

## Geologie der östlichen Goldeckgruppe (Kärnten)

Von HERBERT HEINZ\*)

Mit 3 Abbildungen

*Kärnten  
Ostalpines Kristallin  
Metamorphose  
Tektonik  
Seriengliederung  
Lithozonies*

Österreichische Karte 1 : 50.000  
Blätter 182, 183, 199, 200

### Inhalt

Zusammenfassung .....	176
Abstract .....	176
1. Einleitung .....	176
2. Die höher metamorphen Gesteine .....	176
2.1. Mylonite .....	176
2.2. Granatglimmerschiefer und verwandte Gesteine .....	177
2.2.1. Hellglimmerschiefer mit Formrelikten nach Granat, jedoch ohne Granatsubstanz .....	180
2.2.2. Diaphthoritische Granatzweiglimmerschiefer .....	180
2.2.3. Granatzweiglimmerschiefer mit schwachen Anzeichen von Diaphthorese .....	181
2.2.4. Diaphthoritische Granatquarzite .....	181
2.2.5. Diaphthoritische Granatglimmerquarzite mit Kohlenstoffpigment („Kohlenstoffreiche Granatglimmerschiefer“) .....	181
2.3. Grüngesteine innerhalb der „höher metamorphen Gesteine“ .....	181
2.3.1. Granatführende Hornblende-Quarz-Biotit-Schiefer .....	181
2.3.2. Hornblendefels .....	182
2.4. Leukokrate Gesteine .....	182
2.5. Karbonatgesteine als Einlagerungen in die „höher metamorphen Gesteine“ .....	182
2.5.1. Massive bis dickbankige Kalk- und Dolomitmarmore bei Kleinsaß .....	182
2.5.2. Feinkörnige, dunkle Bänderkalkmarmore .....	182
3. Die Gesteine der „Grenzzone“ .....	183
3.1. Die „Spilit-Glimmerschiefer-Gruppe“ .....	183
3.1.1. Glimmerschiefer .....	183
3.1.2. Glimmerschiefer mit phyllitischem Habitus .....	183
3.1.3. Spilitische Gesteine .....	184
3.1.3.1. Spilitische Tuffite .....	184
3.1.3.2. Spilitische Grünschiefer .....	185
3.1.4. Kohlenstoffreiche Kieselschiefer innerhalb der Spilit-Glimmerschiefer-Gruppe .....	186
3.2. Die Karbonat-Kieselschiefer-Gruppe .....	186
3.2.1. Diaphthoritische Glimmerschiefer („Glimmerschiefer der Grenzzone“) .....	186
3.2.2. Phyllite .....	186
3.2.3. Kalk- und Dolomitmarmore der Karbonat-Kieselschiefer-Gruppe .....	186
3.2.4. Kohlenstoffreiche bzw. kohlenstoffführende Gesteine .....	187
3.2.4.1. Kohlenstoffreiche Kieselschiefer .....	187
3.2.4.2. Kohlenstoffreiche Metaquarzite .....	187
3.2.4.3. Kohlenstoffreiche (quarzitische) Phyllite .....	187
3.2.5. Phyllonite .....	187
3.2.5.1. Karbonatische Phyllonite bei Kleinsaß .....	188
3.2.5.2. Phyllonite bei Tragail .....	188
3.2.6. Ein den spilitischen Gesteinen ähnliches Grüngestein südlich von Aifersdorf .....	188
4. Die ausschließlich progressiv metamorphen Gesteine .....	188
4.1. Die Karbonatreiche Gruppe .....	188
4.1.1. Karbonate nördlich von Stockenboi .....	188
4.1.2. Übergänge zwischen Karbonaten und Phylliten .....	189
4.2. Die Metavulkanitgruppe .....	189
4.2.1. Metakristalltuffe .....	189
4.2.2. Metaaschentuffe bis -tuffite .....	190
4.2.3. Metatuffbreccien .....	192
4.2.4. Metadiabaslaven .....	192
4.2.5. Chloritschiefer bei Aifersdorf .....	192

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

4.3. Die Metaquarzit-Phyllit-Gruppe	193
4.3.1. Braune und grüne Metawacken	193
4.3.2. Metagrauwacken und helle, vererzte Metawacken	193
4.3.3. Wechsellagerungen Metawacken – Metaquarzite – Metapelite	194
4.3.4. Metaquarzite und pyroklastisch beeinflusste, quarzitisches Metapelite	195
4.4. Metapelite der ausschließlich progressiv metamorphen Gesteine	195
5. Tektonik und Gefüge	196
6. Auflagernde Permotrias	198
7. Quartär	198
8. Zusammenschau, Diskussion, Interpretation	199
Literatur	202

### Zusammenfassung

Die östliche Goldeckgruppe konnte in drei Einheiten untergliedert werden: in eine granatglimmerschieferdominierte zum Teil diaphthoritische Einheit mit Einschaltungen von Grünsteinen und Karbonaten im Norden (höher metamorphe Gesteine, „Altkristallin“), in eine mit ausschließlich progressiv metamorphen Gesteinen im Süden, die in sich wiederum untergliederbar ist (Karbonatreiche Gruppe, Metavulkanit- und Metaquarzit-Phyllitgruppe), und schließlich in eine dazwischenliegende Grenzzone, die gewisse Anzeichen primärer Verwandtschaft zu den beiden anderen Einheiten zeigt und somit als Verschuppungszone untergeordneter Bedeutung angesehen werden muß. Tektonik, Metamorphose und Diaphthoresis sind wohl größtenteils als variszisch angelegt anzunehmen; alpidische Reaktivierung ist zwar nicht zu übersehen, dominiert aber nicht. Durch lithofaziale Serienvergleiche läßt sich die östliche Goldeckgruppe in einen Rahmen einfügen, der den Verhältnissen in den angrenzenden südlichen Teilen der Alpen durchaus gerecht wird, wenn auch aufgrund des weitgehenden Fehlens orthostratigraphischer Fixpunkte mehrere Lösungsmöglichkeiten ins Auge zu fassen sind. Die primäre, noch erkennbare Nachbarschaft aller drei Einheiten schließt eine alpidische Trennfläche höherer Ordnung in diesem Gebiet aus und weist auf variszisches „crustal-shortening“ hin.

### Abstract

The eastern Goldeck range (Carinthia/Austria) could be subdivided into three units: a garnet-mica-schist dominated one, partly diaphthoritic, a unit, consisting of progressive metamorphites exclusively and a so-called Grenzzone which lies between those two units and is regarded as a secondary tectonic element with relationships to the neighbouring series. Tectonics, metamorphosis and diaphthoresis are regarded as of mainly Hercynian age. All events have been weakly reactivated during the Alpine orogenesis. It has been possible to compare the relationships of the Goldeck range with the bordering southern main units of the Alps by lithostratigraphic analysis, even when more than one solution is possible. The original vicinity of the three units excludes a first-order Alpidic thrustplane and indicates Hercynian crustal-shortening in this area.

## 1. Einleitung

Der östliche Ausläufer der Goldeckgruppe – zwischen dem Drautal (im Norden) und dem Weißenbachgraben (im Süden) – wurde zunächst im Rahmen einer Dissertation am Geologischen Institut der Universität Wien bearbeitet (HEINZ, 1976; EXNER, DEUTSCH & HEINZ, 1976). Eine Fortsetzung der Untersuchungen erfolgte im Rahmen der Tätigkeit des Autors als auswärtiger Mitarbeiter der Geologischen Bundesanstalt (HEINZ, 1978, 1979) und schließlich als Angehöriger der Geologischen Bundesanstalt (HEINZ, 1985). In den Jahren

1980 bis 1984 konnten die Aufnahmen vervollständigt, erweitert und verbessert werden, da durch zwei große Straßenprojekte (Bau der Goldeckstraße und Bau der Südautobahn) temporär sehr gute künstliche Aufschlußverhältnisse vorgefunden werden konnten.

Ziel der Aufnahme war vor allem die Klärung des Verhältnisses zwischen den höhermetamorphen Gesteinen des ostalpinen Altkristallins im Nordteil der Goldeckgruppe und dem schwachmetamorphen Komplex südlich davon („Paläozoikum“, „südliche Grauwackenzone“ etc.), der zwischen Altkristallin und Triasbasis des Drauzuges liegt.

Das Gesteinsinventar wurde (vom tektonisch Liegenden zum tektonisch Hangenden) in drei Einheiten gegliedert:

- Höher metamorphe Gesteine („Altkristallin“)
- Grenzzone (bestehend aus Gesteinen, die nicht eindeutig den höher metamorphen Gesteinen oder den schwächer metamorphen Serien zuzuordnen sind; dieser Komplex entspricht etwa dem liegendsten Anteil der „Quarzphyllitgruppe“ im Sinne ANGEL & KRAJICEK's [1939] oder jener Zone, die den „Eindruck“ eines Überganges zwischen Altkristallin und Paläozoikum im Sinne SCHWINNER's [1943] vermittelt [ohne den Interpretationen SCHWINNER's diesbezüglich folgen zu wollen]).
- Schwächer metamorphe Gesteine (ausschließlich progressiv metamorphe Gesteine).

## 2. Die höher metamorphen Gesteine („Altkristallin“, „Ostalpinen Altkristallin“)

### 2.1. Mylonite

Nur an einer Stelle, nämlich im Graben westlich von Kleinsaß, sind Mylonite nach Granatglimmerschiefern aufgeschlossen. Sie treten am Grabeneingang, etwa 150 m östlich des Gehöftes „Rauter“ zutage. Es handelt sich um dunkle, teils massig, teils schiefrig wirkende Gesteine, die durchwegs durch bräunliche, eisenhydroxidische Verwitterungsrinden charakterisiert sind. In den untersten Teilen des Mylonitpaketes tritt der Quarzgehalt weitgehend zurück, worauf der erwähnte schiefrige, fast phyllonitische Habitus zurückzuführen ist. Durch die intensive Tektonisierung bildeten sich zahlreiche linsen- bis ellipsenförmige Scherkörper, die Durchmesser bis zu 30 cm erreichen können; dieses Erscheinungsbild macht das Gestein schon bei flüchtiger Betrachtung als Mylonit erkennbar. Die oberen zehn Mächtigkeitmeter dieser Mylonitzone sind hier

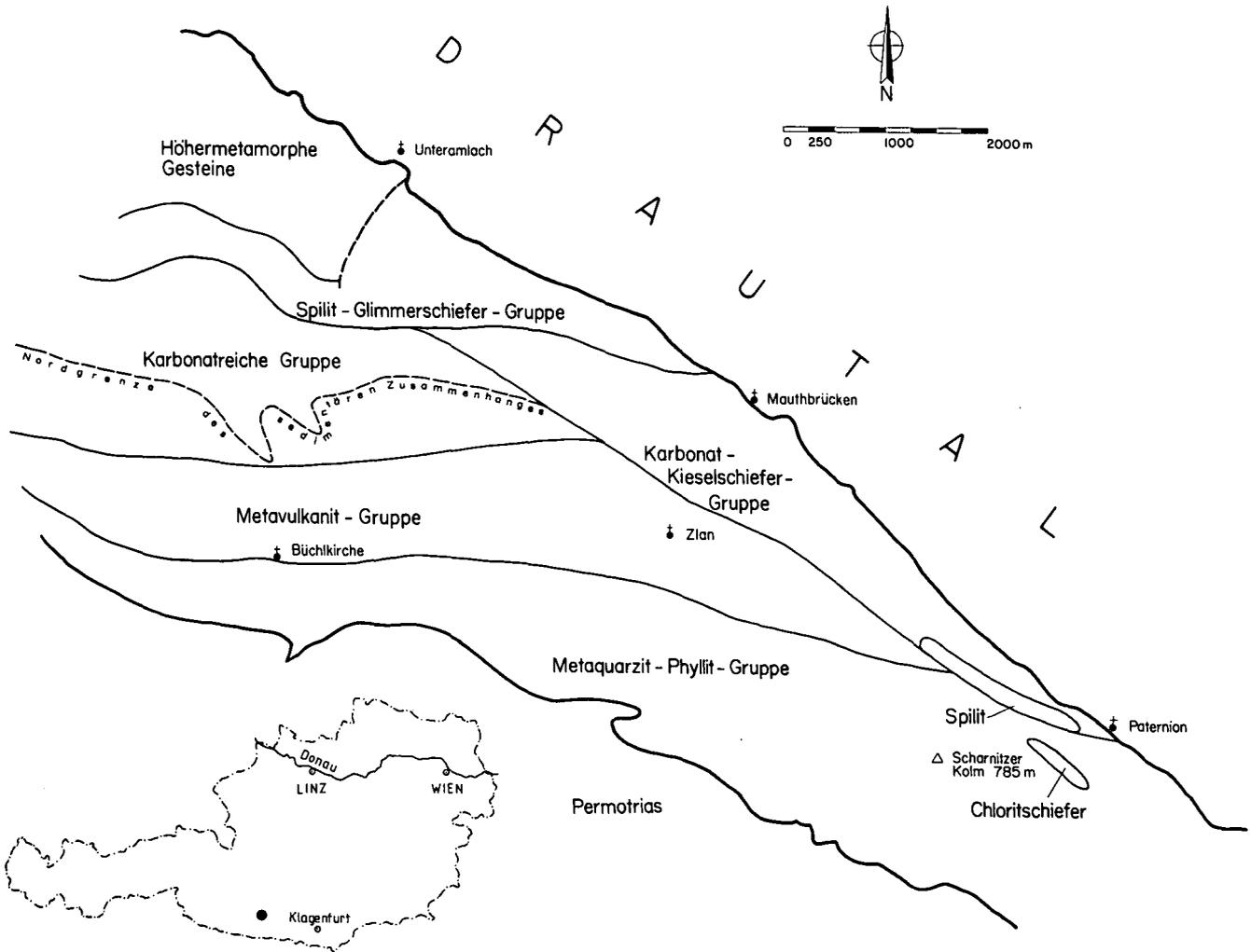


Abb. 1: Gesteinsgruppen im östlichen Gollersgraben und Lage des bearbeiteten Gebietes in Österreich.

deutlich quarzreicher und erscheinen massig; auch die Absonderung der Scherkörper ist hier deutlich dickplattiger.

○ Udm

Die dunkle Matrix besteht aus Serizit, Quarz und Feldspat (Albit bis Oligoklas); meist sind die körnigen Gemengteile nur röntgendiffraktometrisch identifizierbar. In dieser Matrix sind manchmal stark gequälte Hellglimmerblättchen, nach (001) aufgeschuppt und etwa senkrecht darauf zerbrochen, zu finden. Feinverteilt, und an den zahlreichen Bewegungsflächen zusätzlich verschmieretes opakes Erz verursacht die dunkle Farbe des Gesteins. An den Klüften und Haarrissen ist Eisenhydroxid eingewandert.

In Dünnschliffen aus dem Hangendabschnitt des Mylonites sind Quarzaggregate, gebildet durch zahlreiche optisch selbständige Quarzindividuen, häufig. Oft sind diese Aggregate zerbrochen. Die so entstandenen feinen Klüftchen wurden dann mit Hellglimmer verheilt. Die Quarzindividuen zeigen durchwegs wellige Auslöschung und Böhm'sche Streifung.

Sehr auffällig sind Quarzkörnchen von gleicher Größe wie die erwähnten Aggregate (etwa 1,5–5 mm im Durchmesser), allerdings mit glatter Auslöschung. Chlorite sind seltener als Hellglimmer, sind jedoch in gewissen Zonen als Schlieren konzentriert. Es handelt sich überwiegend – ihren anomal blauen Interferenzfarben nach – um Mg-Fe-Chlorite, die der Penninreihe nahestehen. Diese Schlieren sind am ehesten auf extrem gelängte und zerscherte Granatpseudomorphosen zurückzuführen; hystero gene Chlorite wären in jedem Fall entweder nur an Klüften oder feinverteilt im Grundgewebe zu erwarten. Die Form einiger die-

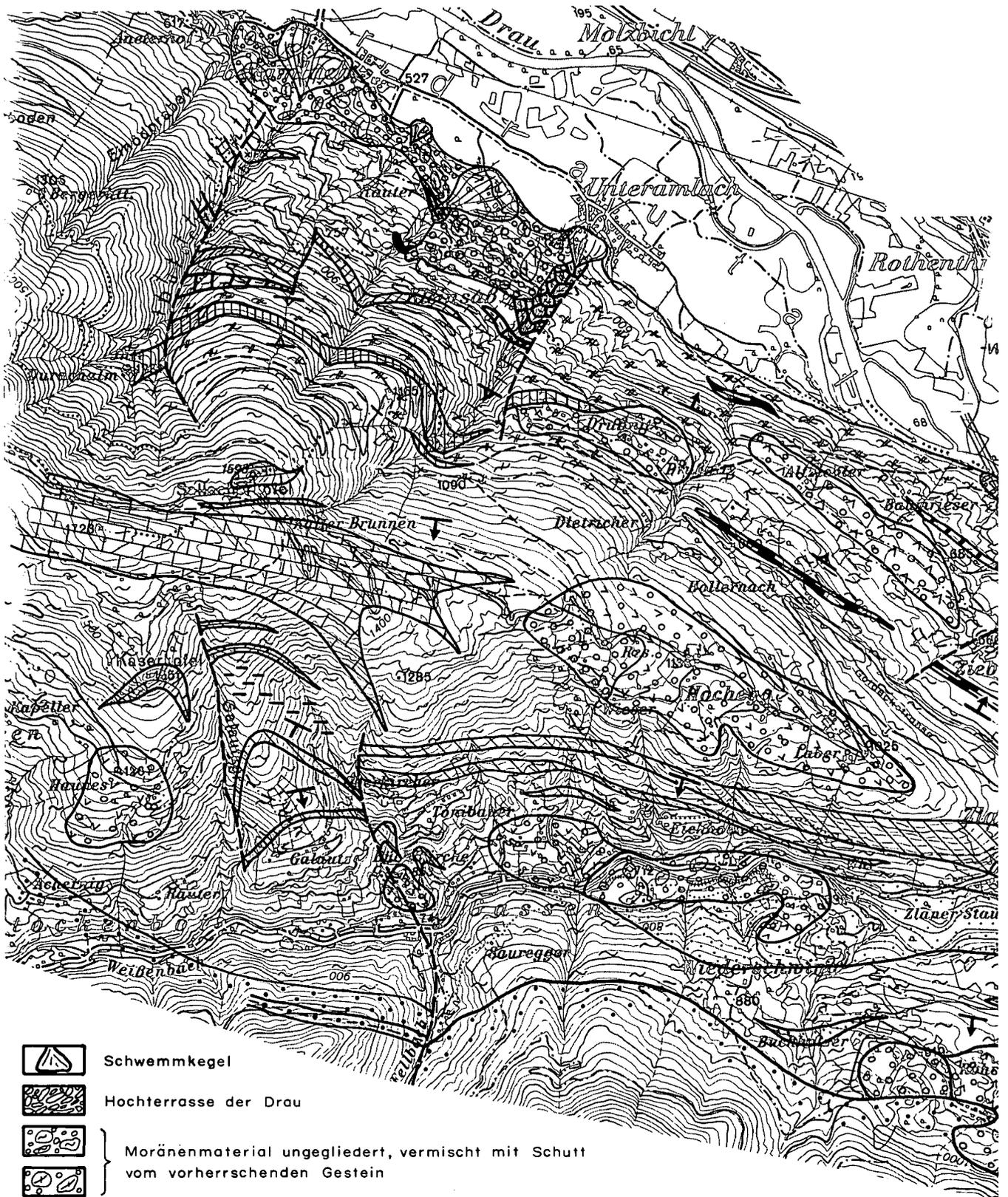
ser schlierigen Gebilde gleicht außerdem jenen eindeutig identifizierbaren Granatpseudomorphosen, wie sie in den hangenden, tektonisierten, diaphthoritischen Hellglimmerschiefern zu finden sind (s. Kap. 2.2.1.).

Akzessorisch: Turmalin und Zirkon.

Unmittelbar östlich des Gasthauses bei Kleinsaß, am Fahrweg nach Zlan, steht stark durchbewegter, diaphthoritischer Granatglimmerschiefer an, der den liegenden Anteilen des Mylonitzuges ähnelt. Nach seiner Position im Profil ist dieser Zug wohl mit dem Wirkungsbereich der Drautalstörung und ihrem Gefolge in Zusammenhang zu bringen. Einiges (klare Quarzindividuen, Böhm'sche Streifungen) läßt aber auch an Umkristallisation nach der Tektonisierung denken. In der Abb. 2 (Geologische Karte) wurde dieses Gestein allerdings als Granatglimmerschiefer ausgeschieden. Viel weiter westlich (bei St. Gertraud im Drautal) konnten gleichfalls Hinweise auf solche Mylonite gefunden werden; dort jedoch sind sie von den jungen Sedimenten des Drautales bereits bedeckt (HEINZ & WALACH, 1979).

## 2.2. Granatglimmerschiefer und verwandte Gesteine

Sie stellen die Hauptmasse der Einheit der „höhermetamorphen Gesteine“. Durch den – oft allmählich stattfindenden – Wechsel im Verhältnis der Hauptge-



-  Schwmmekegel
-  Hochterrasse der Drau
-  } Moränenmaterial ungegliedert, vermischt mit Schutt vom vorherrschenden Gestein
-  Schutt vermischt mit Moränenmaterial
-  Moränenmaterial
-  Tonschieferähnliche Phyllite
-  Phyllite der Grenzzone (aber auch der schwachmetamorphen Gesteine)
-  Trias
-  Werfener Schichten
-  Permoskyth ("Grödener Fazies")



Abb. 2: Geologische Karte der östlichen Golddeckgruppe.

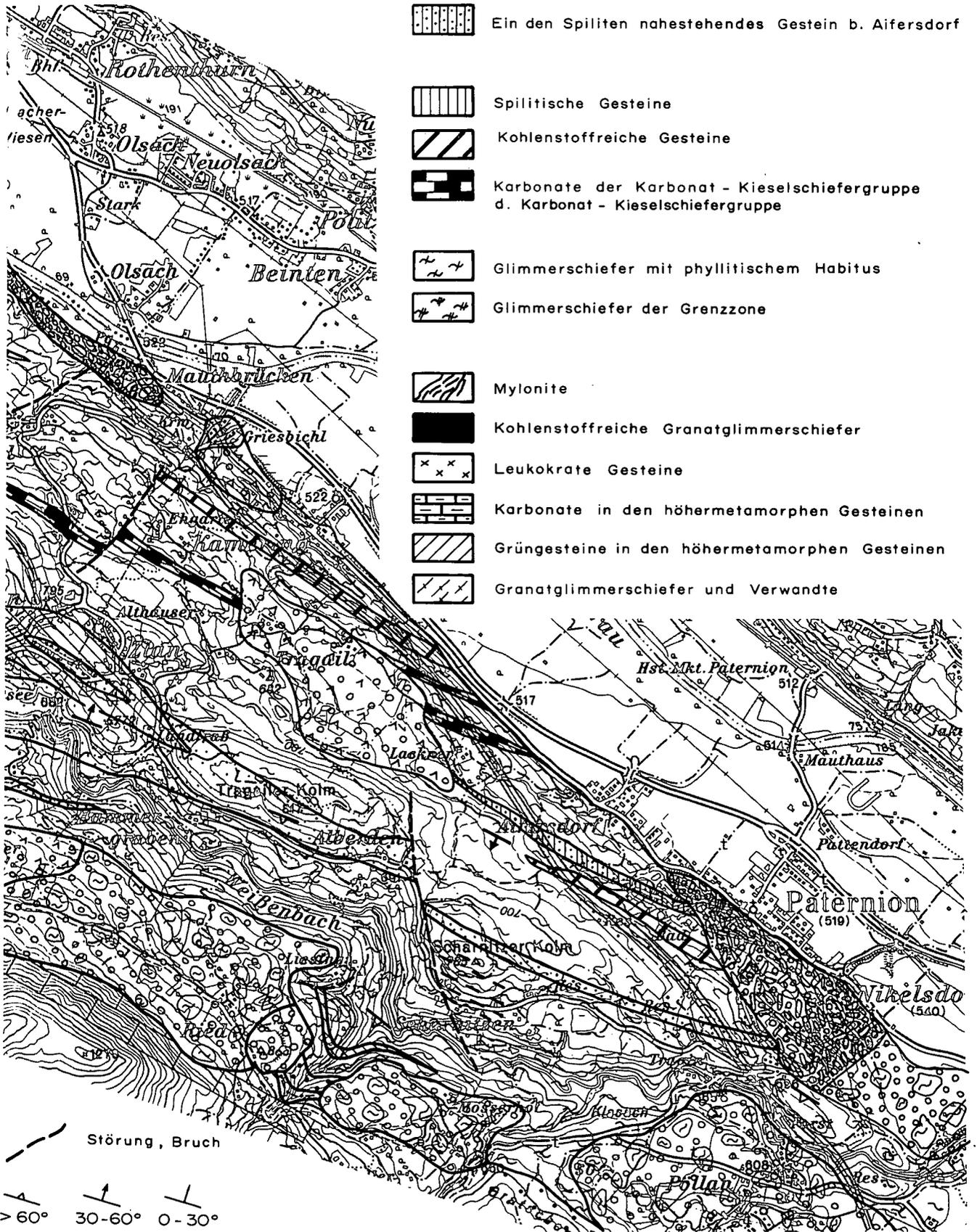


-  Metawacken, -grauwacken, -quarzite
-  Chloritschiefer bei Aifersdorf
-  Grüngesteine in den ausschliesslich progressiv metamorphen Gesteinen
-  Karbonate der karbonatreichen Gruppe
-  Ein den Spiliten nahestehendes Gestein b. Aifersdorf

-  Spilitische Gesteine
-  Kohlenstoffreiche Gesteine
-  Karbonate der Karbonat - Kieselschiefergruppe d. Karbonat - Kieselschiefergruppe

-  Glimmerschiefer mit phyllitischem Habitus
-  Glimmerschiefer der Grenzzone

-  Mylonite
-  Kohlenstoffreiche Granatglimmerschiefer
-  Leukokrate Gesteine
-  Karbonate in den höhermetamorphen Gesteinen
-  Grüngesteine in den höhermetamorphen Gesteinen
-  Granatglimmerschiefer und Verwandte



mengenteile sind innerhalb dieser Einheit zahlreiche Gesteinstypen unterscheidbar. Einige Varietäten sind durch das ausschließliche Auftreten nur einer Glimmerphase charakterisiert. In einigen Fällen ist die ursprüngliche Granatsubstanz vollständig ausgemerzt und nur mehr als Pseudomorphose erkennbar.

Es sind folgende Untertypen zu unterscheiden:

- Hellglimmerschiefer mit Pseudomorphosen nach Granat (keinerlei Relikte der ursprünglichen Granatsubstanz).
- Diaphthoritische Granathellglimmerschiefer
- Diaphthoritische Granatzweiglimmerschiefer
- Granatzweiglimmerschiefer mit schwachen Anzeichen von Diaphthorose
- Diaphthoritische Granatquarzite
- Diaphthoritische Granatglimmerquarzite mit Kohlenstoffpigment.

### 2.2.1. Hellglimmerschiefer mit Formrelikten nach Granat, jedoch ohne Granatsubstanz

#### ○ UdM

Hauptgemengteile sind Quarz, Hellglimmer, Plagioklas (Albit-Oligoklas). Den Rest bilden Chlorit, Epidot und (akzessorisch) Pyrit, Magnetit, Turmalin, Zirkon, Apatit. Gelegentlich tritt auch Karbonat auf.

Bestimmend für das Gesteinsgefüge ist der körnige Anteil, der zusammen mit den Hellglimmern ein welliges bis feingefaltetes Lagengefüge bildet.

Die Quarze messen im Mittel 0,2 bis 0,4 mm im Durchmesser, größere Körner sind eher selten; die Korngrenzen sind meistens buchtig und ausgezackt. Glatte Korngrenzen zeigen sich nur bei den vereinzelt zu beobachtenden Zeilenquarzen gegenüber den anstoßenden Hellglimmerpaketen. Der Großteil der Quarze löscht undulös aus; an einigen Stellen aber werden Chloritbüschel von glatt auslöschenden, offensichtlich mobilisierten Quarzaggregaten durchwachsen;

Als dicktafelige, gefaltete Stapel liegen die durchwegs postkristallin deformierten Hellglimmer vor. Die Enden dieser Tafeln sind mehrheitlich ausgefranst, Teile davon abgelöst und vom Grundgewebe umschlossen. Wirrstrahliger Chlorit durchwächst oft die Hellglimmerindividuen. Häufig sind auch längliche Erzkrümel, die parallel (001) angeordnet sind und jeder Verbreitung der Glimmer folgen; es handelt sich dabei zumindest teilweise um Pyrit.

Größere Körner als die Quarze bilden die Plagioklase, die ziemlich oft verzwillingt (Albitgesetz) und durch auskeilende und auch deformierte Zwillinglamellen charakterisiert sind. Nur untergeordnet kann man Serizitisierung an den Feldspäten beobachten.

Vollständig durch Chlorit ersetzte Granate: die vormaligen Granatkristalle sind gänzlich durch einen wirren, feinblättrigen Chlorit-Serizit-Filz ersetzt, in dem die Chlorite (Pennin-Klinochlor) eindeutig dominieren. Zwei Typen der Chlorit/Serizitaggregate sind unterscheidbar, die auch auf gewisse Zonen innerhalb des Gefüges beschränkt sind. Rundliche bis elliptische Formen liegen ausschließlich im Quarzpflaster, während längliche, „ausgeschwänzte“ Querschnitte dort auftreten, wo Hellglimmer dominieren. Diese unterschiedlichen Ausbildungen sind wohl auf die Deformierbarkeit der unmittelbaren Umgebung zurückzuführen.

Häufigste Akzessorien sind Turmalin und Epidot/Klinozoisit. Beide liegen vorwiegend in den dicktafeligen Hellglimmerpaketen, meist recht klein und xenomorph (Wachstumsbehinderung durch Hellglimmer). Im Grundgewebe liegende Epidotkristalle erreichen Längen bis zu 0,3 mm und zeigen Zonenbau: Klinozoisitkern, Epidotummantelung. Zirkone bilden ab und zu Einschlüsse in den Hellglimmertafeln.

Als Zwickelfüllung im Quarz/Feldspatpflaster fungiert manchmal hysteresogenes Karbonat.

Der Ersatz der Granatsubstanz erfolgte hier also eindeutig postdeformativ.

Die diaphthoritischen Granathellglimmerschiefer entsprechen dem eben geschilderten Gesteinstyp. In den Chlorit/Serizitaggregaten befinden sich jedoch Granatreste.

### 2.2.2. Diaphthoritische Granatzweiglimmerschiefer

Schon ANGEL & KRAJICEK (1939) beschreiben diese Gesteinsart recht genau. Sie ist allerdings weiter verbreitet als in ihrer Kartenskizze angegeben und herrscht in den Liegend- und Hangendanteilen der höhermetamorphen Gesteine absolut vor. Der Quarzgehalt wechselt sehr stark, sodaß von quarzreichen bis zu quarzarmen Typen alle Übergänge vertreten sind.

#### ○ UdM (quarzitische Abart)

In einem Quarz/Plagioklas (Albit-Oligoklas)-Pflaster liegen zahlreiche dünne, vorzüglich eingeregelter Biotite und Hellglimmer;

Quarz ist im Durchschnitt in Größen bis zu 0,5 mm anzutreffen und löscht fast immer undulös aus. Die Körner greifen buchtig ineinander.

Die Hellglimmer sind nicht zerfasert oder verbogen und im wesentlichen frei von Einschlüssen.

Biotit tritt mengenmäßig gegenüber den Hellglimmern etwas zurück, die Querschnitte sind jedoch dicker; er ist hellbraun und zeigt deutlichen Pleochroismus. Parallel zu den (001)-Flächen sind oft Chlorite der Pennin-Reihe zu bemerken; ob es sich dabei um selektive Chloritisierung oder sekundäre Verwachsungen handelt, bleibt offen.

An Einschlüssen finden sich Zirkone (pleochroitische Höfe) und Epidot, sowie Insekteneiertitanit als Entmischungsprodukt.

An Chloritphasen sind vertreten: Pennin mit normalen Interferenzfarben (dunkelgrau erster Ordnung), als Granateratz aber in feinen Schuppen neben den Serizitaggregaten auch im Grundgewebe, und optisch positive Chlorite mit anomal braunen Interferenzfarben (Rhipidolit) ausschließlich im Grundgewebe.

Granatsubstanz ist in den oben mehrmals erwähnten Chlorit/Serizitaggregaten zu finden. Diese Reste halten sich wiederum vorzugsweise am Rand der ehemaligen Porphyroblasten auf und sind mit opakem Erz umsäumt.

Akzessorien: Turmalin, Klinozoisit und Ilmenit.

#### ○ UdM (quarzärmer Typ,

aus dem oberen Teil des Durrachgrabens)

Quarze und Feldspäte stellen zusammen nur etwa 30 % des Gesteins, während Hellglimmer und Biotite zu weit über 50 % den phyllitischen Habitus dieser Granatzweiglimmerschiefer bestimmen.

Granatrelikte sind nur mehr spärlich vorhanden und liegen, wie schon oben beschrieben, meist randlich in den Chlorit/Serizitanhäufungen, in denen hier auch größere Hellglimmer aufzufinden sind. Diese Relikte haben gelblich-rosa Eigenfarben ( $\approx$  Pyralispit-Reihe).

Hellglimmer bildet dicke, gequälte, in sich geschuppte und zerglittene Pakete, die mit Biotit verwachsen sind; der Biotit ist, wie in den quarzreichen Zweiglimmerschiefern, durch parallel (001) gewachsene Pennine gekennzeichnet. Für Rhipidolit und den Pennin gilt bezüglich ihrer Ausbildung das oben Gesagte.

Die Quarze sind zusammen mit Hellglimmern und Plagioklasen zu einem Lagenbau gefügt, messen im Durchschnitt etwa 0,3 mm, löschen wellig aus und sind zeilig angeordnet.

Schon makroskopisch gut erkennbar sind hingegen die Plagioklase (Albit-Plagioklas). Subidiomorph-tafelig ausgebildet und meist polysynthetisch verzwillingt sind sie fast stets mit einer Fülle versehen, die aus Serizit und Klinozoisit besteht. Seltener sind unverzwillingte Plagioklase; auch sie sind gefüllt.

Pyrit und Eisenhydroxide sind im Grundgewebe ziemlich oft vertreten.

### 2.2.3. Granatweiglimmerschiefer mit schwachen Anzeichen von Diaphthorose

Von den unter 2.2.1. und 2.2.2. behandelten Gesteinen sind diese Granatweiglimmerschiefer makroskopisch nicht unterscheidbar; sie scheinen vor allem in der unmittelbaren Umgebung der diaphthoritischen Granatquarzite (2.2.4.) zu liegen, kommen aber auch lagenweise innerhalb der gesamten Einheit der „höher metamorphen Gesteine“ vor.

#### ○ UdM

In einem lagig aufgebauten Grundgewebe aus Quarz, Feldspat, Hellglimmer und Biotit liegen bis halbzentimetergroße Granatblasten, von denen noch etwa 80 % der ursprünglichen Substanz erhalten sind. Sie sind idiomorph bis subidiomorph; in den Spaltrissen siedelt der schon bekannte Chlorit/Serizit-Filz.

Quarz nimmt etwa 45 % des Gesteinsvolumens ein; die Korngrößen bewegen sich in den üblichen Dimensionen (also 0,3 bis 0,5 mm). Undulöse Auslöschung ist die Regel. Plagioklase sind nicht so häufig, meist aber größer als die Quarze. Es sind fast durchwegs nach dem Albitgesetz verzwillingte Individuen, getrübt durch feinste Mikrolithe. Hellglimmer und Biotit wie oben.

An Chloriten ist nur Pennin bestimmbar.

Akzessorien: Karbonat in Klüften; Turmalin (Säulchenquerschnitte – zerbrochene sphärische Dreiecke); etwas Apatit.

### 2.2.4. Diaphthoritische Granatquarzite

Die vorwiegend quarzitischen Granatweiglimmerschiefer (2.2.3.) konvergieren durch weitere Zunahme des Quarzgehaltes in reine Granatquarzite mit Anzeichen regressiver Metamorphose. Solche diaphthoritische Granatquarzite lassen auch makroskopischen Lagenbau erkennen, der durch dünne Hellglimmer-Biotit-Züge verursacht wird. Die Granate sind makroskopisch als runde bis längliche, manchmal auffallend grünliche (chloritreiche) Flecken erkennbar.

#### ○ UdM

75 % Quarz, zackig und buchtig ineinander verzahnt, wie oben.

Hellglimmer sind meist mit Chloriten der Penninreihe verwachsen; gleiches gilt für Biotit.

Die Granatrelikte schwimmen als Splitter im – bereits mehrmals erwähnten – Chlorit/Serizitfilz; die länglichen Formrelikte nach Granat haben oft meist recht typische, „deltoidförmige“ Querschnitte und sind fast immer von Hellglimmern ummantelt.

Als Zwickelfüllung im Grundgewebe wurde auch Karbonat beobachtet.

### 2.2.5. Diaphthoritische Granatglimmerquarzite („Kohlenstoffreiche Granatglimmerschiefer“)

Eine Sonderform der diaphthoritischen Granatquarzite bilden schwarzgraue, ziemlich dünnplattige, abfärbende, splittrig brechende Gesteine, durchschlagen von Quarzgängchen. In einer Mächtigkeit von etwa 10 m wurden sie im Graben westlich von Kleinsaß und in mm-dicken Lagen auch im Durrachgraben aufgefunden, die wahren Mächtigkeiten sind aber sicher größer.

#### ○ UdM

Quarz (55 %) tritt in zwei wohlunterscheidbaren, strukturellen Formen auf: feine Körner mit durchwegs undulöser Auslöschung (mittlere Korngröße um 0,1 mm), und grobe, gängchenbildende Quarze (Korngröße um 2 bis 5 mm); letztere sind klar, nur die feinkörnige Fraktion ist intensiv mit krümeligem Kohlenstoffpigment imprägniert.

Gleiches gilt für die Hellglimmer und die Biotite: feinschuppig, mit schmalen Tafelquerschnitten in den Quarzgängen; dicktafelig, gequält, auch Polygonalzüge bildend im feinkörnigen Quarzpflaster, und wie dieses, mit Kohlenstoffkrümeln bestäubt.

Chlorite der Pennin-Klinochlor-Reihe finden sich a) als Bestandteil der die Granate ersetzenden Aggregate (zusammen mit Serizit), b) in den Biotiten, parallel den (001)-Flächen (s. o.) und c) im Grundgewebe.

Ursprünglich waren wohl subidiomorphe Granate vorhanden, die nunmehr lediglich als Chlorit/Serizitballen vorliegen, in denen Reste der Granatsubstanz erhalten geblieben sind.

Ziemlich selten sind Feldspäte (wiederum Albit-Oligoklas);

Akzessorien: Turmalin (im feinen Pflaster) mit Zonarbau, Apatit und gerundeter Zirkon.

## 2.3. Grüngesteine innerhalb der „höher metamorphen Gesteine“

Während die westliche Goldeckgruppe reich an Grüngesteinen zu sein scheint (DEUTSCH, 1977), sind im betrachteten Abschnitt der höhermetamorphen Gesteine bloß zwei Typen aufgefunden worden; auch diese sind im Graben bei Kleinsaß am besten aufgeschlossen, sind aber bis in den Durrachgraben verfolgbare.

### 2.3.1. Granatführender Hornblende-Quarz-Biotitschiefer

Er liegt im Liegendteil der Grüngesteinsabfolge, die in die mittleren Anteile der höhermetamorphen Gesteine mit einer Mächtigkeit von etwa 15–30 m eingeschaltet ist.

#### ○ UdM

Zwei Hornblendephase, die gemeinsam etwa über 50 % des Gesteines aufbauen, lassen sich unterscheiden. Tschermakitisch-barroisitische Hornblende herrscht vor: (deutlich gelblichgrüner-hellgrüner Pleochroismus, z. T. auch bläulichgrün)  $Z\Delta c$  durchschnittlich  $18^\circ$ , der Achsenwinkel ist ziemlich groß (40 bis  $90^\circ$ ). Die Intensität der grünlichen Eigenfarbe geht mit der Erniedrigung des 2 V konform (TRÖGER [1969] gibt Achsenwinkel von  $90-65^\circ$  an, während DEER, HOWE & ZUSSMAN [1963] von größeren Werten sprechen, nämlich 95 bis  $27^\circ$ ).

Die zweite Hornblendephase ist charakterisiert durch Achsenwinkel um  $70^\circ$ , ist blasser in der Eigenfarbe und zeigt durchwegs kleinere Auslöschungsschiefen. Wahrscheinlich gehört sie der Aktinolith-Reihe an.

Nur extrem eisenarme Chlorite konnten gefunden werden: Pennin mit schwachem Pleochroismus (hellgrün/blaßgrün) und farbloser („Fe-freier“) Chlorit. Die Chlorite sind weitgehend mit den Hornblenden und Biotiten vergesellschaftet.

Diese Auflösungs- bzw. Umprägungserscheinungen, insbesondere der Hornblenden, manifestieren sich auch in den zahlreichen Epidot-Krümeln in den Hornblendeindividuen. Albit-Oligoklas, meist Einzelkristalle, seltener nach dem Albit- und Periklingesetz verzwillingt, ist eigentlich ziemlich selten (10 %).

Etwas reichlicher ist Quarz vertreten (15 %), etwa gleichviel Biotit; letzterer bildet Tafelquerschnitte von 1–2 mm Länge; untergeordnet kommen auch kleinere Tafeln vor (um 0,1 mm). Manchmal durchwachsen sie die Hornblenden.

Die Granate sind seltener als in den (vermutlichen) Metasedimenten, sowohl als Pseudomorphosen (nur Chlorit, kein Serizit) als auch als echte Relikte.

Akzessorisch: Magnetit

Es liegt nahe, daß der granatführende Hornblende-Quarz-Biotitschiefer als Übergang zwischen den Granatglimmerschiefern in allen ihren Erscheinungsformen

zu den echten Hornblendefelsen ohne Granat (Abschnitt 2.3.2.) anzusehen ist. 30 m oberhalb des Fußweges von Kleinsaß zur Forststraße auf die Durrachalm stehen quarzitische, diaphthoritische Granatglimmerschiefer mit vergrünten Granat an, in denen nach oben zu allmählich die Chlorite deutlich häufiger werden und vor allem die Hornblenden in ihrer Masse so stark zunehmen, sodaß daraus dieses granatführende Grünschiefer entsteht.

### 2.3.2. Hornblendefels

Durch das Zurücktreten sämtlicher Gemengteile zugunsten der Hornblenden entwickeln sich sehr rasch (innerhalb weniger Meter) aus den Hornblende-Quarz-Biotitschiefern mit Granat zähe, harte, dunkelgrüne Gesteine, die Hornblendefelse, mit rundlichen Verwitterungsformen und deutliche Geländestufen bildend. Makroskopisch sind ausschließlich die Hornblenden zu erkennen, die vorzüglich eingeregelt sind.

#### ○ UdM

90 % des Gesteins sind aus tschermakitisch-barroisitischen Hornblenden aufgebaut, die ein idioblastisches Gefüge mit strenger Paralleltexur bilden. Manchmal sind auch prächtige Kopfbilder zu bemerken. Die Hornblendenadeln sind durchschnittlich bis zu 7 mm lang und auffallend frisch, also kaum mit Chloriten, Biotiten und Epidoten durchwachsen wie jene in den Schieferen. In den Spaltzissen kann manchmal selektive Chloritisierung mit wirrstrahligem Pennin auftreten; Karbonat verheilt zusammen mit Kluffchlorit feine Zerrklüfte.

Akzessorisch: Epidot, Apatit (idiomorph), Zirkon (mitunter als Einschluß in den Hornblenden).

Die obere Begrenzung dieser Hornblendefelse ist scharf, also ohne Übergang; im tektonisch Hangenden folgt diaphthoritische Granathellglimmerschiefer (s. Abschnitt 2.2.1., unten).

### 2.4. Leukokrate Gesteine

Im untersten Teil des Durrachgrabens sind bräunlich verwitternde, dickbankige Gneise aufgeschlossen, in denen bei frischem Anschlag bis zu zentimetergroße Feldspatäugen in feinerem, lagig gebautem Quarz-Feldspatpflaster zu sehen sind. Eingebettet in diaphthoritische Granatweiglitterschiefer (vgl. Abschnitt 2.2.2.), entsprechen sie wohl den „geschieferten Pegmatiten“ ANGEL & KRAJICEK's (1939).

#### ○ UdM

Als Hauptgemengteile fungieren Kalifeldspat (Mikroklin, 40 %), Quarz (20 %), Hellglimmer (20 %) und Plagioklas (10 %).

Die Mikrokline sind deutlich gegittert, löschen wellig aus und sind durchwegs größer als die Plagioklase (3–5 % An-Gehalt); sie bilden die erwähnten, schon makroskopisch erkennbaren Großkristalle (Augen). Die Albite sind immer verzwilligt, und zwar nach dem Albitgesetz.

Die Quarze haben Korndurchmesser zwischen 0,2 und 7 mm, größere Körner finden sich nur ganz wenige; allesamt löschen sie undulös aus. Kataklasstrukturen, wie sie ANGEL & KRAJICEK (1939) beschreiben, konnte ich nicht beobachten. Es handelt sich eben ausschließlich um Quarze verschiedener Korngröße, durchaus gewachsen, strukturell aber eher unterschiedlicher Wertigkeit. Ebenso erscheinen die Feldspäte durchaus nicht als „Klasten“, sondern als durchaus gewachsene Blasten, integriert in ein granoblastisches Gefüge, ohne erkennbare Spuren mechanischer Deformation im Sinne einer Kataklase.

Hellglimmer bildet verfolgbare Züge im granoblastischen Gefüge; die einzelnen Individuen sind bis zu 8 mm lang

und fast immer an den Enden ausgefasert, dann jedoch wiederum mit dem nächsten Blatt verwachsen.

Akzessorisch: lediglich opakes Erz in Krümeln und (in Klüften) Eisenhydroxid.

In der geologischen Kartenskizze ANGEL & KRAJICEK's (1939) ziehen die „geschieferten Pegmatite“ genannten Gesteine bis in den Ausgang des Durrachgrabens; die entsprechenden Schlißbeschreibungen allerdings stammen aber weiter aus dem Westen (in gleicher Position, streichender Fortsetzung), sodaß durchaus angenommen werden kann, es handle sich um idente Typen.

## 2.5. Karbonatgesteine als Einlagerungen in die höhermetamorphen Gesteine

Zu unterscheiden sind mehrere Karbonatzüge; der erste ist mit Hellglimmerschiefern mit Formrelikten nach Granat (Kapitel 2.2.1.) verfaultet und bei Kleinsaß und im Durrachgraben aufgeschlossen, während der zweite nordwestlich von Drußnitz angetroffen wurde.

Einige verrutschte Vorkommen finden sich noch am Fußweg Sallacher – Kleinsaß und im Oberteil des Durrachgrabens.

### 2.5.1. Massige bis dickbankige Kalk- und Dolomitmarmore bei Kleinsaß

Im Unterlauf des tief eingeschnittenen Grabens östlich von Kleinsaß sind bei der Ortsgrenze von Unteramlach mächtige Karbonate aufgeschlossen, in denen auch ein Steinbruch betrieben wurde. Etwa 120 m südwestlich davon stehen entlang des Fußweges nach Zlan bis zu 40 m mächtige, gleichartige Karbonate an, die mit dem dort vorherrschenden Gestein, diaphthoritischen Hellglimmerschiefern mit Formrelikten nach Granat, jedoch ohne eigentliche Granatsubstanz, verfaultet sind. Ein Zusammenhang zwischen diesen beiden Vorkommen ist nicht sichtbar; bei der Wehranlage im Grabenbett liegen jedoch riesige Kalk- und Dolomitmarmorblöcke, sodaß ein solcher Zusammenhang wahrscheinlich ist.

Diese Kalkmarmore führen dolomitische Partien. Besonders gut ist dies an den Aufschlüssen am Fußweg nach Zlan unweit Kleinsaß zu beobachten: diffus verteilte dolomitische Partien (Schlieren) wittern gelblich-grusig aus den rein kalkigen Abschnitten. Die Mächtigkeit der einzelnen Bänke beträgt 0,3 bis 2 m. Stellenweise tragen die s-Flächen einen Belag aus gut kristallisierten, grünlichen Hellglimmern.

In den (tektonisch) liegenden Anteilen (z. B. im erwähnten Steinbruch) sind die Marmore dünnplattig und stark zerklüftet mit brauner Verwitterungsrinde, während Hellglimmerbeläge fast nie die s-Flächen überziehen. Die Gesamtmächtigkeit beträgt etwa 140 m, wobei durch die Verfaltung eine gewisse Verdickung nicht auszuschließen ist. Zu den hier auftretenden Phylloniten siehe den Abschnitt 3.2.5.

### 2.5.2. Feinkörnige, dunkle Bänderkalkmarmore

Im Mittelabschnitt des Grabens westlich von Kleinsaß liegen etwa 15 m mächtige, feinkörnige, bituminöse, gebänderte Kalkmarmore, eingelagert in Granatweiglitter-

merschiefer mit schwachen Anzeichen von Diaphthorose (Kapitel 2.2.3.). Auffällig ist die Dünnpflichtigkeit (Absonderung in Platten von 6 bis 10 cm). Auf den s-Flächen sind nur vereinzelt Hellglimmer (Serizit) zu bemerken.

In ihrem Erscheinungsbild täuschend ähnliche Kalkmarmore sind in der Umgebung des Hofes Lackner bei Aifersdorf aufzufinden; sie wurden bereits von GEYER (1901) beschrieben.

Beim Vorkommen am Durrachgraben-Osthang dürfte es sich um den von TOLLMANN (1963, S. 63) beschriebenen Karbonatzug handeln. Es ist hier von einem „bläulichgrauen“ Bänderkalk die Rede, der an der Überschiebungsfläche zwischen „Mittelostalpin“ (= „Altkristallin“/höhermetamorphe Gesteine) und „Oberostalpin“ (Gesteine der „Grenzzone“ [s. u.], auflagern des „Paläozoikum“/Permotrias des Drauzuges) liegt.

### 3. Die Gesteine der „Grenzzone“

Vorerst erscheint es nötig, eine Definition des Begriffes „Grenzzone“ vorzunehmen, dessen Neueinführung in der Basis der Drauzugpermotrias notwendig zu sein scheint. Es wird darunter die Gesamtheit aller Gesteine zusammengefaßt, die nicht eindeutig jenen – nun meist retrograd metamorph vorliegenden – Gesteinen zuzuordnen sind, die ehemals einer höheren Metamorphose unterworfen waren. Andererseits werden darunter aber auch die Gesteine verstanden, die nicht eindeutig als ausschließlich progressiv metamorph identifizierbar sind. So betrachtet, decken sich in einigen Beziehungen die eigenen Beobachtungen mit denen jener Bearbeiter, von denen die Goldeckgruppe bisher am intensivsten durchforscht wurde, nämlich mit jenen ANGEL & KRAJICEK's (1939), die hier „Konvergenz“-Erscheinungen zwischen progressiv-metamorphen und ehemals höher metamorphen Gesteinen richtig erkannten.

Zudem ist diese Grenzzone auch lithologisch gut charakterisiert; wie aus der Abb. 2 ersichtlich ist, konnte eine deutliche Zweiteilung vorgenommen werden. Im Osten dieser Grenzzone herrscht die „Karbonat-Kiesel-schiefer-Gruppe“ vor, während das unmittelbar (tektonisch) Hangende der höhermetamorphen Gesteine die „Spilit-Glimmerschiefer-Gruppe“ bildet.

Die Grenze zwischen den höhermetamorphen Gesteinen und der „Spilit-Glimmerschiefer-Gruppe“ wird durch eine Störung gebildet (s. Abb. 1); ein inniger ursprünglicher Zusammenhang zwischen den höhermetamorphen Gesteinen einerseits und den beiden Gesteinsgruppen der Grenzzone ist jedoch evident, berücksichtigt man die tektonisch ungestörten, wenn auch nicht immer sichtbaren Übergänge zwischen den höhermetamorphen Gesteinen und der „Spilit-Glimmerschiefergruppe“ einerseits und eben jenen beiden Gesteinsgruppen innerhalb der Grenzzone.

#### 3.1. Die „Spilit-Glimmerschiefergruppe“

##### 3.1.1. Glimmerschiefer

Echte Glimmerschiefer (das sind solche ohne primären Granat, gleich, ob in Substanzrelikten oder Formrelikten) finden sich ausschließlich in der Umgebung der noch zu beschreibenden spilitischen Gesteine. Leider

ist besonders dieser Bereich sehr schlecht aufgeschlossen. Rutschmassen, die die Hänge nördlich des „Sallacher Kofels“ bedecken, verschleiern weitgehend die Zusammenhänge zwischen den höhermetamorphen Gesteinen und den Glimmerschiefern als Repräsentanten der Grenzzone. An der Straße von der Durrachalm nach Osten jedoch, die unterhalb des Goldeckostabfalles verläuft, sind letztere gut aufgeschlossen.

Makroskopisch zeigen sie sich als durchaus den Diaphthoriten nach Granatglimmerschiefern ähnlich; ihr Quarzgehalt wechselt; sie verwittern bräunlich und sind im frischen Anschlag von grauer Farbe. Auffällig sind bis zu zentimeterdicke Quarzknuern, die meist s-parallel liegen.

##### ○ UdM

Die Hellglimmer als absolut vorherrschende Mineralphase sind [entlang (001)] bis zu 0,8 mm lang und oft mit Biotiten und Chloriten parallel (001) verwachsen.

Quarz löscht fast immer wellig aus und ist meist zeitig zwischen den hellglimmerdominierten Phyllosilikatlagen angeordnet. In quarzreichen Typen treten auch Mobilisate auf, die aus buchtig ineinandergreifenden Individuen – gleichfalls mit welliger Auslöschung – aufgebaut sind.

Die Biotite sind dunkel- bis hellbraun pleochroitisch. Keinerlei Entmischungerscheinungen, wie in den diaphthoritischen Granatglimmerschiefern und deren Varietäten, sind beobachtbar. Ob allerdings die Parallelverwachsungen mit Chloriten auf retrograde Metamorphose zurückzuführen oder die Chlorite primär gesproßt sind, kann nicht entschieden werden.

Die Chlorite haben anomal braune Interferenzfarben (Rhipidolit-Reihe?).

Akzessorien: häufig Zirkon (Nadeln mit aufgesetzter Pyramide); Monazit, Turmalin (Säulenquerschnitte), Magnetite, Ilmenit und Pyrit. In den Quarzlagen sind manchmal Plagioklase, verzwillingt nach dem Albitgesetz, klar und idiomorph, auffindbar.

Die Anordnung der Gemengteile läßt auf starke Durchbewegung schließen. Schichtsilikatreiche Lagen wechselten ursprünglich mit quarzreichen Domänen, wurden zerschert, zerknickt und gegeneinander versetzt. Häufig sind einzelne Scherflächen – bei der bereits im Megaskopischen sichtbaren intensiven Fältelung handelt es sich um Scherfaltung – steil gestellt und erweitert und entwickeln sich so zu Scherklüften von etwa 1 mm Breite; sie sind immer mit opakem Erz und Eisenhydroxiden gefüllt.

#### 3.1.2. Glimmerschiefer mit phyllitischem Habitus

Die unter dieser Bezeichnung zusammengefaßten Gesteinstypen unterscheiden sich im makroskopischen Bereich fast nicht von den oben beschriebenen Glimmerschiefern; sie sind durchwegs quarzreich, führen oft sehr grobe Hellglimmer und spalten auf Schlag in dünnste Blätter; die s-Flächen sind runzelig/wellig. Ihre Hauptverbreitung haben sie in den Hängen südlich und südwestlich von Drußnitz.

##### ○ UdM

Quarz und Hellglimmer bilden meist den Hauptteil des Gesteinsvolumens (bis zu 85 %). Biotit kommt nur mehr vereinzelt vor. Die Hellglimmer sind bis zur vollständigen Zerfaserung beansprucht, sodaß ein Großteil derselben nunmehr als Serizit vorliegt, der an den s-Flächen einen typischen, seidigglänzenden Film bildet. Hellglimmer und Serizitpakete bilden zusammen mit den wenigen Biotiten (rebraun, pleochroitisch) bis zu 1 mm dicke Lagen, die intensiv verfaltet und durchschert sind. Dazwischen liegt Quarzpflaster, aufgebaut aus buchtig ineinandergreifenden, bis zu 0,4 mm großen, undulös auslöschenden Individuen.

Auch Chlorite sind recht selten; meist sind es wirrstrahlige Aggregate, die zusammen mit Eisenhydroxiden vor allem in ausgeweiteten Scherklüften angesiedelt sind. Mit-

unter können diese Anhäufungen aber auch im erwähnten Quarzplaster beobachtet werden, hier zusammen mit opakem Erz.

### 3.1.3. Spilitische Gesteine

Darunter werden spilitische Grünschiefer sowie spilitische Tuffite mit unterschiedlicher Hintergrundsedimentzusammensetzung verstanden, die einen zusammenhängenden Streifen vom Ostrand des Durrachgrabens bis nördlich der Ortschaft Drußnitz (oberhalb von Mauthbrücken) bilden. Die Mächtigkeiten dieser Gesteinsfolge, die in sich sedimentäre Übergänge zeigt, betragen im Westen bis 40 m, im Osten am Fahrweg Kleinsäß – Zlan, wo sie von Glimmerschiefern mit phyllitischem Habitus eingehüllt sind, nur mehr wenige Meter.

An dieser Stelle soll kurz die Entstehung „spilitischer“ Zusammensetzungen in Grüngesteinen behandelt werden. Zahlreiche Meinungen wurden zu diesem Problem bereits geäußert, von denen im alpinen Raum besonders zwei als diskussionswürdig erscheinen. Lösungsversuche, die auf die Entstehung des typisch spilitischen Mineralbestandes durch Verwitterung usw. hinielen, die unter anderem sehr ausführlich in AMSTUTZ (Herausgeber, 1974) angeführt sind, treffen auf die spilitischen Gesteine im Goldeckgebiet sicher nicht zu.

Vor allem deutsche und schweizer Autoren nehmen weitgehend primäre Entstehungsarten von Spiliten und ihnen verwandten Gesteinen an, soweit es Mineralbestand und -zusammensetzung betrifft. Ein wesentliches Merkmal ist auch die strukturelle Anordnung der Gemengteile (VUAGNAT, 1946; RÖSLER, 1960; HERRMANN & WEDEPOHL, 1970). LOESCHKE (1970 und 1973) sowie LOESCHKE & WEBER (1973) lassen die Frage der Entstehung der Vulkanite von Eisenkappel mit teilweise spilitischer Zusammensetzung zwar weitgehend offen, tendieren aber sichtlich eher dazu, die Ursache in metamorphen Ereignissen zu suchen.

Aus dem alpinen Bereich im engeren Sinn stellte vor allem ANGEL (1955) solche Gesteine als Sekundärprodukte von Diabasen dar („Diabas“ im Sinne von „Meta-Basalt“). Bei den dabei notwendigen Umwandlungsvorgängen spielen neben der Metamorphose auch die Tektonik bis in den Kleinbereich eine große Rolle. Aber schon bezüglich der Bezeichnungen „primär“ oder „sekundär“ (die Entstehung von Spilitoiden betreffend) herrscht eine gewisse Unsicherheit: so kann „primär“ beispielsweise zum einen die mineralogische Endzusammensetzung bei der Platznahme des Magmas bedeuten (AMSTUTZ, l. c.), zum anderen aber bereits eine Reaktion des Magmas mit der Umgebung („submarin zersetzter Basalt“ [RITTMANN, 1960]) meinen.

Im vorliegenden Fall hat man es mit Gesteinen zu tun, deren endgültige Prägung sicher bei einem metamorphen Ereignis vor sich ging, in dem Albit noch stabil ist (wenn er „primär“ eben vorhanden war) und in der Biotit und Chlorit auftreten konnten. Das auftretende Karbonat wurde als hystero gene Bildung identifiziert; es hätte andernfalls auch mit dem vorhandenen Albit zu höherbasischem Plagioklas reagiert. (LOESCHKE & WEBER, l. c. beschrieben aus dem Eisenkappeler Paläozoikum Tuffe und Tuffite, in denen reichlich Karbonat auftritt, das aber als Produkt der Zufuhr von H<sub>2</sub>O und CO<sub>2</sub> erklärt wird).

#### 3.1.3.1. Spilitische Tuffite

Makroskopisch sind die spilitischen Tuffite von den Glimmerschiefern mit phyllitischem Habitus kaum zu unterscheiden, sieht man von der durch relativ reiche Chloritführung verursachten, an manchen Stellen sehr auffälligen Grünfärbung ab. Trotzdem ist dieser Gesteinstyp im Gelände recht gut verfolgbar, da er ausschließlich im Liegenden der markanten spilitischen Grünschiefer (s. d.) auftritt; schwer erfassbar ist allerdings naturgemäß seine Liegendgrenze zu den Glimmerschiefern, weshalb die Mächtigkeiten nicht genau angegeben werden können: sie dürften im Westen (an der Wurzel des Durrachgrabens) 10 bis 20 m mächtig sein und im Osten (bei Drußnitz) nur mehr Mächtigkeiten von 3 bis 7 m aufweisen. Diese Tuffite wurden in die Typen a), b) und c) untergliedert, wobei a) und b) den weitaus größten Anteil darstellen; eine Sonderform dieser Tuffite stellt der Typ c) dar, dessen Verbreitung wesentlich geringer ist, der sich allerdings auch im mikroskopischen Bereich deutlich von den übrigen Typen abtrennen läßt.

##### Typ a

Es sind dies bräunliche, seltener grünliche Gesteine mit glitzernder Oberfläche (Serizit) und unruhig-ruscheligen s-Flächen. Im Querbruch sieht man undeutliche Bänderung: hellere und graue, stark verfaltete Lagen, die durch milchweiße Quarzmobilisate unterbrochen sein können.

##### ○ UdM

Hauptgemengteile sind Hellglimmer, Biotit, Chlorit, Albit; daneben: Quarz, Epidot, Titanit, Magnetit, opakes, nicht identifiziertes Erz und Karbonat.

Der ursprüngliche, sehr wohl noch erkennbare Lagenbau ist zerrissen und zerschert; er macht sich in der klaren Trennung von unregelmäßig geformten Domänen von Hellglimmer/Biotit/Chlorit einerseits und Albit/Quarz andererseits bemerkbar. Auffallend sind deutlich postkristallin deformierte, ausschließlich aus Chloriten aufgebaute, gequälte Aggregate. Als Zwickelfüllung, besonders zwischen den Albit/Quarz- und Hellglimmer/Biotit/Chlorit-dominierten Zonen, fungiert grobkristallines Karbonat.

Hellglimmer (15 %) bildet bis zu etwa 2 mm dicke Pakete. Die Tafelquerschnitte sind intensiv mit Titanit durchsetzt; diese Titanite liegen durchwegs mit ihrer längsten Achse || (001). Durch Zergleitung dieser Hellglimmerpakete wurde Serizit gebildet.

Die Biotite sind von den bisher aus den Granatglimmerschiefern etc. beschriebenen deutlich unterscheidbar: die Eigenfarbe ist nämlich grünlichgrau bis schmutzgrün. Auch die bei den Hellglimmern beschriebene Titanitführung ist eine besondere Eigenschaft dieser Biotite; es handelt sich dabei aber wohl nur untergeordnet um Entmischungsprodukte („Insekteniertitanite“). Selten beobachtet man Parallelverwachsungen mit Chloriten und Hellglimmern. Biotit stellt ungefähr 10 % des Gesamtgesteins.

Der Chlorit gehört durchwegs der Mg-reichen und Fe<sup>2+</sup>-führenden Reihe an (ALBEE, recit. aus TRÖGER, 2, 1969), also der Pennin/Klinochlor-Gruppe. Interferenzfarben: meist normal (grau 1. Ordnung), seltener „entenblau“. Einerseits bauen die Chlorite selbständige Aggregate auf, zum anderen sind sie auch nach (001) mit Hellglimmern und (weniger oft) mit Biotiten verwachsen. Sie sind gleich häufig wie die Biotite.

Albit und Quarz stellen bis zu 42 % dieser Gesteine, wobei aber der Feldspat bei weitem überwiegt. Die vereinzelt Einfachzwillinge folgen dem Albitgesetz. 12 Messungen mittels Universaldrehtisch ergaben einen durchschnittlichen Anorthitgehalt von 3–10 %. Einigemal wurden auch Karlsbader Zwillinge gefunden. Die Kristallform der Albite reicht von xenomorph bis subidiomorph. Manchmal sind Hellglimmermikrolithe in den Kristallen zu sehen, die höchstwahrscheinlich jedoch eine „falsche Fülle“, also mechanische Einknetungen in die Albite darstellen.

Die Quarze sind ungetrübt und mit den Feldspäten verzahnt. Sehr selten liegen innerhalb der Schichtsilikatzüge rundliche Quarzaggregate, gebildet aus undulös auslöschenden Quarzkristallen. Sie stellen wahrscheinlich aus ihrem Zusammenhang gerissene Mobilisate dar. An ihren Grenzen zu den Hellglimmer-/Biotit-Lagen findet sich feines Quarzkornzerreißel. Die Größe der Feldspäte und Quarze erreicht bis zu 7 mm.

Epidot/Klinozoisit sind die größten körnigen Mineralphasen, bis etwa 1 mm Länge. Meist bilden sie Stengel, seltener gedrungene Tafeln. Sie finden sich, gleich wie die Titanite, in die Hellglimmer eingelagert und sind oft auch zerbrochen.

Karbonat siedelt vor allem zwischen den Quarz- und Albitkörnern. Mitunter findet man subidiomorphe Kristalle im übrigen Gewebe.

Erz: identifizierbar ist Magnetit, skelettartig ausgebildet.

## Typ b

Er leitet von den spilittischen Tuffiten zu den spilittischen Grünschiefern über. Unterscheidungsmerkmale zum Typ a) sind vor allem im makroskopischen Bereich zu finden: höherer Gehalt an Karbonat, deutlich erkennbares Parallelgefüge, dickplattige Absonderung.

Dieser Gesteinstyp tritt im Durrachgraben, zusammen mit den hornblendeführenden spilittischen Tuffiten (siehe unten) auf; auch in den unter Typ c) beschriebenen Abarten sind sie zu finden.

### ○ UdM

Als Hauptgemengteile fungieren wie beim Typ a) Albit, Chlorit, Hellglimmer, Quarz und Biotit; Hellglimmer bildet aber nicht mehr das mengenmäßig verbreitetste Schichtsilikat, sondern der Biotit. Epidot, Klinozoisit und Karbonat bauen den Rest des Gesteines auf. Magnetit scheint völlig zu fehlen.

Auch dieser Typ zeigt Lagenbau, sogar wesentlich ungestörter und erkennbarer als im Typ a). Jene Lagen, die aus Schichtsilikaten aufgebaut sind, messen 3–5 mm Dicke, die Albit/Quarzpflaster dazwischen mehr als 1 cm. All diese Lagen sind jedoch nicht Mineral-, domänen" wie bei Typ a) sondern sind mit verschiedenen anderen Mineralphasen durchmischt: so sind die Hellglimmer/Biotit/Chlorit-Lagen von Albiten und Quarzen durchsetzt, ebenso liegen Hellglimmer und Biotite (seltener Chlorit) in den albit/quarzreichen Zonen. Damit zeigt sich der erwähnte Übergang zu den spilittischen Grünschiefern, in denen die Hauptgemengteile strukturell gleichwertig sind.

Der Albit (also reiner Albit, wie in Typ a)) ist xenomorph/rundlich entwickelt. Verzwillingung nach dem Albitgesetz ist selten.

Auch die Biotite entsprechen jenen beim Typ a) beschriebenen.

Chlorite der Pennin-Klinochlorreihe treten wesentlich häufiger auf. Die Hauptmasse der Chlorite (mit anomal ledbraunen bis blauen Interferenzfarben) liegt in einem Gemenge von Hellglimmern und Biotit, in dem auch Albite und Quarze aufscheinen können, deutlich einerseits als wirrstrahliges Aggregat erkennbar, andererseits als postkristallin deformiertes Paket zu identifizieren.

Für Epidot und Klinozoisit gilt das unter Typ a) Gesagte. Karbonat ist ausschließlich auf die Albit/Quarz-Domänen beschränkt und bildet dort grobkristalline Zwickelfüllungen. Akzessorien: Zirkon, Fe-Hydroxid.

An der Westflanke des oberen Durrachgrabens und im Graben von Unteramlach findet sich eine Sonderform der spilittischen Tuffite, etwa 10 m unterhalb des ersten gesicherten Auftretens der spilittischen Grünschiefer. Sie ist vor allem durch makroskopisch erkennbare Hornblenden gekennzeichnet.

### ○ UdM

Innerhalb des Lagenbaues finden sich nadelige, bis 2 mm lange Hornblendenadeln. Sie sind der Barroisit-Tschermakit-Reihe zuzuordnen.

Quarz ist geringer vertreten als in den gängigen Formen des Typs b).

## Typ c (Quarzitische spilittische Tuffite)

Diese Abart der spilittischen Tuffite liegt in einem schmalen Streifen zwischen der Westflanke des Grabens von Unteramlach bis zur Straße Gehöft Sallacher/Kleinsäß. Es sind markante, dickplattige, ebenflächige, hellgrüne Gesteine mit straffem Lagenbau.

### ○ UdM

Beherrschendes Element ist ein Quarz-Albit-Pflaster aus ca. 1 mm großen Quarzen und Feldspäten. Der Lagenbau kommt durch Biotit/Chlorit/Hellglimmer-Züge zustande, die in cm-Mächtigkeit das Quarz-Albitgewebe durchbrechen. Als Zwickelfüllung im Quarz/Feldspat-Pflaster fungiert auch hier wieder Karbonat. Lagenparallel liegen hier auch Karbonatzüge aus groben Kristallen.

Quarz ist grobkörniger als in Typ a und b, einzelne Kristalle sind bereits mit freiem Auge unterscheidbar. Es handelt sich um meist rundliche Körner mit glatten Korngrenzen und undulöser Auslöschung. Die Albite liegen vorwiegend in diesem Quarzkornpflaster, untergeordnet auch in den Biotit/Chlorit/Hellglimmer-Zügen. Auch sie sind meist rundlich, meist unverzwillingt und oft mit Hellglimmertafeln verwachsen.

Zusammen mit Biotit und Chlorit (Pennin-Klinochlor) bildet, wie erwähnt, der Hellglimmer bis zu cm-dicke Lagen. Die Hellglimmer sind nach (001) parallel zerglitten. Eingelagert in diese Phyllosilikatzüge ist Titanit und Magnetit in Form von kleinen Körnern oder Skeletten.

### 3.1.3.2. Spilittische Grünschiefer

Im tektonisch Hangenden der spilittischen Tuffit-Folge liegen plattige, dichte, grünliche Gesteine, die ihren Mineralbestand und ihrer Struktur nach als „spilittische Grünschiefer“ bezeichnet werden. Sie haben mit den weiter im Süden liegenden Grüngesteinen (siehe Kapitel 4.2. ff) nichts zu tun.

Mikroskopisch läßt sich in der makroskopisch eintönigen Folge neben der Standardvarietät eine Differenzierung in hornblendeführende und chloritreiche Abarten vornehmen.

### Standardtyp

#### ○ UdM

Chlorit, Biotit und Epidot bauen ein dichtes Geflecht auf, in dem rundliche, subidiomorphe und xenomorphe, nur manchmal nach dem Albitgesetz einfach verzwilligte Albite liegen. Einmal konnte ein nach dem Roc-Tourné-Gesetz verzwilligtes Individuum gefunden werden.

Chlorit (Pennin-Klinochlor) mit braunen bis violetten, anomalen Interferenzfarben ist durchwegs gut kristallisiert, wenn auch die Blättchengröße 0,4 mm selten übersteigt. Manchmal sind sie parallel (001) mit Biotit verwachsen. Im Biotit/Chlorit-Gewebe ist das Vorkommen von Titanit typisch.

Die Epidotreihe ist zum überwiegenden Teil mit den Fe-reichen Endgliedern vertreten. Nur selten finden sich niedriger doppelbrechende Körner der eisenarmen Endglieder. Die Epidotkristalle sind meist um 2 mm groß, vereinzelt bis 5 mm, haben längliche Form und sind oft zonar gebaut (Fe-ärmere Kerne).

Außerdem sind Quarzaggregate zu beobachten, die Durchmesser von bis zu 1 cm erreichen, und sich unter gekreuzten Nicols in eine Anhäufung sehr kleiner, optisch selbständiger Quarzkörner auflöst, die glatt auslöschten und zackige Korngrenzen zueinander haben.

Die Karbonatgehalte wechseln. Das Karbonat liegt ziemlich grob und idiomorph in Korngrößen zwischen 0,5 und 1 cm vor. In einigen Proben fanden sich auch lagenparallele Karbonatzüge (vgl. spilittische Tuffite vom Typ c).

### Hornblendeführender Typ

Er ist makroskopisch etwas grobkörniger und massig; die Amphibole sind oft schon mit freiem Auge erkennbar. Zusammen mit dem chloritreichen Typ kommt er im unteren Teil des Grünschieferpaketes vor, hauptsächlich im Westen, an der Forststraße von Oberamlach zur

Durrachalm und in der Westflanke des Grabens bei Unteramlach; die Verbreitung beider Gesteine kann jedoch durchaus größer sein, schlechte Aufschlußverhältnisse östlich dieser Vorkommen lassen eine weitere Verfolgung nicht zu.

○ UdM

Neben Albit, Chlorit, Epidot und Biotit treten blaugrüne Hornblenden mit mittleren Auslöschungsschiefen auf („barroisitische“ Hornblenden [TRÖGER, 1969]). Sie sind zum Großteil selektiv chloritisiert. Da diese Amphibolphase in der obersten Grünschieferfazies vorkommt, ist an eine Chloritisierung durch retromorphe Vorgänge zu denken. Es liegt ein Chlorit-Biotit-Netz vor, das auch die übrigen Spilitypen als Grundgewebe kennzeichnet; Albite (wie oben beschrieben) fehlen auch hier nicht. Die einschlußfreien Randsäume, die mehrmals zu beobachten sind, können als Ergebnis des Weiterwachsens von durch Chlorit- und Hellglimmerblättern umgebenen Albiten angesehen werden (vgl. u. a. ANGEL, 1955).

**Chloritreicher Typ**

○ UdM

Als blättriger Gemengteil kommt fast nur Chlorit (Pennin) vor. Karbonat ist recht häufig, Albit ist wie oben beschrieben entwickelt, daneben tritt etwas Quarz, Epidot und Biotit auf.  
Akzessorisch: Titanit, Zirkon

An dieser Stelle soll auch noch auf die spilitischen Gesteine weiter im Osten hingewiesen werden, die innerhalb der „Karbonat-Kieselschiefergruppe“ (s. Kapitel 3.2.6.) liegen und einen Zusammenhang zwischen dieser und der „Spilit-Glimmerschiefergruppe“ andeuten.

Aber auch das im folgenden beschriebene Gestein verdeutlicht lithologische Zusammenhänge zwischen den beiden Gruppen:

**3.1.4. Kohlenstofffreie Kieselschiefer innerhalb der Spilit-Glimmerschiefergruppe**

In den die spilitischen Gesteine umhüllenden Glimmerschiefern sind an nur einer Stelle (s. Abb. 2), am Weg beim Altziebler, 10-15 m mächtige Kieselschiefer aufgeschlossen. Es sind dünnplattige, dunkle Gesteine mit eckig-splittigem Bruch, Quarzmobilisaten und Serizitauflagerungen an den s-Flächen.

○ UdM

Quarz und Hellglimmer bilden ein Lagengefüge, das mit krümelig-klumpiger oder in Fäden auftretender kohligler Substanz durchsetzt ist.  
Akzessorisch: Apatit, Zirkon und Turmalin. Wenig Erz.

**3.2. Die Karbonat-Kieselschiefergruppe**

Die Abb. 1 zeigt die Verbreitung dieser Gesteinsgruppe. Vorherrschende Gesteine sind hier Pelitabkömmlinge (Phyllite und – untergeordnet – diaphthoritische Glimmerschiefer). Charakteristische Einlagerungen sind kohlenstoffführende Gesteine unterschiedlicher Zusammensetzung, Karbonate, spilitische Grünschiefer (siehe Kapitel 3.1.3.2.) und Chloritschiefer; letztere liegen im Grenzbereich zu den weiter im Süden folgenden Gesteinsassoziationen und werden zusammen mit diesen besprochen (Kapitel 4.2.5.).

**3.2.1. Diaphthoritische Glimmerschiefer „Glimmerschiefer der Grenzzone“**

Sie bauen die Hänge südöstlich von Unteramlach und unterhalb von Drußnitz auf und ähneln den Glimmerschiefern mit phyllitischem Habitus (Kapitel 3.1.2.).

**3.2.2. Phyllite**

Betrachtet man die Metapelite innerhalb der Grenzzone von Westen nach Osten systematisch, ist eine Zunahme des phyllitisch- bis phyllitisch/quarzitischen Charakters in dieser Richtung besonders auffällig. Die Phyllite stellen hinsichtlich ihrer Verbreitung den Hauptanteil der Hintergrundsedimente der Karbonat-Kieselschiefergruppe dar. Es sind dies meist quarzitisches oder quarzmobilisatreiche, dünnblättrige Phyllite, meist grau, seltener bräunlich oder grün.

○ UdM

Vorherrschend ist Serizit; vereinzelt kommen auch Hellglimmerblättchen mit starken Beanspruchungsspuren vor. Quarz liegt hauptsächlich als grobkörniges Mobilisat vor (es sind dies die makroskopisch sichtbaren Quarzkauern). An den Rändern der Mobilisate, die zum hellglimmerreichen Grundgewebe scharfe Grenzen haben, sind die Quarze meist kataklastisch zerbrochen.

Im Grundgewebe liegen kleinere Quarze (0,5 bis 1 mm), die z. T. auch glatt auslöschten (im Gegensatz zu den durchwegs wellig auslöschenden Mobilisatquarzen). Es handelt sich wahrscheinlich um zerschernte, ehemals zusammenhängende Quarzschnüre, die nunmehr isoliert in Teilstücken vorliegen.

Chlorit (Pennin) kommt fast durchwegs in den Quarzmobilisaten in Form ziemlich großer Flecken vor; nur ganz untergeordnet sind Chlorite im Serizit/Hellglimmer-Gewebe auffindbar. An den Grenzen Mobilisate/Grundgewebe können aber gut gewachsene, relativ grobe Kluffchlorite gefunden werden; die erwähnten Aggregate in den Mobilisaten sind wirrstrahlig bis filzig.

Plagioklase sind recht selten, sehr klein und serizitisiert. Opakes Erz liegt verteilt im Grundgewebe.

Fe-Hydroxid als sekundäre Bildung in Klüften, und Turmalin sind gleichfalls nur untergeordnet beobachtbar.

**3.2.3. Kalkmarmore und Dolomitmarmore der Karbonat-Kieselschiefergruppe**

Neben einigen kleineren Karbonatvorkommen ist von der Rotte Hollernach im Westen bis in die Gegend von Paternion ein fast zusammenhängender Karbonatzug zu verfolgen. Er besteht in der Hauptsache aus wenig umkristallisierten blaugrauen, feingeäderten Kalkmarmoren. Bei Tragail und unterhalb der Straße Hollernach – Zlan herrschen jedoch gelblichweiße, helle, feinkörnige und dünnplattige Kalkmarmore vor, in deren Gesellschaft untergeordnet massige, braune, nicht umkristallisierte Kalke zu beobachten sind. In diesen fand sich eine Conodontenfauna, die dem Oberdevon angehört, aber nicht näher bestimmbar war (mündl. Mitt. H. P. SCHÖNLAUB). Hier finden sich auch Phyllonite (Kapitel 3.2.5.).

Die hellen Kalkmarmore bei Tragail und Hollernach sind von unregelmäßigen, wolkigen Schlieren von Dolomitmarmoren durchzogen. Solche Schlieren können stellenweise bis über 15 m mächtig werden. Etwa 300 m nordnordwestlich der Kapelle von Tragail liegt westlich der Straße nach Kaming (im Drautal) der Magnesitbruch von Tragail. Der Magnesit ist an solche Dolomitmarmorschlieren gebunden; sie sind mit unregelmäßig begrenzten Pinolith-Magnesitaggregaten durchsetzt. Eine 10 cm dicke, magnesitreiche Dolomitlage wurde s-parallel in Phylliten im Graben südlich von Kaming aufgefunden.

Die Karbonatzüge treten morphologisch deutlich als Härtlinge gegenüber den sie umhüllenden Phylliten hervor, sind an NE–SW-verlaufenden Querstörungen versetzt und scheinen nach Osten zu auszuweichen (vgl. Abb. 2).

### 3.2.4. Kohlenstoffreiche bzw. kohlenstoffführende Gesteine

#### 3.2.4.1. Kohlenstoffreiche Kieseliefer

Sie stehen vorwiegend südwestlich von Mauthbrücken an und erreichen beträchtliche Mächtigkeiten (bis 40 m); die Aufschlüsse sind heute verwachsen; durch die Trassierung des Autobahnabschnittes Paternion waren die Verhältnisse für einige Zeit gut zu studieren (HEINZ, 1985). Die Schiefer sind dünnplattig bis dünnblättrig, tiefschwarz und färben ab; sie sind in ihren oberen Teilen mit kohlenstoffreichen Metaquarziten vergesellschaftet (siehe nächster Abschnitt).

##### ○ Udm

Kohlenstoffpigmentierte Quarze und Hellglimmer (Serizit) bilden einen engständigen Lagenbau; die Dicke der einzelnen Lagen beträgt im Durchschnitt 0,5 cm; sie sind in enge Scherfallen gelegt.

Die Quarze sind gleichkörnig (0,2 mm) und haben glatte, unсутurierte Korngrenzen. Die Kohlenstoffsubstanz ist gleichmäßig auf die Körner verteilt.

Im Gegensatz dazu sind die Hellglimmer/Serizit-Züge körnig-krümelig (unregelmäßig) pigmentiert. Auffallend ist auch die Durchsetzung der blättrigen Lagen mit länglichen Pyritkristallen.

Akzessorisch: Turmalin.

#### 3.2.4.2. Kohlenstoffreiche Metaquarzite

Laterale und dem Hangenden zu gehen die kohlenstoffreichen Kieseliefer durch Zunahme der quarzreichen Anteile in kohlenstoffreiche Metaquarzite über. Eine Sonderform dieser Gesteinstypen stellen die brecciösen Metaquarzite dar.

##### ○ Udm

zeigt sich eine verwischte, wohl ehemals lagige Anordnung von Quarzen verschiedener Korngröße. Dieser Eindruck verstärkt sich noch durch die unterschiedlich starke Intensität der Pigmentierung mit Kohlenstoffsubstanz, die Hand in Hand mit den unterschiedlichen Korngrößen geht. Nunmehr liegt diese ehemalige Bänderung in zerscherten Spitzfallen vor. In die Scherflächen ist opakes Erz, schlierige kohlige Substanz und grober Quarz (Mobilisat; wellig auslöschend, ohne Pigment) eingewandert.

Die restlichen Quarzkornfraktionen bestehen aus runden, engverzahnten Individuen, die einerseits recht gleichmäßig mit kohligem Substanz „bestäubt“ sind (Fraktion um 0,2 mm), andererseits aber unregelmäßige Klumpen von C-Pigment führen (Fraktion um 0,5 mm).

Etwas Hellglimmer in Form von länglichen, gequälten Schuppen zeichnen den undeutlichen Lagenbau nach; auch sie sind pigmentiert.

#### Brecciöse kohlenstoffreiche Metaquarzite

##### ○ Udm

ist keinerlei Vorzugsrichtung (oder Lagenbau) mehr zu erkennen.

Eine deutliche Trennung der Quarze in zwei Korngrößenklassen ist trotzdem zu bemerken. Die schon makroskopisch erkennbaren milchweißen Quarze sind wiederum als sekundäre Mobilisate zu identifizieren; diese allerdings sind zerschert, disloziert, an den Rändern teilweise kataklastisch zerbrochen und wieder verheilt. Die Mobilisatquarze sind 0,5 bis 2 mm groß, mit undulöser Auslöschung und frei von jeglicher kohligem Substanz.

Der Rest des Gesteinsgewebes besteht aus gleichkörnigem Quarz (0,2 mm), der (wie oben beschrieben) klumpig mit kohlenstoffreicher Substanz belegt ist. Die Kristalle sind z. T. gelängt und innig verzahnt; auch sie lösen wellig aus. Oft umschließen sie Apatitkörner (mit sechsseitig-idiomorphen Querschnitten).

Vereinzelt schwimmen Serizitblättchen im pigmentierten Quarzpflaster; auch Pyrit und Erz kommen selten vor.

Höchstwahrscheinlich ist dieses Gestein als ursprüngliche Breccie zu deuten, die jetzt in umkristall-

siertem Zustand vorliegt. Hiefür spricht die Ähnlichkeit der Mobilisate mit jenen der kohlenstoffreichen Metaquarzite, die Form der Pigmentierung und die randlichen kataklastischen und wieder verheilten Erscheinungen am Rand der Mobilisate; somit ist anzunehmen, daß diese brecciösen Typen aus den kohlenstoffreichen Metaquarziten hervorgegangen sind.

#### 3.2.4.3. Kohlenstoffreiche (quarzitische) Phyllite

Diese Phyllite sind recht selten und treten nur in der unmittelbaren Nachbarschaft der hellen Kalk- (Dolomit-) Marmore von Tragail auf. Ähnliche Gesteinstypen finden sich auch in geringer Mächtigkeit weiter im Osten (südlich von Aifersdorf), gleichfalls in der Umgebung der dort auftretenden Kalkmarmore der Karbonat-Kieseliefergruppe. Sie ähneln durchaus den unter 3.2.2. beschriebenen Phylliten, lediglich die intensive Kohlenstoffpigmentierung und die höheren Quarzgehalte bilden einen Unterschied.

### 3.2.5. Phyllonite

Abgesehen von einzelnen kleineren Vorkommen stark tektonisierter, extrem dünnblättriger Phyllonite treten Phyllonite nur an zwei Stellen, und zwar innerhalb der Karbonat-Kieseliefergruppe auf. Ein Phyllonitzug begleitet die Kalk-(Dolomit-)Marmore nördlich von Tragail, der zweite liegt im Hangenden der Karbonate von Kleinsaß (vgl. Kapitel 2.5.1.).

#### 3.2.5.1. Karbonatische Phyllonite bei Kleinsaß

Makroskopisch ähneln sie Phylliten, die allerdings in dieser Position gänzlich fremdartig wären. Auffallend ist der Karbonatgehalt (dolomitische Kalkmarmor), der auf s-parallele Schnüre in Millimeterbreite beschränkt zu sein scheint. Das phyllitische Erscheinungsbild kommt durch die extrem blättrige Absonderung an den relativ ruhigen s-Flächen zustande. Die Farbe: grau bis schwarz.

##### ○ Udm

Es wechseln Lagen von Quarz, Karbonat und Serizit. Während die Quarze, gelängt und undulös auslöschend, kataklastische Erscheinungen zeigen (z. T. verkeilte Mörtelkränze) und auch der Serizit deutliche mechanische Beanspruchung zeigt, ist das Karbonat subidiomorph bis idiomorph ausgebildet. Chlorit (Pennin/Klinochlor) ist mit den Serizitblättchen innig verwoben, sodaß ein mikroskopisch schwer auflösbares Geflecht aus beiden Mineralphasen vorliegt. Opakes Erz in Körnern und Fe-Hydroxid-Schlieren entlang der karbonatischen Bänder vervollständigen das Bild.

Offenbar handelt es sich dabei um einen umkristallisierten Phyllonit (etwa nach quarzitischem Glimmerschiefer), der bei der Umkristallisation Durchtränkung mit CO<sub>2</sub>-reichen Lösungen erfuhr. Daß ein primärer Phyllit vorliegt, ist aus der Stellung im Profil unwahrscheinlich; oberhalb des Vorkommens, im Graben bei Unteramlach liegen Glimmerschiefer mit phyllitischem Habitus in spilitischem Tuffiten. Im Streichen ist dieser Horizont nicht mehr verfolgbar; die starke Beanspruchung kam wohl durch die Verfaltung der Hüllgesteine zusammen mit den Karbonaten zustande und hat mehr lokalen Charakter.

#### 3.2.5.2. Phyllonite bei Tragail

(vgl. Kap. 3.2.3.)

Innerhalb der Karbonate von Tragail sind stellenweise Phyllonite linsig eingelagert. Es ist nicht zu entscheiden, ob es sich um Verfaltung, primäre Einlagerung

oder Verschuppung handelt. Westlich dieser Vorkommen, bei Hollernach, finden sich in deren streichender Fortsetzung stark durchbewegte, dünnblättrige Phyllite, umgeben von Karbonaten (dolomitischen Kalkmarmoren).

### 3.2.6. Ein den splitischen Gesteinen ähnliches Grüngestein südlich von Aifersdorf

In unmittelbarer Nachbarschaft der Karbonate und kohlenstoffreichen Gesteine im Ostteil der Karbonat-Kieselschiefergruppe steht südlich von Aifersdorf ein massiges, dickbankiges Grüngestein an, das bei mikroskopischer Betrachtung nahe Verwandtschaft mit den splitischen Gesteinen s. l. zeigt:

○ UdM

Das Grundgewebe bilden Epidot / Klinozoisit, Chlorit (Pennin), Albit und Quarz. Die Epidote sind ziemlich groß (bis 3 mm) und meist auf bestimmte Zonen im Gestein beschränkt. Zusammen mit klarem, glatt auslöschendem Quarz bilden sie tafelig-eckige Aggregate, die mit Chlorit durchwoben sind. Es sind dies Pseudomorphosen nach Pyroxenen. Chlorit und etwas feinkörnigerer Epidot, zusammen mit feinkörnigem Titanit stellen das restliche Gewebe dar. Darin liegen auch die subidiomorphen, klaren Albitkristalle (0,3–0,7 mm im Durchmesser). Nur vereinzelt sind sie durch Mikrolithe getrübt (Chorit, Serizit). Weiters: chloritisierte Hornblende, feinkristallines Karbonat und opakes Erz.

## 4. Die ausschließlich progressiv metamorphen Gesteine

Die ausschließlich progressiv metamorphen Gesteine nehmen den größten Teil der östlichen Goldeckgruppe ein. Den weitaus größten Anteil an ihnen wiederum stellen die Pelitabkömmlinge; in diese sind Karbonatgesteine, metamorphe basische Vulkanite und deren Abkömmlinge sowie Metaquarzite, Metawacken etc. eingeschaltet. Solch charakteristische Entwicklungen sind auch in den pelitischen Hintergrundsedimenten zu beobachten. In der Abb. 1 sind die Verbreitungen der Gesteinsgruppen innerhalb der ausschließlich schwach-metamorphen Gesteine (Karbonatreiche Gruppe, Meta-vulkanit- und Metaquarzit/Phyllitgruppe) skizziert. Innerhalb der Karbonatreichen Gruppe läßt sich im Norden sedimentärer Zusammenhang mit der hangenden Metavulkanit- bzw. Metaquarzit-Phyllit-Gruppe erkennen. Der Südteil zeigt solche Zusammenhänge nicht, er ist durch interne Schuppung (Abb. 1) gekennzeichnet.

### 4.1. Die Karbonatreiche Gruppe

Besonders nördlich des Weißenbachtals fallen relativ mächtige, auch morphologisch formbildende Karbonatzüge auf. Auch auf der sanft von Westen nach Osten abfallenden Hochfläche vom Goldeckgipfel bis in die Gegend von Hollernach – Tragail – Zlan – Aifersdorf finden sich Karbonatzüge unterschiedlicher Mächtigkeit. Diese Karbonatzüge wurden schon im Zusammenhang mit der Karbonat-Kieselschiefergruppe genannt (Kap. 3.2.3.); sie nehmen eine recht bedeutende Zwischenstellung ein: einerseits, weil sie einen engen Zusammenhang mit den kohlenstoffführenden Gesteinen haben und durchaus der Grenzzone zuzurechnen sind,

andererseits aber, weil sie den Karbonaten ähneln, die wohl nördlich des erkennbaren sedimentären Zusammenhanges (s. Abb. 1) liegen, also in eine mögliche Verschuppung mit Gesteinen der Grenzzone einbezogen wurden, ohne dieser aber primär angehört zu haben. Der einzige (ziemlich grobe) orthostratigraphische Fixpunkt (vgl. wiederum Kap. 3.2.3.) liegt ebenfalls in diesen Karbonatgesteinen.

#### 4.1.1. Karbonate nördlich von Stockenboi

Die Karbonate nördlich von Stockenboi setzen sich aus verschiedenen Typen – analog jenen, die im Zusammenhang mit der Grenzzone (Karbonat-Kieselschiefer-Gruppe) beschrieben wurden – zusammen. Vorherrschend sind helle, plattige z. T. rosafarbene, zuckerkörnige Kalkmarmore und (etwa in gleichen Teilen) wenig umkristallisierte Kalke, wie sie bei Hollernach und Tragail auftreten.

Die Kalkmarmore haben ihre Hauptverbreitung um den Bereich der Kote 1723 (südwestlich des Sallacher Kofels, der aus den gleichen Marmoren besteht – s. u.), und an der neuen Goldeckstraße bis nach Hochegg. Besonders südlich der Höhe 1723 sind dolomitische Schlieren ein charakteristisches Element darin, wie schon aus den Marmoren bei Tragail bekannt. Diesem Karbonatzug ist im Süden ein vorwiegend aus Bänderkalkmarmoren aufgebauter Zug vorgelagert. Es sind graue, bisweilen von massigen Partien unterbrochene, straff gebänderte Kalkmarmore (nur untergeordnet dolomitische Abschnitte). Beide Karbonatzüge sind durch Phyllite getrennt, die die morphologisch flachen Hangpartien zwischen ihnen bilden.

Der erwähnte Sallacher Kofel bildet einen markanten Felskopf an der Oberkante der nordschauenden Goldeckhänge; die ihn aufbauenden Karbonate sind mitsamt den sie umhüllenden Phylliten disloziert, und dürften aus dem Bereich der Kote 1723 stammen.

○ UdM

Die plattigen, rosafarbenen Kalkmarmore mit dolomitischen Schlieren sind sehr rein; sowohl grobe Karbonatkristalle als auch feinere Aggregate sind vertreten. Die größeren Kristalle (bis zu 3 mm) bilden ein Pflaster, in dessen Poren die feinkristallinen Individuen eingelagert sind. Erstere zeigen meistens Druckverzwillingung und Dichroismus. Vereinzelt liegen, eine Vorzugsrichtung (s) andeutend, leicht deformierte Hellglimmer (bis zu 2 mm lang) im Gewebe; gleichfalls darin verstreut finden sich einige rundliche Quarze mit welliger Auslöschung. In Klüften: Erz (Hämatit?).

Die wenig umkristallisierten Karbonate zeigen

○ UdM

neben dem Karbonat (2–4 mm große Kristalle, subidiomorph) länglich geformte Anhäufungen von gestreckten, undulös auslöschenden Quarzen. In Klüften siedelt noch gröberes Karbonat, etwas Quarz und opake Substanz. Vorzugsrichtung ist keine zu erkennen.

Serizitführende Marmore sind im Bereich nördlich von Stockenboi am seltensten unter den Karbonaten zu finden. Die Vorkommen wurden erst im Zuge des Baues der Goldeckstraße beim „Kalten Brunnen“ freigelegt. Es sind helle Kalkmarmore, die im 5 bis 10 cm-Bereich deutlich gebankt sind. Der Anschnitt zeigt diffuse Farbunterschiede, die durch Durchtränkung mit Fe-Hydroxiden und unterschiedliche Verfrärbung zustandekommen. Auf den s-Flächen liegt ein dichter Serizitbelag, der gut kristallisierte, grünliche Hellglimmer führt; die Ähnlichkeit dieser Karbonate mit jenen bei Kleinsäß (2.5.1.) ist frappant.

#### 4.1.2. Übergänge zwischen Karbonaten und Phylliten

Daß zwischen den Phylliten und den Karbonaten Übergänge bestehen, beschrieben schon ANGEL & KRAJICEK (1939). Solch sedimentäre Übergänge sind jedoch im Nordteil der Karbonatreichen Gruppe nicht der Regelfall. Hier sind ein Teil der Karbonatgesteine mitsamt den sie umhüllenden Phylliten tektonisch eingeschaltet, s. Abb. 1 („Nordgrenze des sedimentären Zusammenhanges“). Die makroskopisch sichtbaren Übergänge (Wechselagerungen Karbonate/Phyllite) lassen sich auch im Dünnschliffbereich nachweisen:

##### ○ UdM

In einem rhythmischen Lagenbau, gebildet aus feinschuppigen Seriziten und feinkörnigen Quarzen sind ebenso feinkörnige xenomorphe Karbonatkörnchen eingelagert. Die Quarze löschen undulös aus, sind an den Korngrenzen suturiert und eng ineinander verzahnt. Die Serizitbänder sind aus nicht zusammenhängenden, aber sehr zahlreichen dünnen Serizitafeln aufgebaut; zum Teil siedelt darin auch Feinchlorit (?Pennin/Klinochlor) in dünnen Fasern. Schliffbeobachtungen aus dem Hangenden zeigen, daß sich zusehends in die phyllitisch-quarzitischen Lagen viele Karbonatkriställchen einschalten, die schließlich die eigentlichen Marmore aufbauen.

Weitere Übergänge bilden Kalkschiefer oder Kalkphyllite. Sie bilden die Verbindungsglieder zwischen den Gesteinen der karbonatreichen Gruppe im Norden und den – rein phyllitischen – Hintergrundsedimenten der Metavulkanitgruppe, die sich im Süden – teilweise bis zur transgressiven Auflagerung der Permtrias des Drauzuges – ausbreitet. Es sind dies bräunliche, dickbankige Schiefer mit deutlicher Strömung und elongierten Serizitanhäufungen auf den s-Flächen. Die (aufgeschlossene) Mächtigkeit dieser Metasedimente beträgt maximal 20 Meter.

##### ○ UdM

Vorherrschender Gemengteil ist natürlich Karbonat. Die Karbonatkristalle zeigen zwei Arten der Anordnung: feinkörnige, wohlbegrenzte, linsenförmige Ansammlungen von xenomorphen Karbonatkriställchen (bis 0,4 mm) ohne fremde Zumengung von anderen Mineralphasen; umschlossen werden diese Aggregate von größeren Karbonatkristallen (über 1 mm Größe), die zusammen mit Serizit und Quarz lagenweise angeordnet sind. Der Lagenbau wird zusätzlich durch dünne und dünnste, zahlreiche Serizit-Quarz-Schnüre verdeutlicht.

Die Quarze liegen meist in halbmillimetergroßen, rundlichen Körnern vor, seltener sind sie auch länglich; undulöse Auslöschung ist üblich.

In den Quarz-Serizit-Lagen findet sich Pyrit; Fe-Hydroxid siedelt in Klüften.

Den weitaus größten Anteil der Karbonatreichen Gruppe bilden Phyllite – gleich wie in den folgenden Gesteinsgruppen der ausschließlich progressiv metamorphen Gesteine. Wegen ihrer prinzipiellen Einförmigkeit werden sie in einem eigenen Kapitel zusammenfassend beschrieben (Kap. 4.4.).

#### 4.2. Die Metavulkanitgruppe

Die so benannte Gesteinsgruppe ist durch die namensgebenden – in Metapelite eingelagerten – Vulkanitabkömmlinge verschiedenster Art gekennzeichnet. Die – nun schwach metamorph vorliegenden – Hintergrundsedimente zeigen bemerkbare vulkanogene Beeinflussung unterschiedlicher Art und Intensität. In ihrer primären Mächtigkeit ist die Metavulkanitgruppe unterschiedlich entwickelt: im Westen beträgt sie bis zu

1000 m, bei Zlan nur mehr 300 m und im äußersten Osten nur mehr wenige Zehnermeter (z.B. bei Alberden).

Im betrachteten Bereich der südöstlichen Goldeckgruppe lassen sich – vorweggenommen – drei wohlunterscheidbare Phasen vulkanischer Tätigkeit unterscheiden:

- Förderung von Tuffen (Aschentuffe bis Tuffe) mit Kristall-Lapilli und Lapilli (Westteil); ausschließlich Kristall-Lapilli im Ostabschnitt.
- Ablagerung von Aschentuffiten mit Kristall-Lapilli und Lapilli; quarzitischer Partien mit Kristall-Lapilli (im Westen); im Osten hingegen reine Aschentuffite mit schmächtigen quarzitischer epiklastischer Lagen.
- Förderung von Tuffbreccien und Lava.

Alle diese vulkanischen und vulkanogenen Sedimente sind schwach metamorph.

##### 4.2.1. Metakristalltuffe

Die Metakristalltuffe sind grüne, bräunlich verwitternde, dickplattige Gesteine. Von den Metaaschentuffen, mit denen sie wechselagern, sind sie makroskopisch kaum zu unterscheiden; ein (freilich nicht besonders charakteristisches) Unterscheidungsmerkmal mögen die Karbonatschlieren, die diesen Gesteinstyp durchziehen, sein.

##### ○ UdM

Chlorit und Plagioklas sind zusammen mit Karbonat zu einem innigen Geflecht verwoben. Die eigentliche Zusammensetzung des Grundgewebes besteht aus Chlorit und mikroskopisch nicht mehr auflösbaren niedrigbrechenden, feinkristallinen Mineralphasen, deren röntgendiffraktometrische Untersuchung ergab, hauptsächlich aus Plagioklas zu bestehen. Der im Anschnitt sichtbare massige Eindruck wird durch dieses zähe Geflecht hervorgerufen. In diesem Grundgewebe, das auch einen ziemlich hohen Gehalt an Titanit aufweist, liegen nun bis zu 0,5 cm große, idiomorphe bis subidiomorphe Plagioklas-Einzelkristalle.

Diese Plagioklase sind einfachverzwillingt, manchmal auch mit mehreren Zwillinglamellen versehen; es handelt sich um Oligoklas (Anorthitgehalt 22 %). Einige Zwillinglamellen keilen im Kristallkörper aus. Alle Individuen sind getrübt. „Echte“ Füllmineralien sind – abgesehen vom Serizit – nicht vertreten. Die Trübung wird durch Chlorit und etwas Karbonat (neben Serizit) hervorgerufen. ANGEL & KRAJICEK (1939) erwähnen bereits die Tatsache, daß – trotz Instabilität der sicher ursprünglich basischeren Plagioklase – echte Fülle (im Sinne ANGEL's [1930]) in den Vulkanitderivaten dieses Gebietes selten zu beobachten ist.

Vorherrschendes Zwillingsgesetz ist das Albitgesetz. Die Korngrenzen sind oftmals diffus; sie kommen durch die randliche Bestäubung mit den trübenden Mineralphasen zustande, bei denen Chlorit vorherrscht, der ja auch im Grundgewebe gleichartig vertreten ist.

Chlorit mit starkem Pleochroismus (giftgrün – farblos) gehört mit seinen sonstigen optischen Eigenschaften (Charakter der Hauptzone positiv, graue normale und violettbräunliche Interferenzfarben) zu den Mg-betonten Chloriten, allerdings mit beträchtlichem Fe-Gehalt (Klinochlor-Grochaut). Daneben fällt aufgrund seiner schwächeren Eigenfarbe und des hellgrünlich-gelben Pleochroismus eine Abart von Chloriten auf, bei denen es sich um Fe-reichere Typen handelt. Die „olivgrauen“ anomalen Interferenzfarben deuten auf Glieder der Fe-Rhipidolite hin, die z. B. GROSCHOPF (1970) aus ähnlichen Vulkanitfolgen aus dem Gebiet des Magdalensberges beschrieb. Nach TRÖGER (1969) sind beide Chlorittypen charakteristisch für (allerdings nicht umgeprägte) Basalte.

Karbonat liegt als Füllmaterial in den Plagioklasen, aber auch im Grundgewebe. Ob es ein epiklastischer Gemengteil ist, oder aus der „Entkalkung“ der Plagioklase zu beziehen ist, kann nicht entschieden werden. Möglicherweise trifft beides zu.

Serizit wirkt hauptsächlich als Füllmineral, im Grundgewebe tritt er gegenüber den vorherrschenden Chloriten weit zurück.

Die als Plagioklassubstanz identifizierte niedrigbrechende Masse im Grundgewebe wird durch etwas saurere Feldspatkrystallite gebildet, die bei der Umwandlung der ursprünglich basischeren Plagioklaseinsprenglinge entstanden. Auf diese Art der Entkalkung wiesen ebenfalls schon ANGEL & KRAJICEK (1939) hin.

Neben diesen Metakristalltuffen, die vor allem in der Umgebung des Galautzgrabens ihre größte Verbreitung haben, sind reinere Metatuffe (arm an Einsprenglingen) zu finden, die reichlich Karbonat führen, das sicher einen Teil des Hintergrundsedimentes repräsentiert. Z. T. sind diese Gesteine bereits als Metatuffite zu bezeichnen. Auch weiter im Osten ist die Aufeinanderfolge von Metakristalltuffen zu Metaaschentuffen zu beobachten. Hier allerdings sind die Hintergrundsedimente quarzreich. Die Sedimentbeimengung überschreitet jedoch nie 20 % des Gesteins, sodaß der Terminus „Metatuff“ gerechtfertigt bleibt. Bei Zlan stehen solche „quarzitischen Metakristalltuffe“ an; es sind auffallend straff gebänderte, grünlichgelbe Gesteine mit ebenen Flächen.

#### ○ UdM

Die Bänderung besteht aus einem Wechsel von Plagioklas/Quarz- und Plagioklas/Chlorit-Lagen. In den hellen Lagen ist deutlich weniger Chlorit vertreten, während in den dunklen, chloritreichen Lagen reichlich Plagioklas liegt, der somit den Hauptgemengteil darstellt.

Die Plagioklase haben einen etwas geringeren Anorthitgehalt als in den Metatuffen im Westen (18–20 %). Sie haben überwiegend deutliche Korngrenzen, sind meist nach dem Albitgesetz verzwillingt und leicht getrübt (Serizit). In den grobklastischen, quarzreichen hellen Lagen sind sie auch zerbrochen, was auf Transport und nicht auf primäre Einlagerung in dieser Form hinweist.

Die Chlorite sind feinfaserig-wirr, selten in größeren Blättchen ausgebildet. Sie umrahmen die Plagioklase oft in radialstrahligen, dünnen Aggregaten. Es handelt sich durchwegs um Mg-Chlorite (Pennin-Klinochlor). Ein häufiges Phänomen in den Metatuffen und -tuffiten zeigt sich auch hier: wohlbegrenzte, schlieren- bis linsenförmige, aus gut kristallisiertem Chlorit gebildete Zonen heben sich deutlich von ihrer Umgebung ab. Dabei handelt es sich um devitrifizierte ehemalige Glasfetzen, die nunmehr mit den übrigen Auswürflingen als scherbige oder – bei leichter Differentialbewegung innerhalb des Gesteinsgefüges – schlierige Chloritaggregate vorliegen. Die Deutung als etwaige Pseudomorphosen nach Hornblende könnte bei kleineren nadelig-streifigen Aggregaten solcher Art wohl ins Auge gefaßt werden, liegt aber in den meisten Fällen wohl nicht vor. Solche Bildungen wurden aus Vulkaniten, auch aus Metavulkaniten und deren Abkömmlingen, vielfach beschrieben, z. B.: RÖSLER (1960), GROSCOPF (1970), LOESCHKE (1973), LOESCHKE & WEBER (1973) etc. Diese umkristallisierten Gebilde erreichen Längen von cm-Größe, ihre Dicke ist recht unterschiedlich (vereinzelt auch bis cm-Dicke, sodaß fast kugelige Aggregate entstehen, die jedoch nichts mit den weiter unten beschriebenen „Pisolithen“ oder „tuff balls“ zu tun haben).

Quarz ist vorzugsweise in den hellen Lagen konzentriert, vereinzelt liegen auch wohlbegrenzte Anhäufungen aus optisch selbständigen Individuen in den dunklen Chlorit-Feldspatbändern. Diese Quarze sind durchwegs kleiner als jene in den reinen Feldspatdomänen. In beiden Fällen haben sie jedoch undulöse Auslöschung.

Epidot ist immer feinkörnig und in die Chloritaggregate integriert; innerhalb der chloritisierten Gläser fehlt er aber (auch keine andere Mineralphase ist darin vertreten). Meist liegen die Epidote in Form von mm-großen, rundlichen Körnern vor. In einigen Fällen wurden große Auslöschungsschiefen gemessen ( $Z \Delta a = 28^\circ$ ). Diese Richtung zeigt leuchtend gelbe bis gelbockerige Interferenzfarben und schwachen Pleochroismus.

Serizit ist in Blättchen in den Feldspat/Quarz-Lagen vertreten, wurde auch feinfilzig in die Chloritbüschel eingebettet beobachtet und findet sich schließlich als Mikrolith in den Feldspatkrystallen.

Opakes Erz: Akzessorisch

Diese Metakristalltuffe mit quarzitischer Beimengung stellen zusammen mit jenen, die karbonatisch beeinflusst sind, eine Phase vulkanischen Einflusses im betrachteten Gebiet dar. Im Westteil der Metavulkanitgruppe, nördlich von Stockenboi liegen neben den Metakristalltuffen die Metalapillituffe, während im Osten sofort eine Metaaschentuffentwicklung einsetzt, die im Süden die gesamte Metavulkanitgruppe durchzieht. Die nun zu beschreibenden Metalapillituffe aus der Gegend nördlich von Stockenboi sind makroskopisch von den Metakristalltuffen nicht zu unterscheiden:

#### ○ UdM

In einem dichten Filz aus Chlorit, Serizit und etwas Karbonat liegen bis zu cm-große Lapilli aus Plagioklasbruchstücken. Der Chlorit-Serizit-Filz stellt die Aschenbeimengung dar. Die Plagioklase führen in den Fugen ihrer Bruchgrenzen gut kristallisierte Chlorite. (Als „Lapilli“ werden Kristallansammlungen oder Kristallaggregate bezeichnet, deren Komponenten in Bruchstücken vorliegen, die – entweder beim Transport oder noch in einem subvulkanischen Stockwerk – miteinander verkittet wurden. Als „Kristall-Lapilli“ gelten hingegen größere Einzelkristalle mit noch erkennbarer Kristallform, vgl. RITTMANN [1960]).

Die Plagioklasbruchstücke sind meist eckig, seltener konkav-bogenförmig. Sie führen reichlich Mikrolithe von feinem Serizit und feinkörnigem Epidot. Die erwähnten gut kristallisierten Chlorite stellen ehemalige Glasüberzüge über diese Bruchstückaggregate dar, bzw. weisen auf die Verbackung der Bruchstücke mit noch flüssigem Glas hin.

Chlorit gehört wieder der Pennin-Klinochlor-Reihe an; aufgrund des schwachen Pleochroismus ist wohl ein Mg-reicherer Typ zu vermuten. Unterschiede zwischen den feinfilzigen Chloriten und den aus Glassubstanz entstandenen bestehen – abgesehen vom Grad der Kristallinität – nicht.

Karbonat ist in drei strukturell verschiedenen Formen vertreten:

- als feinkristalline Substanz im chloritischen (serizitischen) Grundgewebe,
- als größere Kristallanhäufungen in diesem Grundgewebe, zusammen mit wenig klarem Quarz
- und in den Plagioklasen.

Die Karbonatkristalle sind, bis auf den zweiten Fall, xenomorph. Größerkristalline Karbonatkristalle sind etwa 5–8 mm groß; die gesamten Aggregate können bis zu 2 cm groß werden, die sie aufbauenden Kristallindividuen sind idiomorph bis subidiomorph und dichroitisch. Es handelt sich wohl um echte hystero gene Bildungen. Die übrigen Karbonataggregate sind teils aus den Plagioklasen, teils aus dem Sedimenthintergrund zu beziehen. Da auch hier die Menge des beigemengten Karbonats 20 % nicht übersteigt, wird der Ausdruck „Tuff“ verwendet.

Quarz ist ausschließlich mit den hystero genen Karbonaten vergesellschaftet und bildet rundliche, bis zu 1 mm im Durchmesser erreichende Körner.

Apatit mit bräunlich-grünlicher Eigenfarbe stellt ein häufiges Akzessorium dar. Meist betrachtet man rundliche oder hexagonale Säulenquerschnitte.

Zirkon ist selten; kleine, zerbrochene Kristalle.

Opakes Erz.

Fe-Hydroxide liegen als kryptokristalline Massen in Klüften.

#### 4.2.2. Metaaschentuffe bis -tuffite

Eine weitere Phase der vulkanischen Ereignisse spiegelt sich im Dominieren von Metatuffiten und reinen Metaaschentuffen wieder. Der pyroklastische Einfluß geht also etwas zurück. Auch die z. T. karbonatische

Hintergrundsedimentation endet, sandige (quarzitische) Ablagerungen lösen sie ab.

Die Metaaschentuffe sind grobplattige, schiefrige, dunkelgrüne, im Anschnitt strukturlose Gesteine. Außer Chloriten ist keine Mineralphase mit freiem Auge erkennbar; das Gestein verwittert hellbraun.

○ UdM

Auch unter dem Mikroskop stellt sich feinstblättriger, seltener gut kristallisierter Chlorit als beherrschender Gemengteil heraus. Zusammen mit Epidot und Plagioklas bildet er ein dichtes, nematoblastisches Gefüge.

Die Chlorite sind meist blaugrünlich pleochroitisch, seltener tiefgrün. Es handelt sich um Chlorite mit wechselndem Fe/Mg-Verhältnis, der Großteil davon dürfte aufgrund der „entenblauen“ anomalen Interferenzfarben und der normalen dunkelgrau-schwarzen Interferenzfarben den Penninen nahe stehen. Die bläulich-grünen Chlorite zeigen anomal braun-violette Interferenzfarben, möglicherweise gehören sie der Prochlorit-Reihe an (Rhipidolite mit hohem Fe und Al-Anteil). In diesem Chloritfilz sind niedrigbrechende körnige Phasen eingelagert (Plagioklase), desgleichen Epidote. Bei näherer Betrachtung lassen sich innerhalb dieses dichten Gewebes Differenzierungen erkennen: die körnigen Bestandteile sind von den blättrigen (dem Chlorit) getrennt, es sind lagig aufgebaute, undeutliche Domänen von Plagioklas und solche von Chlorit zu unterscheiden. Solche Erscheinungen deuten auf die verschiedenen schnelle Absaigerung der einzelnen Gemengteile aus der Luft hin („Cinerite“, RITTMANN [1960]). Diese Bildungen mögen auch auf eine vorwiegend in subaerischem Milieu stattgefundene Ablagerung der Sedimente hinweisen, da bei einer Sedimentation unter Wasser solche Differenzierungen eher verwischt werden würden.

Eine weitere Strukturform bilden die „Pisolithe“ (MOORE & PECK, 1962). Dies sind kugelige, längliche, oft im Querschnitt auch elliptische Gebilde, die vom Grundgewebe durch extrem dichte, feinkristalline Chloritanhäufungen deutlich abgegrenzt sind. Das Innere dieser Gebilde besteht aus den gleichen Gemengteilen in gleicher struktureller Anordnung wie das Grundgewebe.

Die Entstehung dieser Pisolithe (Synonyma: „Schlammkugeln“, „tuff balls“, „accretionary lapilli“): Kleine und kleinste vulkanische Auswürflinge (Lapilli, Einzelkriställchen, mitgerissenes Nebengestein) durchfliegen in einer Spätphase der eruptiven Tätigkeit noch in hochtemperiertem Zustand das in Suspension befindliche Aschenmaterial und schmelzen aufgrund ihrer hohen Temperatur Ascheteilchen auf, die sich um den Auswürfling in Form eines dünnen, glasigen Überzuges sammeln. Der fehlende Unterschied zwischen den Pisolithen und dem sedimentären Aschenmaterial erklärt sich aus der Kleinheit der Auswürflinge und der unmittelbaren zeitlichen Nachbarschaft der Eruptions- bzw. Ablagerungsereignisse. Als Environment für die Entstehung solcher Bildungen wird subaerisches bis Flachwassermilieu angenommen (MOORE & PECK, 1962).

Die Metaaschentuffite unterscheiden sich von den Metaaschentuffen durch Zurücktreten der pyroklastischen Einflüsse. Als Untertypen sind hier zunächst die Metaaschenkristalltuffite zu nennen, die über den gesamten Bereich der Metavulkanitgruppe verbreitet sind, ihre mächtigste Entwicklung aber nördlich von Stockenboi erreichen. Diese Gesteinstypen sind grünlich bis violett, schiefrig mit glatten, serizitreichen s-Flächen.

○ UdM

Beherrschendes Element ist auch hier der auf die Aschenbeimengung hinweisende Chloritfilz, stark durchsetzt mit Epidoten verschiedener Korngröße, Plagioklas-Kristall-Lapilli und feinkristallinem Quarz, der nur röntgendiffraktometrisch nachweisbar ist. Neben Epidot kommt Klinozoisit als Füllmineral der Plagioklase vor. Karbonat ist sehr selten, ebenso opakes Erz. Zusammen mit den Chloriten tritt oft auch Serizit auf.

Beim Chlorit handelt es sich um feinschuppigen Pennin; ab und zu ummanteln etwas grobblättrigere Chlorite die Plagioklaseinsprenglinge und sind möglicherweise als devitrifizierte Glasüberzüge interpretierbar. Der erwähnte Chloritfilz ist nicht homogen; es sind chloritreiche Zonen von chloritärmeren, die reich an Epidot und Serizit sind, zu unterscheiden.

Die Plagioklase sind fast immer idiomorph, seltener subidiomorph, als Einzelkristalle bis zu 0,8 cm Größe erreichend. Einige solcher Einsprenglinge sind nach dem Roc-Tourné Gesetz verzwillingt; fast immer sind die Individuen mit Serizit, Klinozoisit und Epidot gefüllt. Manche Einsprenglinge zeigen nurmehr die Ränder der ursprünglichen Kristalle, der Rest ist vollständig durch Epidot ersetzt. Während die Menge der Klinozoisite und der Serizite als echte Fülle in einigen Plagioklasen plausibel erscheint, kann es sich bei den Fast-Pseudomorphosen von Epidot nach Plagioklas nicht ausschließlich um den Umsatz des Ca aus dem Plagioklas handeln. Die Epidote sind wohl zum Großteil, auch wenn sie in den Plagioklasen siedeln und hier Großkristalle bis „Pseudomorphosen“ bilden, aus dem Edukt (Fe und Ca aus pelitisch-quarzitischen Background-sedimenten) zu beziehen. Ähnliche Verhältnisse aus Tuffen und Tuffiten des Eisenkappeler Paläozoikums werden von LOESCHKE & WEBER (1973) beschrieben: der hohe CaO-Gehalt dieser Sedimente stamme nicht aus den Plagioklasen, sondern aus dem Hintergrundsediment.

Epidot ist, wie erwähnt, reichlich vertreten; er kommt in den Plagioklasen und auch im Grundgewebe vor. Die Grundgewebsepidote sind durchwegs viel feinkörniger. Teilweise wurde Zonarbau beobachtet (Fe-ärmer Kern, Fe-reiche Hülle).

Serizit bildet mit Chlorit zusammen den beschriebenen dichten Grundgewebefilz und bildet auch gemeinsam mit Klinozoisit die hauptsächlichlichen echten Füllminerale der Feldspateinsprenglinge. Oftmals fignern Serizit-Chlorit-Aggregate in die Plagioklaskörper ein und vereinigen sich mit den Füllseriziten, sodaß bei manchen Plagioklasen die Korngrenzen un deutlich werden.

Quarz ist in feinstkörnigen Individuen in das Chlorit-Serizit-Geflecht integriert. Mit dem Mikroskop ist lediglich das Teilhaben niedrigbrechender Substanzen zu erfassen, zu denen auch Albit gehört, der in Form kleinster Rekrystallite aus dem Plagioklas herzuleiten ist.

Röntgendiffraktometrische Untersuchungen zeigten außerdem auch noch das Vorhandensein von Fe-Hydroxiden (Goethit).

Am Rand einzelner Kristalleinsprenglinge ist opakes Erz in Krümeln konzentriert.

In ungestörten Profilen sind mit den Metaaschenkristalltuffiten die mit ihnen eng verwandten Metaaschentuffite mit Lapilli vergesellschaftet. Der einzige signifikante Unterschied ist das Auftreten von Lapilli aus Plagioklasbruchstücken.

Weitverbreitet in dieser Phase sind quarzitische Metakristalltuffite, die vor allem östlich von Stockenboi (bei Gassen) ihre größten Mächtigkeiten haben. Sie sind bis zu 30 m mächtig, dünnbankig und grünlich. Nur in manchen Anteilen sind serizitreiche Partien zu bemerken (hoher Pelitanteil).

○ UdM

Das mikroskopische Bild zeigt durchwegs strengen Lagerbau, der sich auch makroskopisch auswirkt. Rein aus körnigen Mineralen aufgebauten Lagen stehen sehr dünne, oft nur aus wenigen Chlorit- und Serizitblättchen bestehende phyllosilikatreiche Lagen gegenüber. Typisch für diese Metasedimente sind Plagioklase, die durch ihre Größe (über 1,2 cm) quer über beide Arten von Lagen zu liegen kommen (Einsprenglinge). Ihre längste Achse steht meist spitzwinklig zum s oder normal dazu. Die Einsprenglinge sind oft nach dem Albitgesetz verzwillingt, untergeordnet auch nach dem Periklingesetz; sie sind ab und zu durch Serizit getrübt. Auch hier sind vereinzelt die schon bekannten Chloritüberzüge an den Korngrenzen der Plagioklase beobachtbar. Solche Chlorite stellen dann die einzigen Schichtsilikate innerhalb der körnigen Lagen, die aus

Quarz und Plagioklas aufgebaut sind, wobei Quarz bei weitem überwiegt.

Chlorit gehört der Pennin-Klinochlor-Reihe an und ist zum überwiegenden Teil aus dem ursprünglichen Aschenmaterial herzuleiten. Gut kristallisierte Blätter herrschen bei weitem vor, filzige und wirre Aggregate sind seltener. Meist sind die Chlorite parallel (001) mit Serizit und Hellglimmer verwachsen und liegen mit diesen streng im s.

Karbonat siedelt in Form subidiomorpher Kristalle in der unmittelbaren Umgebung der Plagioklase, ist ziemlich feinkörnig und wohl zum überwiegenden Teil als hysterogene Bildung anzusehen.

#### 4.2.3. Metatuffbreccien

Die Breccien leiten eine nächste Phase der vulkanischen Tätigkeit ein. Sie kommen in Gesellschaft der in Kapitel 4.2.2. beschriebenen Gesteine vor und sind nur lückenhaft aufgeschlossen, dürften sich jedoch über die gesamte Metavulkanitgruppe verbreiten. Am besten aufgeschlossen sind die Metatuffbreccien am Weg von der Kirche von Stockenboi („Büchlikirche“) nach Norden. Makroskopisch ist das Gestein nur selten als Breccie zu erkennen. Im Querbruch sieht man mit freiem Auge helle Gemengteile wie Feldspäte, Quarz und Karbonat, die regellos in der grünlich-fleckigen Matrix schwimmen.

Vereinzelt findet sich auf den s-Flächen Serizit.

##### ○ Udm

Das brecciöse Gefüge besteht aus feinem Serizit-Chlorit-Geflecht, durch das Plagioklase (z. T. idiomorph, z. T. auch zerbrochen), Quarzaggregate und wohlbegrenzte, aus gut kristallisierten Chloriten gebildete Klumpen zusammengeschweißt sind. Die Matrix ist mit feinkristallinem Quarz durchsetzt.

Chlorit gehört ausschließlich der Pennin-Reihe an. Die erwähnten Klumpen stellen wohl wieder die kristallisierten, ehemaligen Glasetzen dar.

Der Plagioklas ist durchwegs getrübt; als Mikrolithe darin fungieren vor allem Serizite und Chlorite. Häufig sind die Feldspäte an dünnen Klüftchen zerbrochen, die meist mit Karbonat verheilt sind. Die fast immer auftretenden Chloritüberzüge der Plagioklase fehlen hier vollständig. Die Korngrößen sind sehr unterschiedlich und messen zwischen 0,5 mm und wenig über 1 cm.

Quarz tritt nicht nur in der Matrix auf, sondern bildet auch bis über cm-große Zusammenballungen aus optisch selbständigen, teils glatt, teils wellig auslöschenden Einzelkristallen. Diese Gebilde sind meist rundlich mit deutlichen Korngrenzen, die Individuen sind buchtig ineinander verzahnt.

Apatit kommt manchmal im Grundgewebe vor. Recht häufig ist opakes Erz; oft ist es in Krümeln in der Matrix auffindbar und umschließt auch manchesmal die entglasten linsigen Scherben (nunmehr Chloritaggregate).

In Einzelfällen ist Titanit zu identifizieren.

#### 4.2.4. Metadiabaslaven

Noch lückenhafter als die Metatuffbreccien treten die Metadiabaslaven auf; diese Lückenhaftigkeit dürfte wirklich primär sein; die Vorkommen der Lavenabkömmlinge treten vor allem im Gebiet der Kirche von Stockenboi bis zum Gehöft „Rauter“ zutage. Im Anschnitt zeigt sich die Fluidaltextur bereits sehr deutlich. Es handelt sich um massive, dichte, dunkelgrüne Felse mit hellbräunlicher, dicker Verwitterungsrinde. Beim Anschlag spalten sie in unregelmäßige, eckige Brocken.

##### ○ Udm

Bestimmendes Element sind Chloritschlieren, die unterschiedlich dicht aus feinblättrigen Chloriten mit normalen Interferenzfarben aufgebaut sind.

Untergeordnet tritt in diesem schlierigen Grundgewebe optisch andersartiger Chlorit auf, der noch feiner ausgebildet ist. Diese Schlieren umfließen nun deutlich abgegrenzte,

strukturell eigenständige Gebilde: Flecken und linsige Formen von gut kristallisierten Chloriten (vorherrschend Pennin) und längliche, konkave und mit Erzsaum versehene Aggregate aus feinem, wirrstrahligem Pennin. ANGEL & KRAJICEK (1939) erwähnen diese Gebilde erstmals, deuten sie aber als pseudomorphosierte Hornblenden, die nun als verschmierte, ausgelängte Chlorithaufen vorlägen. Eher wahrscheinlich ist folgende Deutung: die ausschließlich aus gut kristallisiertem Pennin bestehenden Bildungen sind die schon bekannten devitrifizierten Gläser; die zweite Form, konkave Gebilde, die mit feinfilzigem Chlorit gefüllt sind, stellen Blasen Hohlräume vor, die während der relativ raschen Erkaltung der Lava mit amorphem Lavenmaterial ausgefüllt wurden (hier werden neben den Penninen auch Prochlorite gefunden, die die zweite Chloritphase des Grundgewebes darstellen).

Die Plagioklase liegen in Form von tafeligen, oft zerbrochenen, relativ großen Kristallen (bis über 2 cm) mit Fülle (Epidot, Serizit) vor. Die Füllminerale sind durchwegs extrem klein (Mikrolithe), nicht etwa mit jenen Füllungen, wie sie in den Plagioklasen der Metaaschentuffite zu beobachten sind, vergleichbar. Durch Eindringen der feinen Chloritmassen des Grundgewebes in die Plagioklase erscheinen deren Korngrenzen ziemlich diffus.

Dominierendes Zwillingsgesetz ist das Albitgesetz, seltener sind die Feldspäte nach dem Periklingesetz verzwilligt. Epidot kommt außer in den Plagioklasen auch im Grundgewebe vor.

Quarz ist in Klüften zu finden und löscht glatt aus. Er ist als sekundäre Bildung anzusehen.

#### 4.2.5. Chloritschiefer bei Aifersdorf

Im schlecht aufgeschlossenen, durch ziemlich mächtiges Moränenmaterial und durch Schutt verhüllten, östlichen Teil der Goldeckgruppe treten vereinzelt grüne, dünnblättrige, welligschichtige Schiefer zutage; lithologisch gehören diese Gesteine zur Metavulkanitgruppe, da Abkömmlinge basaltischen Materials, wie sie hier vorliegen, ausschließlich auf die progressiv metamorphen Gesteine im Süden des Goldeckgebietes beschränkt sind. Auch die Stellung im Profil weist auf eine solche Zugehörigkeit der Chloritschiefer hin. Ein wesentliches Unterscheidungsmerkmal gibt ihnen jedoch eine Sonderstellung: primäres Gefüge und primäre Strukturen sind undeutlich zu erkennen; die Schiefer zeigen eine schwach entwickelte zweite Schieferung, die die Mineralregelung und -straffung spitzwinklig schneidet. Dies wiese ihnen einen Platz innerhalb der Grenzzone zu, oder ließe sie zumindest als Übergangsglied zwischen progressiv metamorphen Gesteinen und den südlichsten Anteilen der Grenzzone erscheinen. Die wichtigsten Aufschlüsse wurden erst im Zuge des Baues der Südbahn freigelegt.

##### ○ Udm

Wesentlichste Gemengteile sind Chlorit und Quarz. Auffallend ist weiters der hohe Gehalt an opakem Erz. Chloritreiche und quarzdominierte Lagen sind noch andeutungsweise zu identifizieren; von der spitzwinklig angelegten, überlagernden zweiten Schieferung sind vor allem die Chlorite betroffen, die in dieser Richtung auch weitergewachsen zu sein scheinen, sodaß ein lentikulares Gefüge zustandekommt, das aus Quarzpfaster und verdickten Chloritlagen besteht.

Die Chlorite sind Pennine mit ihren anomalen blauen Interferenzfarben. Die Blättchen sind teils gequält, teils in die zweite Schieferungsrichtung gebogen. Häufig ist in den verdickten Zonen nachträglich aufgefaserter Querchlorit gewachsen.

Quarz ist bis zu 2 mm groß und löscht undulös aus. Zwischen den Chloritschichten sind recht oft zeitig angeordnete Quarze zu finden, zwischen denen wiederum feinschuppige Chlorite liegen.

Serizit ist nicht sehr häufig. Eng verwachsen mit Chlorit verhält er sich wie dieser und ist auch zwischen den Quarzen des Quarzpflasters auffindbar.

Im Quarzpflaster liegen manchmal auch Plagioklase, die nach dem Albitgesetz verzwillingt und leicht durch Serizit getrübt sind.

Zirkone liegen in Form von kleinen zerbrochenen Säulen vor.

Karbonat bildet eigenständige grobkristalline Lagen, die offensichtlich mit der primären Zusammensetzung des Gesteins nichts zu tun haben.

Als Edukt wird ein Tuffit angenommen, da reichlich epiklastische Beimengung in Form von Quarz und auch Serizit vorliegt. In der Nachbarschaft der Chloritschiefer befinden sich chloritführende Phyllite, die allmählich in die Chloritschiefer übergehen. Auch dies mag als Hinweis für die ehemalige Tuffitnatur des Gesteins gelten.

### 4.3. Die Metaquarzit-Phyllitgruppe

Die Nordhänge des Golsernockes und des Riednockes, deren obere Anteile bereits aus Permotrias bestehen, das flach abfallende Gebiet zum Weißenbachtal und ein Streifen nördlich des tief eingeschnittenen Weißenbaches werden von den Gesteinen der Metaquarzit-Phyllit-Gruppe aufgebaut.

Hauptsächliche Vertreter dieser Gesteinsassoziationen sind die namensgebenden Metaquarzite. Den mächtigsten Zug quarzitischer Gesteine repräsentieren die von LAHUSEN (1969) „Chloritquarzite“ benannten Typen. Am besten sind sie an der Staumauer und im Stauraum des Zlaner Stausees, südlich von Zlan, zu beobachten. Allerdings ist diese Gesteinsart nicht homogen; es handelt sich nicht um einen einheitlichen, geschlossenen Quarzit-(Metaquarzit-)Zug, sondern um eine reichlich differenzierbare Abfolge wohlunterscheidbarer Klastika, die nur in diesem Bereich auftreten, wie überhaupt die gesamte Metaquarzit-Phyllitgruppe lithofaziell ziemlich isoliert ist.

Knapp unterhalb der Transgressionsfläche Permo-skythsandsteine auf Metaquarzit-Phyllitgruppe befindet sich im Buchholzgraben der stillgelegte Zinnerbergbau „Wiederschwing“, von dem vereinzelt noch Einbaue und Halden zu sehen sind. Auf diese Vererzung wird im Kapitel 4.3.2. noch kurz eingegangen.

#### 4.3.1. Metawacken, braun; grün

Der erwähnte, von LAHUSEN (1969) als „Chloritquarzit“ bezeichnete Gesteinskomplex ist in seiner Gesamtheit über 200 m mächtig, zieht vom Westende des Zlaner Stausees über das Weißenbachtal nach Osten, wo er zusehends geringmächtiger wird, um an der Landesstraße Nikelsdorf – Stockenboi nur mehr etwa 15 m Mächtigkeit zu messen. Schon makroskopisch ist es möglich, ihn in verschiedene Gesteinstypen zu untergliedern. Ein Teil wird durch bräunliche Metawacken gebildet, die sich innerhalb des Gesteinspaketes einigemal wiederholen. Diese Metawacken werden 5 bis 10 m mächtig.

##### ○ UdM

Quarz ist der Hauptgemengteil, der strukturell in verschiedensten Anordnungen auftritt: feinkristalliner Quarz bildet ein recht dichtes Pflaster als Matrix, in die gröbere Quarze eingestreut sind. Diese grobe, schlecht klassierte Fraktion ist ab und zu mit den kleineren Quarzkörnern, welche die Matrix aufbauen, verzahnt. Die kleinen Quarzkörner sind oft in die Suturen der größeren Kristalle eingewachsen. Die

Korngrößen der größeren Fraktion bewegen sich zwischen 0,5 und etwa 7 mm, auch makroskopisch sind glasklare Quarze zu erkennen; dies sind vermutlich jedoch Quarz-agglomerate, die besonders in jenen Lagen von Metawacken häufiger auftreten, die von der Basis etwas weiter entfernt sind. Sie sind auch ein typischer Bestandteil der echten Metagrauwacken, wo sie zusammen mit anderen Intraklasten und Gesteinsbruchstücken vorkommen (s. Kapitel 4.3.2.).

Aufgrund der auf Drucklösungserscheinungen zurückführbaren Verzahnung mit den größeren, detritären Quarzen läßt sich der feinkörnige Quarzanteil als primäre Matrix klassifizieren; er entstammt wohl ursprünglich dem feinen Korngrößenbereich (Silt) und wurde durch Sammelkristallisation zu den mikroskopisch identifizierbaren Kriställchen geformt.

Neben den Quarzen findet man Plagioklase (Albitoligoklas). Die Streuung der Anorthitgehalte (5 bis 21 %, von 6 Dünnschliffen aus unterschiedlichen Positionen im Profil) deutet auf unterschiedliche Herkunft der Feldspäte hin. Sie können mit Sicherheit nicht ausschließlich aus dem direkten Untergrund, den ja die Metavulkanitgruppe bildet, bezogen werden. Häufig ist polysynthetische Verzwillingung nach dem Albitgesetz, weniger häufig sind Einfachzwillinge nach dem gleichen Gesetz.

Serizit liegt in feinen Schnüren im Quarzpflaster und umschließt bisweilen auch die größeren Klasten. In den Plagioklassen sind manchmal Serizitmikrolithe – als „falsche Fülle“ – bemerkbar.

Die braunen Metawacken sind arm an Chlorit. Kleine Fasern oder Faserbündel aus Pennin/Klinochlor liegen regellos in der feinkristallinen kieseligen Matrix.

Bemerkenswert ist die Häufigkeit von grobem Erz, das in beträchtlicher Menge die Matrix mit aufbaut. Makroskopisch bemerkbar sind Fe-Oxide und -Hydroxide, die schlierig und feinschuppig das Gestein durchziehen und für dessen bräunliche Farbe verantwortlich sind.

Restliche Akzessorien sind Turmalin und Zirkon.

Die grünlichen Metawacken unterscheiden sich strukturell nicht von den braunen Typen. Die grüne Farbe wird durch reichlich feinverteilten Chlorit hervorgerufen; Hand in Hand mit dem Zurücktreten der Fe-Hydroxide und -Oxide nimmt die Chloritführung zu. Grünliche Metawacken sind bei weitem häufiger und mächtiger als der bräunliche Typ, sind allerdings von den „Chloritquarziten“ s. s. im Sinne LAHUSEN's, l. c., schwer zu unterscheiden. Ihre Mächtigkeit beträgt 40–60 m, sie scheinen teilweise Übergangstypen zu den Metagrauwacken (Kap. 4.3.2.) zu bilden.

#### 4.3.2. Metagrauwacken; helle vererzte Metawacken

Den mittleren Teil des „Chloritquarzit“-Komplexes nach LAHUSEN, l. c., bauen deutlich geröllführende, klastische Metasedimente auf, die als Metagrauwacken bezeichnet werden. Ihre Hauptverbreitung haben sie in der Umgebung des Zlaner Stausees, sie sind nach Osten bis Alberden und Landfraß zu verfolgen; beim Stausee sind sie bis 50 m mächtig, dünnen nach Osten hin aber recht schnell aus (bis nur mehr etwa 10–12 m). Im gut aufgeschlossenen Gebiet um den Zlaner Stausee ist der Übergang von grünlichen Metawacken zu Metagrauwacken gut verfolgbar.

Bis zu 10 cm (manchmal auch darüber) messen die Gerölle im Durchmesser: es sind dies Phyllitflatschen, quarzitischer Intraklasten mit und ohne kohliges Pigment, allesamt in grünlicher, grober, quarzreicher Matrix schwimmend.

##### ○ UdM

Das Grundgewebe ähnelt jenem der grünlichen Metawacken: es sind vorwiegend Quarze (bis 0,5 mm groß), die meist undulös auslöschend und buchtig ineinandergreifen;

eingelagert sind feinfaserige Chlorite (meist der Pennin-Reihe angehörig), manchmal beobachtet man auch Chloritnester, aufgebaut aus größeren, gutkristallisierten Chloritblättchen. Seltener ist Serizit zu finden. Bestäubt von graphitischer Substanz verursacht diese Matrix abschnittsweise schon makroskopisch eine generell dunkle (grauschwarze) Färbung des Gesamtgesteins. Das Grundgewebe umschließt verschiedene, schlecht klassierte Komponenten (Intraklaste, makroskopisch deutlich erkennbar) verschiedener Art und Zusammensetzung; aber auch Einzelkristalle sind darunter.

Gerölle bzw. Gesteinsbruchstücke: Es wiegen Phyllitgerölle vor, die hauptsächlich aus Serizit, etwas Chlorit und feinverteilt Quarz bestehen. Sie sind länglich, nicht sehr dick und meist linsenförmig.

Ein weiterer Typ von Gesteinsbruchstücken ist aus eng ineinander verzahnten, länglichen (kaltgereckten) Quarzen aufgebaut, die durchwegs wellig auslöschten. Die meisten Gerölle dieser Art sind intensiv mit kohligter Substanz bestäubt (in der Matrix findet man solche Bestäubungen ebenfalls, nur weniger dicht). Wenige Gerölle sind pigmentfrei. Ab und zu liegen feine Serizitblättchen zwischen den einzelnen Quarzindividuen.

Ursprünglich detritäre Einzelkörner erreichen Größen zwischen 1 mm und über 1 cm. Manche der größeren Körner erreichen mitunter die Größe kleinerer Gesteinsbruchstücke. Sie sind meist gerundet oder „subrounded“. Es sind etwa zu gleichen Teilen Plagioklase (meist polysynthetisch verzwilligt) und Quarze mit fast durchwegs glatter Auslöschung.

Akzessorisch finden sich: Zirkon, Turmalin (zonar gebaute Querschnitte), Rutil und Fe-Hydroxide.

Wackige Sedimente in der Metaquarzit-Phyllitgruppe kommen öfter vor als früher angenommen. LAHUSEN beschreibt 1969 den „Erzquarzit“, also eine Metawacke, als „blastomylonitisch“. Die Struktur dieser Gesteine ist jedoch keineswegs auf Durchbewegung zurückzuführen; ihre feinkristallinen, quarzreichen Grundgewebe sind primär, wie auch die Einlagerung von Einzelkristallen und Gesteinsbruchstücken als primär detritäres Material identifiziert werden konnte. LAHUSEN bezeichnet noch den größten Teil der quarzitären Gesteine als „Chloritquarzite“. Auch POLEGEG (1971) beschreibt bräunliche Quarzite (= braune Metawacken), die am Zlaner Stausee ihre Hauptverbreitung hätten und vom weiß-gelblichen „Erzquarzit“ wohlunterschieden seien, der der Träger der Zinnobervererzung des Quarzitkomplexes sei. Dieser weiß-gelbliche „Erzquarzit“ ist allerdings auch eine Metawacke und entspricht strukturell (abgesehen von der Vererzung) fast genau den bräunlichen und grünen Varietäten. Die Ablagerung von Wacken läßt sich also durch die gesamte Schichtfolge der Metaquarzit-Phyllitgruppe verfolgen. LAHUSEN (1969) beschreibt aus dem Buchholzgraben geringmächtige Grauwackenlagen von etwa 5 bis 10 cm Mächtigkeit, die Karbonatgesteinsbruchstücke führt. Diese Lagen konnten nicht mehr aufgefunden werden. In die hellen, vererzten Metawacken sind bis zu 5 cm dicke, linsig-auskeilende Phyllitfatschen eingeschaltet; es sind dies sicher keine resedimentierten Phyllite, sondern primär eingelagerte Tonhorizonte, die als lokale Bewegungsflächen wirkten und innerhalb der stark verfalteten quarzitären Partien ausgequetscht wurden.

Die hellen, vererzten Metawacken bilden die unmittelbare Unterlage der Permotrias des Drauzuges.

#### ○ UdM

Die quarzreiche Matrix ist extrem feinkörnig und etwas reicher an Serizit als die übrigen Typen dieser Folge. Außer Feldspäten als Einzelkristalle sind die bereits beschriebenen Intraklasten, Gerölle und Gesteinsbruchstücke auch hier vorhanden.

Die erzführende Wacke ist 6–15 m mächtig und tritt im Metaquarzit-Profil nur an einer Stelle auf. Wie schon SCHULZ (1968) feststellen konnte, sind zwei deutlich getrennte Vererzungshorizonte zu unterscheiden. FRIEDRICH & KRAJICEK (1952) vermuteten mehrere solcher Horizonte, der Nachweis hierfür konnte heute nicht mehr erbracht werden. Allerdings sind die Einbaue nicht mehr befahrbar, auch die Aufschlußverhältnisse haben sich ziemlich verschlechtert, sodaß sowohl die Mächtigkeitsangaben nicht sicher sind als auch die Anzahl der Erzhorizonte durchaus höher sein kann.

Wie POLEGEG (1971) beschreibt, ist das Gestein s-parallel vererzt. Die Erzführung beschränkt sich in den unteren Partien auf Imprägnation, im Hangenden beobachtet man häufig dickere Erzschnüre (bis 2 cm); die Vererzung liegt aber auch in Klüften und Scherflächen.

MAUCHER (1965) bringt diese Zinnobervererzung von Wiederschwing bei Stockenboi (schicht- und zeitgebundene „Antimon-Wolfram-Quecksilber-Formation“) in Zusammenhang mit dem altpaläozoischen Vulkanismus (also der Metavulkanite von Stockenboi, „Metavulkanitgruppe“). SCHWINNER (1932, 1936 und 1943) sowie FRIEDRICH & KRAJICEK (1952) geben bereits das Alter der Quarzite und Phyllite in der Umgebung der Vererzung als altpaläozoisch an (ANGEL & KRAJICEK vermuteten 1939 noch karbonisches Alter). FRIEDRICH fand 1968 im Sebastianistollen (s. unten) gipsführende Schollen („Trümmer“) mit HgS-Vererzungen, vermengt mit sandigen Schiefen und Quarziten. Diese Gesteine werden von FRIEDRICH als „tektonisch eingepreßte Teile von Permotrias“ aufgefaßt, wonach die Vererzung jünger als untertriadisch und auch jünger als die Tektonik sein müßte (alpidische Vererzung). Die Stoffkonzentration sei jedoch ohne weiteres auch auf ältere Stoffakkumulationen zurückführbar, die eben alpidisch mobilisiert wurden. Somit besteht kein eklatanter Widerspruch zu den MAUCHER'schen Annahmen.

Sichtbar sind heute noch die Mundlöcher des Sebastiani-Unterbaustollens (Eingang bei 755–780 m über NN, knapp 200 m südlich von Zlan, oberhalb des Südufers des gleichnamigen Stausees) und der Verbindungsschacht vom alten Grubengebäude (W des Hofes „Rohrer“) in der Nähe des Pulverturms, der sein Mundloch in etwa 850 m Höhe über NN hatte, heute jedoch verstürzt ist (Eingang im Buchholzgraben). Ein dritter Stollen, der Josefistollen, wurde vom Sebastiani-Unterbaustollen angefahren.

Bergbautätigkeit in diesem Gebiet ist seit alters her nachweisbar (FRIEDRICH & KRAJICEK, 1952). Der Bergbau war an der Wende vom 19. zum 20. Jahrhundert im Betrieb, wurde darauffolgend mehrmals stillgelegt, um 1939 bis 1945 wieder teilweise reaktiviert zu werden. Nach Kriegsende wurde er wieder geschlossen. Nach einigen neuerlichen Versuchsschürfen wurde die Bergbautätigkeit 1968 endgültig eingestellt.

### 4.3.3. Wechsellagerungen

#### Metawacken – Metaquarzite – Metapelite

Besonders im Ostteil der Metaquarzit-Phyllitgruppe – die Mächtigkeiten der klastischen Metasedimente sind hier deutlich geringer – lassen sich sehr oft feine Wechsellagerungen von Metawacken, gradierten Metaquarziten und Phylliten beobachten. Makroskopisch sind es quarzitische Phyllite oder Phyllite mit quarzitären Lagen. Diese Wechsellagerungen bewegen sich im Zentimeterbereich. Graue phyllitische Lagen wech-

seln mit dünneren, quarzreichen Partien (Metawacken, -quarzite). Besonders gut ist dieser Sedimentationsstil am Straßenaufschluß östlich von Scharnitzen zu studieren.

○ UdM

Dickere Lagen (bis 5 cm) werden von Seriziten aufgebaut, die zu Paketen gestapelt und in enge Spitzfalten gelegt sind. Zugemengt sind ihnen wenige, feine, rundliche Quarzkörner.

Streng getrennt von den serizitischen Lagen sind schwächere Quarzlagen, in die zusehends Gesteinsbruchstücke eingestreut sein können, sodaß sich auf diese Weise mächtigere Partien von Metawacken entwickeln können. Diese Wechsellagerungen sind durch engständige Transversalschieferung gekennzeichnet, die auch die „kinkband“-Strukturen in den phyllitischen (serizitischen) Partien hervorruft (Intensive Faltung und Fältelung, verursacht durch Differentialbewegungen – abhängig von der Stärke der jeweiligen Beanspruchung – senkrecht zu dieser Beanspruchung).

#### 4.3.4. Metaquarzite; pyroklastisch beeinflusste quarzitische Metapelite

Die Metaquarzite sind gelblich oder braun, am häufigsten aber grünlich; sie zeigen unterschiedliche Korngrößen und verschiedene Klassierungsgrade. Ihr Vorkommen ist an die Metawacken gebunden, sie können aber auch mit quarzitischen Phylliten in Verbindung stehen, um so bis zu 20 m mächtige Züge in diesen zu bilden. Insgesamt dominieren jedoch diese Metaquarzite den Bereich zwischen Zlauer Stausee und Scharnitzer Kolm (s. Abb. 2). Der gängigste Typ dieser Metaquarzite ist grobkörnig und makroskopisch von den grünlichen Metawacken nicht unterscheidbar. Unter dem Mikroskop allerdings sind keinerlei Gesteinsbruchstücke oder detritäre Einzelkristalle zu sehen. Die grünliche Farbe kommt durch reichlich verteilten Chlorit (Pennin) zustande, der das Quarzplaster durchwebt; etwas Serizit und opakes Erz bilden die Nebengemengteile (Akzessorien: Rutil, Zirkon, Fe-Hydroxide). Die Quarze sind bis zu 0,5 mm groß und löschen zum Großteil undulös aus. Diese Metaquarzittypen können bis zu 80 m Mächtigkeit erreichen und sind durch mannigfache Übergänge mit den Metawacken und den quarzreichen Phylliten verbunden. Besonders im östlichen Abschnitt der Metaquarzit-Phyllitgruppe finden sich pyroklastisch beeinflusste, stark quarzitische Phyllite, die sich von Liesing (im äußersten Südosten des Goldeckkristallins) bis Gassen zum heute verfallenen Hof „Sauregger“ verfolgen lassen. Sie sind plattig, ebenflächig und zeigen hell/dunkelgrüne, straffe Bänderung.

○ UdM

Quarz-Feldspat-Lagen und Lagen aus Serizit und Quarz (wobei Serizit bei weitem überwiegt) wechseln ab. Die körnigen Lagen stellen die makroskopisch hellgrünen Schichten dar, die Serizit-Quarz-Lagen die dunkleren. Die unterschiedlichen Färbungen kommen durch Chlorite zustande, die in den Serizit-Quarz-Partien häufiger vorkommen, vor allem aber gut kristallisiert sind und mit den Seriziten Parallelverwachsungen bilden; in den quarz-feldspat-reichen Domänen sind nur kleinste Chloritbesteige an den Körnern und in den Interstizien zu finden.

Die Quarze sind rundlich bis fast eckig, mit den Feldspäten und unter sich innig verzahnt und löschen fast durchwegs wellig aus. An den Korngrenzen und in deren Zwischenräumen siedelt ab und an Chlorit.

Fast alle Feldspäte sind polysynthetisch nach dem Albitgesetz verzwillingt, teilweise durch Serizit getrübt und durch-

wegs kleiner als die Quarze (unter 0,3 mm). An-Gehalt bis 26 %.

Die Chlorite gehören zur Pennin-Reihe (vermutlich sind sie also nicht aus dem pelitischen Edukt entstanden).

Karbonat tritt recht häufig in Klüften auf, findet sich aber auch oft in Gesellschaft der körnigen Gemengteile.

Pyrit: feinverteilt, ziemlich häufig.

Es wird angenommen, daß der Reichtum an eisenarmen Chloriten und das recht häufige Auftreten von anorthitreichen Plagioklasen schwache Einflüsse einer abklingenden vulkanischen Aktivität widerspiegeln. Auch das Auftreten von Wacken deutet auf unruhiges, instabiles Sedimentationsmilieu hin; zu bemerken ist in diesem Zusammenhang, daß zwischen Metaquarzit-Phyllit- und Metavulkanitgruppe keine Sedimentationslücke zu bemerken ist. Das primär-stratigraphische Verhältnis beider Gesteinsgruppen läßt sich dadurch allerdings nicht klären.

#### 4.4. Metapelite der ausschließlich progressiv metamorphen Gesteine

Die charakteristischen Gesteinstypen, wie also Karbonatgesteine, Grüngesteine (Metavulkanite) oder Metaquarzite und Metawacken (-grauwacken) liegen in Metapeliten, die den größten Teil der östlichen Goldeckgruppe im allgemeinen und der ausschließlich progressiv metamorphen Gesteine im besonderen ausmachen. Charakteristisch für diese Metapelite (Phyllite, quarzitische Phyllite, Quarzphyllite und tonschieferähnliche Phyllite) ist die Tatsache, daß sie merkbare Einflüsse der Gesteine widerspiegeln, die sie umgeben.

Bei den Phylliten der Karbonatreichen Gruppe sind zwei Untertypen unterscheidbar: karbonatische Phyllite und Quarzphyllite im engeren Sinn.

Beide Phyllitarten sind konstruktiv metamorph und zeigen keine diaphthoritischen Erscheinungen. In den Quarzphylliten sind häufig große (bis 20 cm dicke) Quarzmobilisate zu finden. Auch „Mischtypen“ sind zu beobachten; sie führen Karbonatlagen und auch für Quarzphyllite typische Quarzmobilisate. Diese Phyllite sind sowohl nördlich der Grenze des sedimentären Zusammenhanges als auch südlich davon (also im sedimentären Zusammenhang) in gleicher Ausbildung vorhanden.

○ UdM (Quarzphyllit)

Serizit, Quarz und Chlorit (Klinochlor) sind die Hauptgemengteile. Serizite und Quarze formen undeutlich erkennbare Lagen, die vollständig aus ihrem ursprünglichen Zusammenhang gerissen sind. Es mag dies ein Zeichen für überlagerte Schieferung sein, die nur durch die zahlreichen Quarzmobilisate verwischt ist, welche in die so gebildeten Faltscheitel eingedrungen ist. Die Serizite sind an den Flexuren aneinander geschuppt und verdickt. Vereinzelt zeigen sich auch größere Aggregate, bei denen es sich um rekristallisierte Hellglimmer handelt. Parallelverwachsen mit den Seriziten sind gleichartig verformte Chlorite mit recht intensivem Pleochroismus (grün/dunkelgrün).

Quarz ist in drei wohlunterscheidbaren Formen zu finden:

a) als grobkörnige Mobilisate mit welliger Auslöschung;

b) nahe den Flexurzonen der Serizite bzw. Hellglimmer liegen mittelkörnige Quarze in flach-elliptischen Agglomeraten;

c) feine Gängchen sind mit länglichen Quarzkristallen ausgefüllt; auch diese Quarze löschen undulös aus.

Akzessorisch: Turmalin in Form von zerbrochenen Säulchenquerschnitten.

In den Chloriten liegen ab und zu feine Epidotkörner.

In der Metavulkanitgruppe sind Phyllite mit pyroklastischem Einfluß sehr häufig anzutreffen. Durch Zunahme der vulkanogenen Beimischungen gehen sie oft in Metatuffite und -tuffe über. Diese Art von Phylliten ist dann meist grünlich. Unbeeinflusste Phyllite haben ein reiches Spektrum an Farben: grau, schwarz, rötlich, violett. Der Quarzgehalt der Tonabkömmlinge nimmt von Westen nach Osten zu, wo quarzreiche Phyllite die Hüllsedimente der Metaquarzite und deren Varietäten stellen.

Im südlichsten Teil der Metavulkanitgruppe (vor allem westlich des Kaserkofels nördlich von Stockenboi) haben tonschieferähnliche Phyllite ihre Hauptverbreitung. Ein kleineres Vorkommen dieser tonschieferähnlichen Phyllite ist auch im Unterlauf des Weißenbaches bei Scharnitzen aufgeschlossen. Es sind braune, plattige, sich fettig anfühlende Schiefer ohne die typischen, unruhigen Schichtoberflächen der Phyllite. Die Gesteine bestehen einerseits aus Wechsellagerung von (ehemals) sandigem und tonigem Material, wobei die quarzreichen Schichten klassiert sind, andererseits ausschließlich aus tonigem Material (nunmehr feiner Serizitfäz); siehe hiezu auch Kapitel 5. Die s-Flächen sind meist feingerunzelt.

## 5. Tektonik und Gefüge

Die Abbildung 3 beinhaltet einen Achsen- und Gefügeplan des östlichen Goldeckgebietes. Beide Parameter (Faltenachsen und Lineationen) zeigen keine streng einheitliche Richtung, sondern Ost-West und Ost-süd-ost-Westnordwest-Dominanz. Die Schwankungen zwischen beiden Maximalwerten sind jedoch verhältnismäßig gering. Die Ost-West-Richtung beherrscht vor allem den Süden, besonders aber den Westteil der Metavulkanitgruppe, wo aber aus Gründen der Aufschlußqualität wesentlich mehr Messungen vorgenommen werden konnten. Die vorgenannte Richtung umfaßt auch die Bereiche bis zum Kamm des flachen Ostabfalles des Goldecks. Östlich und nördlich davon herrscht eindeutig die Westnordwest-Ostsüdost-Richtung. Das Maximum der Fallrichtung liegt bei 20°; durch das unterschiedliche Fallen entsteht der Eindruck einer kleinräumigen, schlecht faßbaren Wellung, die durch kleindimensionierte Kulminationen und Depressionen manifestiert ist.

Im Großen aber läßt sich aus der Gesamtheit der Meßwerte und aus den geologischen Befunden eine Kulmination der Achsen von der Westgrenze des Arbeitsgebietes (und auch darüberhinaus) bis südlich von

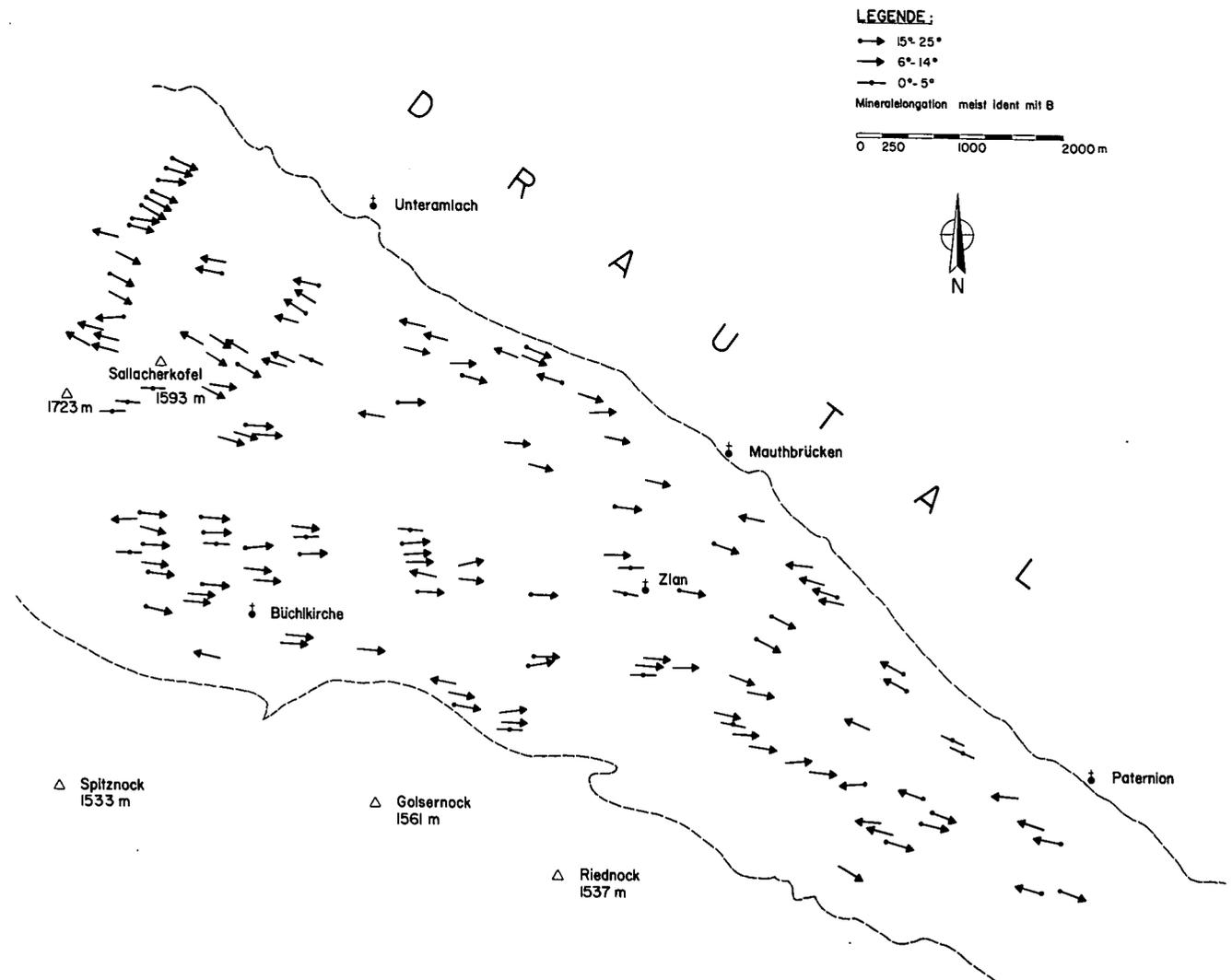


Abb. 3: Achsen und Lineationen in der östlichen Goldeckgruppe.

Mauthbrücken beobachten, an die sich eine neuerliche kleine Aufwölbung des Achsenbaues anschließt.

Waagrecht liegende Faltenachsen sind selten, ebenso wie deutliche Mineralelongationen. Die Chloritschiefer südlich von Aifersdorf zeigen elongierte und ausgequetschte Chloritflecken, die als devitrifizierte Glasfetzen angesehen werden. Auch auf den s-Flächen von Metatuffen und -tuffiten sind solch ausgelängte Chloritaggregate manchmal zu registrieren.

In den phyllitischen Gesteinen lassen sich vorwiegend Scherfalten im Zentimeterbereich beobachten. Differentialbewegungen von blättrigen Gemengteilen, oft gepaart mit Mineralneusprossung von Serizit und Chlorit, führen zu recht typischen, disharmonischen Faltenbildern. Besonders an der Grenze Karbonatreiche Gruppe/Grenzzone sind in den Phylliten durchscherte Kleinfalten typisch, die engständig übereinander gestapelt sind. Großdimensionierte Faltenbilder sind weder zu konstruieren noch zu sehen.

Nicht durch Verfallung zustande gekommen sind die charakteristischen, unruhigen s-Flächen der Glimmerschiefer, der diaphthoritischen Glimmerschiefer, der Glimmerschiefer mit phyllitischem Habitus und den spilitischen Tuffiten (also von höhermetamorphen Gesteinen und Metapeliten der Grenzzone).

Sie kommen durch komplizierte Schieferungspläne (s. unten) zustande. In diesen Gesteinen sind Scherfalten selten, die, bis zur vollständigen Zerschering und Aneinandergleitung gegensinnig bewegt, ähnliche Bilder ergeben, wie die eben aus den Phylliten aus dem Bereich Karbonatreiche Gruppe/Grenzzone beschriebenen. Bedingt durch die mineralogischen Unterschiede innerhalb der Granatglimmerschiefer (quarzitische Abarten bis zu Granatquarziten und solche mit überwiegenden Gemengteilen) ergaben sich verschiedene Reaktionen auf gerichteten Druck. Die glimmerreichen, quarzarmen Varietäten sind in enge Scherfalten gelegt, während die quarzreichen im Bereich von einigen Metern verfalltet sind. Zusammen mit den Granatglimmerschiefern sind, wie erwartet, Karbonate verfalltet.

In der Umgebung des Zlaner Stausees (an dessen Ostseite) sind die Metawacken, Metagrauwacken und die Metaquarzite in ihrem prächtigen Faltenbau auf ungefähr 120 m Länge aufgeschlossen. Es handelt sich dabei um den Südschenkel einer Antiklinale, die auch die umgebenden Phyllite erfaßt hat.

In den Metapeliten unterschiedlichen Prägungsgrades lassen sich mehrere Schieferungsarten und Gefügeparameter auseinanderhalten. Selten, eigentlich nur auf tonschieferähnliche Phyllite mit enger Wechsellagerung von feinem Quarz und Serizit beschränkt, läßt sich „slaty cleavage“ beobachten (das s entspricht dabei dem sedimentären s). Die gradierten Schichten zeigen, daß es sich nicht etwa um Transversalschieferung handelt, die das sedimentäre Gefüge total überlagerte. Anzeichen von Neusprossung von Serizit oder Chlorit sind nicht bemerkbar, alle Phyllosilikate im weiteren Sinn sind wohl mechanisch eingeregelt.

Weitaus häufiger als „slaty cleavage“ sind einfache Transversalschieferungen, die oftmals auch von zarter Mineralneusprossung (Chlorit, Serizit) begleitet gewesen sein dürften. Die ursprünglichen sedimentären Strukturen sind vielfach nicht mehr erkennbar; sie manifestieren sich in undeutlichen, zerrissenen, durch Teilbewegung dislozierten, von einem Mineraltyp beherrschten Lagen. Die Phyllite der Karbonatreichen Gruppe und der Großteil der Phyllite der Metavulkanit-

und Metaquarzit-Phyllitgruppe sind durch Transversalschieferung gekennzeichnet; Hand in Hand mit Scherfaltung im Kleinbereich ergeben sich manchmal sehr komplexe Gefüge.

Sehr weit verbreitet ist auch Transversalschieferung, angelegt über bereits bestehende Schieferungen. Durch diese Überlagerung ist meist die Art der ersten Schieferung (ob „slaty cleavage“ oder bereits Transversalschieferung) nicht mehr identifizierbar. Einer der wenigen Fälle, wo  $s_1$  und  $s_2$  gut auseinanderzuhalten sind, ist im Chloritschiefer südlich Aifersdorf verwirklicht (Kapitel 4.2.5.). Auch das Gefüge der tonschieferähnlichen Phyllite ist manchmal durch zwei Schieferungen charakterisiert; vor allem geschieht dies in den quarzarmen, serizitreichen Abarten (Kapitel 4.4.). Z. B. HOEPPENER (1956) und auch DE SITTER (1964) beschreiben das Phänomen, daß in primär schichtig (durch Stoffunterschiede) angelegten Gesteinen slaty cleavage bei weitem dominiert, in homogenen Sedimenten (z. B. Tone ohne sedimentäre Vorzugsrichtung) aber die Transversalschieferung vorherrscht.

Für die Grenzzone und die höhermetamorphen Gesteine sind neben dem eben beschriebenen Typ „crenulation cleavages“ kennzeichnend. Rein phänomenologisch sind sie ähnlich den Transversalschieferungen, die über bereits bestehende Schieferungsflächen gelegt sind. Die Unterschiede liegen in der mechanischen Wirksamkeit von Flexuren, im Fehlen von Mineralneusprossung an diesen und schließlich in der Weiterentwicklung dieser Flexuren zu einer Schieferungsfaltung über Schieferung (crenulation cleavage s. s.). Diese Übergangsstadien zur echten crenulation cleavage sind besonders in den kohlenstoffreichen Gesteinen der Grenzzone zu studieren: Quarz- und serizit/kohlenstoffreiche Lagen, sedimentär angelegt, slaty cleaved, werden von stumpfwinklig bis rechtwinklig dazu verlaufenden Flexuren, die in neue, mechanisch wirksame Flächen münden, überlagert. Die typischen Runzelungen auf den s-Flächen kommen durch Verschnitte der Flexuren mit dem zweiten s zustande. Crenulation cleavage im engeren Sinn ist fast ausschließlich in den höhermetamorphen Gesteinen und den angrenzenden Glimmerschiefern der Grenzzone zu finden. Nach DE SITTER (1964) entsteht diese Form durch Rotation vorgegebener Schieferungsflächen; während dieser Rotation findet Schieferungsfaltung statt; dieser Vorgang wird durch die Ausbildung mehr oder weniger starker Rupturen begleitet, die – je nach mineralogischer Zusammensetzung des Gesteines – eng- bis weitständig angeordnet sind. In den quarzreichen Diaphthoriten beispielsweise entstehen dabei weitständige Rupturen, die sekundär mit Eisenhydroxiden oder auch mit zerriebenem Erz gefüllt sind. Die Rupturen stellen die Weiterentwicklung der Flexuren dar, und verursachen intensive Differentialbewegungen innerhalb des Gesteinsgefüges.

In den höhermetamorphen Gesteinen – und nur in diesen – kann ab und zu auch „cleavage folding superimposed on cleavage folding“ (DE SITTER, 1964) auftreten. Diese Gesteine zeigen typische Oberflächen, die durch die unterschiedliche mechanische Wirksamkeit der einen oder der anderen Schieferungsfaltung zustandekommen.

Das Gewässer- und Grabennetz des östlichen Gold-eckgebietes bildet das NE–SW- bzw. NW–SE-verlaufende Störungssystem im Großen ab; die Karbonatzüge sind meist an den NE–SW gerichteten Störungen ver-

setzt, wobei der Ostteil fast immer nach NE verlegt ist. Die Verschiebungsbeträge sind meist nicht allzu groß (bis 100 m). Bestimmendes Element dieses jüngeren Störungssystems sind die fast saiger stehenden Brüche im Norden des Gebietes, die sowohl Grenzzone als auch höhermetamorphe Gesteine erfaßt haben. So sind die spillitischen Grünschiefer und deren Begleitgesteine im Westrand des Durrachgrabens durch einen solchen Bruch abgeschnitten und im Graben westlich von Kleinsäß noch weiter nach unten (Norden) versetzt. Vorherrschend bei diesen Störungen ist offensichtlich die Vertikalkomponente. Die Gesteinsmächtigkeiten werden dabei entscheidend reduziert.

Auch die Metagrauwacken-Metaquarzit-Gruppe wird im Süden – hier durch NNW–SSE gerichtete Störungen – in Mitleidenschaft gezogen. Bei Alberden folgt auch der Lauf des Weißenbaches einem in dieser Richtung verlaufenden Bruch, der zugleich die Metagrauwacken und -quarzite unter erheblicher Reduzierung ihrer Mächtigkeit an ihrem Ostflügel absenkt.

## 6. Auflagernde Permotrias

Auf den schwächermetamorphen Gesteinen im Südteil der Goldeckgruppe lagert transgressiv „Permoskythsandstein“ („Grödener Schichten“, „Grödener Fazies“). Diese roten, gelben oder weißen Sandsteine, Siltsteine, Tone mit Fanglomerat- und Konglomeratlagen gehen ohne gut faßbare Grenze in die klastische Sedimentation des Skyth (Werfener Schichten) über.

Der erwähnte Transgressionsverband wurde durch FRITSCH (1961) beschrieben und befindet sich knapp außerhalb des Arbeitsgebietes am Fahrweg Unteralpen – Stockenboi. Über Phyllite, die am ehesten der Metaquarzit-Phyllitgruppe zuzuordnen sind, liegen Fanglomerate, Siltsteine und Sandsteine mit Konglomeratlagen. In den Konglomeraten finden sich neben Quarz-, Phyllit- und Porphyrgeröllen auch Granitgerölle, die von EXNER (1974) als variszisch rückschreitend metamorph beschrieben wurden. Die Phyllitkomponenten stammen aus dem direkten Untergrund und belegen die vorpermische (schwache) Metamorphose. In diesem Zusammenhang stellt FRITSCH (1961) aber auch richtigerweise fest, „daß nicht alle Diaphthorese-Erscheinungen auf alpidische Gebirgsbewegungen zurückgeführt werden müssen“; möglicherweise handelt es sich bei den „phyllitischen Glimmerschiefern“, die FRITSCH, l. c., beschreibt, schon um Diaphthorite. Solche konnten von mir allerdings nicht gefunden werden.

Im kartierten Gebiet selbst wurde kein Transgressionsverband gefunden. Aufschlüsse im Graben südlich von Liesing zeigen Kontakte von schlecht klassierten Konglomeraten mit tiefroter Matrix und Breccien mit Quarzgeröllen, Quarzporphyr-, Metaquarzit- und Phyllitgeröllen zu Gesteinen der Metaquarzit-Phyllitgruppe. Der Kontakt dürfte aber als rein tektonisch, durch eine steil südfallende Störung von nur lokaler Bedeutung bedingt, anzusehen sein.

Über die höheren Schichtglieder der Drauzugtrias ab dem unteren Skyth existiert eine Fülle von Literatur, auf die hier nicht eingegangen werden soll.

## 7. Quartär

Als Grundlage für die quartär-glaziale Geschichte dienen vorzugsweise die Beobachtungen SRBIK'S (1950) (posth. zusammengestellt von KLEBELSBERG). Demnach sei der Hauptast des Draugletschers nicht dem Drautal gefolgt, sondern verlief über die Weißenseefurche nach Osten. Der Eintritt der Hauptmasse des Gletschers ins eigentliche (heutige) Drautal erfolgte etwa in der Gegend der Ortschaften Paternion – Feistritz/Drau – Nikelsdorf. Die Vereinigung der Massen des „Draueises“ und des „Mölleises“ erfolgte im Mittelteil der Goldeckgruppe, etwas westlich vom Sallacher Kofel. Zu diesen Eismassen stieß hier auch noch eine Eiszunge aus dem Liesertal („Liesereis“). Die markante, glazial überprägte Morphologie des Goldeckostkammes kommt durch den Zusammenfluß dieser Eismassen zustande. Deutlich senkt sich der etwa Ost-West-gerichtete Höhenrücken von der Kote 1723 bis Tragail (um 600 m über NN) ab; er wird durch steile Stufen unterbrochen, wie etwa bei Hohegg und Zlan oder von Zlan nach Tragail. Diese Stufen wurden durch härtere Gesteine im Untergrund (Karbonate, Metaquarzite) in Zusammenspiel mit der Erosionstätigkeit des Eises gebildet. Nur im obersten Teil der Geländestufen herrscht ungeformter Moränenschutt vor und erreicht oft Mächtigkeiten von 1,5 bis 2 m.

In der Schottergrube westlich von Pöllan und im Weißenbachgraben südlich des Zlaner Stausees sind fast nicht verfestigte, unterschiedlich zusammengesetzte und klassierte Sedimente aufgeschlossen. Von den eigentlichen Schottern des Weißenbaches unterscheiden sie sich durch Schrägschichtung und das oftmalige Auftreten von feinklastischen, horizontal geschichteten Lagen (Tone und Siltsande).

Es handelt sich vor allem um mittlere bis feine Schotter, mit meist gut gerundeten Komponenten, ferner fungieren Tone und Feinsande mit Geröllhorizonten als Begleitsedimente. Hauptsächlich sind schlecht geschichtete Feinsande mit dünnen Ton- und Kieslagen zu sehen. In der Kies-Sand-Ton-Matrix liegen manchmal isolierte, größere, gut gerundete Gerölle bis zu 6 cm Durchmesser. Besonders charakteristisch für diese Sedimente sind schräg- bis horizontalgeschichtete, etwa 80 cm mächtige Schotterhorizonte. Die Größe der Komponenten ist unterschiedlich und liegt zwischen 2 und 15 cm im Durchmesser; meist sind sie plattig, lassen also an fluviatilen Transport denken. Die Geröllgesellschaft läßt auf eher lokale Herkunft (aus dem mittleren Drauzug) schließen: Permoskythsandsteine, weiße bis rötliche Quarze (gleichfalls aus dem Permoskyth?), Karbonate (triadische Kalke und Dolomite, umkristallisierte Kalke und Dolomit, Kalk- und Dolomitmarmore), Grüngesteine (Metavulkanitgruppe) und Rauhwacken. Das feinklastischere Bindemittel dieser Schotter tritt im allgemeinen stark zurück.

Über den Schotterlagen liegen fast immer Feinsande, die 20 bis 30 cm mächtig werden können. Oberste Schichtglieder sind Sande und Kiese, die durch Kryoturbation stark verwürgt sind.

Ähnliche Ablagerungen wurden auch südöstlich des Hofes „Rohrer“ gefunden.

ANGEL erwähnt (1954) eine „lokale Aufbiegung“ bei Gummern (östlich von Paternion), wo sich das Drautal auch etwas verengt. Dort wurde nacheiszeitlich das Schmelzwasser des Drau-, Möll- und Liesereises aufgestaut; Stauseesedimente sind bis weit nach Westen zu

verfolgen (vgl. HEINZ & WALACH, 1979). Die Wechselfolge von feinklastischen Ablagerungen und geschichtetem größerem Sediment bei Pöllan zeigt das eher randlich gelegene Bildungsmilieu an.

Die erwähnten Stausedimente direkt im Weißenbachtalgraben sind offensichtlich in einem lokalen, kleineren Stausee abgelagert worden, der vielleicht in jenen des Vorlandes der östlichen Goldeckgruppe entwässern konnte. Aufgestaut wurde er durch den geformten Moränenrest bei Ried, der einen markanten Hügel südlich der Straße Ried/Wiederschwing bildet. Außer diesem Moränenrest finden sich nirgends im bearbeiteten Bereich morphologisch hervortretende glaziale Bildungen. Ungeformter Moränenschutt ist allerdings weitverbreitet (unterer Teil des Durrachgrabens, am Hohegg und nördlich von Stockenboi, wo auch viele gekritzte Geschiebe zu finden sind).

Ab der Büchlikirche (der Kirche bei Stockenboi) sind zu beiden Seiten des Weißenbachtals Verebnungsflächen zu beobachten, die in östlicher Richtung in immer tiefere Positionen zu liegen kommen; dies sind: der erwähnte Kirchenhügel bei Stockenboi (m 835), Bauernhof „Gartner“ (südwestlich des Gasthofes am Zlaner Stausee, m 810), oberhalb des Zlaner Stausees (m 790), nördlich und südlich des Weißenbaches bei Alberden (m 640 bis 620) und bei Scharnitzen (m 615). Bei Alberden waren diese Flächen durch eine Schottergewinnungsanlage angeschnitten; die diese Flächen bildenden, bzw. bedeckenden Schotter sind hier vollkommen waagrecht geschichtet und von feineren, kiesig-sandigen Lagen unterbrochen. Als Komponenten kommen hauptsächlich Grüngesteine, Karbonate (vor allem helle, gebänderte Kalkmarmore), Quarze und Phyllite vor. Diese Verebnungsflächen werden als alte Weißenbachtalsoleh gedeutet.

An der Drau ist eine Hoch- und eine Niederterrasse zu unterscheiden. Die Hochterrasse ist bei Unteramlach (im Weg zum „Baumrieser“), bei Mauthbrücken und nördlich von Tragail (Autobahntrasse) zu studieren. Die besten Aufschlüsse bieten sich bei Mauthbrücken (Schotterwerk): es sind grobe, waagrecht liegende Schotter mit Sand- und Tonhorizonten; sie erreichen Mächtigkeiten bis zu 30 m. Die Unterkante der Hochterrasse liegt einheitlich zwischen 540 und 545 m Seehöhe.

Die Niederterrasse liegt in Höhen von 520 bis 516 m Seehöhe und bildet im Drautal eine kleine, aber markante Geländestufe. Auf ihr liegen die Ortschaften Kammering, St. Peter an der Drau und (z. T.) Paternion und Feistritz.

## **8. Zusammenschau, Diskussion, Interpretation**

Wie in der Einleitung bereits erwähnt, wurde aufgrund der Bestandsaufnahme eine Gliederung des Gesteinsinventars vorgenommen, und, darauf aufbauend, sollte die tektonische und metamorphe Geschichte des Gebietes aufgerollt werden.

Die höhermetamorphe Gesteinsfolge wird also durch eine Granatglimmerschieferserie mit mannigfachen Übergängen zu Granatquarziten und quarzitischen Granatglimmerschiefern dominiert. Die unteren Profilitelle

sind außerdem durch neu aufgefundenene kohlenstoffführende Granatglimmerquarzite charakterisiert. Wechselnder Gehalt an Biotit bzw. Hellglimmer führt im Extremfall zu reinen Hellglimmerschiefern mit Granat bzw. zu Zweiglimmerschiefern. Im untersten Anteil sind (nur an einer Stelle, im Durrachgraben) leukokrate Gesteine aufgeschlossen. Es sind dies die „geschieferten Pegmatite“ ANGEL & KJRAJICEK's (1939). Aus den Metapeliten dieser Folge entwickeln sich stellenweise Abkömmlinge basischer Gesteine, die über granatführende Hornblende-Quarz-Biotit-Schiefer in fast monomineralische Hornblendefelse übergehen.

Wahrscheinlich tektonisch eingeschaltet sind ferner Karbonate (Bänderkalkmarmore und Kalkmarmore mit dolomitischen Partien). Erstere sind vor allem auf die oberen, letztere auf die untersten Profilitelle beschränkt. Beide Karbonattypen fallen durch ihren „paläozoischen Habitus“ auf und zeigen außerdem auffallende Ähnlichkeiten mit jenen Karbonatzügen, die für einen Teil der im Hangenden befindlichen schwächermetamorphen Gesteine charakteristisch sind.

Alle diese Gesteine (ausgenommen natürlich die Karbonate) sind durch mehr oder minder mächtige Zonen mit diaphthoritischen Erscheinungen durchzogen, vorzugsweise manifestiert durch eine Auflösung der Granate, reichend von randlicher Chloritisierung bis zum vollständigen Ersatz der Granatsubstanz durch Chlorit, Hellglimmer oder auch Biotit. Zusätzlich sind diese Zonen durch intensive Verformung und komplexere Schieferungspläne bemerkenswert.

Über diesen höhermetamorphen Gesteinen liegen Glimmerschiefer ohne Granat, die in Glimmerschiefer mit phyllitischem Habitus übergehen. In sie sind, von West nach Ost in ihrer Mächtigkeit stark abnehmend, spilitische Gesteine eingelagert. Begleitet sind diese spilitischen Grünschiefer, die leicht wechselnde mineralogische Zusammensetzung haben, von Hellglimmer und Quarz führenden, schiefrigen Grüngesteinen (spilitischen Tuffiten), deren Zusammensetzung den sedimentären Hintergrund widerspiegelt.

Östlich dieser Spilit-Glimmerschiefergruppe sind fast nur mehr diaphthoritische Glimmerschiefer aufgeschlossen, die noch vereinzelt Biotite und Chloritaggregate führen und eng mit den Glimmerschiefern mit phyllitischem Habitus verwandt sind. Noch weiter östlich dominieren reine Phyllite, die sich aber aus den Glimmerschiefern entwickelt haben dürften. Typische Einschaltungen sind hier kohlenstoffreiche und kohlenstoffführende Gesteine: Kieselschiefer, Phyllite und Quarzite. In dieser Serie liegen Karbonate, die wiederum jenen in den höhermetamorphen Gesteinen ähneln und außerdem in deren streichender Fortsetzung liegen. Dadurch liegt eine Annahme der vormetamorphen (und möglicherweise auch vordiaphthoritischen) Nachbarschaft der höhermetamorphen Gesteine und den Hüllschiefern der Karbonat-Kieselschiefergruppe sehr nahe. Diese Gruppe und die Spilit-Glimmerschiefergruppe zeigen aber auch nahe Verwandtschaft zueinander; laterale, sedimentäre gegenseitige Einflüsse in beiden Gruppen belegen dies eindeutig. Somit ist die ursprüngliche Nachbarschaft der höhermetamorphen Gesteine und der gesamten Grenzzone als sicher anzunehmen.

Die Schichtfolge der Grenzzone ist wohl am meisten beansprucht (siehe Kap. 4, Schieferungspläne). Die retrograde Metamorphose wirkt hier am intensivsten. Interne Schuppung ist wahrscheinlich, aber naturgemäß schlecht faßbar.

Im Süden schließen sich ausschließlich progressiv metamorphe Gesteine an, die aufgrund ihrer lithofaziellen Besonderheiten in drei Untergruppen gliederbar sind (vgl. Kap. 4.1. bis 4.3.). Die nördlichste dieser Gruppen, die Karbonatreiche Gruppe, ist allem Anschein nach teilweise mit den Gesteinen der Grenzzone verschuppt. Dafür spricht das Vorkommen von Phylloniten (Kap. 3.2.5.) und das Auftreten von Karbonaten der Karbonatreichen Gruppe innerhalb der Grenzzone (Kap. 4.1., 3.2.3.). Der Südteil der Karbonatreichen Gruppe zeigt deutlichen sedimentären Zusammenhang zu den noch weiter südlich gelegenen Serien. Dieser Zusammenhang bleibt im Großen und Ganzen bis zur Transgression der Drauzugpermotrias gewahrt; Metavulkanitgruppe und Metaquarzit-Phyllitgruppe liegen also innerhalb dieses Zusammenhanges.

Besonders für die schwachmetamorphen Gruppen sind jüngere, von der variszischen Gefügeprägung wohl differenzierbare, Gefügeelemente bestimmend. Deutlich zeigt sich dies in den quarzarmen Formen der tonschieferähnlichen Phyllite (Kapitel 4), wo eigenständige zweite Schieferungen erkennbar sind. Gleiches Verhalten haben auch die Metatuffite und quarzitischen Phyllite. Größere Klastika (Metaquarzite und Metawacken) zeigen fast nur Faltung im Großbereich. Die Gefügeuntersuchungen konnten eine Reihe von Verformungstypen erkennen lassen, die eine mehr oder weniger deutliche, kontinuierliche Um- und Ausprägung des (älteren)  $s_1$  zum (jüngeren)  $s_2$  offenbar machen; das  $s_1$  ist als variszisch anzusehen (vgl. u. a. auch FRITSCH [1961]), dem alpidischen Akt entspricht weitgehend das  $s_2$ . Auch die fehlende strenge Einheitlichkeit in den Achsenrichtungen läßt sich auf die alpidische, nicht sehr intensive Umformung schon vorhandener variszischer Baupläne zurückführen. Die teilweise Integration von variszischen Bauplänen bis in den Kleinbereich ist oft beschrieben worden und allgemein bekannt (z.B. CLAR, 1971). Unter diesen Gesichtspunkten ist es durchaus nicht auszuschließen, daß es sich bei einem Teil der diaphthoritischen Erscheinungen in den höhermetamorphen Gesteinen bereits um variszisch rückschreitende Metamorphoseprozesse handelt.

Lithofazielle oder lithostratigraphische Vergleiche mit anderen Serien des (Alt)paläozoikums im restlichen Ostalpenraum beschränken sich weitgehend auf die schwächermetamorphen Gesteine und auf die Grenzzone. Höchstwahrscheinlich verbirgt sich jedoch auch in den höhermetamorphen Gesteinen (Alt-)Paläozoikum; dies läßt sich aufgrund der Verbindungen, die beide Gesteinsgruppen stellenweise zeigen, behaupten.

Aus den Karawanken sind Profile bekannt, die sich gut mit der Metavulkanit- und Metaquarzit-Phyllitgruppe vergleichen lassen: im Paläozoikum von Eisenkappel sind markante Vulkanit-Klastika-Folgen entwickelt; LOESCHKE & ROLSER (1971) beschreiben eine Abfolge, die in schwach metamorphe Tonabkömmlinge eingeschaltete Tuffe, Tuffite und Laven führt. Im Liegenden dieser pyroklastisch bzw. vulkanogen beeinflussten Folgen finden sich vereinzelt schwächere Kalklagen. Bedeckt wird das Vulkanit-Tonschiefer-Paket wiederum von gröberklastischer, wackiger Sedimentation; die Einstufung dieser Folge wird von FLÜGEL & SCHÖNLAUB (1972, Tabelle) ins Obere Ordovizium vorgenommen, LOESCHKE & ROLSER (1971) sowie LOESCHKE & WEBER (1973) schließen jedoch – aufgrund lokaler geologischer Befunde – karbonisches Alter nicht aus.

Schon SCHWINNER (1936, 1943 und 1935, recit. aus SCHWINNER, 1943) betont, daß eine generelle Zuordnung von Diabasen zum Karbon in den Ostalpen nicht gerechtfertigt sei, und daß basische Effusiva und deren Verwandte zu dieser Zeit im betrachteten Raum überhaupt nicht entwickelt seien. Allerdings sind im karnerischen Bereich sehr wohl basische Vulkanite gefunden worden (und auch schon länger bekannt), die wegen ihrer Lage zwischen Hochwipfelschichten und Grödener Schichten ins Karbon gestellt werden (VAI, 1971): es sind dies die Spilitite und Diabase der Dimon-Serie. Aber auch im Ostalpenbereich im engeren Sinn sind basische Effusiva und ihre Derivate durchaus zu erwarten; sehr deutlich zeigt sich die Unsicherheit kritiklos übernommener Vorstellungen bei der Einstufung basischer Vulkanite ins obere Ordovizium, bzw. in den Ordovizium/Silur-Grenzbereich, wenn man die von EXNER & SCHÖNLAUB (1973) getätigten Beobachtungen berücksichtigt; hier wird mit großer Sicherheit eine Verbindung der Diabase von Eisenkappel mit Gesteinen des Nötscher Karbons angenommen. Die schon auf E. SUSS (1868) zurückgehenden Versuche, das (sichere) Karbon im Süden des Drauzuges mit Serien nördlich der Drauzugtrias zu verbinden, sind jedenfalls auch unter diesen Gesichtspunkten zu sehen.

Zwischen der Metavulkanit-Gruppe und der Metaquarzit-Phyllitgruppe ist ein markanter Umschwung im Sedimentationsstil zu beobachten.

Das Liegende der vorgenannten Gesteinsgruppen bilden die Gesteine der Karbonatreichen Gruppe. Dabei ist es offen, ob es sich um das stratigraphisch Liegende oder – wenigstens teilweise – um die tektonische Unterlage handelt (dies bezieht sich vor allem auf die Anteile der Karbonatreichen Gruppe nördlich der Grenze des sedimentären Zusammenhanges).

Die Karbonatreiche Gruppe kann zusammen mit der Grenzzone mit typisch silurisch/devonischen Schichtfolgen verglichen werden. Für beide Perioden sind kohlenstoffreiche Gesteine in Verbindung mit Karbonaten kennzeichnend. CLAR et al. (1963) und SCHÖNLAUB (1971) weisen darauf hin, daß solche Assoziationen für das Devon charakteristisch sind, die lithofaziellen Charakteristika sind jedoch auch im Silur zu finden. So sind die mit Karbonaten vergesellschafteten Kiesel-schiefer und kohlenstoffreichen Phyllite der westlichen Grauwackenzone im wesentlichen silurischen Alters, vgl. MOSTLER (1968). In den westlichen Karawanken sind solche Gesteine für das untere Silur typisch (ANDERLE, 1970; SCHÖNLAUB, 1971a). Diese kohlenstoffreiche Fazies ist also vornehmlich an Silur oder Devon gebunden, und es liegt nahe, – besonders auch hinsichtlich des orthostratigraphischen Fixpunktes (Kap. 3.2.3.) – diese Gruppen grob als silurisch–devonisch anzusehen. In diesem Zusammenhang sind auch die kohlenstoffreichen Gesteine des Murauer Paläozoikums erwähnenswert, unter denen auch Kohlenstoff-Granat-Glimmerschiefer zu finden sind (TURNER, 1958, 1961). Im engen Zusammenhang mit den übrigen Gesteinen der Grenzzone stehen auch die spilitischen Gesteine; auch hier sind primär-sedimentäre Übergänge zu beobachten.

Die lithofaziellen Vergleiche mit ihren Konsequenzen für die Auflösung der tektonischen Geschichte sind zunächst im Konnex mit den Schieferungsplänen zu betrachten. Die schwächermetamorphen Gesteinsgruppen zeigen nur in gewissen Zonen ein (jüngeres)  $s_2$ , wobei offensichtlich Vortektonisierung (also schon bestehende

Schieferungspläne) und auch primäre Anisotropien der betreffenden Gesteine von Bedeutung sind. Die nördlichen Teile dieser schwächermetamorphen Gruppen, also der Bereich der Karbonatreichen Gruppe nördlich der Grenze des sicheren sedimentären Zusammenhanges, sind miteinander verschuppt, sedimentäre Übergänge sind nur abschnittsweise zu beobachten. Die Grenzzone selbst stellt eine wahrscheinlich spätvariszisch angelegte, stärker durchbewegte Zone dar; der sedimentäre Zusammenhang in ihr ist im großen allerdings gewahrt; die Möglichkeit, daß die Gesteine der Grenzzone auch mit den höhermetamorphen Gesteinen im ursprünglichen Verband lagen, durch Tektonik und rückschreitende Metamorphose (vor allem in den Metapeliten) sich nun aber von diesen deutlicher abheben, ist unbedingt in die Überlegungen einzubeziehen. Auch innerhalb dieses Schichtpaketes sind Zonen mit stärkerer rückschreitender Metamorphose auffindbar: möglicherweise stehen diese in direktem Zusammenhang mit der Verschuppung der Karbonate, die auch hier zu finden sind. Diese diaphthorischen Erscheinungen erfolgten wohl schon variszisch, aber auch alpidisch: die alpidischen Bewegungen folgen ja großteils dem variszisch vorgegebenen Bau. Die Intensität dieser Vorgänge ist insofern einzugrenzen, als wohl eine Schieferung und Mineralumregelung stattfand, der variszisch geschaffene Schichtstapel jedoch nicht mehr entscheidend bewegt wurde.

Die Konsequenzen aus dem Versuch der lithostratigraphischen Zuordnung aller im Goldeckgebiet unterscheidbaren Gesteinsgruppen ergibt folgendes Bild:

Im Falle des Verhältnisses Metaquarzit-Phyllit-Gruppe und Metavulkanitgruppe (samt den schwächtigen karbonatischen Sedimenten unter ihr) zu den nicht im sedimentären Verband zueinander stehenden, verschuppten Phylliten und Karbonaten der Karbonatreichen Gruppe nördlich der Grenze des sichtbaren sedimentären Zusammenhanges ergeben sich aufgrund der nicht exakt vorzunehmenden Einstufbarkeit der ersteren im Süden liegenden Gesteinsgruppen zwei Möglichkeiten der Deutung:

- a) Unterkarbonisches Alter der Metavulkanitgruppe und der Metaquarzit-Phyllitgruppe: die liegenden Serien im Norden davon stellen tatsächlich das stratigraphische Liegende dar.
- b) Ordovizisch-silurisches Alter der Metavulkanit- und Metaquarzit-Phyllitgruppe: zwischen diesen Gruppen und dem nördlichen Teil der Karbonatreichen Gruppe liegt eine Trennfläche, die tektonisch Hangendes (älter) und tektonisch Liegendes (jünger) trennt.

In beiden Fällen, wie auch immer, liegen jedoch Metaquarzit- und Metavulkanit-Gruppe in ungestörter Beziehung zueinander, während nördlich davon Dislokationen auftreten.

Die Grenzzone, als am stärksten tektonisch geprägtes Element, bildet das (tektonisch?) Liegende der ausschließlich konstruktiv metamorph geprägten Gesteine, zu denen auch die oben behandelten, nördlichen Anteile der Karbonatreichen Gruppe gehören. Wegen der deutlich stärkeren Beanspruchung ist es wahrscheinlich, daß diese Zone als Unterlage einer dislozierten höheren Schuppe (bestehend aus dem Großteil der Karbonatreichen Gruppe, siehe auch oben) diente. Zugleich unterlag diese Zone jedoch nach- bis spätektonisch jenen p-T-Bedingungen, die den Umschlag zwischen Grünschieferfazies und Amphibolitfazies umfas-

sen, und wurde durch die nachfolgende rückschreitende Metamorphose neuerlich geprägt. Auch die alpidischen Vorgänge erreichten in dieser Zone ihre höchste Intensität. Variszische und alpidische retromorphe Umprägungen sind hier nicht mehr trennbar. An dieser Stelle soll nochmals die Bezeichnung „Grenzzone“ gerechtfertigt werden: es handelt sich um Gesteine, vor allem Pelitabkömmlinge, in denen zwischen diaphthorischen und progressiv metamorphen Erscheinungen schwer bis nicht unterschieden werden kann. Auf die Möglichkeit einer Zonierung nach Typmineralien wurde verzichtet (etwa im Sinne von „Granat-“ oder „Biotitzone“). Es finden sich in dieser Zone sowohl biotitführende als auch biotitfreie Gesteine (Glimmerschiefer, Glimmerschiefer mit phyllitischem Habitus). Ob diese Unterschiede durch primär unterschiedliche p/T-Unterschiede zustande kamen, oder durch retrograd metamorphe Ereignisse zu erklären sind, ist nicht zu entscheiden; beides ist möglich.

Die Verbindung zwischen Grenzzone und höhermetamorphen Gesteinen und die damit zusammenhängenden Probleme haben Analoga im übrigen ostalpinen Bereich: feststeht, daß es nicht eindeutig erwiesen ist, daß zwischen den höhermetamorphen Gesteinen („Altkristallin“) und ihrem Hangenden eine Grenze – welcher Art auch immer – existiert.

Die Verhältnisse zwischen schwachmetamorphen Gesteinen und ihrer höhermetamorphen Unterlage („Altkristallin“) wurden häufig diskutiert; einschlägige Arbeiten lieferten beispielsweise H. FLÜGEL (1960 und 1963), CLAR (1953) und FRITSCH (1957) (auch METZ, 1952, recit. aus FLÜGEL, 1960, 1963). Demnach wurde das Verhältnis sicheres Altpaläozoikum/„Altkristallin“ auf verschiedene Weise zu erklären versucht.

Dieses Kristallin sei vorpaläozoisch und das überlagernde Altpaläozoikum sei „primär lückenhaft“ (allerdings ohne sichtbaren Transgressionskontakt) abgelagert (V. GAERTNER, 1934; SCHWINNER, 1951, recit. aus FLÜGEL, 1963). Hingegen brachten CLAR (1953) und FRITSCH (1957) sowie CLAR et al. (1963) Beispiele für Metamorphoseübergänge, die für das verschieden weit und verschieden starke Eingreifen einer (variszischen) Metamorphose sprechen, was, nach Serienvergleichen (die schon von METZ [1952], siehe oben, vorgenommen wurden) die Annahme, im „Altkristallin“ verberge sich metamorphes Altpaläozoikum, bestärkte.

Besonderes Interesse im Zusammenhang damit verdient der gelungene Versuch einer Auflösung der Verhältnisse in der Saualpe, der von österreichisch-deutschen Arbeitsgruppen unternommen wurde. Hier wurde eine prä- bis synmetamorphe Tektonik postuliert, die variszischen Alters sei (NEUGEBAUER, 1970; NEUGEBAUER & KLEINSCHMIDT, 1971; z. T. auch PILGER & WEISSENBACH, 1971, S. 134). NEUGEBAUER (1970) betont das postkambrische Alter sämtlicher hier vertretener Serien, und grenzt es nach oben hin mit „präoberwestfalisch“ ab. In dieser Arbeit wird auch der variszische Deckenbau (bzw. Schuppenbau), der gleich alte Gesteine in nun verschiedenen metamorphen Fazies zeigt, erwähnt. Bis auf wenige, durch Fossilfundpunkte gestützte, sicher datierbare Gesteine werden im gesamten Saualpengebiet nur lithostratigraphische Vergleiche angestellt. Diese Vergleiche stoßen jedoch auf eben die Schwierigkeiten, wie sie schon im Falle der Metavulkanite und Metaquarzite und -grauwacken im südöstlichen Goldeckgebiet aufgezeigt wurden. So wurden die basischen Vulkanite in der Saualpe (und deren Derivate)

ausschließlich dem Ordovizium zugeordnet (NEUGEBAUER, 1970), da sie im Liegenden des Silur–Devons auftreten. Zugleich wird aber konzediert, daß etwaige tektonische Trennflächen nicht mehr sichtbar seien (die Tektonik sei ja von der Metamorphose überholt worden). Die „Phyllitgruppe“ (KLEINSCHMIDT & WURM, 1966; NEUGEBAUER & KLEINSCHMIDT, 1971) wurde zunächst ebenfalls nach ausschließlich lithostratigraphischen Gesichtspunkten in Ordovizium–Silur bzw. Devon untergliedert. In weiterer Folge wurde die Überschiebungstektonik aufgrund von Fossilfunden in dieser „Phyllitgruppe“ unter Berücksichtigung der im Hangenden auftretenden, gleich alten Serien („anchimetamorphes“ Paläozoikum) als sicher angenommen (KLEINSCHMIDT & NEUGEBAUER, 1975); zwischen beiden Einheiten liege eine tektonische Fläche.

Sieht man von den problematischen Alterseinstufungen ab, ergeben sich gewisse Analogien zur Goldeckgruppe: auch hier ist die variszische Tektonik formgebend. Allerdings sollen in der Goldeckgruppe die höhermetamorphen Gesteine von der definitiven Einbeziehung in eine (litho)stratigraphische Einordnung zum großen Teil ausgenommen bleiben, obwohl Verbindungen zwischen diesen und den Gesteinen der Grenzzone, die mit großer Wahrscheinlichkeit dem Altpaläozoikum angehören, sicher bestehen.

Aber auch diese Verbindung zwischen den „alkristallinen“, also den höhermetamorphen Gesteinen, und ihrer Überlagerung sind unter mehreren Gesichtspunkten zu betrachten: die dritte Lösungsmöglichkeit, die H. FLÜGEL (1963) und TOLLMANN (1963 und früher) ins Auge faßten, nämlich die alpidische Deckentektonik in Verbindung mit alpidischer Metamorphose, die das tektonische Aufrufen des Altpaläozoikums auf dem Altkristallin fordert, soll nicht weiter diskutiert werden. Abgesehen davon, daß das augenscheinlichste Hauptkriterium des „Aufruhens tektonischer Art“, die Zwischenschaltung mesozoischer Gesteine nämlich, im Goldeckgebiet fehlt, kann man mit großer Wahrscheinlichkeit annehmen, daß die prägende Metamorphose variszischen Alters ist, und ihren Höhepunkt nach der variszischen Tektonik hat. (Eine Ausnahme bietet die Anlage der „Grenzzone“, die etwas jünger ist). Dazu kommen noch die lateralen Zusammenhänge der höhermetamorphen Gesteine mit der Grenzzone, die bedeuten, daß die Nachbarschaften zwischen den einzelnen Gesteinsgruppen schon vormetamorph gegeben waren, und daß kein Anzeichen dafür gegeben ist, daß alpidische Bewegungen weitreichend und selbständig (im Sinne von: von der variszisch-tektonischen Verformung vollständig unabhängig) Umschichtungen schufen.

Als Abschluß des vorliegenden Aufsatzes soll nun noch die Bedeutung dieses Abschnittes südöstlich des Tauernfensters innerhalb des Ostalpenbaues im Gesamten beleuchtet werden.

TOLLMANN (1963, S. 63) vermutete also die Trennlinie zwischen „Oberostalpin“ und „Mittelostalpin“ noch bei den Karbonaten der nördlichen Goldeckgruppe (siehe Kap. 2.5.2.). Der gleiche Autor legt auch 1987 noch diese Grenze – erster Ordnung – zwischen „oberostalpinen Paläozoikum, kaum oder nicht metamorph“ und „paläozoische Serien mit starker variszischer Metamorphose“ (S. 372, Abb. 8; aus FRISCH & NEUBAUER, 1984, daraus allerdings nicht buchstäblich übernommen, da diese beiden Autoren den Bereich südöstlich des Tauernfensters als zur Gruppe „... of post-Caledonian sequences ... in different tectonic settings and metamor-

phic grades ...“ gehörig bezeichnen). Eine Trennfläche solcher Größenordnung existiert allerdings nicht. Die „Grenzzone“ ist wohl eine tektonische Erscheinung der Goldeckgruppe, sie war aber nicht einmal imstande, die primären Zusammenhänge sowohl zum „Kristallin“ s.s. (höhermetamorphe Gesteine) als auch zum schwachmetamorphen Komplex zu verwischen. Sie wird am ehesten als spätvariszisch angelegtes, eben untergeordnetes Element anzusehen sein. Es konnten Möglichkeiten zur Klärung des Verhältnisses „schwachmetamorphe“ zu „höhermetamorphen“ Serien vorgestellt werden, die größere alpidische Bewegungen ausschließen und somit dem Zusammenhang zwischen diesen Rechnung tragen. Beide Möglichkeiten weisen auf Krustenverkürzung im ostalpinen Basement schon in voralpidischer Zeit hin, deren Wichtigkeit ja mehr und mehr erkannt wird (z.B. FRANK, 1987). In beiden Fällen ändert sich nur das Alter der Anlage der „Grenzzone“ innerhalb der variszischen Ära. Das von FRANK (1987) mit Recht als logische Folge dieser Krustenverkürzung ins Treffen geführte Übereinanderliegen von niedrigmetamorphen Serien (hier vielleicht verkehrt, vgl. Möglichkeit b)) über höhermetamorphen Pendants gleicher Lithologie und auch gleichen Alters liegt also auch hier mit hoher Wahrscheinlichkeit vor.

#### Literatur

- AMSTUTZ, G. C. (Hrsg.): *Spilites and Spilitic Rocks*. – Intern. Un. Geol. Sci., 4, New York – Heidelberg – Berlin (Springer) 1974.
- ANDERLE, N.: Stratigraphische und tektonische Probleme im Bereich des österreichischen Anteiltes der Westkarawanken zwischen Rosenbach und Thörl unter Berücksichtigung der alpinen Orogenese. – *Geologija*, 13, Ljubljana 1970.
- ANGEL, F.: Über Plagioklasfüllungen und ihre genetische Bedeutung. – *Mitt. Naturw. Ver. Stmk.*, 67, Graz 1930.
- ANGEL, F.: Drautaler Schotter von Mauthbrücken und Weißenstein. – *Car. II*, 64, Klagenfurt 1954.
- ANGEL, F.: Über Diabasformen des Murauer Paläozoikums. – *Verh. Geol. B.-A.*, 1955, Wien 1955.
- ANGEL, F. & KRAJICEK, E.: Gesteine und Bau der Goldeckgruppe. – *Car. II*, 49, 26–57, 1 Karte, 1 Taf., Klagenfurt 1939.
- CLAR, E.: Metamorphes Paläozoikum im Raume Hüttenberg. – *Der Karinthin*, 22, Klagenfurt 1953.
- CLAR, E. et al.: Die geologische Neuaufnahme des Saualpen-Kristallins (Kärnten), VI. – *Car. II*, 73/153, Klagenfurt 1963.
- CLAR, E.: Bemerkungen für eine Rekonstruktion des variszischen Gebirges in den Ostalpen. – *Z. dt. Geol. Ges.*, 122, Hannover 1971.
- DEER, W. A., HOWIE, R. A. & ZUSSMANN, J.: *Rock forming Minerals, 2, Chain Silicates*. – London (Longmans) 1963.
- DE SITTER, L. U.: *Structural geology*. – 2<sup>nd</sup> Ed., New York (Mc Graw-Hill) 1964.
- DEUTSCH, A.: Geologie und Petrographie der mittleren Goldeckgruppe (Kärnten/Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, 120, Wien 1977.
- EXNER, Ch.: Granitgerölle im Permo-Skyth-Sandstein des Drauzuges bei Stockenboi (Kärnten). – *Verh. Geol. B.-A.*, 1974, Wien 1974.
- EXNER, Ch., DEUTSCH, A. & HEINZ, H.: Geologisch-petrographische Untersuchungen der Goldeckgruppe. – *Geol. Tiefbau der Ostalpen*, Publ. Nr. 212, ZA. f. Met. u. Geodyn., Wien 1976.
- EXNER, Ch. & SCHÖNLAUB, H. P.: Neue Beobachtungen an der Periadriatischen Narbe im Gailtal und im Karbon von Nötsch. – *Verh. Geol. B.-A.*, 1973, Wien 1973.
- FLÜGEL, H.: Die tektonische Stellung des „Alt-Kristallins“ östlich der Hohen Tauern. – *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, 1960, Stuttgart 1960.

- FLÜGEL, H.: Das Paläozoikum in Österreich. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **56**, Wien 1963.
- FLÜGEL, H. W. & SCHÖNLAUB, H. P.: Geleitworte zur stratigraphischen Tabelle des Paläozoikums von Österreich. – Verh. Geol. B.-A., **1972**, Wien 1972.
- FRANK, W.: Evolution of the Austroalpine Elements in the Cretaceous. – In: FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P. (Ed.): Geodynamics of the Eastern Alps. – Wien (Deuticke) 1987.
- FRIEDRICH, O. M.: Die Vererzung der Ostalpen, gesehen als Glied des Gebirgsbaues. – Arch. f. Lagerst.forsch., **8**, Leoben 1968.
- FRIEDRICH, O. M. & KRAJICEK, E.: Die Kärntner Erzlagerstätten I. – Car. II, **142**, Klagenfurt 1952.
- FRISCH, W., NEUBAUER, F. & SATIR, M.: Concepts of the evolution of the Austroalpine basement complex (Eastern Alps) during the Caledonian-Variscan cycle. – Geol. Rdsch., **73**, H. 1, Stuttgart 1984.
- FRITSCH, W.: Aufnahmsbericht über die geologische Neukartierung des Gebietes des Sonntags- und Kraigerberges bei St. Veit a.d. Glan. – Der Karinthin, **34/35**, Klagenfurt 1957.
- FRITSCH, W.: Eine Transgression von Grödener Schichten in der Latschurgruppe Kärntens. – Carinthia II, **151**, Klagenfurt 1961.
- GAERTNER, H. R. v.: Die Eingliederung des ostalpinen Paläozoikums. – Z. dt. Geol. Ges., **86**, Berlin 1934.
- GEYER, G.: Geologische Aufnahmen im Weissenbachthale, Kreuzengraben und der Spitzegelkette (Oberkärnten). – Verh. Geol. R.-A., **1901**, 113–139, 1 Profil, Wien 1901.
- GROSCOPF, R.: Zur Petrographie und Tektonik des schwachmetamorphen Altpaläozoikums im nordöstlichen Klagenfurter Becken (Ostalpen). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **19**, Wien 1970.
- HEINZ, H.: Geologie der östlichen Goldeckgruppe (Mittelkärnten). – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 189 S., Wien 1976.
- HEINZ, H.: Bericht 1977 über geologische Aufnahmsarbeiten in der Goldeckgruppe auf Blatt 182, Spittal a.d. Drau. – Verh. Geol. B.-A., **1978**, A134–A137, Wien 1978.
- HEINZ, H.: Bericht 1978 über geologische Aufnahmen auf den Blättern 182, Spittal a.d. Drau, 199, Hermagor und 200, Arnoldstein. – Verh. Geol. B.-A., **1979**, A148–A150, Wien 1981.
- HEINZ, H.: Bericht 1974 über geologische Aufnahmen auf den Blättern 182 Spittal a.d. Drau, 183 Radenthein, 199 Hermagor und 200 Arnoldstein. – Jb. Geol. B.-A., **128**, 321–322, Wien 1985.
- HEINZ, H. & WALACH, G.: Ergebnisse refraktionsseismischer Messungen im Gebiet des Lurnfeldes (Drautal, Oberkärnten). – Verh. Geol. B.-A., **1979**, Wien 1979.
- HERRMANN, A. & WEDEPOHL, K.: Untersuchungen an spilitischen Gesteinen der variszischen Geosynklinale Nordwestdeutschlands. – Contr. Miner. Petrol., **29**, Springer 1970.
- HOEPPENER, R.: Zum Problem der Bruchbildung, Schieferung und Faltung. – Geol. Rdsch., **45**, Stuttgart 1956.
- KLEINSCHMIDT, G. & NEUGEBAUER, J.: Die variskische Überschiebungstektonik in der Phyllitgruppe der Saualpe (Ostalpen) – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1975**, Stuttgart 1975.
- KLEINSCHMIDT, G. & WURM, F.: Die geologische Neuaufnahme des Saualpenkristallins (Kärnten). – Car. II, **156**, Klagenfurt 1966.
- LAHUSEN, L.: Die schicht- und zeitgebundenen Antimonit-Scheelit-Vorkommen und Zinnobervererzungen der Kreuzeck- und Goldeckgruppe in Kärnten und Osttirol, Österreich. – Inaug.-Diss. München, München 1969.
- LOESCHKE, J.: Zur Geologie und Petrographie des Diabaszug westlich Eisenkappel (Ebriachtal), Karawanken (Österreich). – Oberrhein. geol. Abh., **19**, Karlsruhe 1970.
- LOESCHKE, J.: Zur Petrogenese paläozoischer Spilite aus den Ostalpen. – N. Jb. Miner. Abh., **119**, H. 1, Stuttgart 1973.
- LOESCHKE, H. & ROLSER, J.: Der altpaläozoische Vulkanismus in den Karawanken (Österreich). – Z. dt. Geol. Ges., **122**, Hannover 1971.
- LOESCHKE, H. & WEBER, K.: Geochemie und Metamorphose paläozoischer Tuffe und Tonschiefer aus den Karawanken (Österreich). – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **142**, H. 1, Stuttgart 1973.
- MAUCHER, A.: Die Antimon-Wolfram-Quecksilber-Formation und ihre Beziehungen zu Magmatismus und Geotektonik. – Freib. Forsch.-H., **C186**, Freiberg 1965.
- MOORE, J. C. & PECK, D. L.: Accretionary Lapilli in Volcanic Rocks of the Western Continental United States. – Journ. Geol., **70**, Chicago 1962.
- MOSTLER, H.: Das Silur im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **18**, Wien 1968.
- NEUGEBAUER, J.: Alt-paläozoische Schichtfolge, Deckenbau und Metamorphose-Ablauf im südwestlichen Saualpen-Kristallin (Ostalpen). – Geotekt. Forsch., **35**, Stuttgart 1970.
- NEUGEBAUER, J. & KLEINSCHMIDT, G.: Ansatz zu einer echten Stratigraphie im metamorphen Altpaläozoikum der Ostalpen. – Z. dt. Geol. Ges., **122**, Hannover 1971.
- PILGER, A. & WEISSENBACH, N.: Der interne Deckenbau der Saualpe. – Z. dt. Geol. Ges., **122**, Hannover 1971.
- POLEGEG, S.: Untersuchung und Bewertung von Quecksilber-vorkommen in Kärnten. – Arch. f. Lagerst.forsch., **12**, Leoben 1971.
- RITTMANN, A.: Vulkane und ihre Tätigkeit. – 2. Aufl., Stuttgart (Enke Verlag) 1960.
- RÖSLER, H. J.: Zur Petrographie, Geochemie und Genese der Magmatite und Lagerstätten des Oberdevons und Unterkarbons in Ostthüringen. – Freib. Forsch.-H., **C92**, Berlin 1960.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Die fazielle Entwicklung im Altpaläozoikum und Unterkarbon der Karnischen Alpen. – Z. dt. Geol. Ges., **122**, Hannover 1971.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Stratigraphische Untersuchungen im Paläozoikum der West-Karawanken. – Verh. Geol. B.-A., **1971**, Wien 1971a.
- SCHULZ, O.: Schicht- und zeitgebundene paläozoische Zinn-ober-Vererzung in Stockenboi (Kärnten). – Sber. Bayr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., **1968**, München 1968.
- SCHWINNER, R.: Zur Gliederung der phyllitischen Serien der Ostalpen. – Verh. Geol. B.-A., **1936**, Wien 1936.
- SCHWINNER, R.: Paläozoikum in der nordwestlichen Goldeckgruppe (ober Sachsenburg; Kärnten). – Ber. Reichsamt f. Bodenforsch., **1943**, 147–156, 1 Abb., Wien 1943.
- SRBIK, R., v. (posth. zusammengestellt von KLEBELSBERG, R.): Die Vergleichsicherung der Gailtaler Alpen. – Car. II, **58/60**, Klagenfurt 1950.
- SUCESS, E.: Über die Äquivalente des Rothliegenden in den Südalpen. – Sber. k.k. Akad. Wiss. I. Abt., math.-naturw. Kl., **57**, H. 1–5, Wien 1868.
- THURNER, A.: Erläuterungen zur geologischen Karte Stadl-Murau, 1:50.000. – Wien (Hollinek) 1958.
- THURNER, A.: Das Phyllitgebiet südlich Murau. – Verh. Geol. B.-A., **1961**, Wien 1961.
- TOLLMANN, A.: Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchung des zentralalpinen Mesozoikums. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **10**, Wien 1959.
- TOLLMANN, A.: Ostalpensynthese. – Deuticke, Wien 1963.
- TOLLMANN, A.: The Alpidic Evolution of the Eastern Alps. – In: FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P. (Ed.): Geodynamics of the Eastern Alps. – Wien (Deuticke) 1987.
- TRÖGER, W. E.: Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale, **2**, Textband. – 2. Aufl., Stuttgart (E. Schweizerbart) 1969.
- VAI, G. B.: Diskussionsbeitrag zu den Vorträgen über das „Variszikum der Ostalpen“. – Z. dt. Geol. Ges., **122**, Hannover 1971.
- VUAGNAT, M.: Sur quelques diabases suisses. Contribution du probleme des spilites et de pillow lavas. – Schweiz. Min. Petr. Mitt., **26**, Zürich 1946.
- WINKLER, H. G. F.: Petrogenesis of Metamorphic Rocks, 4th Ed. – Berlin – Heidelberg – New York (Springer) 1976.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 17. Februar 1987.