedimentären Verunreinigung stark wechselnd.

Nur innerhalb der Muskowitzzone sind die stark pigmentierten Kalzitmarmore zu finden, wobei der Habitus dieser dunkelgrauen bis schwarzgrauen, teils gebänderten Gesteine dem von nicht metamorphen Kalken ähnelt. Vereinzelt erkennt man auf den dunklen, leicht schmierenden s-Flächen, die dem ss parallel laufen, Hellglimmerschuppen.

Zuletzt seien noch die hellen massigen Kalkmarmore erwähnt, die am S-Abfall des Goldecks eher zurücktreten, aber den mächtigen Zug der „weißen Wand“ (in der Biotitzone der Metapelite) fast zur Gänze aufbauen. Die meist zuckerkörnigen Gesteine haben entweder weiße, gelbliche oder rosa Färbung, führen sehr wenig Hellglimmer und zeigen nur selten die Andeutung einer Schieferung. Als Anhang muß noch ein farbloser massiger Kalzitmarmor hierher gestellt werden, der von ca. 2—4 mm dünnen Schnüren von Eisenkarbonat und Magnesit regelmäßig durchsetzt wird (neuer Fahrweg zum Gehöft Rauter vulgo Obernageler, ca. 100 m E Kote 1080).

U. d. M.: Die in etwa 1—2 mm großen druckverzwillingten Cc-Körner liegen ohne Zement mit guter Eigengestalt aneinander an, stärkere Verunreinigung mit Q. Der aschgrau-bräunlich gefärbte Magnesit (Größe bis zu 5 mm) tritt ausschließlich unverzwillingt auf. Das makroskopisch bräunliche Fe-Karb erweist sich als etwas Fe-führendes Karb mit feinstverteilten Eisenhydroxiden (Farbwirkung!) in den Spaltrissen.

Ebenfalls vom Tiebelbach E-Ufer beschreibt LAHUSEN (1969) in der Schichtung eingelagerte 1 cm dicke Magnesitlagen im Dolomit. Nach ihm ist der Magnesit syngenetisch, das grobe Korn des $MgCO_3$ beruht auf der großen Kristallisationsfreudigkeit bei diagenetischen und metamorphen Prozessen.

2.3.6.3. Dolomitmarmore

ANGEL & KRAJICEK (1939) erwähnen diesen Gesteinstyp überhaupt nicht, SCHWINNER (1943) berichtet von feinkörnigen blaugrauen Dolomiten und hält

die Dolomitisierung für einen metasomatischen Vorgang. LAHUSEN (1969) beschreibt laterale Veränderungen von Kalk zu Dolomit.

Die räumlich größte Verbreitung haben Dolomitmarmore und dolomitische Marmore um die Kote 1720, in einem etwa E-W-streichenden Zug beim Vermessungspunkt 1830 sowie beim Kopf 1554. Bei den weiteren Vorkommen handelt es sich um geringmächtige Bänke mit Übergängen in Kalzitmarmore.

Abhängig vom Eisengehalt verwittern die Gesteine entweder grau oder bräunlich, oft kommt es zur Ausbildung einer ca 1 mm dicken, limonitischen Kruste. Im frischen Anschlag können weißlich-hellgrau gebänderte, dichte mittelgraue, von farblosen Kalzitadern durchzogen und als Übergang dazwischen weißlich-gelbliche Typen unterschieden werden. Als Besonderheit kann ein dunkelgraues, dichtes quarzführendes Dolomitgestein mit Schlieren von kräftig grünem Fe-Mg-Chlorit gelten (Fahrweg von Kote 1226 auf die Bucheben, Höhe 1300 m). Aus den dichten, massigen Typen wurden etliche Proben von Dr. SCHÖNLAUB, Geol. B.-A. Wien, ergebnislos auf Conodonten untersucht.

An Hand der im Gelände aufgefundenen, meist lagigen Dolomitverteilung wird angenommen, daß die Dolomitisierung ein syngenetischer oder diagenetischer Prozeß war. Allerdings können weitere Verdrängungen im Zusammenhang mit der Metarmorphose gesehen werden.

2.3.7. Basische Metavulkanite

Obwohl in meinem Aufnahmegebiet die Stammformen der einzelnen Vulkanite nicht mehr so eindeutig wie im E anschließenden Bereich (HEINZ, 1976) erhalten sind, lassen sich doch mehrere Typen klar unterscheiden. Zur chemischen Klassifizierung und um ein genaueres Bild über das vulkanische Geschehen zu bekommen wurden von einem Metadiabas (F 2/74) und von zwei Metaaschentuffen (F 7/74, O 8/74) Analysen angefertigt. Die beiden erstgenannten Gesteine analysierte ich auf naßchemischem Wege, O 8/74 untersuchte ich gemeinsam mit den Amphiboliten der Granatzone in der RF-Anlage und am Flammenphotometer (Alkalien). Siehe auch Abschnitt 2.5.7.

Fundpunkte der Proben

F 2/74: N-Hang Tiebelbach, 200 m SE Kote 1517, Höhe 1545 m; F 7/74: N-Hang Tiebelbach, 300 m E Kote 1723, Höhe 1573 m; O 8/74: Schreigraben, 500 m NNE Martennock, Höhe 1675 m.

Da aus Tab. 1 leicht ersichtlich ist, daß O 8/74 die gleiche Zusammensetzung wie F 7/74 hat und zusätzlich auch bei höherer Metamorphose die selbe Paragenese ausbildet, werden die spilittischen Metabasite aus der Biotit-Zone der pelitischen Gesteine in diesem Kapitel behandelt.

Die Auswertung der Ergebnisse wurde durch die detaillierten Untersuchungen des basischen Vulkanismus W Eisenkappl (LOESCHKE, 1970, 1973, 1974; LOESCHKE & ROLSER, 1971; LOESCHKE & WEBER, 1973) sehr erleichtert. Vergleiche mit Grüngesteinen aus anderen, in der Grünschieferfazies metamorphen Altpaläozoikumsgewieten des mittellkärtner Raumes sind wegen der fehlenden Analysendaten nicht möglich, sieht man von den Werten für einen Metadiabas im nordöstlichen Klagenfurter Becken (GROSCHOPF, 1970, Analytiker Doz. Dr. LODEMANN) ab.

Tab. 1. Chemische Analysen von basischen Metavulkaniten der mittleren Gold-eckgruppe und Vergleichswerte. FeO gilt als Gesamteisen.

Gew.-%	DEUTSCH (1975)			Summe	GROSCHOPF	LOESCHKE	AMSTUTZ
	Diabas F 2/74	Tuffe F 7/74	O 8/74		1970	1973 36 Analysen	1974
SiO ₂	47,58	44,82	46,391	46,26	48,18	46,56	48
TiO ₂	2,81	2,56	2,663	2,68	3,67	3,31	2
Al ₂ O ₃	14,92	14,48	14,736	14,71	13,99	14,76	15
Fe ₂ O ₃					3,47	5,13	
FeO	11,99	10,54	12,469	11,67	8,71	7,11	10
MnO	0,16	0,22	0,218	0,20	0,19	0,21	
MgO	5,72	5,38	2,823	4,64	6,34	4,78	6
CaO	8,79	9,49	8,712	9,00	5,15	7,85	8
Na ₂ O	2,26	2,94	3,69	2,96	5,90	3,88	5
K ₂ O	0,16	0,07	0,19	0,14	0,27	0,83	1
Glv.	3,37	7,72	6,79	5,96	4,40	3,28 (H ₂ O ⁺)	5
CO ₂						1,19	
P ₂ O ₅	0,35	0,20			0,50	0,54	
	98,11	98,42	98,682	98,22	100,77	99,43	100

NIGGLI-Werte			
	F 2/74	F 7/74	O 8/74
alk	6	7	10,1
fm	48	44	40,6
c	24	27	25,6
al	22	22	23,7
si	119,3	115,6	127
mg	0,46	0,48	0,29
k	0,03	0,03	0,03

Die gute Übereinstimmung der Werte mit denen von Gesteinen aus den Vergleichsgebieten sowie mit der von AMSTUTZ (1974) gegebenen Durchschnittszusammensetzung sprechen eindeutig für einen spilitischen Chemismus der Metavulkanite des Goldecks. Auch die von TURNER & VERHOOGEN (1960) aufgestellten Kriterien, nämlich hohe Natronwerte, deutlich niedrigere K₂O-Gehalte, relativ viel TiO₂ und ziemlich geringe Gew.-% an Al₂O₃, CaO und MgO, werden gut erfüllt. Zu den Ergebnissen muß noch bemerkt werden, daß der hohe Glühverlust der Tuffe auf das viele freie Karbonat in diesen Gesteinen zurückzuführen ist.

Im AFM-Dreieck (Abb. 1 umgezeichnet nach LOESCHKE, 1973) werden die im Vergleich zu anderen Spilitprovinzen etwas niedrigeren Alkaligehalte und die Betonung von FeO gegen MgO deutlich. Im Verhältnisdiagramm der Alkaligew.-% gegen SiO₂ liegen die Punkte meiner Analysen in der Nähe der spilitischen Pillowlaven und haben ebenso wie diese geringe Kieselsäuregehalte (Abb. 2 umgezeichnet nach LOESCHKE, 1973). Als Möglichkeit, die ozeanischer Herkunft von

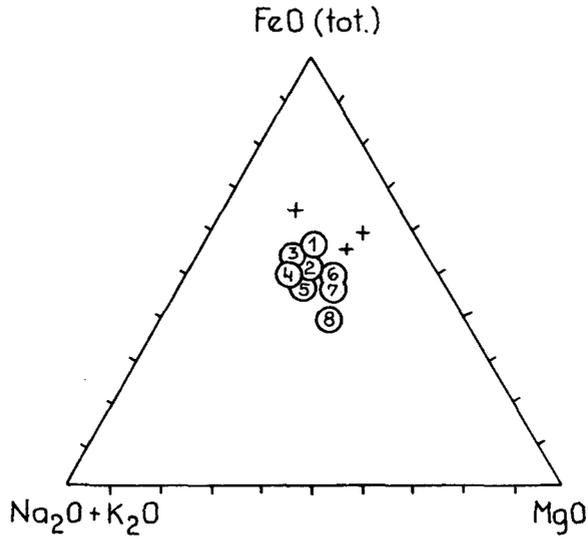


Abb. 1. AFM-Diagramm, umgezeichnet nach LOESCHKE (1973). Analysen von drei Metabasiten aus dem Goldeckgebiet (Kreuzsignatur) im Vergleich mit Basalten und Spiliten anderer Lokalitäten.

1 = Spilitische Pillowlaven nach LOESCHKE (1973) (n = 64), 2 = Spilitische Lagergänge nach LOESCHKE (1973) (n = 13), 3 = Spilite nach SUNDIUS (1930) (n = 19), 4 = Spilite nach WELLS (1923) (n = 7), 5 = Spilite nach VALLANCE (1960) (n = 92), 6 = Spilite nach SHARFMAN (1968) (n = 43), 7 = Spilite nach HENTSCHEL (1970) und HERRMANN & WEDEPOHL (1970) (n = 44), 8 = Spilite nach HEKINIAN (1971) (n = 63).

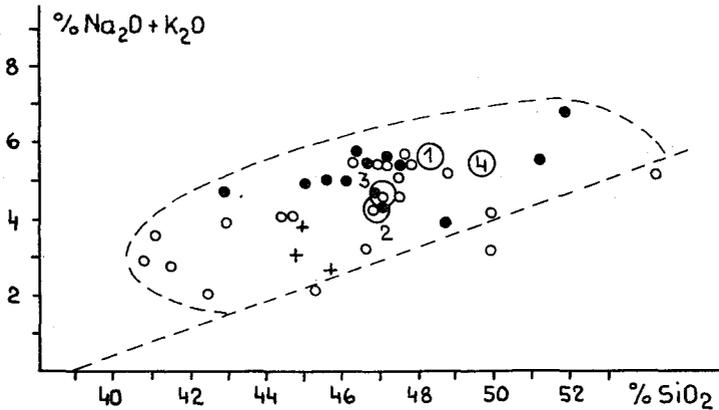


Abb. 2. Verhältnisdiagramm Gew.-% $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ gegen SiO_2 , umgezeichnet nach LOESCHKE (1973). Analysen von drei Metabasiten aus dem Goldeckgebiet (Kreuzsignatur) im Vergleich mit Basalten und Spiliten anderer Lokalitäten.

Kreise = Spilitische Pillowlaven nach LOESCHKE (1973) (n = 23), Punkte = Spilitische Lagergänge nach LOESCHKE (1973) (n = 13), 1 = Alkali-Basalte nach ENGEL et al. (1965) (n = 10), 2 = Ozeanische Alkali-Basalte nach MANSON (1967) (n = 178), 3 = Kontinentale Alkali-Basalte nach MANSON (1967) (n = 567), 4 = Spilite nach VALLANCE (1960) (n = 92). Gestrichelte Trennungslinie zwischen Alkali-Basalten (oben) und tholeiitischen Basalten nach MACDONALD & KATSURA (1964) (referiert in CARMICHAEL et al., 1974).

Basalten und Verwandten zu erkennen, wurden von MANSON (1967) und CHAYES (1964) (beides in LOESCHKE, 1973) erhöhte TiO_2 -Werte genannt (Abb. 3 umgezeichnet nach LOESCHKE, 1973), doch gilt hier ebenso wie für die Eisenkappler Metavulkanite, daß die heutigen Beobachtungen nur schwer auf das Paläozoikum zu übertragen sind.

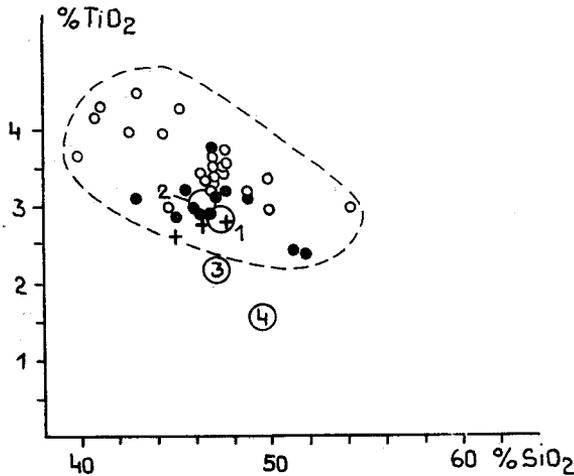


Abb. 3. Verhältnisdiagramm Gew.-% TiO_2 gegen Gew.-% SiO_2 , umgezeichnet nach LOESCHKE (1973). Analysen von drei Metabasiten aus dem Goldeckgebiet (Kreuzsignatur) im Vergleich mit Basalten und Spiliten anderer Lokalitäten. Signaturen wie in Abb. 2.

2.3.7.1. Metadiabase

Im Gelände treten diese von ANGEL & KRAJICEK (1939) als Prasinite der Metadiabasgruppe bezeichneten, dichten Gesteine bereits durch ihre hellgrünlichen Verwitterungsfarben und ihren splittrigen Bruch hervor. Im Anschnitt zeigen sie ein deutliches Lagengefüge bei hellgrünlichen Farben (Epidotreichtum). Trotz der Feinkörnigkeit kann man Karbonat (HCl), Erzkörnchen, Hornblendens und Chloritflecken ausmachen.

U. d. M.: Die Metadiabase sind aus einem feinkörnigen homöoblastischen Chl-, Hbl- und Ep-Gewebe aufgebaut, das mit kleinen Ab-Körnern durchspickt ist. Obwohl makroskopisch am Hauptbruch keine Linearen zu sehen sind, muß man wegen der Einregelung von Hbl-Nadeln und Chl-Blättchen doch eine der lagigen Textur parallele, schwache Schieferung durch Plättung annehmen. Reliktisch erkennt man in einzelnen Partien fluidale und blasige Gefüge. Gleichförmig über das Gestein sind Großkörner oder Kornballen und Haufen von Ep + Klin + Leukox, oft mit einem Q-Saum, verteilt, die als ehemalige mafische Einsprenglinge gedeutet werden (Augit, Pigeonit). Als Mobilisat der Metamorphose (Differentiation) treten manchmal bis zu 1,5 mm mächtige Lagen aus Q + Ab + Ep auf.

Aktinolithische Hbl (27–40%): Faserig-stengelige, z. T. schilfige Ausbildung mit aktinolithischem Längen–Breitenverhältnis (WETZEL, 1974), Absorptionsfarbe //ny blaßbläulichgrün, //nß blaßgrünlich–blaßgelblichgrün, //na blaßgelblichgrün, $2V_x$ 74–80°, $z \wedge c$ 12–15°, vereinzelt Zwillinge //001, Wachstumseinschlüsse von Ep und Chl; Ep + Klin (23–27%); Plag (19–27%): Ab, in einem Dünnschliff wurde ein prismatisch-tafeliges Einzelkorn mit zahlreichen Ep + Klin-Nadeln (umkristallisierter Einsprengling?) gefunden; Pennin–Pyknochl, selten Rhipidolith (8–25%); Ti–Leukox (2–7); Pyrit und Hä (+–3%); Karb; Ap; Q.

Die für Splite charakteristische Mineralassoziati on Albit + Chlorit wird als metamorph aufgefaßt, denn sieht man von dem einen, bereits erwähnten Feldspattäfelchen ab, sind keinerlei sicheren Relikte des ursprünglichen Mineralbestandes zu sehen. In diesem Sinne sprechen auch die Arbeiten von HERRMANN und WEDEPOHL (1970), ECKHARDT (1971) und LOESCHKE (1973). SCHERP (1957) berichtet über die sekundäre Entstehung von Albit/Oligoklas, Chlorit, Karbonat, sowie Titanit und hydrothermale m Quarz in anchimetamorphen Diabasen, wobei die Entstehung von An-armen Feldspäten ohne Na-Zufuhr von außen möglich ist. Ebenfalls aus einer schwächer metamorphen spilitischen Gesteinsgesellschaft beschreibt LOESCHKE (1970) die beginnende Neubildung von Aktinolith am Rand von Pyroxenen und eine Durchtränkung mit Quarz + Pistazitklüften, weiters wird auch eine hydrothermale Zersetzung der Pyroxene in Chlorit und Karbonat mit Freisetzung von SiO₂ erwähnt, offenbar stellt sich also die Mineralneubildung bereits bei niedrigeren Temperaturen ein. ECKHARDT (1971) gibt dafür 400 bis 250° C, HERRMANN und WEDEPOHL (1970), 200 bis 400° C an, wobei allerdings die Systeme zur Zufuhr von Wasser und CO₂ offen sein müssen. Man kann also für die Metadiabase des Goldeckgebietes ein feinkörniges Ausgangsgestein annehmen, dessen primärer Mineralbestand einen etwas An-reicheren Feldspat und Pyroxen enthielt. Das Gestein wurde unter teilweiser Einhaltung des fluidalen Gefüges (vielleicht einer basaltischen Lava) wahrscheinlich bereits in der Anchi-zone in die nun vorliegende Paragenese Albit + Chlorit + Aktinolith + Epidot + Titanit + Quarz ± Karbonat isochemisch umgewandelt. Die von ANGEL & KRAJICEK (1939) vorgenommene Trennung in Metadiabase der Grünschieferfazies (nach ESKOLA) und solche der Prasinitfazies (nach ANGEL) wird abgelehnt, da im Metamorphoseprofil durch größere Mächtigkeiten getrennte Proben den gleichen Mineralbestand haben.

2.3.7.2. Metaaschentuffe bis -tuffite

Die metamorph umgeprägten Tuffe haben unter den Grüngesteinen die weiteste Verbreitung. Da sie im Profil mehrmals auftreten, erscheinen diese Gesteine gut geeignet, die Auswirkungen der progressiven Metamorphose auf die Einstellung von Mineralparagenesen anzuzeigen.

Am häufigsten finden wir feine und grobe Aschentuffe (bis 0,0625 bzw. 2 mm) die sich makroskopisch durch graugrüne Farben, eher massiges Auftreten und schwach limonitische Verwitterung auszeichnen; sie brausen unter HCl. Im Anschnitt wechseln sich plagioklas- und karbonatbetonte mit Lagen beherrscht von Chlorit + Erz + Epidot ab. Darin eingebettet liegen plattgedrückte, bis zu 4 cm lange Lapilli und dünne Quarzlin sen. Dieses Erscheinungsbild wird oft von einer Deformation, deren Achse quer zur Stoffbänderung liegt überprägt, vereinzelt kommt es auch zur Bildung von ptygmatischen Fältelungen der hellen Lagen.

U. d. M.: Zwei Typen: a) Lagig-schichtige Textur aus Chl-betonten, Ab-, untergeordnet Epidurchspickten Lagen mit extremer Erzführung sowie Chl-arme Plag + Karb + Q-Lagen. b) Einheitliches, feinkörniges Chl-betontes Grundgewebe, das von wolkenartigen Partien mit Karb-Vormacht durchzogen ist. Man sieht eine schichtparallele Schieferung durch Plättung, die oft durch s₂, eine Gleitbrettschieferung, und/oder durch eine zweischarige Zersch erung aufgelöst wird.

Ab/Ol: Reliktisch bis zu 1 mm große Auswürflinge; Rhipidolith—eisenreicher Rhipidolith, untergeordnet Pennin; Karb; Ti—Leukox; Il; Hä; Pyrit; Mu; Q; Ep + Klin als Kornballen mit Q-Saum nach mafischen Auswürflingen; Ap; Tu.

Für eine Deutung als Aschentuffe sprechen die im Gegensatz zu den in gleicher Metamorphose vorliegenden Metadiabasen gut entwickelten lagigen Strukturen im $\frac{1}{10}$ -mm-Bereich, die fehlende homogene Mineralverteilung und die Tatsache, daß diese Gesteine mit den folgenden Kristalltuffen abgesehen vom Fehlen der Auswürflinge gut übereinstimmen.

Bei den Aschentuffen wird die Paragenese zur Gänze als metamorph gebildet angesehen; in einer Probe (200 m WNW Martenock, Höhe 1995 m) wurde durch das Auffinden von Biotit der Biotit-Isograd in Metabasiten gefunden. ANGEL & KRAJICEK (1939) bezeichneten diese Gesteine als Prasinite der Schalsteingruppe. Dieser Name scheint im Sinne von HENTSCHEL (1961) berechtigt, der Schalsteine als „verschiefterte, submarine, basische Tuffe, die soweit es sich um juveniles Auswurfsmaterial handelt, aus bimssteinähnlichen Glasfragmenten bestehen“, definiert. Weiters erwähnt er als präeruptive Frühausscheidungen Olivin, Pyroxen und Feldspat. Soweit in den Metaaschentuffen überhaupt Feldspatauswürflinge auftreten, lag deren An-Gehalt sicher nicht viel über der heute vorliegenden Zusammensetzung, da die Einschlüsse von Epidot und Klinozoisit bei weitem nicht ausreichen, um auf basische vulkanische Plagioklase schließen zu können. Diese Beobachtung erlaubt gemeinsam mit der Feststellung, daß die chemische Zusammensetzung von F 7/74 der eines Spilites entspricht, die Annahme eines spilitischen, vormetamorphen Ausgangsmaterials. Damit wäre nach meinem Dafürhalten bewiesen, daß diese Gesteine aus demselben Magmenherd wie die Metadiabase stammen, die Unterschiede im Gefüge und der Paragenese sind ausschließlich auf den anderen Charakter des Ausgangsgesteins zurückzuführen. Als Anhang zu den Aschentuffen sei noch eine Probe (Weg vom Goldeck zur Goldeckhht., Höhe 1955 m) erwähnt.

U. d. M.: Dieses Gestein ist aus einem Netz von Pyknochl aufgebaut, in das ϕ 0,08 mm große unverzwilligte Ab/Ol-Blasten eingelagert sind; weiters enthält das Chl-Gewebe Ti- und Ep-Körner. Schieferung, wenn überhaupt vorhanden, fällt mit dem Primärgefüge zusammen.

Falls dieses Gestein den Aschentuffen zugezählt werden kann, muß es sich um eine extrem feinkörnige Variante gehandelt haben, da hier weder Reliktminerale noch Gefügereste zu erkennen sind. Vielleicht entspricht die Paragenese Plagioklas + Chlorit + Titanit + Quarz + Epidot der der vorhin beschriebenen Gesteine ohne Aufnahme von CO_2 , wobei allerdings trotzdem an eine Ca-Abfuhr gedacht werden muß.

Mit Zunahme der epiklastischen Beimengungen gehen die spilitischen Metaaschentuffe in Tuffite über, eine scharfe Grenzziehung ist hier nicht möglich. Hand in Hand mit der stärkeren Sedimenteinstreu ändert sich auch die Zusammensetzung von dem spilitischen Chemismus weg.

Makroskopisch lassen sich die Tuffite durch deutlich erkennbare Hellglimmerblättchen trennen; sie sind alle schiefrig ausgebildet.

U. d. M. wird die Schieferung durch eingeregelter Se-Chl-Blättchen angezeigt. Darin liegen Q-Körner, Ab/Ol-Rundlinge (vereinzelt auch reliktsche Auswürflinge) und Karb-Butzen eingelagert; in einer Probe (50 m NNW Kote 1729) treten Ep-Körner und Tu-Sonnen dazu. Chl: Selten Rhipidolith, meist Pennin—Klinochlor nach den tonigen Sedimentanteilen.

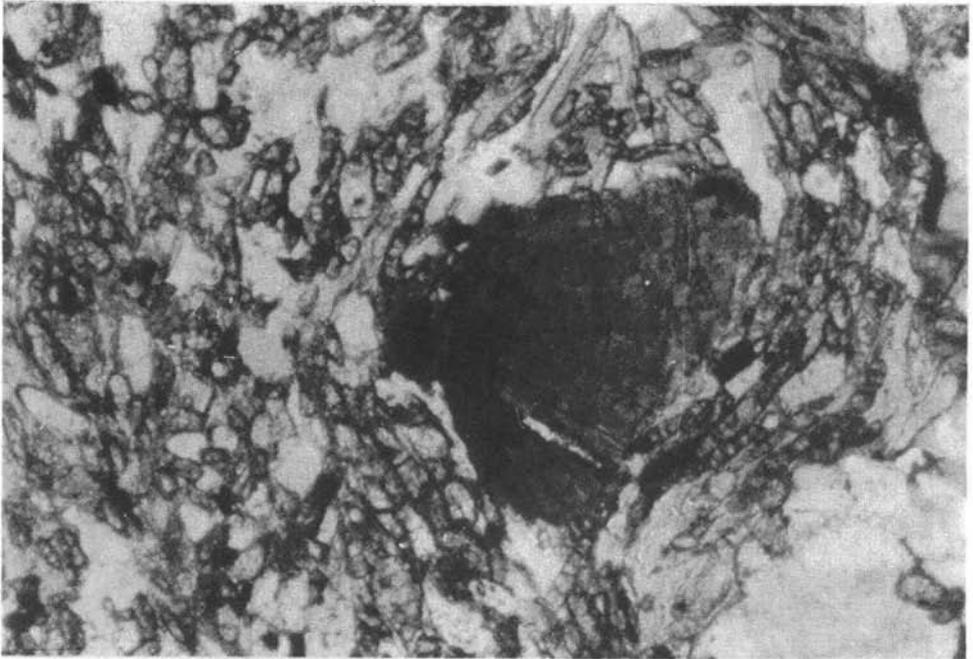


Abb. 4. Turmalinsonne in einem feinkörnigen Metaaschentuff. // Nicols, Obj. NPI 6.3, Vergrößerung ca. 225fach.

Der epiklastische Anteil überwiegt die als pyroklastisch deutbaren Minerale. Die Vorstellung, daß die Pelit-Ssammit-Sedimentation während der vulkanischen Ereignisse in gleicher Weise weiter ablief, liegt nahe.

Den splitischen Metaaschentuffen wird auch jene 2 m mächtige Lage zugerechnet, die im W-Teil des Schreigrabens (Höhe 1670 m) in der Biotit-Zone der Metapelite aufgefunden wurde. Weiters wird auch eine Probe hierhergestellt, die aus der seitlichen Fortsetzung des Ilmenit-führenden Amphibolites (Abschnitt 2.4.1.) stammt. Alle diese Gesteine haben keine Unterschiede zu den vorher erwähnten Metabasiten, ein für die Metamorphose der Grüngesteine wichtiges Faktum.

U. d. M.: Wechselweise beherrscht Fe-Rhipidolith (18—25%), von Erz (8—10%) und Ti-Staub durchzogen, oder druckverzwillingtes Karb (16—23%) das Grundgewebe. Darin eingelagert treten Ep-Stengel (6—8%) und -körner sowie bis zu 1 mm große Aggregate auf, die als Pseudomorphosen nach mafischen Einsprenglingen (Pyroxen) aufgefaßt werden. Ab ist in Form von Rundlingen über den gesamten Schliff homogen verstreut, weiters aber auch Auswürflinge (Ab/Ol) die nach Ab- oder Karlsbader Gesetz verzwillingt sind und gut kristallisierte Ep + Klin-Mikrolithen als Zeugen eines ehemals höheren An-Gehaltes führen (Plag 34—41%); Q (+—5%); Ap.

Die Tuffnatur scheint durch die z. T. noch erkennbaren klastischen Strukturen, vor allem an Plagioklasauswürflingen sowie Plagioklas + Quarz-Brocken gesichert. Wieweit allerdings Glasfetzen oder mafische xx an diesen pyroklastischen

Sedimenten beteiligt sind, läßt sich nicht mehr feststellen, da sowohl Sideromelan als auch Pyroxene, oder basaltische Hornblende bei der Metamorphose zu Chlorit + Erz + Epidot + Titanminerale + Karbonat umgewandelt werden (HENTSCHEL, 1953 und 1960; MÜLLER & LOESCHKE, 1973).

Das gilt natürlich auch für die anderen Gesteine aus der Gruppe der Metabasite. Die Entstehung der nun vorliegenden Mineralparagenese wird wieder in der Anchizone oder in dem Bereich der am schwächsten temperierten Metamorphose angenommen. Ein petrographisches Problem besteht durch die hohen Vol-% an Karbonat, die sich auch im erhöhten CaO-Wert der chemischen Analyse von O 8/74 ausdrücken. Entweder handelt es sich um eine geringe Sedimentbeimengung — der Zusammenhang mit Karbonatzügen würde diese Erklärung unterstützen — oder es liegt hier hystero-gen eingewandertes Karbonat vor; an eine magmatische Herkunft der 8,7% CaO kann nicht gedacht werden.

2.3.7.3. Metakristalltuffe bis -tuffite

Gegen die vorherige Gruppe treten die Pyroklastika mit Auswürflingen stark zurück. Der Nomenklatur von FISHER (1966) nach ist die Abtrennung von Aschentuffen gegen Kristalltuffe unzulässig, da als Kriterien der Benennung nur die Korngröße sowie die Herkunft der Teilchen (vulkanisch oder sedimentär) verwendet werden. Mit der von mir gewählten Bezeichnung möchte ich nur zum Ausdruck bringen, daß in den folgenden Gesteinen bei unwesentlich größerem Korn eine ganze Anzahl von eindeutig als vulkanisch zu bestimmenden Feldspattäfelchen aufgefunden wurde.

Makroskopisch entsprechen die Metakristalltuffe bis -tuffite völlig den vorher beschriebenen Proben, allerdings kann man in manchen Gesteinen bis zu 2 mm große Plagioklaskörner erkennen. Ebenso wie bei den Metaaschentuffen gibt es auch hier fließende Übergänge zu dem begleitenden standig-tonigen Hintergrundsediment.

U. d. M.: Keine Unterschiede zur vorigen Gruppe, sieht man von den Plag-Auswürflingen ab. Diese Ol (bis zu 2,5 mm Kantenlänge) haben prismatische oder tafelige Formen und sind nach Albit oder komplizierten Gesetzen verzwillingt. Gut kristallisierte Einschlüsse von Klin + Ep, aggressives Karb an den Kornrändern und Spaltrissen. Vereinzelt lassen sich durch regelmäßig angeordnete, nicht näher auflösbare Mikrolithen die Anwachszonen rekonstruieren.

2.3.7.4. Metatuffite mit Sedimentvornacht

Solche Gesteinstypen, graugrünlich, schwach geschiefert und mit vereinzelt Hellglimmerschüppchen wurden von ANGEL & KRAJICEK (1939) als Chloritphyllite mit beträchtlicher diabasischer Tuffeinstreu bezeichnet; sie bilden das Bindeglied zur Hintergrundsedimentation. In der Nomenklatur von FISHER (1966) werden diese Gesteine als „tuffogenic rocks“ bezeichnet, wobei die epiklastische Beimengung von mehr als 50% ausschlaggebend ist.

U. d. M.: Stoffbänderung von Tuff-Tuffitlagen (Plag + Karb + Chl) und siltig-tonigen (Hellglimmer + Q) mit Tuffeinstreu. Parallel dazu s_1 mit anschließender postkristalliner Faltung. Im steilen Winkel bis normal zu s_1 verläuft s_2 . Zuletzt wird das Gefüge von einer nicht überall sichtbaren zweischarigen Zerscherung versetzt. Plag; Mu—Se; Q; Pyknochil—Rhipidolith; Karb; Ti—Leukox; Erz (Pyrit und verwitterte Titanminerale); Ep + Klin; Siderit; Ap; Tu; Zr.

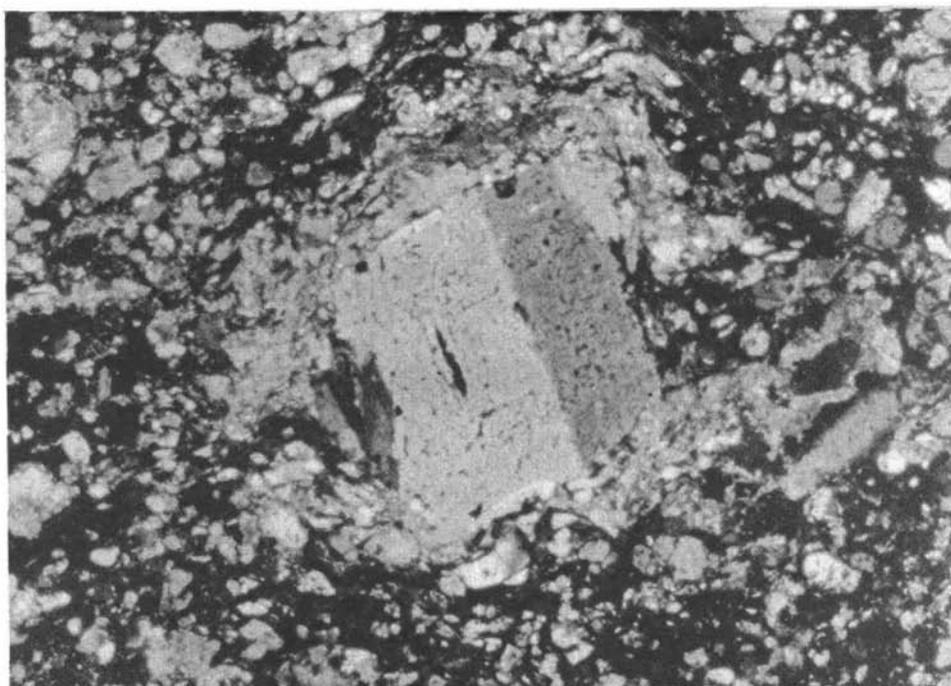


Abb. 5. Oligoklasauswürfling in einem Metakristalltuff. Durch die opaken, regelmäßig angeordneten Einschlüsse sind die Anwachszonen rekonstruierbar. X Nicols, Obj. Pl 2.5, Vergrößerung ca. 90fach.

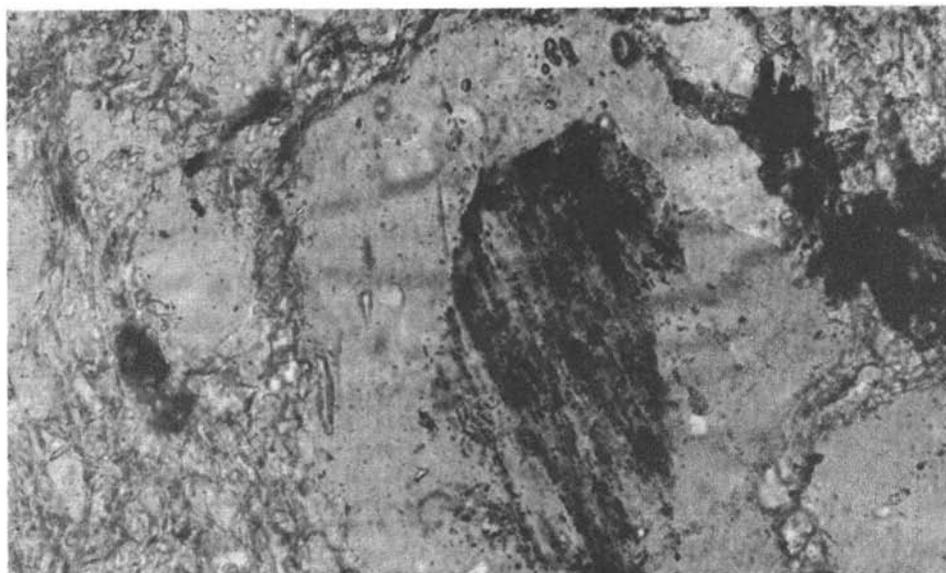


Abb. 6. Albitkorn in einem Metatuffit mit Sedimentvormacht. Der mit Opazit bestäubte Kern gibt die Umrisse des vulkanischen Plagioklases wieder, der einschlufsfreie Rand wird als Anwachssaum gedeutet. // Nicols, Obj. NPl 16, Vergrößerung ca. 580fach.

In einem Exemplar (200 m SSW Krendlmarhth., Höhe 1725 m) treten häufig rundliche Albitkörner auf, die nicht näher identifizierbare, meist im Kern angesiedelte Einschlüsse eines feinstkörnigen, opaken Minerals und einen einschlüßfreien Anwachsraum haben. Dadurch wird der Habitus und die Verzwillingung der vulkanischen Plagioklase abgebildet, wobei sich etwaige Zwillinge der metamorphen Feldspatgeneration an diese vorgegebenen Lamellen halten.

2.4. Gesteine der Biotitzone

Das Ausscheiden einer eigenen Biotitzone ist etwas problematisch, da nur in einem Schliff eines Metapelites Biotit oberhalb des Erstauftretens von Granat gefunden wurde. Ein wichtiger Hinweis ist auch bei KRAJICEK (1933) enthalten, der in einem Quarzphyllit aus dem Sattel N Kapelleralm ebenfalls Biotit fand, diesen jedoch als „später eingewandert“ bezeichnete.

Das seltene Auftreten von Biotit in den Quarzphylliten — makroskopisch ist er in dem in Frage kommenden aufschlußarmen Gebiet nicht zu erkennen — kann von einer unpassenden chemischen Zusammensetzung der Gesteine abhängen. MIYASHIRO (1973) weist darauf hin, daß aus diesem Grund meist kein scharfer Biotit-Isograd in Metapelitgebieten gefunden werden kann.

Die Gesteine dieser Mineralzone unterscheiden sich mit Ausnahme der in den zwei folgenden Abschnitten angeführten nicht von den vorher beschriebenen Typen.

2.4.1. Ilmenitführender Amphibolit

Das kompakte Gestein bildet das Zentrum einer 1—5 m mächtigen Lage aus spilitischen Metaaschentuffen mit seitlichen Übergängen zu diesen (Schreigraben W-Ast, 550 m NE Martennock, Höhe 1645 m). In frischem Anschlag erkennt man ein lagiges Gefüge (fluidale Texturen?), winzige Hornblendenadeln, Chloritflecken und bis zu 0,5 cm große Feldspat tafeln. Das Gestein braust stellenweise unter HCl.

U. d. M.: In einem Hbl + Chl + Bi-Gewebe sind große Il-Skelette, einzelne Ep-Kornballen, Q + Plag-Linsen sowie Plag-Einsprenglinge, die von fluidalen Strukturen umgeben sind, eingelagert. Die Mineraleinregelung (Hbl, Chl) ist als Folge der Plättung zu verstehen, Schieferung im Sinne von schichtparalleler Durchbewegung ist nicht zu erkennen.

Plag (Ab/Ol): Einsprenglinge mit 3 mm Kantenlänge und z. T. komplizierten vulkanischen Zwillingen, Einschlüsse von Erz, Hbl und Chl, gut kristallisierte Fülle aus Ep + Klin, Trübung, im Grundgewebe auch kleine, einfach verzwilligte, klare Ab-Körner; Aktinolith: Nadelig-schilfige Form mit Querabsonderungen (1 mm Länge), Absorptionsfarbe // γ blaßbläulich, //n β grünlich, //n α hellgelbgrün, $2V \times 78-80^\circ$, $z \wedge c 11-14^\circ$; Fe-Rhipidolith—Aphrosiderit; Ep; Klin; Bi: Hellbraun-oliver Pleochroismus; Il; Hä; Karb; Q; Ti-Leukox.

Für dieses Gestein nehme ich einen etwas kalireicheren, spilitischen Diabas als Edukt an. Dafür sprechen der im Gelände erkennbare Zusammenhang mit spilitischen Gesteinen, die Plagioklaseinsprenglinge, die ihrer Fülle nach bei ihrer Bildung sicher keinen allzu höheren An-Gehalt hatten, und der mit dem analysierten Metadiabas gut vergleichbare Mineralbestand.

2.4.2. Phyllitische Glimmerschiefer der „Übergangszone“

Vom Sattel W Krendelmaralm über die Mittelstation der Goldeckseilbahn und dem Schreigraben bis in die Gegend der Bergerhütte erstreckt sich eine etwa 50—150 m mächtige Zone von phyllitischen Gesteinen, die gegen das Hangende zu ohne scharfe Grenze in Quarzphyllite übergehen, während im Liegenden unter Einschaltung von Myloniten Glimmerschiefer mit Chlorit- und Serizitpseudomorphosen nach Granat auftreten; hier wurde von den früheren Autoren die Obergrenze des „Altkristallins“ angesetzt. Bei der Feldarbeit ergaben sich in diesem Bereich die größten Schwierigkeiten, da die Quarzphyllite als Hangschutt bis weit in die Granatzone hineinrutschen, zum anderen aber innerhalb dieser „Übergangszone“ auch Glimmerschiefer vorkommen, die nach ihrem Habitus bereits der unterlagernden Serie angehören müßten, jedoch keinen Granat führen.

Die phyllitischen Gesteine der Übergangszone sind allesamt stark deformiert, hart und zeigen auf den silbrig glänzenden s-Flächen kleine Hellglimmerblättchen. Im Siflitzgraben fand ich im Sommer 1976 in ähnlicher Position Granatphyllite.

U. d. M.: Die Gesteine, ihrer mineralogischen Zusammensetzung völlig den Quarzphylliten entsprechend, sind stark beansprucht. Reliktisch erkennt man die der Stoffbänderung parallel laufende Schieferung s_1 , s_2 , schräg dazu, prägt aber das Gefüge. Einzelne in den inkompetenten Hellglimmerschlieren eingelagerte Körner zeigen kaum Verformung, echte kataklastische Erscheinungen sind selten. Offenbar fand die Deformation bei etwas höheren Temperaturen statt.

Q; Mu; Pennin—Pyknochl synkinematisch bis postdeformativ in Klüften und Zerrungshohlräumen gesproßt; Ol (Einzelkorn); Ab; Pyrit; Hä; Tu; Ap; Ep(?).

Eine bis auf einen erkennbaren Schichsilikatreichtum gleich aussehenden Probe (250 m N bei E Goldeckhht., Höhe 1770 m) unterscheidet sich bei gleichem Deformationsstil im Mineralbestand von den oben beschriebenen Typen erheblich.

U. d. M.: Eine schräg bis normal zu s_1 verlaufende zweite Schieferung überlagert das primär wahrscheinlich lagig-linsige Gefüge.

Q; Mu; Pyknochl, Rhipidolith; Bi; Blau- bis Olivbrauner Pleochroismus, nur in Zonen schwacher Durchbewegung gut erhalten, sonst angelöst oder chloritisiert; Ab; 2Vz um 90° ; Ol als Einsprenglinge; Hä; Il; Tu.

Auf Grund der Plagioklaseinsprenglinge sowie wegen des Auftretens eines eisenreichen Chlorites muß man das Gestein als phyllitischen Glimmerschiefer mit Tuffeinstreu bezeichnen, in enger Verwandtschaft zu den Metatuffiten mit Sedimentvormacht.

Der phyllitische Glimmerschiefer mit Tuffeinstreu — der An-Gehalte der Feldspäte wegen von splitischen Vulkaniten, die in streichender Fortsetzung von HEINZ (1976) im Durachgraben gefunden wurden, abzuleiten — hat durch das Auftreten von Biotit und Chloritpseudomorphosen nach Biotit zweierlei Bedeutung; Zum ersten kann im Liegenden der „Quarzphyllitgruppe“ ANGEL & KRAJICEK's (1939) eine etwas stärkere Metamorphose überleitend zu den granatführenden Gesteinen nachgewiesen werden, zum anderen wird durch die starke Chloritisierung bei diesen Biotiten in Zonen starker Durchbewegung klar, daß retromorphe Erscheinungen nicht nur an das „Altkristallin“ im Sinne ANGEL & KRAJICEK's (1939) gebunden sind.

2.5. Gesteine der Granatzone

2.5.1. Glimmerschiefer der „Übergangszone“, z. T. granatführend

Wie schon aufgezeigt, ergeben sich in der „Übergangszone“ Probleme mit der genauen mineralfaziellen Zuordnung der Gesteine; in diesem Kapitel werden Proben aus der ca. 20—50 m mächtigen Zone zusammengefaßt, die bei extrem starker Deformierung Granatrelikte oder Pseudomorphosen nach Granat führen, andererseits auch Schiefereinlagen ohne dieses Indexmineral. Letztere Gesteine gehören trotz des Fehlens von Granat zu dieser Gruppe, wie aus den Lagerungsverhältnissen und der geringen Mächtigkeit der Einschaltungen klar hervorgeht; offenbar erlaubt die chemische Zusammensetzung keine Kristallisation von Granat, denn man muß wohl die pTX-Bedingungen bei unmittelbar aneinanderliegenden Schichten als gleich annehmen. Gemeinsam ist diesen Gesteinen außer der schon erwähnten Durchbewegung eine kräftige retromorphe Umwandlung — in dieser Art in keinem Dünnschliff aus der Granatzone mehr zu finden —, die natürlich nur im Zusammenhang mit der Beanspruchung zu sehen ist („Störungsdiaphthorie“ FRITSCH, 1967). Als vorherrschender Typ tritt in der „Übergangszone“ ein retromorpher Glimmerschiefer auf, der mit silbrig glänzenden s-Flächen und nach mehreren Richtungen brechend im Habitus den oben beschriebenen phyllitischen Glimmerschiefern gleicht, im Anschliff allerdings eine große Zahl von ca. 2 mm langen dunkelgrünen Flecken nach Granat zeigt.

U. d. M.: Ebenso zwei Schieferungen, anschließend eine zweischarige Zerscherung mit Externrotation, zuletzt weitständige, normal zu s_1 stehende Klüfte.

Q; Mu/Se: Scheite und Blättchen, Se erfüllt innen die Formrelikte nach Gr, außen Pennin, davon ein Teil retromorph nach Bi; Ol; Pyrit; Ti; Zr; Tu.

Auch in diesem Granatglimmerschiefer muß man mit gewissen Tuffbeigaben rechnen. Eingeschaltet in diese Gesteine treten Lagen aus Granatglimmerschiefermyloniten auf, die aber ihrem Schlibbfund nach als „Protomylonite“ anzusprechen wären.

2.5.2. Glimmerschiefer

Genauso wie die Muskowitzzone wird auch das höhermetamorphe Kristallin zum größten Teil aus Sand-Tonabkömmlingen aufgebaut. Diese Gesteine mit den Hauptgemengteilen Quarz + Muskowit + Biotit + Granat + Plagioklas sowie Chlorit als retromorphes Umwandlungsprodukt bilden ca. einen 1000 m mächtigen Komplex, an dem innerhalb der gut aufgeschlossenen, steilen Gräben am Nordabfall des Goldecks die verschiedensten Variationen sowie die oft fließenden Übergänge zu Metaquarziten gut studiert werden können. Eine differenzierte kartenmäßige Erfassung der verschiedenen Untertypen der Glimmerschiefer ist nicht möglich, da selbst dort, wo eindeutig definierte Leitschichten gefunden wurden (Hornblendefelse, Marmorbänder, Saure Orthogneise) im Streichen die angrenzenden Metapelite unterschiedlich sind. Die im folgenden aufgeführten Typen sollen also nur eine Übersicht über die auftretenden Schiefer geben, im Gelände und auf der Karte wurden nur quarzreiche von mehr schiefrigen Gesteinen getrennt.

Die schiefrigen, graubraun verwitternden Granatzweiglimmerschiefer — der Haupttyp der Granatzone — sind im Hauptbruch ebenflächig, zeigen eine deutliche Lineation auf den silbrig schimmernden s-Flächen und rostigen oder vergrüntem Granat, der über 1 cm groß werden kann. Im Anschnitt erkennt man einen Wechsel von dünnen, quarzreichen Lagen mit mm-breiten Glimmerpaketen.

U. d. M.: Schiefrige Textur mit deutlichem Q-Glimmerlagenbau. Die schräg zu s_1 verlaufende, weitständige zweite Schieferung tritt verschieden stark in Erscheinung. Sie wird von Chl und Kataklyse an den Schnittpunkten zu s_1 begleitet. Die Glimmerblättchen werden mitgeschleppt und es kommt zur Ausbildung von „kink bands“ und zur linsenförmigen Auflösung des Gefüges in Teilbereiche.

Q; Mu; Bi mit rotbraunem Pleochroismus; Pennin—Klinochlor und Mg-Pyknchl—Mg-Rhipidolith als retromorphe Umwandlungsprodukte und als späte Kluffüllungen; Gr; Plag; Ti; Ap; Pyrit; Tu; Zr.

Die quarzreichen Granatglimmerschiefer, harte, lagige Gesteine, leiten zu den Granatglimmerquarziten über.

Zweiglimmerschiefer treten im Gelände als cm-mächtige Einschaltungen oder in Form von etwas dickeren Lagen auf. Die ebenflächigen bis leicht wellig gefalteten Gesteine lassen dunkelbraune Biotit-Schuppen erkennen und haben denselben Lagenbau wie die granatführenden Schiefer. Auch hier gibt es durch Zunahme des Quarzgehaltes Übergänge zu Zweiglimmerquarziten. Die durchschnittliche Zusammensetzung beträgt 53% Quarz, 20% Biotit, 18% Muskowit, 6% Plagioklas, Pyrit, Apatit, Titanit, Turmalin und Zirkon sowie Chlorit als Umwandlungsprodukt.

„Belteroblastische Albitoligoklase“ mit si als „neusprossende Begleiter der Diaphthorese“ (ANGEL & KRAJICEK, 1939) konnte ich nicht finden. Die rückschreitende Umprägung beschränkt sich auf verschieden starke Chloritisierung des Granats und des Biotitis, ebenso unterschiedlich ist die Trübung der Plagioklase entwickelt.

Als Ausgangsgesteine kann man tonige, etwa quarzbetonte Sedimente heranziehen, bei den Edukten der Zweiglimmerschiefer war offenbar die chemische Zusammensetzung im A'FK-Diagramm von der $Al_2O_3 - MgO + FeO$ -Linie in Richtung K_2O verschoben.

2.5.3. Kohlenstoffführender Granatzweiglimmerschiefer

Die im Handstück leicht graphitisch abfärbenden Schiefer treten in cm- bis dm-mächtigen Lagen auf und zeigen im Querbruch eine etwas dunklere Tönung.

U. d. M.: Die 2—3 mm breiten Mu-Pakete mit postkristalliner Feinfältelung werden durch gelängte Chl-Pseudomorphosen nach Gr und zeilenförmig angeordneten Q getrennt. Die Glimmer sind // der (001)-Flächen von kohligter Substanz durchzogen. Man erkennt Ansätze zu einer „cranulation cleavage“, die schräg zu s_1 verläuft. Mu; Q; Pennin nach Gr, ein Teil mit scheiterartiger Form und bräunlicher Färbung nach Bi; kohlige Substanz (Graphit?) mit bruchloser Verformung; Tu; Limonit nach Pyrit.

Als Edukt dieses Gesteins kommt ein schlecht durchlüftetes Sediment, vielleicht in Art eines Sapropels, in Frage.

2.5.4. Metaquarzite

Am häufigsten liegen in der Granatzone der Goldeckgruppe die dunkelgrau bis braun, manchmal auch rostig verwitternden *Granatzweiglimmerquarzite* vor, die s-Flächen mit gut eingeregeltten Glimmerschüppchen zeigen und von Granat-Blasten durchsetzt sind. Stärker plagioklasführende Varianten sind häufig, sie können jedoch nicht als Gneise gelten, da weder die von WENK (1963) geforderte Textur noch ein ausgesprochen kristalloblastisches Gefüge zu sehen sind.

U. d. M.: Q-Fsp-Pflastergefüge mit relativ gut geregelten Glimmerschüppchen. Die sonst häufig auftretende postkristalline Deformation äußert sich nur in kleinen Zerbrechungen. Als spätestes Gefügeelement treten Scherklüfte auf.

Q; Bi; Mu; Plag; Umkristallisierte klastische Fsp mit trübungsfreiem Rand; Gr; Pennin-Pyknochl; Nach Gr und Bi; Pyrit; Ap; Zr; Tu; Ti.

Diese Gesteine sind ein Glied der Sedimentationsreihe, die von ziemlich reinen Tonen bis zu gut sortierten Quarzsanden reicht. Als Edukt kann man gleichkörnige Quarzsande mit einem wechselnden Anteil an detritären Feldspäten annehmen.

Im Schreigraben E-Ast (Höhe 1075 m) wurde ein Band aus quaderförmig spaltendem, dunklen und massig auftretenden *granatführenden Biotitplagioklasquarzit* gefunden.

U. d. M.: Die leukokraten, granular angeordneten Gemengteile (im Durchschnitt 0,3 mm Größe) bilden Mosaikstrukturen in einem scheinbar ungeordneten Netz aus Bi; Erz und Gr-Blasten sind homogen verteilt.

Q (34^{0/0}); Plag (31^{0/0}); Getrübt und selektiv serizitisiert; Bi (27^{0/0}); Mg-Pyknochl (3^{0/0}) nach Bi und Gr; Gr; Pyrit; Klin; Rutil; Zr; Tu; Ap.

Diesem Mineralbestand nach wäre das Gestein den Gneisen zuzuordnen, doch rechtfertigt weder der makroskopische Habitus noch die im Dünnschliff feststellbare Textur diesen Namen. Abweichend davon gibt es auch helle, plattige Typen, die jedoch ihrer Glimmerarmut wegen ebenso nicht als Gneise gelten können.

Eher selten treten die harten, hell verwitternden *Zweiglimmerquarzite* auf, die abhängig vom Gehalt an Hellglimmer einen schiefrigen Habitus annehmen.

U. d. M.: Das lagige, mittelkörnige Q-, untergeordnet Fsp-Gefüge mit s-parallel eingelagerten Glimmerschlieren wird von s₂ aufgelöst. Dieses drückt sich durch Faltung aus und führt in einigen Zonen zur Kleinkornbildung, Mylonitisierung und Entstehung von Linsen. Als letzten Deformationsakt erkennt man eine zweischarige Zerschierung.

In naher Verwandtschaft zu den Zweiglimmerquarziten sind die hellweißgelblichen, splittrig brechenden *Muskowitquarzite* zu sehen. Interessant scheint eine Probe, die an der Fahrstraße zur Bergerhth., Höhe 740 m gesammelt wurde.

U. d. M.: Plattiger Q bildet gemeinsam mit Plag und Alkalifsp ein Pflaster, in das Mu-Blättchen eingelagert sind; diese unterstreichen die s-Flächen. In manchen Bereichen überwachsen Plag und Q Faltenzüge (Biege- und Knickfalten) aus blättchen- und stäbchenförmigen Mu. Plag und Q werden als progressiv metamorphe Paragenese gedeutet, da Schieferung und Trübung der Fsp im Dünnschliff als deutlich spätere Erscheinungen zu klassifizieren sind. (Auch in einem Granatzweiglimmerquarzit wird ein Bi + Mu-Gefüge von Plag überwachsen).

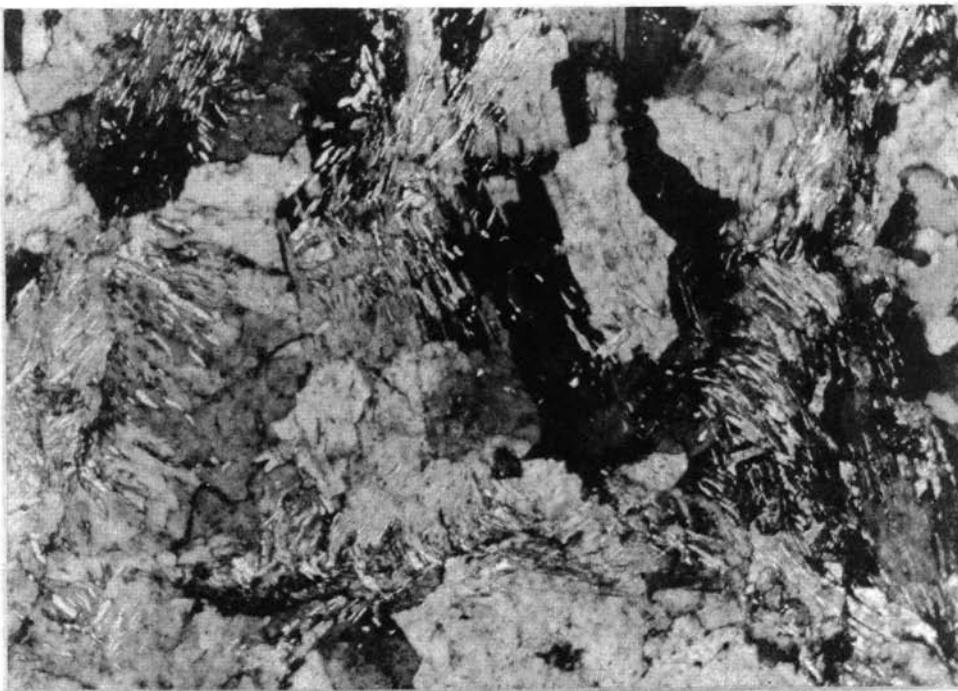


Abb. 7. Plagioklas und Quarz überwachsen Faltenzüge aus Hellglimmer in einem Zweiglimmerquarzit. X Nicols, Obj. NPl 6.3, Vergrößerung ca. 225fach.

Als Ausgangsmaterial aller hellen Quarzite kann man schwach tonige, quarzreiche Sande annehmen, die Bildung von Biotit variiert abhängig von den wechselnden Gehalten an FeO und MgO.

Allgemein bilden die Metaquarzite als relativ kompetente Lagen die Durchbewegung nur in geringem Maße ab, dadurch sind auch die retromorphen Umprägungen geringer als in den Glimmerschiefern.

2.5.5. Mylonite aus Pelit—Psammitabkömmlingen

In der granatführenden Serie sind immer wieder „Mylonitbänder“ verschiedener Entstehung eingeschaltet. Nach dem Benennungsschema von SPRY (1969) liegen „Ultrakataklasite“, „Kataklasite“ und „Protokataklasite“, je nachdem, wieviel Vol.-% die feinst zermahlenden und massiv auftretenden Anteile annehmen.

U. d. M. zeigt sich die schwach graubraun pleochroitische, doppelbrechende „Mylonitsubstanz“ (40 bis über 90%) als nicht auflösbar. Von den Klüften aus werden die Gesteine mit stark färbend wirkenden Eisenverwitterungslösungen durchtränkt, weiters sieht man sehr viel fein verteiltes Pigment (Pyrit?, kein Kohlenstoff nach einer Bestimmung von Herrn Dr. ZACK). In den weniger zertrümmerten Proben erkennt man Q- und Ab/Ol-Klasten, Mu, Erz, Pennin—Mg-Pyknochl auf den Klüften und pseudomorph nach Gr, etwas Bi sowie Akz.

Dieser Mineralbestand bestätigte sich auch bei einer RDF-Aufnahme eines Kataklastites. Die Zerbrechung in der Zone, aus welcher diese Proben stammen, ist offensichtlich an eine Störung gebunden.

Weit häufiger jedoch sind jene s-parallelen, schiefrigen Mylonite bis Protomylonite (SPRY, 1969), bei denen man eine lokale Bewegung zwischen oder an Gesteinen größerer Festigkeit als Ursache für die Zermahlung heranziehen kann (Granatglimmerquarzite und Verwandte, Marmore). Die Mächtigkeiten betragen oft nur einige cm, die Zerreibung ist entweder gegen Ende der allgemeinen Durchbewegung, wahrscheinlich aber bei der Widerbenützung bereits vorhandener s-Flächen entstanden.

U. d. M.: Eine kräftige zweite Durchbewegung, die lagenweise das Gestein feinstkörnig zerreibt und Mylonitzonen ausbildet, verstellt Schollen, in denen s_1 durch μ und gelängte $Q + \text{Plag-Korngefüge}$ abgebildet ist. Anschließend Zerklüftung. Die starke retromorphe Umwandlung ist im Zusammenhang mit der Durchbewegung zu sehen („Störungsdiaphthorite“).

2.5.6. Karbonatgesteine

In den obersten Partien der granatführenden Pelitabkömmlinge sind einige, z. T. äußerst mächtige Karbonatgesteinsbänke eingelagert, die ANGEL & KRAJICEK (1939) dem „Altkristallin“ zurechneten. Der Umschwung zur karbonatischen Sedimentation kündigt sich im Raunach- und Schreigraben durch bis zu 1 m mächtige Lagen von Kalkglimmerschiefern an. Diese Gesteine, die auch des öfteren als Zwischenlagen in den Marmoren zu finden sind, verwittern rostig braun und zeigen auf den s-Flächen bis zu 3 mm große Muskowitblättchen, Granat fehlt.

Die Marmore weisen abgesehen davon, daß man Dolomitmarmore nur sehr selten, nämlich im W-Teil der Goldeckgruppe im Siflitzgraben, und die wenig umkristallisierten Typen überhaupt nicht findet, keine Unterschiede zu denen der Muskowitzzone auf. Die Vielfalt reicht von farblosen, gelblichen und hellgrauen massigen zu farblosen gebankten und blaugrauen Bänderkalkmarmoren. Meist sind sie fein- bis zuckerkörnig, Grobkörnigkeit scheint auf farblose massige Typen beschränkt. Soweit es sich um unreine Marmore handelt, kann man auf den s-Flächen große Hellglimmerschuppen erkennen, die aber keinen zusammenhängenden Belag ausmachen. Im tektonischen Verhalten sind die Karbonatgesteine starr und reagieren auf Beanspruchung kaum mit Faltung, sondern meist durch Zerbrecen, so daß sich Bilder von zu Rhomboedern zerfallenden Gesteinen ergeben. Abweichend von diesem steifen Verhalten verformt sich der Hauptmarmorzug im Schreigraben E-Ast plastisch und bildet gemeinsam mit den unterlagernden, äußerst stark deformierten Granatglimmerschiefern isoklinale Falten aus, deren Achsen sehr streuen.

An der Grenze zum Marmor nehmen die harten Granatglimmerschiefer einen phyllitischen Habitus an, oft von polierten Harnischen und s-parallelen Mylonitzonen begleitet. Durch das Auftreten von Chloritpseudomorphosen nach Granat können die Marmore jedoch als im normalen Verbande auftretend angesehen werden. Der postkristallinen Durchbewegung wegen kommt es aber oft zur Verschleifung mit den Marmoren, ebenso sind geringe Relativbewegungen an den Schichtgrenzen als sicher anzunehmen.



Abb. 8. Weißbrauner Bänderkalkmarmor aus dem Schreigraben E-Ast, Höhe 1115 m. Parallel der Schieferung, in „Schläuchen“ und in den Klüften sind Einlagerungen von bräunlicher und roter feinsandiger Substanz, die als alte Verwitterungsbildung aufgefaßt werden. Maßstab in cm.

Als Anhang möchte ich noch eine ca. 10 m mächtige Bank aus hellgrau verwitterndem, weißbraunen Bänderkalkmarmor erwähnen (Schreigraben E-Ast, Höhe 1115 m). Darin sind in etwa s-parallele Einlagerungen von braun oder rot verwitternder, harter, feinsandiger Substanz, die auch in die ac-Klüfte eindringt. Im Anschliff erweist es sich, daß auch unregelmäßige Schläuche und wellige Lagen vorliegen.

U. d. M.: Die mikroskopisch roten „Schläuche“ bestehen zu ca. 50% aus feinstkörnigem Karb, der Rest teilt sich auf Eisenhydroxide, Q-Körner und idiomorphe Mu-Blättchen auf. Reliktisch sekundärer Pyrit.

Wahrscheinlich handelt es sich um Verwitterungsbildungen, die knapp nach oder während der Sedimentation stattfanden. Nach mündlicher Mitteilung von Dr. SCHÖNLAUB sind solche Erscheinungen in den paläozoischen Kalken der Karnischen Alpen häufig, haben jedoch keinen stratigraphischen Aussagewert.

2.5.7. Hornblendegesteine

In die eintönige Glimmerschieferabfolge sind an vielen Stellen 2 bis 20 m mächtige Grüngesteinszüge eingelagert. Durch eine Anzahl von chemischen Analysen an ausgewählten Gesteinen sollten Rückschlüsse über die Ursprungsgesteine gewonnen werden. Weiters sollte durch die Untersuchung geklärt werden, ob etwaige Unterschiede in der Mineralparagenese auf der Zusammensetzung der Hornblendegesteine oder auf geänderte Metamorphosebedingungen beruhen.

Zu diesem Zweck wurden 8 Proben mit Hilfe der Röntgenfluoreszenz unter Verwendung des internationalen Standardgesteins Basalt BR (ROUBAULT et al., 1968) analysiert. Die Alkalien bestimmte ich auf flammenphotometrischem Wege

nach SCHUHKNECHT & SCHINKEL (1963). Die Matrixkorrektur wurde unter Benützung des Programmsystems PETRDATA (CADAJ, 1974) durchgeführt. Eine nähere Beschreibung findet sich bei KOLLER (1976).

Fundpunkte der Proben

A 12/74: Fahrweg Schwaig—Schreigraben, Höhe 815 m; H 15/74: Rollstück, Fahrweg Schwaig—Krendlmaralm, Höhe 965 m; H 48/74: Unterhauser Bach W-Flanke, Höhe 1130 m; R 10/74: Raunachgraben, Höhe 950 m; A 8/74: Schreigraben W-Ast, Höhe 1160 m; B 22/73: Schreigraben E-Ast, Höhe 1060 m; R 15/74: Raunachgraben, Höhe 1225 m; A 6/74: Schreigraben W-Ast, Höhe 1165 m.

Den NIGGLI-Werten nach gelten alle analysierten Gesteine als Abkömmlinge von „Gabbroiden Magmen“, die als femisch, basisch, alkaliarm und c-normal bis c-reich charakterisiert sind. Eine eindeutige Zuordnung zu einer vulkanischen Provinz läßt sich nicht durchführen, allerdings erkennt man in Abb. 9 (nach MACDONALD & KATSURA, 1964, umgezeichnet aus CARMICHAEL et al., 1974), daß vier Proben im tholeiitischen Feld liegen und daß der Hornblendegarbenschiefer überhaupt aus dem definierten Feld herausfällt, was für eine tuffogene Entstehung spricht. Dieses Gestein ist gut mit der Durchschnittsanalyse der Hornblendegarbenschiefer Typ I (KOLLER, 1976) vergleichbar; die Proben dieser Gruppe werden als Tuffitabkömmlinge mit sandig-toniger Hintergrundsedimentation beschrieben. Sollten alle Hornblendegesteine aus der Granatzone in den Pelitabkömmlingen einem Magmenherd zugeordnet werden, was auf Grund der Nachbarschaft einzelner Proben mit verschiedener chemischer Zusammensetzung wahrscheinlich ist, so muß man wohl an eine Differentiation aus tholeiitischen

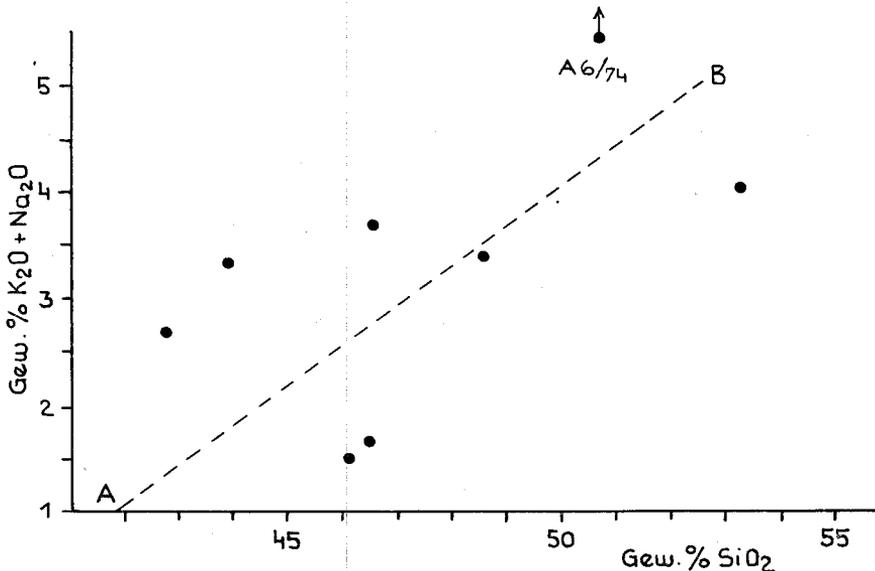


Abb. 9. Gew.-% Alkali-oxide gegen Gew.-% SiO₂, umgezeichnet nach CARMICHAEL et al. (1974). Trennungslinie zwischen Alkali-Basalten (oben) und tholeiitischen Basalten (unterhalb A—B) nach MACDONALD & KATSURA (1964) (referiert in CARMICHAEL et al., 1974). Punkte = Analysen von Hornblendegesteinen aus dem Goldeckgebiet.

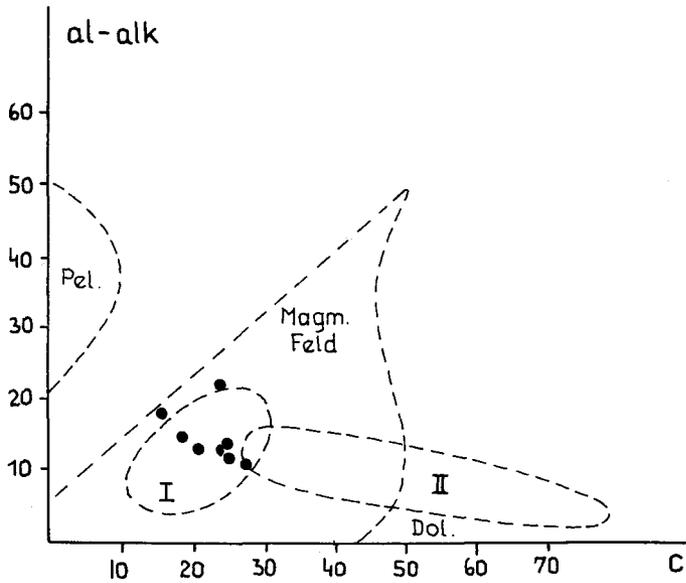


Abb. 10. NIGGLI-Werte (al—alk) gegen c, umgezeichnet nach WEBER-DIEFENBACH (1976). Die analysierten Hornblendegesteine des Goldeckgebietes (Punkte) liegen alle im magmatischen Feld. Bereich I = Orthoamphibolite, Bereich II = Paraamphibolite.

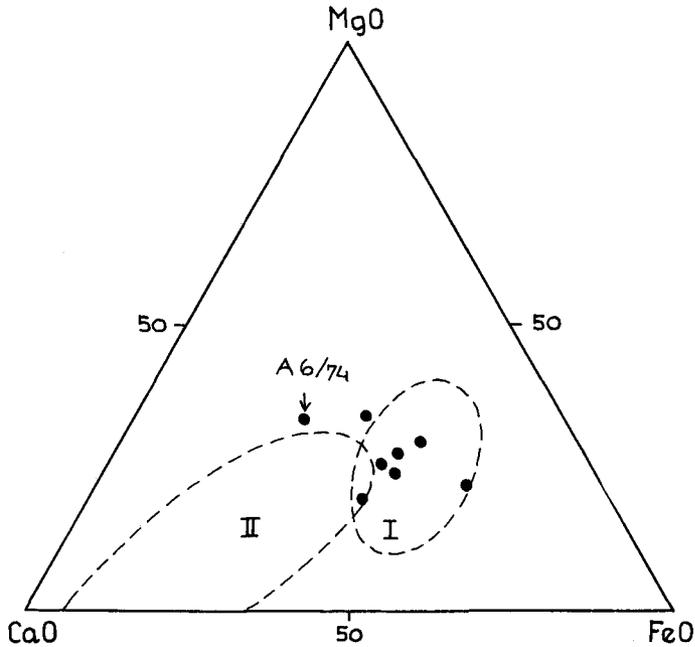


Abb. 11: Konzentrationsdreieck MgO—FeO (Gesamteisen)—CaO, umgezeichnet nach WEBER-DIEFENBACH (1976). Signaturen wie bei Abb. 10. Mit Ausnahme des Hornblendegarbenschiefers liegen alle Punkte im orthogenen Bereich.

Basalten denken. Dem normativen Mineralbestand nach streuen die Analysen zwischen Quarzübersättigten Tholeiiten und Quarzuntersättigten Olivintholeiiten.

Im Zusammenhang mit den Analysen wurde auch versucht, eine eindeutige Trennung von Ortho- und Paraamphiboliten zu finden. In den Figuren aus WEBER-DIEFENBACH (1976), der einerseits die NIGGLI-Werte (al—alk) zu c in Beziehung setzt (Abb. 10), zum anderen im Konzentrationsdreieck MgO — FeO (Gesamteisen) — CaO (Abb. 11) Ortho- und Parabereich voneinander

Tab. 2. Chemische Analysen der Hornblendegesteine. FeO gilt als Gesamteisen.

Gew.-%	Amphibolite				Hornblendefelse			Hornblende- garben- schiefer
	A 12/74	H 15/74	H 48/74	R 10/74	A 8/74	B 22/73	R 15/74	
SiO ₂	43,93	48,539	53,193	46,573	42,937	46,591	46,113	50,979
TiO ₂	1,427	1,499	2,993	1,493	3,146	3,146	4,728	1,108
Al ₂ O ₃	17,161	15,044	17,48	16,274	12,179	12,92	12,775	18,074
FeO	12,374	10,694	9,79	11,773	11,803	13,24	12,702	6,32
MnO	0,235	0,211	0,167	0,245	0,203	0,23	0,272	0,2
MgO	9,134	6,489	4,608	7,859	10,96	8,475	8,749	6,705
CaO	8,59	9,926	5,009	8,427	11,698	10,5	10,304	8,308
Na ₂ O	3,06	3,11	3,77	3,21	2,15	1,29	1,25	5,76
K ₂ O	0,32	0,33	0,31	0,48	0,51	0,44	0,26	0,47
Glv.	2,93	2,36	2,22	4,25	3,96	1,77	1,33	1,41
Σ	99,161	98,202	99,54	100,584	99,546	99,201	98,483	99,334

NIGGLI-Werte								
alk	6,8	7,8	11	7,8	5,1	3,4	3,2	7,9
fm	51,7	45,3	44	49,6	52,8	54,2	54,7	39,2
c	19,8	25,6	15	20,5	26,8	25,2	25,1	24,1
al	21,7	21,3	29,5	21,9	15,3	17	17	28,8
si	94,6	116,9	153	106,3	91,9	104,4	104,8	137,9
mg	0,42	0,37	0,32	0,4	0,48	0,39	0,4	0,51
k	0,094	0,095	0,076	0,13	0,19	0,25	0,17	0,075

Berechneter Normativer Mineralbestand (NIGGLI-Äquivalentnorm)

Q	—	—	—	—	—	—	1,8	—
Or	2	2,3	2	3	3,2	2,5	1,7	2,8
Ab	28,7	28,3	35,9	30	20,1	15,3	11,8	45,3
An	33,7	26,9	26,3	30	22,8	29	30	21,8
Ne	—	—	—	—	—	—	—	3,6
Di	4,8	14,6	—	6,8	—	9	4,6	—
Hy	—	2,4	8,6	3,8	1,6	9,0	10,4	—
En	1,6	14,8	11,4	—	—	21,3	24,5	—
Ol	17,7	—	—	21	30,6	1,1	—	17,8
Mt	8,7	7,7	3,5	2,2	4,3	4,7	4,7	2,2
Ru	—	—	2,1	—	—	—	—	0,8
Ti	3	3	—	3,3	6,9	8,1	10,5	—
Cord	—	—	5,8	—	—	—	—	—
Wo	—	—	—	—	10,5	—	—	—
Cs	—	—	—	—	—	—	—	5,8

trennt, fallen alle analysierten Gesteine mit Ausnahme des Hornblendegarbenschiefers in das magmatische Feld. Zusammen mit den aus den Dünnschliffen gewonnenen Beobachtungen und aus der Geländearbeit heraus halte ich eine magmatische Entstehung der Amphibolite des Goldecks für gesichert.

2.5.7.1. „Gemeine“ Amphibolite

Hier sind Proben verschiedenster Vorkommen mit einem gut vergleichbaren Modalbestand zusammengefaßt. Abhängig von der Tektonisierung zeigen die mit bräunlichgrauen oder grünen Tönen verwitternden Gesteine makroskopisch eine Paralleltextur oder ein granoblastisches Gefüge, die Durchbewegung kann aber bis zur völligen Zerlegung in kleine Rhomboeder führen.

U. d. M.: Das Gefüge wird von einem schlecht eingeregelteten Hbl-Gewebe geprägt, in das Q + Plag-Linsen oder zusammen mit Karb verfaltete Lagen eingebaut sind. In den protomylonitischen Amphiboliten sind nur mehr ca. 3 mm große Schollen von epitaktisch verwachsenem Plag und Hbl sowie Hbl-Großbrüchlinge in titanit- und limonitreichen, mylonitisierten Partien oder in einem Gewebe aus Chl-Blättchen (siehe Abb. 12) erhalten. Aus der Schliifbeobachtung erscheint es nicht mehr möglich, die komplizierten Schieferungsvorgänge aufzulösen.

Tschermakitische Hbl (34–42%): Absorptionsfarbe //ny bläulichgrün-grün, //nβ grüngelblich, //nα gelblich-gelblichgrün (allgemein blasse Farben), $2V \times 80-88^\circ$, $z \wedge c 17-23^\circ$, Zwillinge // der c-Achse, Einschlüsse von Ti, Ep, vereinzelt Plag und Q, Umwandlung zu Chl entlang der Spaltrisse, Verdrängung durch Karb; Ab/Ol (25–35%): Unversehrte Körner bis zur starken Umsetzung; Ep + Klin (5–17%); Pyknochl–Mg-Rhipidolith (5–16%) als retromorphes Umwandlungsprodukt; Q (+–2%); sekundäres Karb (+–2%); Il (+–2%); Hä; Pyrit; Ap.

Bei diesen und bei den anderen Amphiboliten werden im Gegensatz zu ANGEL & KRAJICEK (1939) die Epidotminerale der primären Paragenese zugerechnet. Deshalb wird der von den Autoren oftmalig verwendete Begriff „diaphthori-

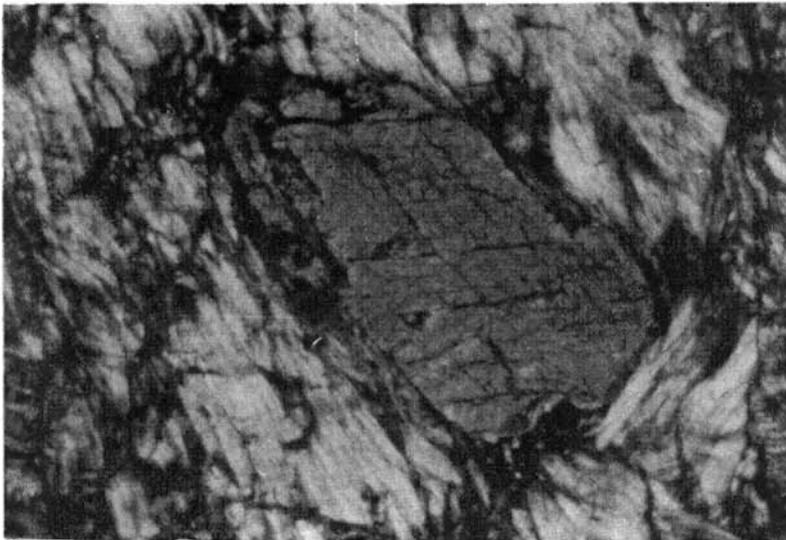


Abb. 12. In einem Gewebe aus retromorph gebildetem Chlorit liegt ein völlig unzerstört erhaltener Hornblende-xx. Amphibolit. X Nicols, Obj. NPl 6.3, Vergrößerung ca. 225fach.

tisch“ abgelehnt, da die „Ausheilung durch Quarz, Kalkspat und durch Chlorit, diaphthoritisch nach Hornblende“ (KRAJICEK, 1933) nicht als Einstellung einer neuen, niedriger temperierten Paragenese gelten kann.

Abweichend von den vorher beschriebenen Gesteinen ist der im Baldramsdorfer Bach (Höhe 1040 m) anstehende Amphibolit massig. Im Anschliff sieht man ein körniges, wenig gerichtetes Gefüge, in dem bis zu 4 mm große Hornblendestengel sowie Quarz + Plagioklas-Flecken ineinander übergreifen. Weiters tritt an einigen Stellen Karbonat in größerer Konzentration auf.

U. d. M.: In einem weitmaschigen Netz aus Hbl-Megablasten liegenden granoblastisch verwachsenen Q, Plag und der Schlieren bildende Ep. Obwohl keinerlei postkristalline Durchbewegung zu sehen ist, zeigt das Gestein starke retromorphe Umwandlungen.

Tschermakitische Hbl (34%): Absorptionsfarbe //ny blaßgrün-blaßbläulichgrün, //nß blaßgrün, //nα blaßgelb-gelblichgrün, $2V_{\times}$ 84—86°, $z/\wedge c$ 22—24°, die Einschlüsse von Ti, Q, Ep + Klin und Il machen bis zu 50% der Einzelindividuen aus, Verwachsungen mit Bi; Ol (30%); Ep + Klin (22%); Mg-Pyknochl (7%) nach Bi und Hbl; Ti (3%); Q (2%); Bi; Il; Pyrit.

Als Ausgangsgestein kann man vielleicht einen grobkörnigen Diabas annehmen, dessen primäre Titanhornblenden während der Metamorphose zu Tschermakitischen Hornblenden umkristallisierten; dabei kam es zur Bildung von Titanit und Ilmenit, wobei letzterer bevorzugt entlang der kristallographischen Flächen eingelagert wurde.

2.5.7.2. Gebänderte Amphibolite (Epidotamphibolite)

Zwischen Unterhauser Graben und dem Fahrweg zur Krendlmarht. kann eine 10 m mächtige Lage aus graubraun-graugrün verwitterndem Bänderamphibolit verfolgt werden. Der feinschichtige Lagenbau ist oft durch Linsen oder Schlieren ersetzt, die teilweise eine ptygmatische Fältelung zeigen.

U. d. M.: Nematoblastische Hbl-Lagen (0,1—1,5 mm breit) wechseln mit Linsen, Schlieren und Lagen aus Q + Plag, Klin + Q, Plag und Ep sowie reinen Ep + Klin-Bändern.

Tschermakitische Hbl (ca. 60%): Absorptionsfarbe //ny blaßgrünlich-blaßbläulichgrün, //nß blaßgrünlich-grünlich, //nα farblos-blaßgelblichgrün, $2V_{\times}$ 72—86°, $z/\wedge c$ 18—23°, in einem Individuum mit $2V_{\times}$ 63° und einer deutlich höheren Auslöschungsschiefe ist wahrscheinlich die Edenitische Komponente stärker vertreten; Plag (ca. 13%) $2V_{\times}$ schwankt um 90°, verschieden starke Trübung; schalig aufgebauter Ep + Klin (ca. 20%); Q (3—8%); Klinochlor—Mg-Pyknochl, selten Pennin als kammartige Kluffüllung; sekundäres Karb; Ti (1—4%); Il; Hä; Ap.

Als Möglichkeit zur Entstehung dieser Bänderung könnte man eine primäre Stoffbänderung in (Tuff—Tuffit) in Betracht ziehen, bestimmender Mechanismus war aber sicher eine metamorphe Differentiation.

2.5.7.3 Biotitamphibolit

Dieses dunkelgrüne, massige und harte Gestein liegt als ca. 10 m mächtige Lage eingebettet in Granatglimmerquarzit (Schreigraben W-Ast, Höhe 1060 m).

U. d. M.: Das mittelkörnige, granoblastische Gefüge, in dem die Schieferung nur angedeutet ist, wird von karbonatführenden Rissen durchzogen.

Tschermakitische Hbl (38%): Absorptionsfarbe // ny bläulichgrün, // nß grün, // nα gelbgrün, $2V_{\times}$ 76—82°, $z/\wedge c$ 18—22°, Einschlüsse von Q, Plag, Ti und Ep, regelmäßige Verwachsungen mit Bi entlang der Spaltrisse (offensichtlich handelt es sich um eine im Gleichgewicht stehende

Paragenese der progressiven Metamorphose); Ab/Ol (39^{0/0}); Verschieden starke Trübung, vereinzelt Zonarbau, granophyrische Verwachsungen mit Q; Bi (12^{0/0}); Ep + Klin (5^{0/0}) Klinochlor — Mg-Pyknochl (3^{0/0}) nach Bi; Karb (4^{0/0}); Q; Ti; Il; Hä.

Für den Biotitamphibolit kann man einen grobkörnigen Diabas als Edukt heranziehen.

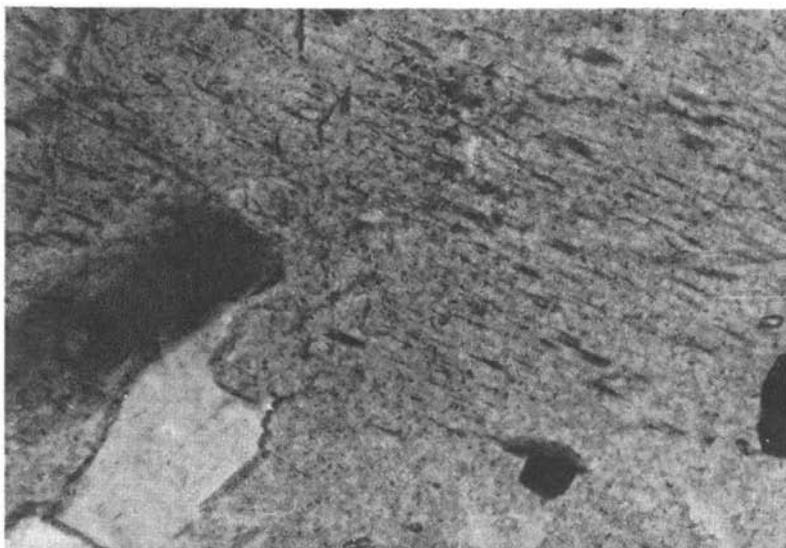


Abb. 13. Im Gleichgewicht mit Hornblende stehende Biotitblättchen entlang der Amphibolspaltbarkeiten. Biotitamphibolit. // Nicols, Obj. NPL 16, Vergrößerung ca. 580fach.

2.5.7.4. (Granat-) Hornblendefels

Vom Schreigraben (E-Ast, Höhe 1060 m; W-Ast, Höhe 1160 m) erstreckt sich zum Raunachgraben (Höhe 1225 m) eine 2—10 m mächtige Bank dieses zähen, dunkelgrünen Gesteins. In zwei Vorkommen mit ca. 3 mm großen Granatblasten durchsetzt, hebt sich der Hornblendefels von den Amphiboliten durch sein massiges Auftreten ab, eine gewisse Regelung der Hornblende läßt sich erst im Anschliff erkennen.

U. d. M.: Das holoblastische Gefüge zeigt teils eine Regelung der Hbl, teils eine an ein Sperrgefüge erinnernde Anordnung. Q liegt in etwas gelängter Schollenform oder als Zwickelfüllung vor; in den Gr-führenden Typen ist das freie SiO₂ meist um die Gr-Blasten kristallisiert.

Mg-reiche Tschermakitische Hbl — Tschermakit (54—70^{0/0}): Absorptionsfarben // n_γ farblos-blaßbläulichgrün, // n_β farblos-blaßgelblichgrün, // n_α farblos-blaßgrünlich, 2V × 79—88°, z/c 19—24°, vereinzelt Zwillinge // c, Wachstumseinschlüsse von Ti, Ep + Klin;

Q (13—16^{0/0}); Ep + Klin (3—8^{0/0}) mit scharfen Korngrenzen zur Hbl; Gr (0—5^{0/0}): Einschlüsse von Ti, Q-Saum (vielleicht durch Kationendefizit bei der Gr-Sprossung entstanden); Mg-Chl in den Hbl, als Spätbildung in Klüften + Fe-Chl (3—4^{0/0}) meist im Gr; Ti — Leukox (2—8^{0/0}); Karb (0—6^{0/0}): In einer Probe in Schlierenform als Spätbildung durch CO₂-Zufuhr, in Klüften; Il (+—10^{0/0}); Bi; Ap.

Durch das Fehlen von Feldspat scheint der Name Hornblendefels gerechtfertigt. Die Absenz von Plagioklas läßt sich aus dem Pauschalchemismus leicht

erklären; im Vergleich zu den mit der ESMS untersuchten Hornblenden findet man etwas mehr SiO_2 , aber geringere Al_2O_3 -Gehalte, dadurch ist eine Bildung von Plagioklas nicht möglich. Bei den anderen analysierten Amphiboliten hingegen ist der Tonerdegehalt des Gesamtgeseins weit höher als Al_2O_3 in der Hbl gebunden werden kann (LEAKE, 1965 a, b). (Siehe Abschnitt 3.)

2.5.7.5. Apatit- und ilmenitführender Amphibolit (Hornblendegarbenschiefer)

Vor allem durch die augenfälligen leukokraten Lagen und Schlieren sowie durch die ca. 0,5 mm langen Hornblendenadeln ergeben sich makroskopische Unterschiede des ebenflächigen, schiefrigen Amphibolits zu anderen Hornblendegesteinen.

U. d. M.: Q und Plag bilden ein ausgezeichnetes kristallisiertes, granoblastisches Gefüge, in dem teils in s eingeregelt idioblastische Hbl liegen, teils sprossen diese auch garbenartig und bilden ein weitmaschiges Sperrgefüge.

Tschemakitische Hbl (42%/o); Absorptionsfarbe // n_γ grün-bläulichgrün, // n_β grün, // n_α gelbgrün, $2V_\times$ 76–80°, $z/\wedge c$ 18–21°, poikiloblastische Einschlüsse von Q, Ti, Ep + Klin, Il sowie Plag, an letzteren keine retromorphen Umwandlungen (wahrscheinlich wurde die fluide Phase von der Hbl gepuffert); Plag mit beginnender Trübung + Q (38%/o); Il (6%/o); Pennin als Kluftmineral + Pyknochl in Spaltrissen der Hbl; Ep + Klin (4%/o); Ap (2%/o); Ti; Hä.

Diese Zusammensetzung entspricht gut jener, die von KOLLER (1976) für die Hornblendegarbenschiefer vom Typ I angegeben wird. Wie schon bei der Diskussion der chemischen Analysen erwähnt, spricht auch die Elementverteilung für eine tuffitische Herkunft des Gesteins. Das würde auch zum Geländebefund passen, da der Hornblendegarbenschiefer eine schmale Übergangszone zwischen Amphibolit und Granatglimmerschiefer bildet.

2.5.8. Saure Orthogneise

Als äußerst interessante und für den liegenden Teil der Granatzone typische Gesteine treten langgestreckte, bis zu 70 m mächtige saure Orthogneise auf. Diese konkordanten, einheitlichen Züge werden fast immer von Metaquarziten begleitet und bilden bei der Kartierung einen Leithorizont, da sie im Gelände stufenbildend wirken. Meist stark von Eisenverwitterungslösungen durchtränkt, erscheinen die weißlich-hellgrau verwitternden, harten Gesteine makroskopisch eher kompakt, glimmerarm und lassen im Aufschlußbereich eine starke Zertrümmerung erkennen.

U. d. M.: Beherrschend wirkt die starke postkristalline Kataklyse, die bis zur Ausbildung von etwa 1 mm breiten Mylonitzonen führt. Es kommt zur Bildung von Großklasten (Q, Gesteinsbruchstücke, Fsp; bis zu 3 mm groß), die in einem feinkörnigen, zerbrochenen bis zerrissenen Gewebe liegen, das nur in den Q-reichen Partien eine gewisse Ausheilung zeigt. Mu, der in 1–2 mm langen Scheiten vorliegt, ist z. T. völlig zu wirren Haufen und Flinseln zerstoßen. Starke Imprägnation durch FeOOH.

Q (44%/o); Plag (12%/o) mit An_{00-17} ; Alkalifsp (29%/o); Hellglimmer (11%/o); Erz (Hä); Ap; Zr (?).

Diese Gesteine wurden von KRAJICEK (1933) als „Pegmatitgneise“ bezeichnet und einem „alten Intrusivkörper in der Art der Antholzer Gneise“ zugeordnet; ANGEL & KRAJICEK (1939) verwendeten den Namen „geschieferte Pegmatite“.

Die für Pegmatite unerläßliche Grobkörnigkeit ist weder im Gelände noch in den Dünnschliffen festzustellen, daher werden die oben angeführten Bezeichnungen abgelehnt. Statt dessen schlage ich den Terminus „Saure Orthogneise“ vor.

Da das Gefüge stark zertrümmert ist, kann über die Art des magmatischen Ausgangsgesteines keine nähere Aussage gemacht werden. Gesichert erscheint, daß die Größe der ursprünglichen Gemengteile 3 mm nicht überschritt und daß der Plagioklas des Magmatites nur unwesentlich höhere An-Gehalte hatte. Aus stratigraphischen Überlegungen heraus, deren detaillierte Begründung im Abschnitt 6. ausgeführt wird, ziehe ich als Edukt einen Porphyroid oder ein ähnliches Gestein (z. B. Keratophyr) in Erwägung. Diese Annahme deckt sich mit den Beobachtungen, die HERITSCH & TEICH (1976) in der E-Gleinalpe und in der W-Stubalpe machten. Die Autoren deuten die schmale Augengneiszone, die sich über viele km ohne Unterbrechungen s-konkordant erstreckt, auf Grund von chemischen Analysen als metamorphen Quarzporphyr.

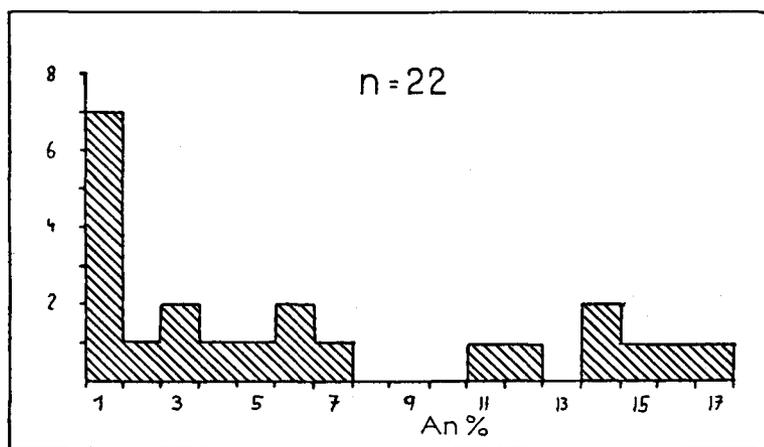


Abb. 14: An-Gehalte von 22 Plagioklasen aus den sauren Orthogneisen.

Zu dieser Gruppe muß ein Vorkommen von hellem Zweiglimmerorthogneis gerechnet werden, das am Wirtschaftsweg Unterhaus — Marhube (Höhe 865 m) subanstehend in hellen Metaquarziten neu gefunden wurde. Im frischen Querbruch sieht man mittelkörniges granoblastisches Gefüge aus Quarz und Feldspat, das von Glimmern durchzogen ist, weiters Quarzknuern und helle „aplitische Wolken“ ohne Biotit.

U. d. M.: Das Gefüge des Gesteins besteht aus homöoblastischen Q + Fsp + Glimmerkörnern, die von einer postkristallinen, zweischarigen Zerschering zerbrochen werden. Im Ab sind Trübungen zu sehen, Bi ist völlig unverletzt.

Hellglimmer (36%/); Q (34%/); Plag (14%/); Akalifsp (10%/); Bi (5%/); Hä; Limonit; Ap.

Auch dieses Gestein entspricht etwa einer granitischen Zusammensetzung, wobei hier der Orthogesteinscharakter durch einen Quarz-Oligoklas-Quergang unterstrichen wird.

2.5.9. Kalksilikatgestein

Dieser Gesteinstyp wird erstmalig aus dem „Altkristallin“ der Goldeckgruppe beschrieben. Es wurde nur ein Vorkommen im E-Ast des Raunachgrabens (Höhe 1048 m, W-Flanke) gefunden, das aus einer ca. 3 cm mächtigen, symmetrisch zonar gebauten Lage besteht, die s-parallel in quarzitischer Glimmerschiefer eingeschaltet ist. Im Anschliff sieht man, daß ein 0,8—1 cm dicker, mittelgrauer Streifen, dessen Granatführung gegen den Rand hin zunimmt, das Zentrum dieser Lage bildet. Randlich erscheint beidseitig eine etwa 1 mm breite Anhäufung von eingeregelter Hornblenden. Es folgt eine weiße Quarz + Plagioklaslage (ca. 1 mm), die etwas Granat führt, und anschließend ein rötlichbrauner Streifen (3—8 mm) mit Granat. An einer Seite erkennt man als Rand noch eine Schicht mit Glimmern und vereinzelt Granat.

U. d. M.: Im Dünnschliff hat der Zonarbau verwischte Grenzen. Die zentrale Lage wird aus einem granoblastischen Q (59%) + Plag (32%) -Gefüge + Gr (4%); beträchtliche Grossular-komponente) + Ap (3%) + Ti + Erz aufgebaut. Es folgen die im Handstück dunkelgrünen Streifen mit der Paragenese farblose Hbl (19%) + Q (40%) + Plag (21%) + Klinochlor (8%) + Gr (7%) + Ti + Erz + Ap + Bi (nur am Außenrand) + Vesuvian; alle nicht-leukokraten Gemengteile sind idioblastisch. Anschließend Q + Plag mit Implikationsgefüge, dann Q + Plag + Klinochlor + Bi, eine Lage mit gröberen Korn und derselben Paragenese + Gr; die äußerste Schicht wird von Q (43%) + Plag (32%) + Gr (12%) + Bi (12%) + Akz aufgebaut.

Plag (An₁₉₋₃₀), leicht getrübt, vereinzelt Anwachssäume mit etwas höherem An-Gehalt; filziger Pennin pseudomorph nach Gr, Hbl, Bi.

Als Ausgangsgestein kommt ein kalkig-mergeliger Sandstein in Frage, der als Schmitze oder vielleicht auch weiter ausgedehnte Lage in quarzreichen Sanden und Tonen abgelagert wurde.

Nach ARNOLD (1970) bewirken Reaktionen mit dem Nebengestein den Zonarbau. Die bei der Metamorphose entstehende CO₂-reiche Gasphase führt CaO vom Einschluß weg, dadurch kommt es in den Randbereichen zur Anreicherung von Alkalien und fm.

2.6. Gesteine der Staurolithzone

Eine kartenmäßige Erfassung der Obergrenze der Staurolithstabilität erwies sich als undurchführbar, da in der Gesteinsausbildung nur ein Amphibolit sowie ein staurolithführender Schiefer charakteristisch sind. Die Seltenheit von Staurolith dürfte wohl auf die ungeeignete chemische Zusammensetzung der meisten Metapelite zurückzuführen sein.

2.6.1. Staurolithführender Granatzweiglimmerschiefer

Es gelang mir nur an einer Stelle, nämlich im Graben von Schwaig zur Kote 957 (Höhe 710 m), ein ca. 10 m mächtiges Paket von rostig verwitternden, ebenflächigen staurolithführenden Schiefen aufzufinden. An manchen Bruchflächen erkennt man etwa 0,5 cm lange, dunkelgrüne stengelige Minerale; solche Gebilde erwiesen sich in vielen anderen Gesteinen als gelängte, chloritisierte Granatblasten.

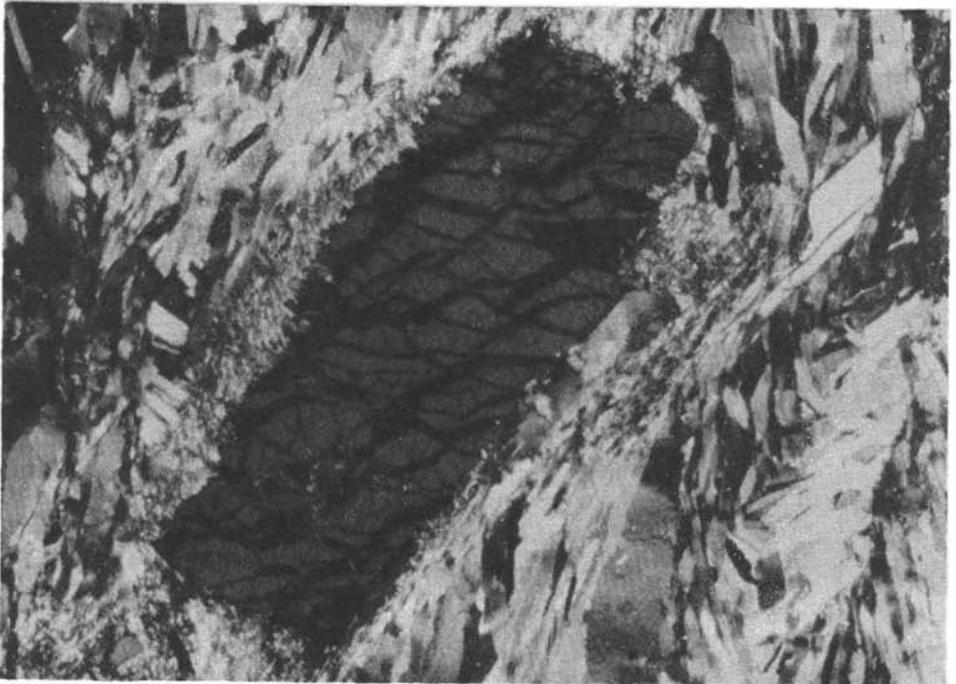
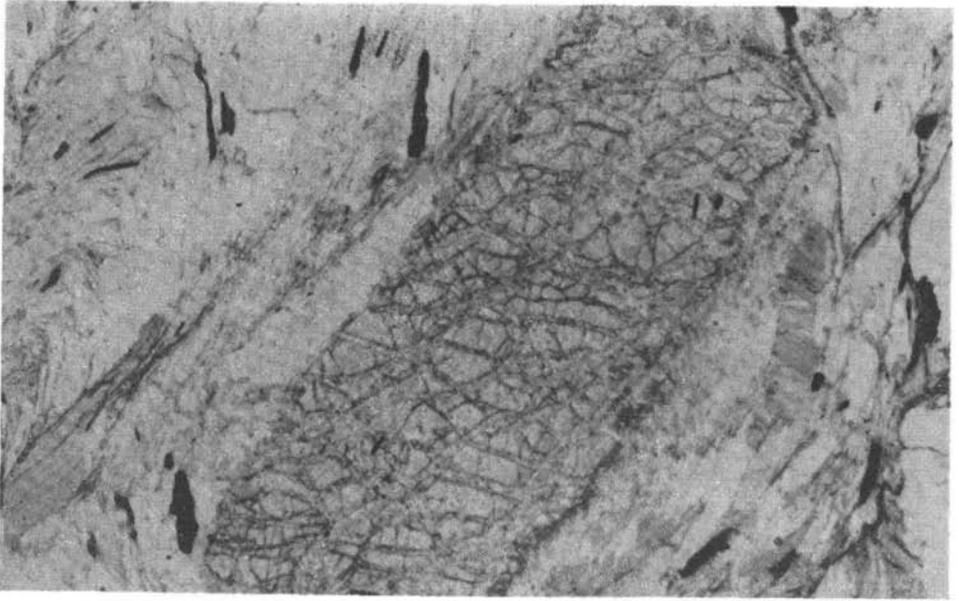


Abb. 15. Staurolithprisma in einem Saum aus Serizitflittern. Das Korn ist von einem Chlorit-„Maschengewebe“ durchzogen. Staurolithführender Granatzweiglimmerschiefer. Oben // Nicols, unten X Nicols, Obj. Pl 2.5, Vergrößerung ca. 90fach.

U. d. M.: Das postkristallin gefaltete Gestein ist aus Lagen von zeilenartig angeordnetem Q und verbogenen Glimmerscheiben aufgebaut, die manchmal in den Faltenscheiteln angeschoppt sind. Fsp fehlt völlig. Eine zweischarige Zerschering, die sich am besten in der „rhombischen“ Form mancher Se + Chl + Erz-Pseudomorphosen ausdrückt, durchzieht mit feinen Klüften den Schiefer.

Q; Mu; Bi; Pennin — Klinochlor: Pseudomorph nach Gr und Bi, hystorogen auf den Scherklüften; Gr: Bis zu 2 cm große Blasten aus Se + Chl mit reliktschen Almandinkörnern; Stau: Kleine Körner, ein 2,5 mm langes Prisma, $2V \times 66^\circ$, an einer Stelle beginnende orientierte Verwachsung (Zwillingsbildung), zwei von Klinochlor erfüllte Spaltbarkeiten im Winkel von 55° gleichen dem „Maschengewebe“ in Olivinen, diese Relikte liegen in einem Saum aus Se-Flitern; Ti; Pyrit; Ep; Ap.

Nach CADAJ (1973) muß man annehmen, daß Stau unter der Voraussetzung einer isochemischen Metamorphose in Sedimenten gebildet wird, die in lateritisch beeinflussten Gebieten entstanden sind.

2.6.2. Amphibolit

Der Staurolithzone zugerechnet wird der massige, grobkörnige Amphibolit mit linsig-flatschiger Textur, der am Forstweg von Schwaig zum Schreigraben in der Höhe 645 m auftritt.

U. d. M.: Das Dünnschliffbild wird von den meist idiomorphen, bis zu 6 mm großen Hbl-xx beherrscht, die ein nematoblastisches bis granoblastisches Gefüge bilden. Die Räume dazwischen füllen granoblastisch verwachsene Ep- und Ol-Körner aus, wobei Ep oft Sperrgefüge bildet. Keine zweite Schieferung.

Hbl (42%): Absorptionsfarbe // n_y blaugrün, // n_β grün, // n_α blaßgelb, $2V \times 64-88^\circ$, $z/\Delta c 19-22^\circ$ (30°), Tschermakitische Hbl, die Individuen mit kleinem Achsenwinkel und hoher Auslöschungsschiefe sind Fe-reich, poikiloblastische Einschlüsse von Ep, Ti, Ol und Il; Ol (31%): Verschieden stark getrübt; Ep + Klin (17%); Mg-Rhipidolith — Mg-Pyknochl (7%): als retromorphes Umsetzungsprodukt; Ti (1%); Bi: in z olivgrün; Il; Ap.

Eine Teilanalyse des Gesteins ergab 2,4% Na₂O, 0,66% K₂O, 14,26% FeO (Gesamteisen) und 5,6% MgO. Der um etwa 3% erhöhte Eisengehalt erklärt die eisenreiche Tschermakitische Hornblende, wobei allerdings die veränderten pT-Bedingungen der erhöhten Metamorphose den Einbau von Fe in das Gitter des Amphibolits begünstigt haben (WETZEL, 1974).

3. Mineralparagenesen und Metamorphose

Bei der Ausarbeitung des aufgesammelten Materials wurde versucht, in den Abkömmlingen von Vulkaniten und Peliten charakteristische Indexminerale und Abfolgen von Mineralparagenesen zu finden, um die Metamorphose näher zu charakterisieren. Da Metabasite im Profil nicht durchlaufend auftreten und von ihrem Chemismus her auch nur bedingt vergleichbar sind, wurde die Mineralabfolge der tonigen Sedimente — in etwa der Abfolge der Metamorphose im schottischen Hochland vergleichbar (Barrow-Typ, WINKLER, 1967; medium-pressure, MIYASHIRO, 1973) — als Gerüst verwendet.

Die Metapelite der Muskowitzzone sind durch das Auftreten von Mu/Se + Chl + Q + Plag gekennzeichnet, Charakteristikum ist die Abwesenheit von Biotit. Der Chlorit dieser Gesteine entspricht völlig dem retromorph gebil-

deten in den Schiefen der Granatzone. Die Metabasite, abhängig von ihrem Edukt, bilden die Paragenesen $\text{Chl} + \text{Plag} + \text{Karb} + \text{Ep} + \text{Ti} \pm \text{Hbl}$ (aktinolithisch) + Q aus; wie schon erwähnt, muß die Ausbildung dieser Mineralassoziati- on nicht unbedingt als Produkt einer „very low grade“ Metamorphose aufgefaßt werden, ist aber auf jeden Fall unter diesen pT-Bedingungen stabil. MIYASHIRO (1973) referiert, daß das Biotitwachstum in den basischen Gesteinen zu einem Zeitpunkt beginnt, bei dem dieselbe Phase in den Metapeliten noch nicht stabil ist. Dieser Biotit hat in z olivgrüne Farben (hohes $\frac{\text{Fe}^{2+}}{\text{Mg}}$ -Verhältnis), die Amphibole können den optischen Konstanten nach zu den Aktinolithen gestellt werden und sind als Durchläuferminerale auch in der nächsten Zone zu finden. Die An- Gehalte der Plagioklase liegen generell zwischen 0 und 15%, die vereinzelt in den Metavulkaniten zu findenden Oligoklase werden als reliktsche Feldspäte angesehen. Chlorit, mit etwas höherer Lichtbrechung und stärkeren Eigenfarben als der Chlorit in den Metapeliten, hat erhöhte Fe- und Mg-Gehalte.

Die Problematik der Abtrennung einer eigenen Biotitzone in den Meta- peliten wurde bereits eingehend behandelt. In den pelitischen Gesteinen tritt zu der oben erwähnten Paragenese vereinzelt Biotit hinzu, mit hellbräunlich-oliv Farben weist er sich als etwas FeO-reicher aus. In den basischen Vulkanitabkömm- lingen ergeben sich in den extrem K_2O -armen spilitischen Metaaschentuffen keine Änderungen; Biotit kann auf Grund der chemischen Zusammensetzung nicht gebildet werden. Anders sind die Verhältnisse im Amphibolit, O 9/74: Bei gleich- bleibender Ausbildung der anderen Gemengteile wie in den Metadiabasen kann hier die Entstehung von Biotit beobachtet werden, der dem der Metapelite völlig gleicht. Die An-Gehalte der Plagioklase liegen weiterhin im Albitfeld, vereinzelt auftretende Oligoklase können auf Grund ihrer gut kristallisierten Einschlüsse als vulkanisch gedeutet werden.

Nach der schmalen Biotitzone setzt in den Metapeliten gut abgrenzbar die Bil- dung von Granat (Granatzone) ein. Der meist blaßrosa Färbung nach dürfte die Almandinkomponente überwiegen, Biotit — mit rotbraunen Farben in z (nach TRÖGER, 1969, für die Meso- und Katazone charakteristisch) — ist bereits überall stabil. Im hangenden Teil der Granatzone überwiegt noch Albit, es kommen aber auch Oligoklase vor. Chlorit ist nicht mehr stabil. Die typische Paragenese von sandig-tonigen Sedimenten ist hier $\text{Q} \pm \text{Mu} \pm \text{Bi} \pm \text{Ab}$ und/ oder $\text{Ol} \pm \text{Gr}$.

Für die Metabasite ergibt sich in dieser Zone abhängig von der chemischen Zu- sammensetzung folgende Mineralausbildung: Die Amphibolite bilden die Para- genese $\text{Hbl} + \text{Plag} + \text{Ep} + \text{Q} + \text{Ti}$ aus, reliktsche Strukturen sind in dieser Zone nicht mehr zu sehen. Die An-Gehalte in den Plagioklasen wechseln, doch sind überall noch Albite zu finden. Leider konnte wegen des fehlenden, durch- gehenden Metabasitprofils die Koexistenz von Aktinolith und Hornblende nicht gefunden werden. Letztere allein zeigt nach MIYASHIRO (1973) nur das Vorhan- densein von Epidot-Amphibolithfazies an. Nach WINKLER (1974) kennzeichnet das gemeinsame Auftreten von Plagioklas (An_{20}) und Hornblende den Beginn der „medium-grade“-Metamorphose. Eindeutig tritt diese Paragenese jedoch erst in der Staurolithzone auf.

Wie schon erwähnt, wurden an einem Dünnschliff der Probe R 15/74 von Dr. H. MALISSA die optisch relativ gut trennbaren Hornblenden der Hornblende-felse mit Hilfe der ESMS untersucht. Diese Gesteine heben sich von den „gemeinen“ Amphiboliten durch die völlige Absenz von Plagioklas ab; sie haben die Paragenese Hbl + Q + Klin ± Ep + Ti ± Gr ± Bi + Il. Dieser Modalbestand läßt sich aus dem Pauschalchemismus des Gesamtgesteins leicht erklären.

Als erstes Ergebnis der Mikrosondenanalysen zeigt sich, daß die Hornblende-kristalle im Querprofil (in etwa normal kristallographisch c) eine homogene Verteilung der Elementkonzentrationen zeigen, wodurch also eine „Diaphthorese“ in der Grünschieferfazies unwahrscheinlich wird.

An 45 Meßpunkten wurde die Konzentration von Si, Al, Ca, Na, Fe und Mg bestimmt und gegen die Standards Olivin (Fe, Mg), Augit (Si, Al, Ca) sowie Albit (Na) verglichen. Bei der Korrektur wurden zur Ergänzung der Analysen die Werte für Ti, K, Mn eingefügt, die durch Aufrechnen der Pauschalzusammensetzung auf den Modalbestand erhalten wurden.

Die Formelkoeffizienten wurden auf die Basis von 15 (Kationen) berechnet, da die Berechnung auf 22 oder 24 (O, O H) auf Grund des nicht bestimmten Was-

Tab. 3. Chemische Analysen und Formelkoeffizienten von Hornblenden der Probe R 15/74; Werte für TiO₂, MnO und K₂O errechnet.

	Gesamtgestein		Hbl					Σ 5 Hbl
	R 15/74	1	2	3	4	5		
SiO ₂	46,113	44,60	42,83	42,61	42,70	42,68	42,93	
TiO ₂	4,728	1,50	1,50	1,50	1,50	1,50	1,50	
Al ₂ O ₃	12,775	13,72	15,49	15,66	15,32	15,40	15,22	
FeO (ges.)	12,702	13,68	13,99	13,85	13,95	14,13	14,00	
MnO	0,272	0,19	0,19	0,19	0,19	0,19	0,19	
MgO	8,749	10,50	9,45	9,45	9,53	9,27	9,50	
CaO	10,304	11,64	11,25	11,26	11,14	11,30	11,31	
Na ₂ O	1,25	1,27	1,50	1,54	1,54	1,40	1,43	
K ₂ O	0,26	0,39	0,39	0,39	0,39	0,39	0,39	
Glv.	1,33							
Σ	98,483	97,49	96,59	96,45	96,26	96,36	96,47	

	Hbl				
	1	2	3	4	5
Si	6,39	6,20	6,17	6,20	6,21
Al ⁴	1,61	1,80	1,83	1,80	1,79
Al ⁶	0,72	0,84	0,84	0,82	0,85
Fe	1,64	1,70	1,68	1,69	1,72
Mg	2,24	2,04	2,04	2,06	2,01
Ti	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16
Mn	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Ca	1,79	1,74	1,75	1,73	1,76
Na	0,35	0,42	0,43	0,43	0,39
K	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07
Y	4,78	4,76	4,74	4,75	4,76
X	2,21	2,23	2,25	2,23	2,22
mg (Niggliwert)	0,43	0,40	0,41	0,41	0,40

sergehaltes größere Fehlermöglichkeiten birgt. Der Berechnung wurde die allgemeine Amphibolformel $X_2Y_5Z_8O_{22}(OH)_2$ zugrunde gelegt, wobei X für Ca, Na und K, Y für Fe^{2+} , Fe^{3+} , Mg, Ti, Mn, Al und Z für Si und Al steht. Alles Eisen ist in diesen Analysen als FeO ausgewiesen, doch weiß man, daß normalerweise in Amphibolen, die mit diesen Hornblenden vergleichbar sind, etwa 20—30% des Fe in dreiwertiger Form vorliegen. Dadurch würden sich die Gesamtsummen der Analysen um ca. 0,3% erhöhen, der Wassergehalt liegt damit bei etwa 3—3,5%. Auf Grund des hohen Koeffizienten für Ca handelt es sich hier um ein „calcic amphibol“, der niedrige Wert für Si ermöglicht leicht eine Zuteilung zu den „Hornblenden“ (beides in MIYASHIRO, 1973). In dem Nomenklaturdiagramm von LEAKE (1968) liegen alle untersuchten Hornblenden an der Grenze von Tschermakit zu Tschermakitischer Hornblende, vielleicht mit etwas zu niedrigen Fe-Werten. Bei einer Aufnahme im Röntgendiffraktometer ergaben sich folgende Peaks: d 8,36 3,10 2,70 Intensität 10 10 6 (diese Werte wurden an einer im Magnetscheider angereicherten Fraktion von B 22/73 gewonnen).

Nach WETZEL (1974) nehmen mit zunehmendem Metamorphosegrad Na, Al^4 , Fe und Ti zu, während die Werte von Si und Mg sinken; abhängig sind diese Parameter jedoch in jedem Fall von dem Gesteinschemismus und der Zusammensetzung des Minerals, auf dessen Kosten sich die Hornblende gebildet hat. In dem speziellen Fall wird die stärkere Metamorphose durch die Substitution von Si durch Al sowie den relativ hohen Gehalten an Na und Ti bewiesen: der Unterschied zu den Hornblenden der „gemeinen“ Amphibolite dürfte in einem geringeren Fe-Gehalt bei erhöhten Ca- und Al-Werten liegen. Der Mg-Reichtum, auf den auch die blasse Färbung zurückzuführen ist, wird bei diesen „Mg-reichen Tschermakiten bis Tschermakitischen Hornblenden“ unabhängig vom Metamorphosegrad vom Pauschalchemismus der Hornblendefelse gesteuert.

Über die Schwierigkeiten der Auffindung eines Staurolithisogrades (Staurolithzone) in den Metapeliten habe ich bereits im Abschnitt 2.6. referiert. Offenbar auf Grund der ungeeigneten chemischen Zusammensetzung der meisten Metapelite dürfte Staurolith im Goldeckgebiet selten sein, die Stabilitätsgrenze liegt den anderen Gesteinen nach im Metamorphoseprofil wahrscheinlich weiter oben. Die Pelit-Psammitabkömmlinge haben weiterhin die gleiche Paragenese $Q + Mu \pm Bi \pm Ab/Ol \pm Staur \pm Gr$, wobei Feldspat an sich selten auftritt und in dem staurolithführenden Granatzweiglimmerschiefer überhaupt fehlt. Das einzige basische Orthogestein dieser Zone, ebenfalls ein Amphibolit, setzt sich aus $Hbl + Ol + Bi + Ep + Ti + Il$ zusammen; die Amphibole sind teilweise gleich mit den Hornblenden der Granatzone, weiters tritt hier aber auch ein Fe-reicher Tschermakit hinzu. Dieser läßt sich ohne weiteres durch die um etwa 3% erhöhten Eisengehalte (Teilanalyse vom Amphibolit A 11/74) erklären, wobei allerdings auch die veränderten pT-Bedingungen der erhöhten Metamorphose den Einbau von Fe in das Gitter des Amphibols begünstigt haben (WETZEL, 1974).

Metamorphose

Durch die petrographischen Untersuchungen und aus den Geländebefunden heraus erscheint es mir gesichert, daß im Gebiet des Goldecks ein relativ ungestörtes, durchlaufendes Metamorphoseprofil vorliegt. Dies bedeutet, daß das soge-

nannte Altkristallin älterer Autoren meiner Meinung nach demselben Metamorphoseakt unterliegt wie das schwächer metamorphe, auflagernde „Altpaläozoikum“ früherer Bearbeiter, dessen tatsächliche stratigraphische Einstufung ins Altpaläozoikum heute durch Conodontenfunde im Nachbargebiet (HEINZ, 1976) gesichert ist.

Als ersten Haupttakt kann man die progressive Metamorphose abtrennen, die unter mittlerem Druck an der Basis des Gesteinsbestandes bis zur Bildung von Staurolith führte.

Diese Metamorphose setzte wahrscheinlich spätparatektonisch ein, wobei die Kristallisation die Durchbewegung, die zum Schuppen- bis Deckenbau führte, überdauerte. Dafür, daß das ca. 5 km mächtige Gesteinspaket in etwa in der heute vorliegenden Form erfaßt wurde, spricht meiner Meinung nach die normale Abfolge der einzelnen Mineralzonen.

Da im Gebiet der Bergerhth. oberhalb des Karbonatzuges der Granatzone kein Granat gefunden wurde, wird an die Möglichkeit gedacht, daß die Mineralzonen schräg zum Streichen der Gesteine laufen. Dies wäre ein weiteres Argument für die einzeitige und gleichzeitige progressive Metamorphose.

Die physikalischen Bedingungen an den einzelnen Isograden lassen sich nur im Fall der Staurolithsprossung näher festlegen. Sowohl beim Erstauftreten von Biotit (BROWN, 1971) als auch bei der Entstehung von Granat (HSU, 1968) spielt die Zusammensetzung der fluiden Phase eine große Rolle, wodurch Druck und auch Temperatur stark variieren können. Im Falle der Staurolithbildung stehen jedoch genügend Daten zur Verfügung, da die Reaktion weitgehend druckunabhängig stattfindet. HOSCHEK (1967 und 1969), RICHARDSON (1968) und GANGULY (1971) geben hierfür ziemlich gleiche Werte an, die bei etwa 550—600° C liegen. Ein geeigneter Indikator zur Festlegung des Druckes wurde nicht gefunden.

Als zweite, gut abtrennbare Phase der metamorphen Ereignisse, ist jenes Geschehen zu nennen, das von ANGEL & KRAJICEK (1939) als „Diaphthorese der zweitstufigen metamorphen Gesteine“ bezeichnet wurde. Die rückschreitenden Umbildungen beschränken sich auf Chloritsspaltung auf Kosten des Granates, des Biotites und z. T. auch der Hornblende, weiters kommt es in den tiefer gelegenen Anteilen des Kristallins auch zur Trübung der Plagioklase, die aber nicht mit der gut kristallisierten „Fülle“ der vulkanischen Relikte verwechselt werden darf. Diese Erscheinungen sind auch im Hangenden der Granatzone zu beobachten und kommen vorzugsweise an Zonen stärkerer Durchbewegung vor. Das bemerkte auch KRAJICEK (1933), der die echten „Diaphthorite“ alle an Störungszonen gebunden sieht. Eine Erklärung dafür wird dadurch gegeben, daß es sich nicht im Sinne von BECKE (1909) um „Diaphthorite“ handelt, deren altes Gefüge und deren ehemaliger Mineralbestand jetzt in phyllitischer Form vorliegen, sondern vielmehr um Störungsdiaphthorite (FRITSCH, 1967). Bei sicherlich etwas erhöhten Temperaturen wird an den lokalen Bewegungsbahnen der Zutritt der fluiden Phase erleichtert, wodurch es zu den oben erwähnten Umbildungen kommt. Diese Durchbewegung entspricht sicherlich der Feinfältelung verbunden mit einer verschieden starken Schieferung (s_2 in den Dünnschliffbeschrei-

bungen), während die anschließende Zerschierung nur mehr zur Klüftmineralisation führte.

4. Geologischer Aufbau

Ein Leitgedanke dieser Arbeit war es, die Möglichkeit zu prüfen, ob in dem Kristallin stratigraphische Verbände erkannt werden können. Beispielgebend dafür kann die Arbeit von NEUGEBAUER & KLEINSCHMIDT (1971) in der Phyllitgruppe der Saualpe gewertet werden: „Es dürfen Merkmale zur Gliederung verwendet werden, die direkt oder indirekt auf Eigenschaften der Ausgangsgesteine zurückgehen. Der Metamorphosegrad darf also dabei nicht benutzt werden, sondern ist zu abstrahieren“. Wie bereits im Kapitel Metamorphose erwähnt, liegt im Goldeckgebiet ein in etwa durchgehendes Metamorphoseprofil vor. Dadurch würde also das bisher meist verwendete Konzept hinfällig, in dem ein stratigraphisch nicht näher definiertes „diaphthoritisches Altkristallin“ tektonisch von einem schwächer metamorphen „Altpaläozoikum“ getrennt wird. Ich möchte es durch den Versuch einer stratigraphischen Gliederung ersetzen.

Da es in Österreich keine Paläozoikumsvorkommen gibt, aus denen eine orthostratigraphische Abfolge bekannt ist, in der ähnlich wie im Goldeckgebiet mächtige Karbonatgesteinsbänke in Gesellschaft mit Grüngesteinen wiederholt übereinander auftreten (FLÜGEL & SCHÖNLAUB, 1972, Taf. 1), liegt hier wahrscheinlich ein Schuppen- bis Deckenbau vor. Die Tektonik, die dazu führte, ist ähnlich wie in der Saualpe prä- bis frühsynmetamorph (NEUGEBAUER & KLEINSCHMIDT, 1971; zusammenfassende Darstellung in „Geologie der Saualpe“, 1975). Es wird versucht, diese Anlage mit Hilfe von charakteristischen Leitgesteinen rückzuführen; die orthostratigraphische Einordnung muß allerdings ohne schlüssige Fossilfundpunkte als Interpretation gelten (siehe Abschnitt 6.) Die Obergrenzen der einzelnen Serien wurden aus verschiedenen Gesichtspunkten heraus gewählt, wobei auch die öfters in der Literatur geäußerte und zuletzt von SCHÖNLAUB & ZEZULA (1975) publizierte Ansicht verwertet wird, daß das „Altkristallin“ teilweise zeitgleich mit den phyllitischen Serien ist.

Genau wie in der Saualpe ergeben sich bei der Abgrenzung der Schichteinheiten Schwierigkeiten (KLEINSCHMIDT, NEUGEBAUER & SCHÖNENBERG, 1975 a), da die stratigraphischen Zusammenhänge von der Metamorphose und der postkristallinen Durchbewegung stark verwischt sind. Aus felsmechanischen Gründen wird bei Vertikalbewegung ein Durchreißen am ehesten am Top oder an der Basis einer kompetenten Lage (z. B. Karbonatgestein) in inkompetenten Schichten (hier Tone, Feinsande usw.) stattfinden. Da die sich mehrfach wiederholenden, relativ mächtigen „Marmorzüge“ wohl kaum als Abfolge im sedimentären Verband zu sehen sind, bietet sich als Seriengrenze und damit wahrscheinlich auch als stratigraphisch Hangendstes das höchste Auftreten von Kalkmarmoren an.

4.1. Die Serie unterhalb der sauren Orthogneise

Am nördlichen Hangfuß des Goldecks erstreckt sich im spitzen Winkel zum Drautal über die gesamte Länge meines Kartierungsgebietes eine pelitisch-psammitische, quarzbetonte Serie als Liegendstes des Kristallinkomplexes.

Wie überall am Nordabhang des Goldeckzuges sind die besten Aufschlüsse entlang der Bäche, vereinzelt gibt es auch an den Fahrwegen Anschnitte von anstehenden Gesteinen.

Die Metamorphose des unteren Teiles dieser Serie umfaßt die Amphibolitfazies, die hier durch Staurolith in den Metapeliten und Fe-reiche Tschermakitische Hornblende + Oligoklas in den Amphiboliten gekennzeichnet ist. Der obere Teil der Serie gehört der Granatzone an.

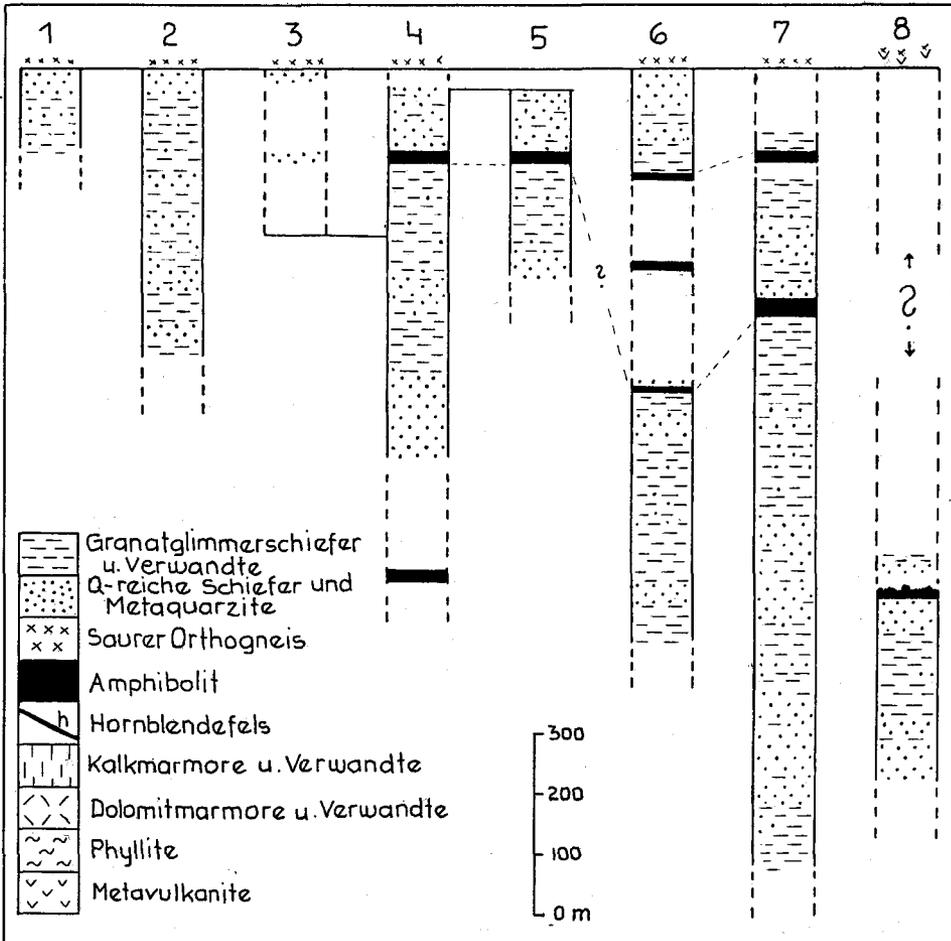


Abb. 16. Stark schematisierte Säulenprofile der Serie unterhalb der sauren Orthogneise. Maßstab ca. 1 : 10.000. 1 = Einödgraben, 1a = Nase oberhalb Einödgraben zur Kote 1830, 2 = Schreigraben, 2 a = Schreigraben E-Ast, 2 b = Schreigraben W-Ast, 2 c = Schreigraben, 3. Ast von E, 2 d = Schreigraben, 2. Ast von W, 3 = Raunachgraben E-Ast, 4 = Raunachgraben Hauptast, 4 a = Raunachgraben Ast parallel Liftseil, 4 b = Raunachgraben W-Ast, 5 = Weg von Schwaig zum Raunachgraben Höhe 1000 m, 6 = Graben vom Leitner über die Kote 957 zur Schwaiger Alm, 7 = Unterhauser Bach, 8 = Baldramsdorfer Bach, 9 = Fahrweg zur Bergerhütt., 10 = Nase vom Matzenkofel in Richtung Goldeckhütt.

Im Liegenden herrschen quarzreiche Gesteine vor, darüber bauen vorwiegend Granatglimmerschiefer und Granatglimmerquarzite sowie deren Verwandte diese eintönige Serie auf, in die an einigen Stellen Amphibolite eingeschaltet sind. Als Charakteristikum kann das Fehlen von Karbonatgesteinen gelten; dieser Gesichtspunkt ist bei der stratigraphischen Interpretation wichtig. Generell fallen die meist ebenflächigen oder flachwellig gefalteten Gesteine nach S, das Nordfallen entspricht den bei der Interfaltung gebildeten s-Flächen. Vor allem im Einödgraben herrscht partienweise immer weder E-Fallen vor.

Obwohl wegen der starken Bedeckung der Hänge mit Schutt und Moränenresten die einzelnen Schichten nicht durchgehend kartiert werden können, sind die Profile innerhalb der Gräben im W-Teil meines Arbeitsgebietes gut vergleichbar, da hier zwei langgestreckte, ca. 5—30 m mächtige Amphibolitlinsen als Leithorizonte gelten können. Die liegende, ein Zug von „gemeinen“ Amphibolit, erstreckt sich vom Fahrweg Schwaig—Schreigraben über den Raunachgraben, die Kote 957 in den Unterhauser Graben; der zweite Horizont, ein Bänderamphibolit, wurde E des Vermessungspunktes 957, im Graben von 957 zur Schwaigeralm und im Unterhauser Graben gefunden. Wieweit es sich bei dieser Serie um eine stratigraphische Abfolge oder ein durch Schuppung vervielfachtes Paket handelt, kann wegen der Einförmigkeit der Gesteine nicht geklärt werden. Bemerkenswert erscheint jedoch das häufige Auftreten von s-parallelen Mylonitizationen, die allerdings lokal begrenzt sind. Sedimentologisch betrachtet liegen hier gut sortierte, klastische Sedimente mit Vulkaniteinschaltungen vor; Anzeichen von Bodenunruhen wie Gerölle oder Diskordanzen sind nicht zu sehen.

4.2. Die Serie oberhalb der sauren Orthogneise

Diese Abfolge kann am besten im Raunach-, Schrei- und Einödgraben studiert werden, in denen auch die laterale Veränderung der Schichten auf Grund der vielen kleinen Seiteneinschnitte deutlich wird. Ihre Mächtigkeit nimmt gegen W hin vor allem im Bereich der Schwaigeralm und der Unterhauserhth. ab, zusätzlich herrschen dort ungünstige Aufschlußverhältnisse, da die Hänge weithin von Marmorschutt und Blockwerk überrollt sind; ähnlich ist die Situation auch N des Matzenkofels.

Die Metamorphose des Materials dieser Serie entspricht der Granatzone, das Einsetzen des „medium“-Grades (WINKLER, 1974) ist in den oberen Teilen der Abfolge anzunehmen.

In direktem Anschluß zu der vorher beschriebenen Gesteinsserie findet man als gut durchverfolgbare Leithorizonte saure Orthogneise in typischer Ausbildung (siehe Abschnitt 2.5.8.). Diese Züge werden von Quarziten oder quarzreichen Schiefen begleitet. Im Ostteil meines Arbeitsgebietes bilden diese Orthogesteine in den Gräben Wände aus, an vereinzelt Stellen treten sie auch im Gelände stufenbildend auf (z. B. beim Fahrweg zur Bergerhth.). Wieweit es sich bei den zwei übereinander liegenden Zügen von saurem Orthogneis im Einödgraben und am W daran anschließenden Rücken um eine tektonische Verdopplung oder um eine stratigraphische Abfolge handelt, konnte nicht entschieden werden.

Gegen das Hangende treten dann wiederum Granatglimmerschiefer, teilweise sehr quarzreich, Metaquarzite und deren Begleiter auf, wobei die härteren Typen zur Ausbildung von schroffen Steilstufen neigen.

Nach vereinzelt Einschlüssen von Amphibolitlinsen kündigt sich der Umschwung zur Karbonatsedimentation an; im durchgehend aufgeschlossenen Schrei-graben W-Ast kann man das am besten beobachten. Auf ungefähr 200 Mächtigkeit Metern sind nun wiederholt weiße und weißgelbliche Kalkmarmorbänder und dünne Lagen von Kalkglimmerschiefern, deren Hellglimmerblättchen bis zu 3 mm groß werden, in die Granatglimmerschiefer eingeschaltet.

Diese Gesteine bilden oft nur dm-dünne Bänder und sind randlich auf Grund des geänderten Festigkeitsverhaltens häufig von „Myloniten“ umgeben. Da weiters auch kleine Versetzungen mehrmals zu sehen sind, kann man annehmen, daß der stratigraphische Verband durch geringe Relativbewegungen gestört ist. In den anderen vergleichbaren Profilabschnitten herrscht hingegen noch die peli-

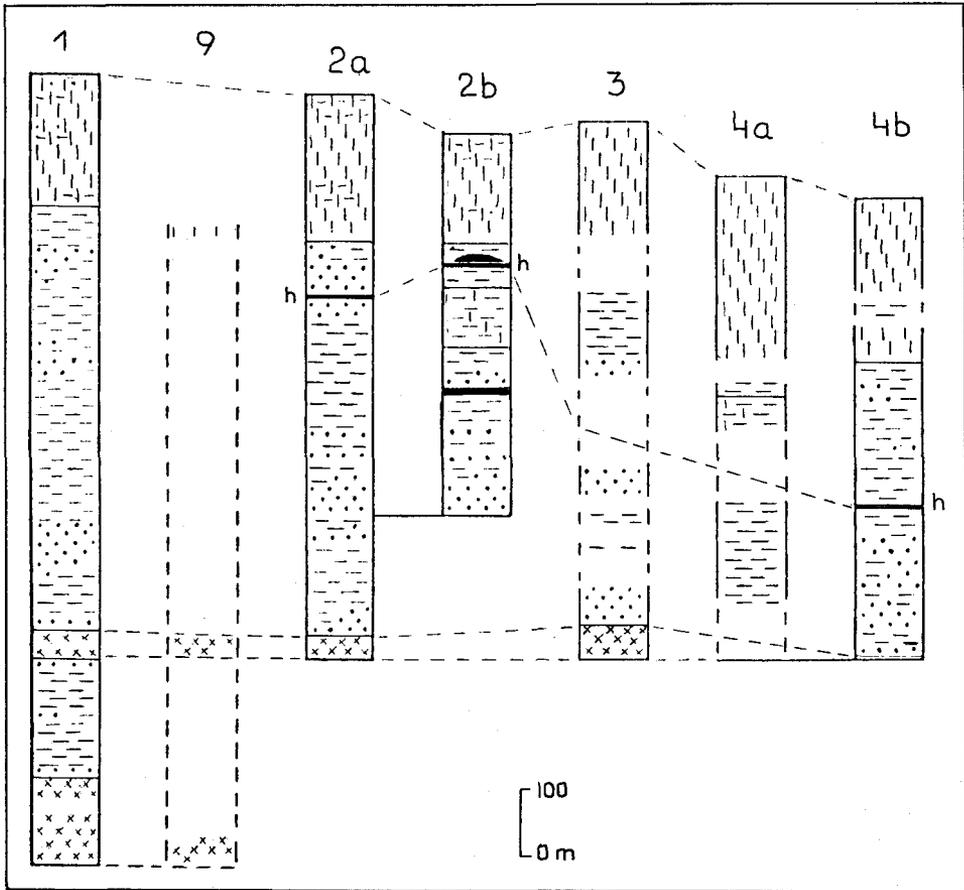


Abb. 17. Stark schematisierte Säulenprofile der Serie oberhalb der sauren Orthogneise. Maßstab ca. 1 : 10.000. Legende wie bei Abb. 16.

tisch-psammitische Sedimentation vor. Als Leithorizont, der vom Schreigraben E-Ast bis in den Raunachgraben reicht, folgt nun die Hornblendefelsbank, 2—10 m mächtig und im Schreigraben W-Ast ins Hangende zu von Tuffen (Hornblendegarbenschiefer) begleitet. Die nächsthöhere Kartierungseinheit nach Zwischenschaltungen von Granatglimmerschiefern ist der sich über die gesamte Breite meines Kartierungsgebietes erstreckende Marmorzug. Dieser wird aus weißem, massigen Kalkmarmor und blaugrauen sowie gelbbraunen Bänderkalkmarmoren aufgebaut. Im Einödgraben sowie in den östlichen Teilen des Raunachgrabens unterlagern Kalkglimmerschiefer diesen Komplex. Er bildet steile Wände aus und ist oft durch tonige Linsen verunreinigt, Dolomitgesteine fehlen völlig. Am Fuße dieses Zuges, im östlichen Teil des Schreigrabens wurden auch die alten Verwitterungsbildungen gefunden, die als kurzes Trockenliegen knapp nach der Sedimentation gedeutet werden können (Abschnitt 2.5.6.).

Zusammenfassend ist also diese Serie im Liegenden durch ein saures „Ergußgestein“ (Orthogneis) und die gut sortierten Aufarbeitungsprodukte davon geprägt, anschließend herrscht wieder sandig-tonige Sedimentation vor. Knapp unterhalb des Einsetzens der Karbonate, die für den hangenden Teil der Profile charakteristisch sind, zeichnet sich ein basischer Vulkanismus in den Amphiboliten und Hornblendefelsen ab.

4.3. Die Serie der „weißen Wand“

Dieser Gesteinskomplex nimmt etwa ein Dreieck — gebildet von der Bergerhth., der Mittelstation und dem Sattel W der Kote 1720 (östlicher Blattrand) ein — und greift in den untersten Partien noch in die Granatzone hinein, der obere Teil wird der Biotitzone zugeordnet.

Sieht man von der langgestreckten Nase ab, die sich von der Kote 1830 zur Bergerhth. zieht, ist die Serie sehr gut aufgeschlossen, vor allem in den Felswänden des westlichen Schreigrabens kann man durchgehende Profile aufnehmen.

Als Unterstes finden wie wieder Pelite und Psammite, die im E (Einödgraben) als Quarzphyllite, Phyllite und Metaquarzite vorliegen, während gegen W zu oberhalb des vorher beschriebenen Kalkmarmorzuges noch granatführende Gesteine auftreten. In diese quarzbetonten Metasedimente sind häufig mylonitisierte Zonen eingeschaltet. An der Ostgrenze meines Arbeitsgebietes und in den östlichen Teilen des Schreigrabens reicht diese eintönige Abfolge bis zu jenem Karbonatzug, der hier den Kamm bildet. Im W-Ast Schreigraben folgen oberhalb des Kalkmarmorbandes, das sich von der Bergerhth. zum Matzenkofel erstreckt, ca. 40 m mächtige Granatglimmerschiefer und -quarzite, die auch die Verflachung des Matzenkofels im Gipfelbereich bilden. Darüber folgen glimmerschieferartige Quarzphyllite, die eine gewisse tuffitische Beeinflussung zeigen und deren Abgrenzung zur granatführenden Gruppe nur mikroskopisch möglich ist. Diese wiederum gehen in echte Quarzphyllite über. Beide Gesteinstypen sind hier meist dunkel und ebenflächig sowie etwas quarzbetont. Es folgen die Kalkmarmore der „weißen Wand“, die gegen E zu auffingern und Quarzphyllite sowie spilitische Metaaschentuffe eingelagert haben. Meist gibt es noch eine schmale Übergangzone aus Kalkphylliten. Die Vulkanitabkömmlinge bilden

2—10 m mächtige Lagen und haben als Begleitgesteine immer Quarzphyllite mit Tuffeinstreu. Interessant ist jener Grüngesteinszug, der die „weiße Wand“ im E direkt unterlagert und teilweise aus spilithischen Metaaschentuffen, z. T. aber aus einem ilmenitführenden Amphibolit aufgebaut ist, der noch gut reliktsche Diabasstrukturen erkennen läßt. ANGEL & KRAJICEK (1939) haben dieses Gestein auf ihrer Karte mit der gleichen Signatur ausgeschieden, wie die Amphibolite des „Altkristallins“. Die Ausbildung der Karbonatgesteine ist hier sehr mannigfaltig: Vorherrschend bauen blaugraue und weißbräunliche Bänderkalkmarmore in Verbindung mit hellen, massigen Typen die riesigen Wände auf, die verschiedene Karsterscheinungen und eine starke Zerklüftung zeigen. Weiters findet man auch dunkelgraue Marmore, kaum kristalline gelbliche Typen sowie öfters einen geringen Dolomitgehalt. Im E in der Gegend der Kote 1830 wird das Liegende des mächtigen Karbonatgesteinszuges von bräunlichen und gelblichen, grusig

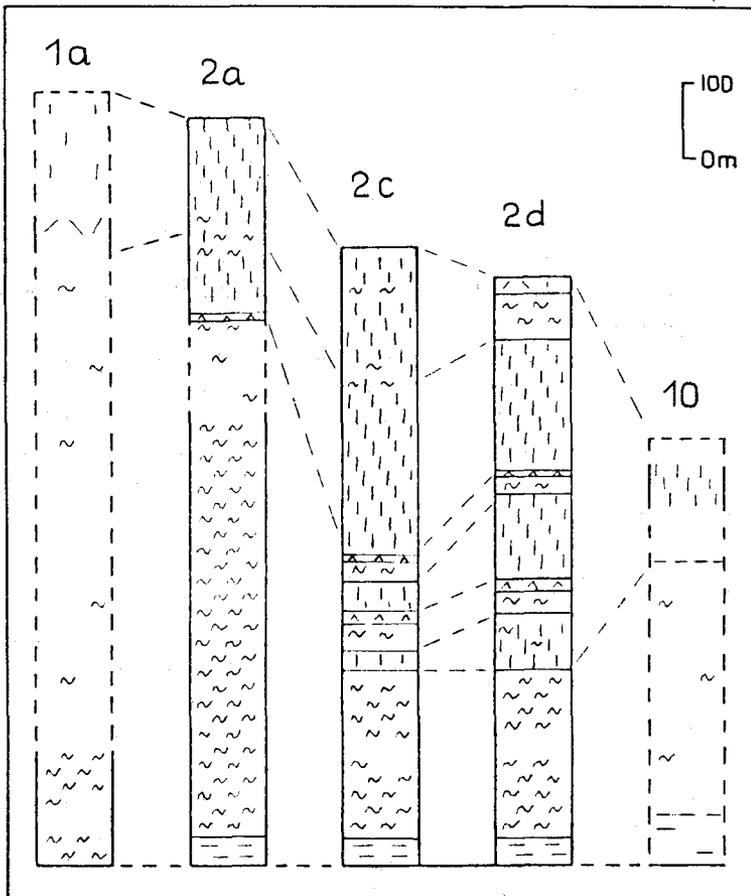


Abb. 18. Stark schematisierte Säulenprofile der Serie der „weißen Wand“. Maßstab 1 : 10.000. Legende wie bei Abb. 16.

verwitternden Dolomitmarmoren gebildet, die Grenzen zu den Kalkmarmoren sind nicht scharf. In jenem Teil des Schreigrabens, wo die Aufschlußverhältnisse gut sind, erkennt man, daß auch in den Quarzphylliten häufig dünne Marmorbänke eingeschaltet sind.

Generell fallen hier die Gesteine ziemlich flach nach S bis W bei S und zeigen vereinzelt in den Karbonaten sichtbar Internverfaltung. Am Kamm E des Martennocks sieht man sehr gut, daß die Grenze der durchgehenden Eisbedeckung etwa bei 1860—1900 m gelegen sein muß, da hier die schroffen Formen und die Marmorwände von einem welligen Gelände ziemlich plötzlich abgelöst werden.

In ihrem Habitus zeigen die Kalkmarmore dieser Serie keine Unterschiede zu denen der vorher beschriebenen Abfolge und ähnlich wie dort zeichnet sich die beginnende Karbonatsedimentation durch einzelne Marmorbänke und -bänder ab. Weiters sind die klastische Sedimentation im Liegenden und die Vulkan einschaltungen knapp unterhalb der kalkigen Ablagerungen Anzeichen dafür, daß hier eine Wiederholung des oberen Teiles der Serie 4.2. vorliegt.

4.4. Der Goldecksüdabfall

In dieser Gruppe wird der Gesteinskomplex zusammengefaßt, der sich im E oberhalb der Serie der „weißen Wand“ und von dort nach W entlang der Obergrenze des Karbonatzuges Matzenkofel—Kote 1720 (E Blattrand) erstreckt. Als südliche Begrenzung wird die Tiebelbachstörung angenommen, da an der N-schauenden Flanke dieses Baches Metavulkanite völlig und Karbonatgesteine fast völlig fehlen. Der ca. 500 Höhenmeter umfassende Bereich zwischen der Mittelstation—Krendlmaralm und dem Kamm des Goldecks wird aus schroffen, das Profil abschneidenden Hängen aufgebaut, während an der S-Seite bis zum Einsetzen der Marmorbänke das Gelände von sanften Isoklinahängen geprägt wird. Die Karbonatgesteinszüge treten als meist von dichtem Wald bestandene Nasen mit kleinen Rückfallkuppen auf. Auch dieser Seite des Goldecks sind die Abhänge von Hangschutt bedeckt, doch wird hier die Kartierung noch durch die starke glaziale Überprägung erschwert.

Dieser Bereich umfaßt alle aufgestellten Metamorphosezonen mit Ausnahme des „medium-grade metamorphism“ (WINKLER, 1974). Um die Krendlmaralm findet man noch granatführende Gesteine — von ANGEL & KRAJICEK (1939) als die „schönsten Diaphthorite des Goldecks“ bezeichnet — anschließend folgt wiederum der der Biotitzone zugerechnete Übergang. An der N-Flanke des Tiebelbaches ist Biotit nicht mehr stabil.

Das Liegende dieser Einheit bilden Granatglimmerschiefer und Quarzphyllite, vereinzelt mit Metaquarzitlagen gemischt. Bei der Goldeckhht., dem Martennock, im Bereich des Goldeckgipfels und bei der Kote 1736 setzen dann Metavulkanite ein, die z. T. als Diabase, z. T. als Tuffe und Tuffite gedeutet werden können. In jenem Zug, der sich vom Martennock über die Goldeckhht. bis zum Liftseil erstreckt, wurden alle drei Typen mit seitlichen Übergängen und aufeinanderfolgend gefunden, das Vorkommen 150 m N des Goldeckgipfels wird zur Gänze aus Metadiabasen aufgebaut, während der Zug in der Gipfelregion und von dort zur Hochalm wiederum gemischt ist. Begleitet werden diese Gesteine von Quarz-

phylliten mit Tuffeinstreu, im Bereich des Martennocks treten auch Metaquarzite dazu. Die Hintergrundsedimentation bilden Metapelite, die im Bereich Goldeck—Gusenalm sehr quarzbetont sind. Weiter gegen das Hangende zu werden dann die Ablagerungen karbonatisch, wobei die Marmorzüge und -Bänke je nach Verunreinigung aus hellen, massigen oder gebankten Kalkmarmoren, glimmerführenden Typen, stark pigmentierten Bänderkalkmarmoren, Dolomiten und „Eisendolomiten“ aufgebaut werden. Grundsätzlich sind die Karbonatgesteine dieser Region nicht von den höher metamorphen zu unterscheiden, doch treten hier noch einige Arten hinzu, die einen kaum umkristallisierten Charakter haben. Möglicherweise ist die Ausbildung der Marmorzüge auch kartierungsmäßig und damit stratigraphisch auswertbar, doch wie in dem Profil W Gehöft Steiner (Abb. 19) gezeigt wird, variiert der Habitus der Gesteine oft im m-Bereich, so daß in dem von Hangschutt und Vegetation stark bedeckten Gelände dieses Unterfangen kaum durchführbar erscheint. Interessant ist auch die Tatsache des mehrmaligen Auftretens von Grüngesteinen in dem karbonatreichen Gebiet des S-schauenden Tiebelbachhanges; diese Vorkommen wurden neu gefunden und bauen sich aus ähnlichen Gesteinen auf wie die Metavulkanitzüge der Goldeckregion. Deshalb, sowie wegen der mehrmaligen Wiederholung der Marmorblätter muß auch daran gedacht werden, daß es sich hier eventuell um weitere Teileinheiten handeln könnte und nicht nur ein durch geringfügige Relativbewegungen gestörtes stratigraphisches Profil vorliegt. Diese Frage kann jedoch nur gelöst werden, wenn es gelingt, an mehreren Stellen in den Profilen durch Fossilfunde stratigraphische Fixpunkte zu gewinnen. Die zu diesem Zweck aufgelösten Karbonatproben brachten keine Ergebnisse, sieht man von einigen unbestimmbaren Conodontenresten ab.

Bei der Kote 955 findet man als Hangendstes der durch die Tiebelbachstörung schräg abgeschnittenen Einheit ebenflächige, tonschieferartige Quarzphyllite, in die ebenfalls Metakristall- und Metaaschentuffe eingestreut sind. Talauswärts vom Gehöft Steiner sind die Schichtpakete durch Störungen verstellt und weite Teile der Hänge von Eisrandbildungen bedeckt. Besonders E der Kote 1244, wo einige NE—SW-streichende Brüche gefunden wurden, ändern sich plötzlich die Fall- und Streichwerte der Schichten.

An Hand des Straßenprofils, das entlang des Wirtschaftsweges W Gehöft Steiner aufgenommen wurde, soll nun die Vielfalt der Gesteine in einem eng begrenzten Bereich aufgezeigt werden; hier wurde auch der kohlenstoffführende Metaquarzit neu aufgefunden (Abb. 19).

- | | | |
|---|----------|---|
| 1 | 16 m | Kalkiger Dolomit bis Dolomit, hellbraune-mittelgraue Verwitterungsfarbe, im Anschlag mittelgrau milchig, äußerst stark von Cc-Adern durchzogen, zerklüftet, dicht-zuckerkörnig. |
| 2 | wird von | rostig verwitternden Kalkschiefern überrollt. |
| 3 | 30 cm | Kalkschiefer |
| 4 | 2 m | Dolomit s. o. |
| 5 | 1,6 m | hellbraun verwitternder, etwas flasriger Dolomit, mittelgrau-bräunlich, etwas schiefrig. |
| 6 | wird von | Kalkschiefern überrollt. |
| 7 | 1,1 m | massiger Block aus hellbraun-rostig verwitterndem Dolomit, im Anschlag mittelgrau milchig mit Cc-Knuern. |



Abb. 19. Straßenprofil entlang des Wirtschaftsweges W Gehöft Steiner. Maßstab ca. 1 : 500.
Legende und Erläuterungen im Text.

- 8 1,7 m stärker geschieferter hellbraun-rostig verwitternder Dolomit, von Cc-Adern durchzogen, flaserig.
- 9 2,4 m hellbräunlich verwitternder Bänderkalkmarmor, im Anschlag weiß mit hellgrauen und braunen Schlieren. Tonhäutchen zwischen den Lagen, etwas wellige Schichtung.
- 10 20 cm Einlagerung von Kalkschiefern.
- 11 Störung
- 12 4,5 m dunkelgrau verwitternder, an Harnischflächen von Cc überzogener Bänderkalkmarmor, im Anschlag dunkelgrau-schwarz mit hellgrauer Bänderung, vereinzelt von Cc durchzogen 1 mm starke Tonhäutchen (1 m), geht über in hellgrauen Bänderkalkmarmor, der massig erscheint und stärker von Cc durchzogen ist, unregelmäßig zerbrochen, geringerer Tongehalt (1 m) anschließend wieder der dunkelgraue Bänderkalkmarmor (75 cm) dünnschichtiger (2—50 mm), ebenflächiger, dunkelgrauschwarz verwitternder, kaum kristalliner Kalk, Cc-Klüfte normal zum s, im Anschlag schwarz, feinkörnig, dünnste Tonhäutchen, deutliches l auf den s-Flächen (1,25 m) wird wieder massiger, heller, mächtigere Tonlagen, Dolomitlagen.
- 13 Störung
- 14 50 cm Gestein s. o., nur stärker verschiefert und entlang der Störung kleine Schleppfalten.
- 15 1,7 m bei gleicher Verwitterungsfarbe und Ausbildung wie die dünnschichtigen Kalke starke Zunahme des Dolomitgehaltes, geht in hellgrau-hellbräunlich gebänderten, eher massigen Dolomit über.
- 16 1,5 m hellbraun-ocker verwitternder dolomitischer Karbonatschiefer, im Anschlag mittelgrau, von Cc-Adern durchzogen, dünnschichtig, ebenflächig, deutliche Lineation.
- 17 2 m massiger, gelblich verwitternder Dolomit, im Anschlag gelblich-weiß mit Limonitshlieren, undeutliche Schichtung, Cc-Adern normal zum s.
- 2 m Bewuchs
- 18 14 m fast ebenflächiger, silbrigglänzender Se-Chl-Phyllit, sehr weich, teilweise rostige Verwitterung, kaum verfaultet.
- 7 m Erdrutsch mit Blockschutt
- 19 10 m Se-Chl-Phyllit, s. o., nur stärker verfaultet.
- 20 80 cm dunkelgrau verwitternder Kalkmarmor mit starkem Se-Überzug auf den s-Flächen, dünnschichtig (2—5 cm), verfaultet, z. T. heller gefärbt, dann hellrosa-silbrigglänzende s-Flächen, in Anschlag dunkelgrau-schwarz, kaum kristallin.
- 21 1 m dunkler, kohlenstoffführender Schiefer mit Übergang zu kohlenstoffführendem Metaquarzit.
- 22 50 cm bräunlich verwitternder Kalkmarmor mit dünnen Tonhäutchen, im cm-Bereich geschichtet, im Anschlag dunkelgrau-schwarz, schwach gefaltet.
- 23 8 m weicher Se-Chl-Phyllit.
- 24 ca. 60 m wahrscheinlich durch eine Störung getrennt folgen die bereits oberhalb der Straße erkennbaren Marmore; blaugraue und weiße Bänderkalkmarmore, die teilweise Hellglimmer auf den s-Flächen führen.

In groben Zügen ergibt sich hier wiederum das gleiche Bild wie in den zwei vorangegangenen Einheiten, auf die klastische Sedimentation mit Vulkaniteinschaltungen im Hangenden folgt eine kalkig betonte Abfolge. Sicherlich liegt eine weitere tektonische Wiederholung dieses Zyklus vor, der in den tieferen Serien gut sichtbar ist. Die Unterschiede können aus der Fazies heraus erklärt werden, wahrscheinlich werden sie aber durch Wiederholungen einzelner Profilteile in mehreren kleinen Schuppen bewirkt.

4.5. Das Gebiet S des Tiebelbaches

Abgetrennt durch die schon vorhin erwähnte Störung hören S des Tiebelbaches die Marmore und Metavulkanite abrupt auf. Man findet nun ausschließlich eintönige Quarzphyllite in allen Abarten und teilweise in Gesellschaft von Metaquarziten. Einzige Ausnahme bilden die gelbbraunlich verwitternden erzeichen, karbonatführenden Q-Phyllite, die einen geringmächtigen Zug S der Kote 1226 in Verbindung mit kleinen Vorkommen von Dolomitmarmoren aufbauen. Ton-schieferartige Gesteine treten nicht in Erscheinung, doch verleitete wahrscheinlich das Fehlen jeglicher Einschaltung von dickeren Marmorbänken ANGEL & KRAJICEK (1939) zur Aufstellung des „Tiebelbachfensters“. Viel eher handelt es sich hier um ein durch die Störung verstelltes Stück aus dem Gesamtprofil, in dem nach der postvariszischen Abtragung nur Metapelite erhalten blieben. Ebenso wenig sind unterhalb der Triasbasis „Phyllonite“ zu sehen, doch besteht trotz der zwei bekannten Transgressionsverbände (FRITSCH, 1961; OXBURGH, 1968) durchaus die Möglichkeit, daß an der Grenze Permoskythsandstein zu Quarzphyllit geringe Relativbewegungen stattgefunden haben, da man auch in diesem Gebiet immer wieder stark mylonitisierte Gesteine als geringmächtige Einschaltungen finden kann. Am N-Hang der Bucheben sind weite Teile des Geländes von Blockwerk und Schutt aus Permoskythsandstein überrollt. Auch hier herrscht generell S-Fallen vor.

5. Tektonik und Lagerungsverhältnisse

Die ca. 2000 Messungen von s-Flächen, B-Achsen, Mineralelongationen (an Glimmern und Hornblendern) wurden weitgehend homogenen Bereichen zugeordnet und statistisch ausgewertet. Diese Gebiete entsprechen den zusammengehörigen, vorher aufgezählten geologischen Serien. Wegen der großen Längenerstreckung wurden die Bereiche am N-Abfall des Goldecks zweigeteilt, als Grenzlinie wurde willkürlich die E-Flanke des Raunachgrabens angenommen.

Die Besetzungsdichtemaxima der Linearen und der s-Flächen wurden mit Hilfe des Computerprogrammes UGD errechnet, für die β -Schnittpunkte wurde das Programm GELI benützt. In dankenswerter Weise half mir Dr. BAUMGARTNER bei der Bearbeitung, der auch die Umarbeitung des Programmes zur Benützbarkeit am Interfakultären Rechenzentrum der Universität Wien (BAUMGARTNER, 1974) erstellte. Die Darstellung der Flächenpole und der Linearen erfolgt in einem Azimutalentwurf der unteren Halbkugel nach LAMBERT (SCHMIDT'sches Netz). Zur Veranschaulichung der Messergebnisse wurde ein eigener Achsenplan (Strukturkarte) erstellt.

Aus den Geländebeobachtungen und aus den Gefügediagrammen geht hervor, daß im Goldeckgebiet eine Verformung mit der Haupteinspannungsrichtung N—S vorliegt. Die E—W streichenden Linearen fallen meist sehr flach ein und bilden zumindest im N-Teil meines Arbeitsgebietes großräumige, flache Querstrukturen ab. In den tieferen Serien ist die Gefügeregelung relativ streng und es werden hohe Maxima erzielt. Die vereinzelt in den Diagrammen abweichend von der E—W-Prägung auftretenden Besetzungen können im Sinne von PLESSMANN

(1961) als „Doppelachsen in einem Bauakt“ gedeutet werden. Ein etwas verändertes Bild ergibt sich am Goldecksüdabfall. Obwohl man den Grundzügen den einfachen Verformungsplan noch erkennen kann, streuen doch die Werte sehr. Die abweichenden Elongationsrichtungen stimmen aber weder mit den im Muschelkalk vorherrschenden Achsenrichtungen noch mit den jungen Knitterungen überein. Der Grund dafür dürfte in der starken Bruchdeformation, die zur Verstellung einzelner Kleinbereiche an der N-Flanke des Tiebelbaches führt, zu suchen sein. Im Abschnitt S des Tiebelbaches sind die Linearen etwas gegen S verstellt; man findet dort auch mehrere Überprägungen sowie B-Achsen in Richtung W bei S („junge Knitterungen“). Der Muschelkalk, der im Bereich des Staffs nur flachwellige Verbiegungen zeigt, ist im Fellbachgraben (ca. 3,5 km SE meines Arbeitsgebietes) stark verfaultet. Zum Vergleich führte ich dort einige Messungen durch, die allerdings keinerlei Anspruch auf eine exakte Bearbeitung des Verformungsplanes erheben können. In dem Diagramm der B-Achsen zeichnen sich Maxima von NW-SE-streichenden Linearen ab. Diese Richtung wurde in den metamorphen Gesteinen der mittleren Goldeckgruppe nicht gefunden, in dem Sporn SE-Sachsenburg (W-Goldeckgruppe) ist sie jedoch vorherrschend.

Die Diagramme der s-Flächenpole zeigen im groben eine einfache Gürtelbildung bei vorherrschendem flachen S-Fallen, eine Zuordnung zu den Linearen ist gut möglich. Da das inkompetente Material der Pelitabkömmlinge dazu neigt, weitgestreute s-Flächen abzubilden, können die Streuungen gut erklärt werden. Andererseits können aber diese Abweichungen gemeinsam mit den manchmal etwas verschobenen β -Schnittpunkten als Beweis für eine Wiederbenützung der Schieferung gewertet werden.

5.1. Klüfte

Im gesamten Arbeitsgebiet treten zwei Klufftypen immer wieder auf, sie sind am besten in den Grabenaufschlüssen am Nordabfall der Goldeckgruppe zu sehen. Zum einen handelt es sich um ac-Klüfte, die klar den vorherrschenden Linearen zugeordnet werden können, als zweite, häufig zu beobachtende Flächenschar findet man die einer zweischarigen Zerschierung entsprechenden Klüfte; diese sind auch im Schlibfbereich deutlich ausgeprägt. Das Diagramm der Kluffflächenpole kann in dieser Richtung gut interpretiert werden, die steilstehenden N-S-streichenden Klüfte sind als ac aufzufassen, die diagonal dazu eingetragenen Pole markieren die Flächen der „Plättung“. Obwohl die Daten dieses Diagramms in wenigen Aufschlüssen gesammelt wurden, dürften die Ergebnisse für das gesamte Gebiet repräsentativ sein.

5.2. Diskussion

Die Auswertung der Gefügedaten liefert zwei wichtige Arbeitsergebnisse. Unabhängig vom „Stockwerk“ werden gleiche oder ähnliche Meßwerte gefunden und diese sind nicht mit dem Verformungsplan der triadischen Gesteine ident. Diese Erkenntnis untermauert die Annahme einer einzigen durchlaufenden Metamorphose, die den Schichtstapel so erfaßt hat, wie er jetzt vorliegt. Durch die bereits mehrfach erwähnte Transgression von Grödener Sandstein kann es als

sicher gelten, daß diese Prägung älter als Permoskyth ist. Die alpidische Beanspruchung des Muschelkalkes konnte in meinem direkten Arbeitsgebiet nicht nachgewiesen werden. Doch wäre es ohne weiteres denkbar, daß sich alpidische Tektonik in den metamorphen Serien durch die häufig zu sehende Kataklyse, die wiederbewegten s-Flächen (z. B. s-parallele Mylonite) und die Ansätze zu s_2 ausdrückt. Auch die weite Streuung der s-Flächen in manchen Bereichen, sowie die gegen die Besetzungsdichtemaxima der Linearen leicht verschobenen β -Schnittpunkte sprechen für eine Wiederbenützung der Schieferungsbahnen.

5.3. Bruchtektonik

Durch die Geländearbeit ergibt sich in groben Zügen ein Bild des jungen, kratonischen Bruchsystems.

Als ältere Richtung findet man NE-SW-streichende Störungen, die vor allem beim Talausgang des Tiebelbachgrabens zwischen Gehöft Sattellecker und Kote 1720 (E Blattrand) bei der Geländebegehung sehr eindrucksvoll bemerkt werden können.

Nach dieser Richtung sind auch weite Teile des Entwässerungssystems ausgerichtet, doch sind am Goldecknordhang die Störungen auf Grund der Gelände-verhältnisse nur im Kleinbereich zu sehen.

Wahrscheinlich relativ zeitgleich kann man jene Gruppe von Brüchen ansehen, die W bei N gegen E bei S streichen und im westlichen Teil des Tiebelbachgrabens entwickelt sind.

Diese Verwerfungen werden von der Tiebelbachstörung abgeschnitten, die einen seitlichen Verschiebungsbetrag von etwa 400 m (Linksseitenverschiebung) und meiner Meinung nach gleichzeitig eine relative Hebung des Blockes S davon bewirkt.

Betrachtet man die Gefügedaten, so ist kaum anzunehmen, daß in dem kartierten Gebiet Kippungen stattgefunden haben, da die Fall- und Streichwerte halbwegs konstant sind.

Anzeichen für die von VAN BEMMELN (1961) postulierte Gleittektonik mit halbbogenförmigen Störungen konnten in meinem Arbeitsbereich nicht gefunden werden.

6. Stratigraphische Interpretation

Für lithostratigraphische Vergleiche mit den Gesteinen des Goldecks scheinen am ehesten das Grazer Paläozoikum, die Ablagerungen im Bereich Murau—Neumarkt und das Gebiet der Saualpe geeignet.

In dem nördlich der Drau fortsetzenden Teil des ostalpinen Kristallins gibt es noch keine zusammenhängenden paläozoischen stratigraphischen Profile, ebenso wurde auch das Kreuzeckgebiet nicht unter solchen Gesichtspunkten untersucht.

Wie schon erwähnt, ist für die Goldeckgruppe die wiederholt auftretende Gesteinsassoziation Kalkmarmor und Grüngestein charakteristisch, weitere Ansatzmöglichkeiten zum stratigraphischen Vergleich bieten der saure Orthogneis, die Dolomitmarmore und die kohlenstoffführenden Schiefer und Quarzite. Nach

NEUGEBAUER & KLEINSCHMIDT (1971) sowie KLEINSCHMIDT, NEUGEBAUER & SCHÖNENBERG (1975 a) wird der oberste, karbonatische Abschnitt der Phyllitgruppe in der Saualpe auf Grund von Fossilfunden ins Silur/Devon bis Devon gestellt; die Basis bilden dort, wo die Profile vollständig zu sein scheinen, verschiedene Phyllittypen, ein Metakeratophyrhorizont und „basische“ Metavulkanite. An Marmoren werden dunkle Bänderkalkmarmore (bläulichgrau mit wechselnder Verunreinigung), helle, weiße bis gelbliche Marmore, die dickbankig, massig oder plattig ausgebildet sind und im Liegenden Keratophyreinstreuungen haben, und Krinoidenmarmore erwähnt.

Überträgt man nun diese Einstufung auf das mittlere Goldeckgebiet, so sieht man, daß die zusammenhängende, mächtige Kalkentwicklung vorwiegend aus blaugrauem Bänderkalkmarmor und weißen, massigen Typen aufgebaut ist, wobei die hellen Kalke nicht immer zu unterst auftreten.

Ähnlich wie in der Saualpe sind verschiedene laterale Übergänge zu sehen, doch handelt es sich trotzdem um einen durchgehend karbonatischen Sedimentationsraum.

Aus der Tabelle des Paläozoikums in Österreich (FLÜGEL & SCHÖNLAUB, 1972) ist ersichtlich, daß durchgehender Karbonatabsatz in den Ostalpen erst ab der Silur/Devon-Grenze bekannt ist.

In einem durchgehend aufgeschlossenen Profil im Siflitzgraben (W-Teil Goldeckgruppe) besteht der in der granatführenden Serie eingelagerte mächtige Marmorzug vom Liegenden zum Hangenden aus dolomitischen, stark pigmentierten Kalkmarmoren, dunklen Bänderkalkmarmoren mit nach oben zu abnehmender Färbung und hellen Bänderkalkmarmoren mit massigen Partien. Darin wurden im Sommer 1976 Kalziteinkristalle gefunden (bis 2 mm Durchmesser), die ich als Crinoidenstilglieder deute. Ein devonisches Alter ist wahrscheinlich.

Erwähnenswert ist in diesem Zusammenhang die Ansicht SCHWINNER's (1943), der die mächtige Marmorbank im Hangenden des „Altkristallins“, ebenso auch den Zug der Weißwände als paläozoische Einschuppung betrachtete.

Zur zeitlichen Festlegung der Untergrenze der karbonatischen Ablagerungen bieten sich Vergleiche mit dem Paläozoikum des Seeberggebietes (Neuaufnahme durch LOESCHKE & ROLSER, 1971) sowie mit den Profilen aus dem Bereich Radmer-Gößgraben (HIESSLEITNER, 1931; Revision durch SCHÖNLAUB, 1976) an. Auch die Arbeit von METZ (1940) über die Grauwackenzone zwischen Mautern und Trieben liefert wertvolle Hinweise. In allen genannten Gebieten wird die kalkige Serie im Liegenden von basischen Metavulkaniten abgelöst.

Während die petrographischen Beschreibungen von HIESSLEITNER (1931) und METZ (1940) zur Klassifizierung der Grungesteine nicht ausreichend detailliert sind, können die spilitischen Gesteine der Ostkarawanken nach den Arbeiten von LOESCHKE (1970, 1973, 1974), LOESCHKE & ROLSER (1971) sowie LOESCHKE & WEBER (1973) in direktem Vergleich zu den Metavulkaniten spilitischer Zusammensetzung im Bereich des Goldecksüdabfalls und in der „Serie der weißen Wand“ gesetzt werden.

Sowohl ROLSER (1968) für das Gebiet von Trögern (Karawanken) als auch FLAJS & SCHÖNLAUB (1973) und SCHÖNLAUB (1976) in dem Bereich Radmer—

Gößgraben geben als Untergrenze der Karbonatentwicklung die amorphognathoides-Zone an, das heißt, den Grenzbereich Llandoverly/Wenlock. In beiden Profilen folgen darunter basische Vulkanite mit klastischer Hintergrundsedimentation.

Einen weiteren Hinweis auf Silur geben die Vorkommen von Dolomit und „Eisendolomit“ innerhalb der Karbonatzüge der mittleren Goldeckgruppe. In solchen Gesteinen wurden erst in jüngster Zeit Silur-Conodonten gefunden (SCHÖNLAUB & ZEZULA, 1975, im Muralpen-Kristallin; SCHÖNLAUB & EXNER & NOWOTNY, 1976, im Katschberggebiet).

Während die Profile des Goldecksüdabfalls und die im Schreigraben aufgenommenen, im Liegenden mit sandig-tonigen Sedimenten enden, kann man in der „Serie oberhalb der sauren Orthogneise“ weitere lithostratigraphische Vergleiche ziehen. In den meisten Paläozoikumsgebieten der Ostalpen wird die Wende Ordovizium/Silur durch einen sauren bis intermediären Vulkanismus markiert. Im Westabschnitt der nördlichen Grauwackenzone hat zuletzt MOSTLER (1968 und 1970) den „Porphyroid“ als Ignimbrit gedeutet, im östlichen Teil gilt der „Blasseneckporphyroid“ seit ANGEL (1919) petrographisch als Quarzkeratophyr oder „Keratofelsitfels“. Ein Metakeratophyr repräsentiert in der Saualpe diesen Horizont (KLEINSCHMIDT, NEUGEBAUER & SCHÖNENBERG, 1975 a). Da bereits in diesen andi-, oder schwach epizonal metamorphen Gebieten die Variationsbreite des sauren Gesteinskörpers sehr groß ist und teils recht unterschiedliche Gesteine umfaßt, erscheint es mir durchaus möglich, den Zug von sauren Orthogneisen mit diesem vulkanischen Geschehen in Beziehung zu setzen.

Die Abfolge im Liegenden der sauren Orthogneise („Serie unterhalb der sauren Orthogneise“), eintönig klastisch mit seltenen Einschaltungen von basischen Orthogesteinen, würde dann also dem Ordovizium entsprechen und kann als faziell etwas differenziertes Äquivalent der Magdalensbergserie (RIEHL-HERWIRSCH, 1970) angesehen werden, Vergleiche sind auch mit dem W-Rand der Saualpe (STREHL, 1962) und dem nordöstlichen Klagenfurter Becken (GROSCHOPF, 1970) möglich. Weiträumig würden der Liegendkomplex der Wildschönauer Schiefer (MOSTLER, 1968), die Metadiabasserie aus dem Murauer Gebiet (FLÜGEL & SCHÖNLAUB, 1972) und die „Schichten unter dem Porphyroid“ im Raume E des Finstergrabenporphyroides (FLAJS & SCHÖNLAUB, 1973) dieser Abfolge entsprechen.

Versucht man Mächtigkeiten für die einzelnen Komplexe anzugeben, scheitert man daran, daß auch in nahe beisammenliegenden Profilen diese beträchtlich schwanken. Ob dafür primäre Unterschiede und laterale Faziesänderungen verantwortlich gemacht werden können oder ob die Veränderungen tektonischer Natur sind, kann nicht entschieden werden.

Ich möchte hier noch einmal feststellen, daß dieses Kapitel den Versuch einer Stratigraphie im epi- bis mesozonalen Kristallin darstellt. Es zeigt sich dabei aber, daß durch Detailkartierung lithostratigraphische Vergleiche gut möglich sind. Meist wurde höher metamorphes Altpaläozoikum im ostalpinen „Altkristallin“ nur vermutet. Als wegweisende Ausnahme soll noch einmal die Gliederung nach

Schichteinheiten in der Saualpe (Geologie der Saualpe, 1975) angeführt werden. In meinem Arbeitsgebiet dachte auch LAHUSEN (1969) daran, daß das „Altkristallin“ mit der Phyllit- und Tonschiefergruppe altersgleich sein könnte.

7. Zum Alter von Metamorphose und Tektonik

Wie aus dem vorigen Abschnitt hervorgeht, wird für die Gesteine des Goldecks ein Alter von Ordoviz bis ins Devon hinein angenommen; der Gesteinsbestand der Serien fügt sich gut in den Rahmen der altpaläozoischen Geosynklinale ein.

Durch diese Festlegung und auf Grund der Permoskythtransgression müssen die metamorphen und tektonischen Hauptereignisse in der dazwischenliegenden Zeitspanne stattgefunden haben. Belegt durch petrographische Untersuchungen und eine Gefügeanalyse kann weiters ausgesagt werden, daß die progressive Metamorphose jünger als die Schuppentektonik ist, oder zumindest als spät paratektonisch angesehen werden muß.

Alle diese Faktoren sprechen dafür, daß der Schuppen- und/oder Deckenbau und die fortschreitende Metamorphose variszisches Alter haben.

Diese Ansicht steht im Gegensatz zur Interpretation von TOLLMANN (1959 und 1963), der in diesem Kristallengebiet die alpidische Überschiebungsfläche von „Oberostalpin“ auf „mittelostalpinen Altkristallin“ annimmt, decken sich aber mit den Beobachtungen, die von den Bearbeitern der Saualpe für die Phyllitgruppe gemacht wurden (KLEINSCHMIDT, NEUGEBAUER & SCHÖNENBERG, 1975 b). Hier werden drei, das Ordoviz bis Devon umfassende Einheiten von einer kontinuierlich steigenden Metamorphose des Barrow-Typs erfaßt, die in der tiefsten Einheit die Quarz + Albit + Epidot + Almandin-Subfazies nach WINKLER (1967) erreicht.

Neuerdings vertreten KLEINSCHMIDT et al. (1976) auf Grund der b-Werte von K-Hellglimmern die Ansicht, daß die variszische Metamorphose der Phyllitgruppe eine Niederdruckmetamorphose war, die Barrow-Typ-Metamorphose des Hochkristallins aber als prävariszisch anzusprechen sei. Ebenso wie am Nordhang des Goldecks, wo die Metamorphose kontinuierlich bis zur Bildung von Staurolith fortschreitet, schließt sich auch in Teilen der Saualm die Glimmerschiefergruppe (schwächste Amphibolitfazies) ohne Sprung an die Phyllite an (KLEINSCHMIDT et al., 1975 b, S. 55).

Als alpidisch ist in der Goldeckgruppe die zweite Durchbewegung anzusehen, wobei aber alpidische Faltenachsen — wenn überhaupt vorhanden — und s-Flächen mit den variszischen Richtungen zusammenfallen. Dieser Deformation gehören die kataklastischen Erscheinungen entlang der vorgegebenen s-Flächen, s-parallele Mylonite und die wahrscheinlich gleichzeitig anzunehmende Chloritbildung auf Kosten von Granat, Biotit und Hornblende an; auch die Umsetzung in den Feldspäten werden dieser metamorphen Phase zugerechnet.

Daß es auch in diesem Teil des ostalpinen „Altkristallins“ alpidische Ereignisse nachweisbar gibt, wird durch die Publikation von HAWKESWORTH (1976) klar, der durch Rb/Sr-Altersdaten das Konzept der „flake tektonics“ (OXBURGH,

1972) stützt. HAWKESWORTH, WATERS & BICKLE (1975) nehmen bei ihrem plattentektonischen Konzept eine Unterschiebung des Pennins unter das „Altkristallin“ an, wobei es einerseits in den Bündner Schiefern zur Ausbildung von Blauschiefern kommt, zum anderen aber die basalen Teile des „Altkristallins“ erwärmt werden. Der Höhepunkt dieses Ereignisses liegt bei ca. 105 m. a.

Dieser Aufheizung kann auch das geochronologische Datum von HAWKESWORTH (1976) zugerechnet werden, der in einem Granatglimmerschiefer S Spittal an Biotiten und Muskowiten mit der K/Ar-Methode eine Isochrone von 117 ± 12 m. a. bestimmte. Bei diesem Alter (Abkühlungsalter) handelt es sich mit Sicherheit um ein Mischalter; man kann also annehmen, daß die „blocking temperature“ nur gering überschritten wurde, so daß kein vollständiges Neueinstellen der Isotopenverhältnisse möglich war. Obwohl ein einziges Datum nicht genug Aussagekraft hat, liegen also in den Gesteinen der tieferen Serien des Goldecks möglicherweise alpidisch umkristallisierte Glimmer vor. Dem Schlibbfund nach kann es sich jedoch nur um eine Öffnung des Gitters handeln, da ich nirgends mikroskopisch trennbare, neugebildete Glimmerphasen feststellen konnte.

Wieweit die kretazische (eoalpidische) Metamorphose, die N der Möll-Draulinie bereits mehrfach gut datiert ist (BREWER, 1969), sich südlich dieser großen Störung weiterverfolgen läßt, kann meiner Meinung nach nur durch weitere radiometrische Altersbestimmungen festgelegt werden.

8. Quartär

In dem kartierten Gebiet nehmen die jungen und jüngsten geologischen Körper einen wesentlich größeren Raum als das anstehende Gebirge ein.

Eine übersichtsmäßige Bearbeitung des eiszeitlichen Geschehens wurde von SRBIK (1950) vorgelegt. Er gibt eine Eishöhe von 1750 m an (im Gegensatz dazu PENCK, 1909: 1600 m) und erklärt damit die alte Fläche, die vom Martenock bis in die Gegend des Sallacher Kofels reicht.

An der S-Seite des Hauptkammes existiert oberhalb der Kapeller Alm eine undeutlich ausgebildete Karform, deren Endmoräne aber durch Hangschutt und Abrutschen in das übertiefte Abflusstal stark verwischt ist.

Das zweite, südseitig gelegene Kar (S Goldeckgipfel) zeigt noch gut die ursprüngliche Ausbildung mit einem z. T. ebenfalls abgerutschten Endmoränenwall in der Höhe von etwa 1890 m. Dahinter liegen noch mindestens zwei kleinere Wälle, die aber durch starken Bewuchs sowie von Hangschutt teilweise überrollt, nicht mehr in ihrer Höhe bestimmt werden können. Am Grund dieses Kares findet man Geschiebelehm und zwei kleine Reste von Karseen.

Im N des Goldecks reicht die Höhe der Eigenvereisung bis auf 1600 m herab; diese Beobachtung deckt sich mit den von SRBIK (1950) angegebenen Werten. Das hier ausgebildete Kar hat eine höhere Verebnungsstufe zwischen 1860 m und 1920 m, deren Grenzen durch Schuttfächer und Hangschutt überrutscht sind, die tiefere Fläche liegt in der Höhe 1600 m und füllt den Raum zwischen der Krendlmaralm und der Mittelstation der Seilbahn aus. Der Moränenwall ist durch rückschreitende Erosion des Raunachgrabens bereits völlig verschwunden. Diese

Bildungen werden sowohl von PENCK (1909) als auch von SRBIK (1950) in die Würmzeit gestellt.

Beidseits vom Hauptkamm (in Richtung NW von ca. 1700 m an, in Richtung SE etwa von der Höhe 1830 m weg) gehen die schroffen Wandbildungen in vom Gletscherfluß geprägte sanfte Formen über, vereinzelt findet man hier auch Lehme, aber keine exotischen Gerölle.

Eine weitere Moräne — als Randmoräne gedeutet — wurde in dem vom Eis ausgeräumten Sattel bei der Gusenalm gefunden.

Von der Wasserscheide gegen S beginnen in der Seehöhe von 1700 m ziemlich plötzlich die exotischen Gerölle, vor allem durch Permoskythsandsteine ausgedrückt. Häufungen sind bei der Kote 1488 sowie am Rücken zwischen den Koten 1394 und 1244 anzutreffen; E der Linie Kote 955—Kote 1517 treten diese Gerölle nur mehr reliktsch und stark mit Hangschutt vermischt auf.

Steigt man weiter ins Tiebelbachtal hinab, so kommt man etwa ab der Höhe von 1380 m in den Bereich der Eisrandbildungen, die vom Gehöft Steiner zum Talausgang hin die Abhänge entlang der N-Flanke überziehen. Ein weiteres Vorkommen liegt um das Gehöft Sattelecker und geht hier bereits in den alten Talboden des Weißenbaches über, der bis Zlan gut verfolgbar ist.

Diese Eisrandbildungen bestehen aus äußerst schlecht sortierten, wenig zugerundetem Lokalschutt, der hangparallel angeordnet ist. Die relativ gut sichtbare Schichtung entstand wahrscheinlich durch phasenweisen Rückzug des Eises, das bereits von GEYER (1901), ebenso von den folgenden Autoren als Ast des Weißenseegletschers bezeichnet wurde. Nach Abzug des Eises kam es zu dem häufig beobachtbaren Nachbrechen von übersteilten Hängen, das zu teilweise wirrem Einfallen der Schichtglieder führt.

Nördlich des Goldeckhauptkammes fehlen die glazialen Erscheinungen weitgehend, sieht man von etwas Moränenschutt ab, der immer wieder bei der Kartierung gefunden wurde. Rund um die Marhube liegt in der Höhe von 740 m eine Verebnungsfläche, in der aber keine Aufschlüsse gefunden wurden.

Der schroffe Abfall in Richtung Spittal hin wird von Blockschutt, Hangschutt und Abgleiten einzelner Gesteinspartien geprägt. Die Gräben haben bis zur Höhe von etwa 1000 m hinab eine vom Eis ausgeschliffene Trogform mit steilen Wänden (am besten im Unterhauser Graben ausgebildet), die zum Drautal hin in schluchtartige Kerbtalform übergeht. Im Schreigraben reicht die rückschreitende Erosion weiter zurück. Hand in Hand mit dieser geht oft ein Nachbrechen einzelner Schichten vor sich.

Entlang der Drau weisen die Flußschotter drei Höhenniveaus auf, die aber nicht durchzuverfolgen sind, da sie immer wieder von verschiedenen Generationen von Schwemmfächern unterbrochen werden, die nach größeren Unwettern auch rezent das Landschaftsbild verändern.

9. Zusammenfassung der Arbeitsergebnisse

Auf Grund von Detailkartierung war es möglich, eine dreimalige Wiederholung einer offenbar sedimentären Abfolge festzustellen: Auf eintönige pelitisch-sammitische Sedimente folgen karbonatbetonte Ablagerungen, an deren Basis

„Grüngesteine“ liegen, wobei lateral starke Schwankungen in Mächtigkeit und Gesteinsausbildung auftreten. Durch lithostratigraphische Serienvergleiche mit Profilen aus dem Gebiet Radmer-Gößgraben, aus der Saualpe sowie aus dem Seeberggebiet wird ein Alter von Ordoviz bis Devon für die Gesteine des Goldecks für möglich gehalten, als gut parallelisierbare Schichtglieder erweisen sich die Marmore, vor allem die Dolomitgesteine, und die spilitischen Metabasite. Diese Alterseinstufung erlaubt es auch, die sauren Orthogneise als Äquivalent des vulkanischen Geschehens an der Grenze Ordoviz/Silur anzusehen. Diese Geosynklineablagerungen wurden in einem Schuppen- bis Deckenbau übereinander gestapelt und von einer durchgehenden Metamorphose erfaßt, deren Wirkung möglicherweise bereits spätparatektonisch einsetzte. Bei der Dünnschliffbearbeitung konnte in der Metapeliten eine Abfolge von Indexmineralen festgestellt werden: Muskowit — Biotit — Granat — Staurolith; innerhalb der Granatzone wird das Einsetzen der „medium-grade“-Metamorphose auf Grund des erhöhten An-Gehaltes im Liegenden und wegen des Auftretens von Tschermakitischer Hornblende bis Tschermakit angenommen, deren Formelkoeffizient für Al⁴ zwischen 1,61 und 1,83 liegt (Werte mit der Mikrosonde gewonnen). In der Muskowit- und in der Biotitzone treten an Grüngesteinen Metadiabase, Metaschichten- und Metakristalltuffe auf, die allesamt einen spilitischen Chemismus (naßchemische und Röntgenfluoreszenzanalysen) und einen „spilitischen“ Mineralbestand (Ab + Chl + Karb + Ti ± Ep ± Q ± Akt) haben; diese Gesteinsgesellschaft zeigt viele Analogien zu den Metabasiten der Eisenkappeler Gegend. Die „Grüngesteine“ der Granat- und Staurolithzone liegen als Amphibolite vor, es sind keinerlei Gefügerelikte zu erkennen. Bei der Vollanalyse (Röntgenfluoreszenz) und im Dünnschliff ergaben sich zwei klar trennbare Typen, die Hornblendefelse, ein massiges aus Hbl + Q + Klin + Ep + Ti + Il ± Gr bestehendes Gestein und die „gemeinen“ Amphibolite, die gemäß der Definition etwa gleich viel Hornblende und Plagioklas (Albit, in den tieferen Teilen Oligoklas) führen. Beide Arten werden für Differentiate eines tholeiitischen Magmas gehalten, die Hornblendegarbenschiefer werden als Tuffite klassifiziert. Das Metamorphoseprofil wird als relativ ungestört angesehen, das Alter der progressiven Metamorphose kann auf Grund von Phyllitgeröllen in den Basiskonglomeraten der überlagernden Permoskythsandsteine als variszisch angegeben werden. Für die Einzeitigkeit und Gleichzeitigkeit des prägenden Hauptaktes der Metamorphose sprechen auch die Mineralelongationen und seltenen B-Achsen, die über das gesamte Profil in etwa E-W streichen.

Eine zweite, durchgehende Überprägung des Mineralbestandes konnte nicht festgestellt werden („Diaphthoritisches Altkristallin“, ANGEL & KRAJICEK, 1939), sondern es sind Chloritisierungen an Granat, Biotit und Hornblende und weiters Trübungen in den Feldspäten zu sehen. Diese Erscheinungen scheinen meist an s-parallele Zonen stärkerer Durchbewegung gebunden zu sein und sind, soweit möglich, auch in der Biotitzone zu erkennen. Über das Alter dieser retrograden, selektiv wirkenden Umprägung kann keine sichere Aussage gemacht werden, doch ist es auf Grund der radiometrischen Altersbestimmungen in den umliegenden Teilen des „Ostalpinen Altkristallins“ wahrscheinlich, daß die Mineral-

umprägungen auf eine Aufheizung in alpidischer Zeit zurückzuführen sind. Die alpidische Deformation kann im Großbereich nicht genau getrennt werden, da sie entlang der vorgegebenen variszischen Richtungen abläuft. Im Schlibfbereich drückt sie sich durch Fältelungen, Relativbewegungen entlang der Schieferungsebenen sowie in einer zweiten Schieferung aus.

Differenzierungen sowie eine nähere Erfassung der Metamorphose des Gold-eckgebietes können jedoch nur durch die Gewinnung von radiometrischen Alterswerten und durch eine erhöhte Anzahl von geochemischen Untersuchungen herbeigeführt werden.

Literatur

- AMSTUTZ, G. C. (Hsg.): Spilites and Spilitics Rocks. — Int. Union of Geol. Sci., Ser. A, 4, 482 S., Springer 1974.
- ANGEL, F.: Die Quarzkeratophyre der Blasseneckserie (Obersteirische Grauwackenzone). — Jb. Geol. R.-A., 68, S. 29—62, Wien 1919.
- ANGEL, F. & KRAJICEK, E.: Gesteine und Bau der Goldeckgruppe. — Car. II, 129, S. 26—57, Klagenfurt 1939.
- ARNOLD, A.: Die Gesteine der Region Nalps — Curnera im nordöstlichen Gotthardmassiv, ihre Metamorphose und ihre Kalksilikatfels-Einschlüsse. — Beitr. z. Geol. K. d. Schweiz, NF, 138, S. 1—128, Bern 1970.
- BAUMGARTNER, W.: Mitteilung über die Benützbarkeit des Gefügeprogrammes GELI am Interfakultären Rechenzentrum der Universität Wien. — Verh. Geol. B.-A., 1974, A 156—162, Wien 1974.
- BECKE, F.: Bericht über geologische und petrographische Untersuchungen am Ostrande des Hochalpkerns. — Sb. k. Akad. Wiss. Wien, Math.-nat. Kl., 68, Abt. I, S. 1—28, Wien 1909.
- BEMMELEN, R. W. VAN: Beitrag zur Geologie der westlichen Gailtaler Alpen (Kärnten, Österreich). — Jb. Geol. B.-A., 100, S. 179—212, Wien 1957.
- BEMMELEN, R. W. VAN: Beitrag zur Geologie der Gailtaler Alpen (Kärnten, Österreich). Die zentralen Gailtaler Alpen. — Jb. Geol. B.-A., 104, S. 213—237, Wien 1961.
- BEMMELEN, R. W. VAN & MEULENKAMP, J. E.: Beiträge zur Geologie des Drauzuges (Kärnten, Österreich). Die Lienzer Dolomiten. — Jb. Geol. B.-A., 108, S. 213—268, Wien 1965.
- BREWER, M. S.: Excess radiogenic argon in metamorphic micas from the Eastern Alps, Austria. — Earth Planet. Sci. Lett., 6, S. 321—331, Amsterdam 1969.
- BROWN, E. H.: Phase relations of biotite and stilpnomelane in the greenschist facies. — Contr. Mineral. Petr., 31, S. 275—299, Springer 1971.
- CADAJ, W.: Genese und Paragenese der Minerale Chloritoid und Staurolith in den Ostalpen. — TMPM, 19, S. 110—123, Springer 1973.
- CADAJ, W.: PETRDATA, ein Programmsystem zur Korrektur von Mikrosonden-Silikatanalysen und Berechnung von mineralischen und petrographischen Daten. — Microchim. Acta, 5, S. 267—272, Wien 1974.
- CARMICHAEL, I. S. E., TURNER, F. J. & VERHOOGEN, J.: Igneous Petrology. — 739 S., McGraw-Hill, New York 1974.
- ECKHARDT, F.: Die Spilitisierung basischer Vulkanite. — NJb. Miner., Mh., 1971, S. 45—57, Stuttgart 1971.
- EXNER, CH.: Granitgerölle im Permo-Skyth-Sandstein des Drauzuges bei Stockenboi (Kärnten). — Verh. Geol. B.-A., 1974, S. 131—137, Wien 1974.
- FISHER, R. V.: Rocks composed of volcanic fragments and their classification. — Earth Sci. Rev., 1, S. 287—298, Elsevier 1966.
- FLAJS, G. & SCHÖNLAUB, H. P.: Bemerkungen zur Geologie um Radmer (Nördliche Grauwackenzone, Steiermark). — Verh. Geol. B.-A., 1973, S. 245—254, Wien 1973.
- FLÜGEL, H. W. & SCHÖNLAUB, H. P.: Geleitworte zur stratigraphischen Tabelle des Paläozoikums von Österreich. — Verh. Geol. B.-A., 1972, S. 187—198, Wien 1972.
- FRITSCH, W.: Eine Transgression von Grödenner Schichten in der Latschurgruppe Kärntens. — Car. II, 151, S. 52—57, Klagenfurt 1961.

- FRITSCH, W.: Über retrograde Metamorphose. — Mineral. Mitt.-Blatt Joanneum, 1967, S.23—30, Graz 1967.
- FRITSCH, W., MEIXNER, H. & WIESENER, H.: Zur quantitativen Klassifikation der kristallinen Schiefer. 2. Mitteilung. — Njb. Miner., Mh., 1967, S. 364—376, Stuttgart 1967.
- GANGULY, J.: Staurolite stability and related paragenesis: Theory, experiments and applications. — J. Petr., 62, S. 335—365, Oxford 1972.
- GEYER, G.: Geologische Aufnahmen im Weissenbachthale, Kreuzengraben und der Spitzegelkette (Oberkärnten). — Verh. k. k. geol. R. A., 1901, S. 113—139, Wien 1901.
- GROSCHOFF, R.: Zur Petrographie und Tektonik des schwachmetamorphen Altpaläozoikums im nordöstlichen Klagenfurter Becken (Ostalpen). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 19, S. 215—278, Wien 1970.
- HAWKESWORTH, C. J.: Rb/Sr Geochronology in the Eastern Alps. — Contr. Mineral. Petr., 54, S. 225—244, Springer 1976.
- HAWKESWORTH, C. J., WATERS, D. J. & BICKLE, M. J.: Plate Tectonics in the Eastern Alps. — Earth Planet. Sci. Lett., 24, S. 405—413, Amsterdam 1975.
- HEINZ, H.: Geologie der östlichen Goldeckgruppe (Mittelkärnten). — Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 189 S., Wien 1976.
- HENTSCHHEL, H.: Zur Petrographie des Diabas-Magmatismus im Lahn-Dill-Gebiet. — Z. Deutsch. Geol. Ges., 104, S. 238—246, Hannover 1953.
- HENTSCHHEL, H.: Basischer Magmatismus in der Geosynklinale. — Geol. Rdsch., 50, S. 33—45, Stuttgart 1960.
- HENTSCHHEL, H.: Der Schalstein, ein durch Plättung entstandener Tektonit. — Njb. Miner., Abh., 96, S. 305—317, Stuttgart 1961.
- HERITSCH, F. & HERITSCH, H.: Lydite und ähnliche Gesteine aus den Karnischen Alpen. — Mitt. d. Alpenländischen geol. Ver. (Mitt. geol. Ges. in Wien), 34, S. 127—164, Wien 1942.
- HERITSCH, H. & TEICH, T.: Zur Genese des Augengneiszes von der östlichen Gleinalpe in die westlich Stubalpe. — Anz. öst. Akad. Wiss., math.-nat. Kl., 1975, S. 115—119, Wien 1976.
- HERRMANN, A. & WEDEPOHL, K.: Untersuchungen an splitischen Gesteinen der variszischen Geosynklinale in Nordwestdeutschland. — Contr. Mineral. Petr., 29, S. 255—274, Springer 1970.
- HIESLEITNER, G.: Zur Geologie der Erz-führenden Grauwackenzone von Radmer bei Hieflau. — Jb. Geol. B.-A., 81, S. 49—80, Wien 1931.
- HOSCHEK, G.: Untersuchungen zum Stabilitätsbereich von Chloritoid und Staurolith. — Contr. Mineral. Petr., 14, S. 123—162, Springer 1967.
- HOSCHEK, G.: The Stability of Staurolite and Chloritoid and their Significance in Metamorphism of Pelitic Rocks. — Contr. Mineral. Petr., 22, S. 208—232, Springer 1969.
- Hsu, L. C.: Selected phase relationships in the system Al-Mn-Fe-Si-O, a model for garnet equilibria. — J. Petr., 9, S. 40—83, Oxford 1968.
- KLEINSCHMIDT, G., NEUGEBAUER, J. & SCHÖNENBERG, R.: Gesteinsinhalt und Stratigraphie der Phyllitgruppe in der Saualpe. — Clausth. Geol. Abh., Sonderbd. 1/1975, S. 11—44, Clausthal-Zellerfeld 1975 a.
- KLEINSCHMIDT, G., NEUGEBAUER, J. & SCHÖNENBERG, R.: Die Tektonik der Phyllitgruppe in der Saualpe. — Clausth. Geol. Abh., Sonderbd. 1/1975, S. 45—60, Clausthal-Zellerfeld 1975 b.
- KLEINSCHMIDT, G., SASSI, F. P. & ZANFERRARI, A.: A new interpretation of the metamorphic history in the Saualpe basement (Eastern Alps). — Njb. Geol. Paläont., Mh., 1976, S. 653—670, Stuttgart 1976.
- KOLLER, F.: Zur Petrologie der Hornblendegarbenschiefer der Ostalpen. — Tmpm, 23, S. 275—315, Springer 1976.
- KRAJICEK, E.: Petrographische und geologische Untersuchungen in der Goldeckgruppe. — Unveröff. Diss. Phil. Fak. Graz, 103 S., Graz 1933.
- LAHUSEN, L.: Die schicht- und zeitgebundenen Antimonit-Scheelit-Vorkommen und Zinnobervererzungen der Kreuzeck- und Goldeckgruppe in Kärnten und Osttirol, Österreich. — Inaugural-Diss. d. Nat.-wiss. Fak. d. Ludwig-Maximilians-Univ. München, 139 S., München 1969.
- LEAKE, B. E.: The relationship between tetrahedral aluminium and the maximum possible octahedral aluminium in natural calciferous and subcalciferous amphiboles. — Am. Miner., 50, S. 843—851, Menasha 1965 a.

- LEAKE, B. E.: The relationship between composition of calciferous amphiboles and the grade of metamorphism. — S. 299—318 in „Controls of Metamorphism (PITCHER, W. S., FLINN, G. W., eds.), John Wiley & Sons, New York 1965 b.
- LEAKE, B. E.: A catalog of analyzed calciferous and subcalciferous amphiboles together with their nomenclature and associated minerals. — Geol. Soc. America, Spec. Paper, 98, 210 S., Boulder 1968.
- LOESCHKE, J.: Zur Petrographie des Diabaszuges westlich von Eisenkappl (Ebriachtal/Karawanken/Österreich). — Oberrhein. geol. Abh., 19, S. 73—100, Karlsruhe 1970.
- LOESCHKE, J.: Zur Petrogenese paläozoischer Spilite aus den Ostalpen. — Njb. Miner., Abh., 119, S. 20—56, Stuttgart 1973.
- LOESCHKE, J.: Nature and origin of Paläozoic volcanic rocks of the Seeberg area (Karawanken/Austria). — Geol. Rdsch., 63, S. 581—596, Stuttgart 1974.
- LOESCHKE, J. & ROLSER, J.: Der altpaläozoische Vulkanismus in den Karawanken (Österreich). — Z. Deutsch. Geol. Ges., 122, S. 145—156, Hannover 1971.
- LOESCHKE, J. & WEBER, K.: Geochemie und Metamorphose paläozoischer Tuffe und Tonschiefer aus den Karawanken (Österreich). — Njb. Geol. Paläont., Abh., 142, S. 115—138, Stuttgart 1973.
- METZ, K.: Geologie der Grauwackenzone von Mautern bis Trieben. — Mitt. d. Reichsstelle f. Bodenforsch., 1, S. 161—220, Wien 1940.
- MIYASHIRO, A.: Metamorphism and Metamorphic Belts. — 492 S., George Allen & Unwin, London 1973.
- MOSTLER, H.: Zur Einstufung der „Kieselschiefer“ von der Lachtal-Grundalm (Fieberbrunn, Tirol). — Verh. Geol. B.-A., 1966, S. 157—170, Wien 1966.
- MOSTLER, H.: Das Silur im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone (Tirol und Salzburg). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 18, S. 89—150, Wien 1968.
- MOSTLER, H.: Struktureller Wandel und Ursachen der Faziesdifferenzierung an der Ordoviz/Silur-Grenze in der nördlichen Grauwackenzone (Österreich). — Festbd. d. Geol. Inst., 300-Jahr-Feier Univ. Innsbruck, S. 507—522, Innsbruck 1970.
- MÜLLER, G.: Metamorphe Basalte des Stavanger-Gebietes. — Contr. Mineral. Petr., 29, S. 123—134, Springer 1970.
- NEUGEBAUER, J. & KLEINSCHMIDT, G.: Ansatz zu einer echten Stratigraphie im metamorphen Altpaläozoikum der Ostalpen. — Z. Deutsch. Geol. Ges., 122, S. 122—133, Hannover 1971.
- OXBURGH, E. R.: The Eastern Alps — A Geological Exkursion Guide. — Proceedings of the Geol. Ass., 79, S. 47—127, Colchester 1968.
- OXBURGH, E. R.: Flake tectonics and continental collision. — Nature, 239, S. 202—204, London 1972.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E.: Die Alpen im Eiszeitalter. III. Bd. — XII+ 717—1176 S., Leipzig 1909.
- PLESSMANN, W.: Zur Entstehung von Doppelachsen (B₁B') in einem Bauakt. — Njb. Geol. Paläont., Mh., 1961, S. 318—328, Stuttgart 1961.
- RICHARDSON, S. W.: Staurolite stability in a part of the system Fe-Al-Si-O-H. — J. Petr., 9, S. 467—488, Oxford 1968.
- RIEHL-HERWIRSCH, G.: Zur Altersstellung der Magdalensbergserie, Mittelkärnten, Österreich. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 19, S. 195—214, Wien 1970.
- ROLSER, J.: Über stratigraphisch belegtes Silur und altpaläozoischen Vulkanismus in Trögern, Karawanken. — Karinthin, 59, S. 53—56, Knappenberg 1968.
- ROUBAULT, M., DE LA ROCHE, H. & GOUNDARAJU, K.: Rapport (1966—1968) sur les standards geochemiques: Granites GR, GA, GH; Basalte BR; Biotite férrifère Mica-Fe; Phlogopite Mica-Mg. — Sci. de la Terre, 13, S. 379—404, Nancy 1968.
- SCHERP, A.: Über die Anchimetamorphose der Diabase von Ramsbeck im Sauerland. — Njb. Miner., Abh., 91, S. 379—420, Stuttgart.
- SCHLAGER, W.: Zur Geologie der östlichen Lienzer Dolomiten. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 13, S. 41—120, Wien 1963.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Bericht über die Aufnahmen in der Nördlichen Grauwackenzone (Blätter 132, Trofaiach und 131, Kalwang). — Verh. Geol. B.-A., 1976, A 136—138, Wien 1976.

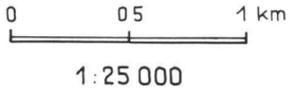
- SCHÖNLAUB, H. P., EXNER, CH. & NOWOTNY, A.: Das Altpaläozoikum des Katschberges und seiner Umgebung (Österreich). — Verh. Geol. B.-A., 1976, S. 115—145, Wien 1976.
- SCHÖNLAUB, H. P. & ZEZULA, G.: Silur-Conodonten aus einer Phyllitzone im Muralpen-Kristallin (Lungau/Salzburg). — Verh. Geol. B.-A., 1975, S. 253—269, Wien 1975.
- SCHUHKNECHT, W. & SCHINKEL, H.: Beitrag zur Beseitigung der Anregungsbeeinflussung bei flammenspektralanalytischen Bestimmungen. — Z. Analyt. Chemie, 194, S. 161—183, Springer 1963.
- SCHWINNER, R.: Paläozoikum in der nordwestlichen Goldeckgruppe (ober Sachsenburg; Kärnten). — Ber. RA. f. Bodenforschung, 1943, S. 147—156, Wien 1943.
- SRBIK, R. v.: Die Vergletscherung der Gailtaler Alpen. — Car. II, 58 und 60, S. 70—87, Klagenfurt 1950.
- SPRY, A.: Metamorphic Textures. — 350 S., Pergamon Press 1969.
- STREHL, E.: Die geologische Neuaufnahme des Saualpenkristallins (Kärnten), IV. — Car. II, 152, S. 46—74, Klagenfurt 1962.
- TOLLMANN, A.: Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchung des zentral-alpinen Mesozoikums. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 10, S. 3—62, Wien 1959.
- TOLLMANN, A.: Neue Ergebnisse über den Deckenbau der Ostalpen. — Geol. Rdsch., 50, S. 506—514, Stuttgart 1960.
- TOLLMANN, A.: Die Ostalpensynthese. — 256 S., Deuticke, Wien 1963.
- TRÖGER, W. E.: Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale, Teil 1 Bestimmungstabellen. — 4. Aufl., 188 S., E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart 1971.
- TRÖGER, W. E.: Optische Bestimmungen der gesteinsbildenden Minerale, Teil 2 Textband. — 2. Aufl., E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart 1969.
- TURNER, F. J. & VERHOOGEN, J.: Igneous and Metamorphic Petrology. — 2. Aufl., 694 S., McGraw-Hill, New York 1960.
- WEBER-DIEFENBACH, K.: Zur Geochemie und Metamorphose von Amphiboliten der Greiner Schieferserie (Zillertaler Alpen/Tirol). — TMPM, 23, S. 1—23, Springer 1976.
- WENK, E.: Zur Definition von Schiefer und Gneis. — Njb. Miner., Mh., 1963, S. 97—107, Stuttgart 1963.
- WETZEL, R.: Hornblende aus der Albit- bis Oligoklaszone zwischen Zermatt und Domodossola. — SMPM, 54, S. 151—207, Zürich 1974.
- WINKLER, H. F. G.: Petrogenesis of Metamorphic Rocks. — 3. Aufl., 320 S., Springer 1974.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 16. Februar 1977

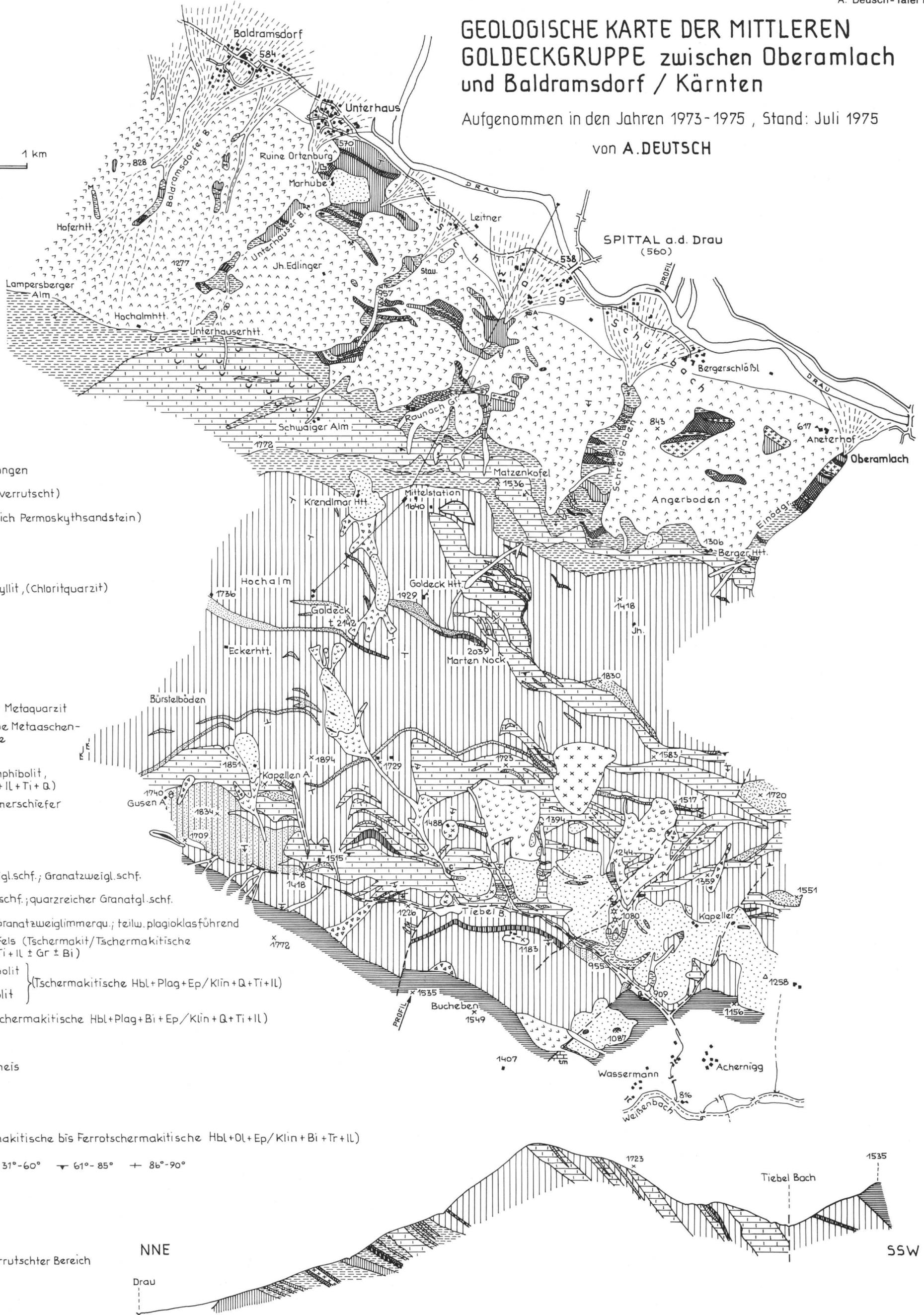
GEOLOGISCHE KARTE DER MITTLEREN GOLDECKGRUPPE zwischen Oberamlach und Baldramsdorf / Kärnten

Aufgenommen in den Jahren 1973-1975, Stand: Juli 1975

von A. DEUSCH



- Talalluvionen
 - Schuttkegel
 - Schwemmfächer
 - Hangschutt
 - Blockschutt
 - Moränen, Eisrandbildungen
 - Moränenwall, (teilw. verrutscht)
 - Erratika, (hauptsächlich Permoskythsandstein)
 - Muschelkalk
 - Permoskythsandstein
 - Tonschieferartiger Phyllit, (Chloritquarzit)
 - Phyllit, Quarzphyllit
 - Quarzreicher Phyllit
 - Metaquarzit
 - Metaquarzwacke
 - Kohlenstoffführender Metaquarzit
 - Metadiabas, basische Metaaschen- und Metakristalltuffe
 - Metatuffit
 - Ilmenitführender Amphibolit, (Akt+Ab+Ep+Chl+Bi+Il+Ti+Q)
 - Kalkphyllit, Kalkglimmerschiefer
 - Kalkmarmor
 - Dolomitmarmor
 - Glimmerschiefer; Zweigl.schf.; Granatzweigl.schf.
 - Quarzreicher Glimmerschf.; quarzreicher Granatgl.schf.
 - Zweiglimmerquarzit; Granatzweiglimmerqu.; teilw. plagioklasführend
 - (Granat-) Hornblendefels (Tschermakit/Tschermakitische Hbl + Qu + Klin / Ep + Ti + Il ± Gr ± Bi)
 - Gebänderter Amphibolit
 - "Gemeiner" Amphibolit
 - Biotitamphibolit, (Tschermakitische Hbl+Plag+Bi+Ep/Klin+Q+Ti+Il)
 - Saurer Orthogneis
 - Zweiglimmerorthogneis
 - Staurolith
 - Kalksilikatgestein
 - Amphibolit, (Tschermakitische bis Ferrotschermakitische Hbl+Ol+Ep/Klin+Bi+Tr+Il)
- + 0°-5° † 6°-30° ‡ 31°-60° † 61°-85° † 86°-90°
 Rutschung
 mylonitisierte Zonen
 Störung
 im Schichtverband verrutschter Bereich

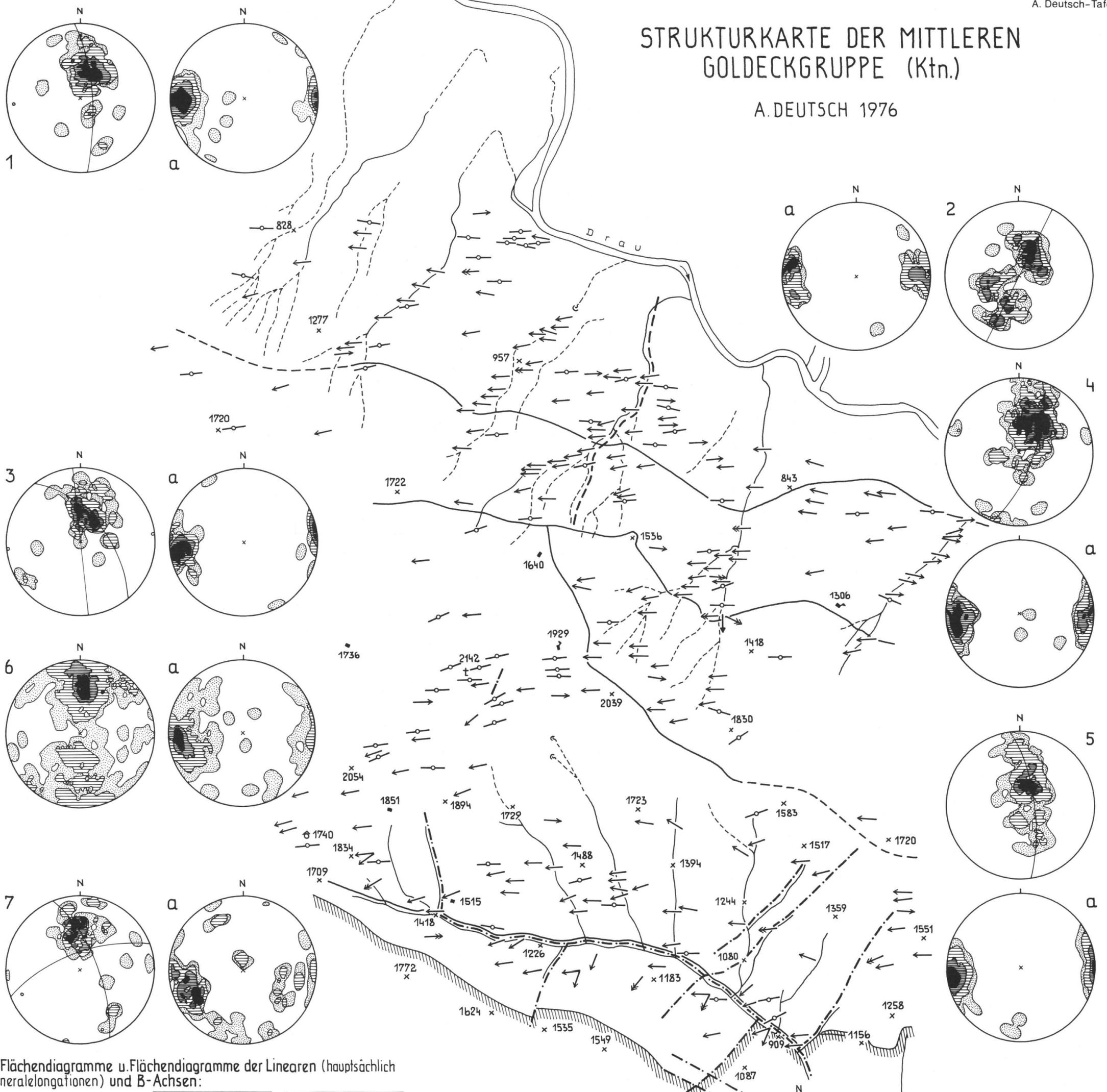


NNE

SSW

STRUKTURKARTE DER MITTLEREN GOLDECKGRUPPE (Ktn.)

A. DEUTSCH 1976



s-Flächendiagramme u. Flächendiagramme der Linearen (hauptsächlich Mineral elongationen) und B-Achsen:

Serie unterhalb der sauren Orthogneise W Raunachgr.	1	12-25	25-77	77-129	129-208	a	09-28	28-59	59-161	161-267
E Raunachgraben	2	03-27	27-54	54-82	82-158	a	14-29	29-74	74-119	119-224
Serie oberhalb der sauren Orthogneise W Raunachgr.	3	20-40	40-81	81-122	122-184	a	28-57	57-114	114-171	171-286
E Raunachgraben	4	10-21	21-43	43-65	65-121	a	14-29	29-74	74-119	119-224
Serie der "Weißen Wand"	5	07-22	22-81	81-140	140-245	a	07-29	29-104	104-179	179-321
Goldecksudabfall	6	03-13	13-39	39-65	65-111	a	04-24	24-93	93-162	162-276
Das Gebiet S des Tiebelbaches	7	28-57	57-85	85-114	114-172	a	16-33	33-67	67-111	111-156
Muschelkalk des Fellbachgrabens	8					a	14-28	28-85	85-142	142-272

s-Flächen Lineare u. B-Achsen
 Besetzungsdichte pro 1% der Gesamtfläche
 Azimulentwurf der unteren Halbkugel nach LAMBERT.

- Untergrenze der Permoskyth-überlagerung
- Störungen
- Seriengrenzen, zugleich Grenzen der Meßbereiche

Mineral elongationen (entsprechen meist den B-Achsen) untergeordnet B-Achsen:
 — 0°-5° — 6°-30° — 31°-60° — 61°-85°

