

Geologisch-petrographische Untersuchungen zur präalpidischen Entwicklung des Tauernfensters am Ostrand des Venedigermassivs (Hohe Tauern)

Von ANDREAS SCHERMAIER*)

Mit 13 Abbildungen und 6 Tabellen

*Salzburg
Osttirol
Tauernfenster
Zentralgneise
Migmatite
Riffeldecke
Altkristallin
Variszikum*

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blatt 152

Inhalt

Zusammenfassung	345
Abstract	346
1. Einführung und Problemstellung	346
2. Regionalgeologischer Überblick	346
3. Vergleich der bisher vorliegenden geologischen Karten vom Bereich Fürther Hütte - Abretterkopf - Sandeben	348
4. Ein neues Gliederungsprinzip der Gesteine am Ostrand des Venedigermassivs	351
5. Die Gruppe der älteren Gneise und Granitoide	352
5.1. Die Abretterkopffolge	352
5.2. Der Hochweißfeldgneiskomplex	353
5.3. Der Kratzenbergsee-Migmatit	356
6. Die Venediger-Intrusivgeneration	358
6.1. Der Venedigergneis	358
6.2. Der Weißeneck-Dichtenseegneis	360
6.3. Aplitgneise	362
7. Zur Geochemie der Granitoide	362
8. Schlußfolgerungen	364
Dank	365
Literatur	365

Zusammenfassung

Im Zuge einer Kartierung im Maßstab 1 : 10.000 im Oberen Hollersbachtal und der anschließenden petrographischen Bearbeitung erwies sich, daß der hier aufgeschlossene Intrusionsbereich des Zillertal-Venediger Zentralgneiskörpers in das anschließende „Altkristallin“ einen hervorragenden Einblick in die variszische Entwicklungsgeschichte des mittleren Tauernfensters bietet. Für diese Zeit läßt sich hier eine im wesentlichen zweiphasige geologische Entwicklung ableiten:

Eine erste Phase führt zu einer hochgradigen Regionalmetamorphose mit Anatexis. Dabei bildet sich der K₂O-betonte Hochweißfeldgranitgneis (Zirkon-Alter 308 ± 12 Mio. J.), der ohne scharfe Grenzen inmitten von Anatexiten liegt und als Produkt einer in-situ Granitisation angesehen wird.

Nach einer wahrscheinlich sehr raschen Hebung und Abkühlung des anatektischen Baues intrudiert – mit scharfen Grenzen zur Umgebung – in einer zweiten Phase (spätes Oberkarbon, frühes Perm ?) der kalkalkalische Venedigerpluton samt Ausläufern und Nachschüben.

Der leukogranodioritische Weißeneck-Dichtenseegneis wird als eine isolierte Abspaltung vom Venedigerpluton interpretiert.

*) Anschrift des Verfassers: Mag. ANDREAS SCHERMAIER, Institut für Geologie und Paläontologie der Universität, Hellbrunnerstraße 34, 5020 Salzburg.

Geological and Petrographical Investigations on the Pre-Alpidic Development of the Tauern Window (Eastern Margin of Venediger Massif, Hohe Tauern)

Abstract

The Upper Hollersbach valley of the Hohe Tauern (Central Tauern Window, Eastern Alps) provides some insight into the Pre-Alpine evolution of the Central Tauern Window. Two variscan events can be documented:

A high grade regional metamorphism led first to the formation of anatexites and to the genesis of deep seated crustal-derived K₂O-rich granitic melts (Hochweißfeld gneiss; Zircon-age 308±12 m.a.).

These deeper crustal products were rapidly uplifted and cooled, then the tonalites and granodiorites of the Zillertal-Venediger suite intruded in a high plutone level.

1. Einführung und Problemstellung

Die präalpidischen geologischen Vorgänge stellen schon seit Jahrzehnten ein wesentliches Problem der Tauerngeologie. Obwohl heute eine im wesentlichen variszische Entstehung der sauren Plutone als Edukte der heutigen Zentralgneise allgemein anerkannt ist, und prinzipiell auch die Existenz voralpidischer Strukturen und „vortauernkristalliner“ Mineralrelikte anerkannt ist, konnte man doch wegen der alpidischen Überprägung, was die Zentralgneise und das sogenannte Altkristallin der Hohen Tauern betrifft, bislang nur wenig an konkreten geologischen Entwicklungsabläufen mit Sicherheit rekonstruieren.

Da die primären Beziehungen der heute vergneisten präalpidischen Sedimente, Vulkanite und Granitoide bzw. deren Entstehungsmilieu infolge der alpidischen Tektonisierung und Metamorphose im Gelände oft schwer durchschaubar sind, wurden in letzter Zeit verstärkt moderne geochemische, isotopechemische, radiometrische und zirkontypologische Untersuchungsmethoden herangezogen, mit deren Hilfe man einige Vorstellungen über die voralpidische Krustenentwicklung im Tauernfenster erhielt. So wurde neuerdings, den Arbeiten von H.P. STEYRER (1983) und H.P. STEYRER & V. HÖCK (1985) folgend, aufgrund geochemischer und zirkontypologischer Ergebnisse für den Bereich der Habachserie und des Altkristallins ein ausgedehnter altpaläozoischer Inselbogen und back-arc Magmatismus gefordert (W. FRISCH & D. RAAB, 1987; G. VAVRA & W. FRISCH, 1989). Wie jüngste Nd-Isotopenuntersuchungen zeigen, sind aber im Bereich des mittleren Tauernfensters zumindest bereichsweise auch ältere, vermutlich mittelproterozoische, Krustenkomponenten vorhanden (A. VON QUADT in A. SCHERMAIER et al., 1990).

Die vorliegende Arbeit bringt nun hauptsächlich von den örtlichen Lagerungs- und Intrusionsverhältnissen ausgehend einen weiteren Beitrag zur Kenntnis der präalpidischen Entwicklungsgeschichte der Zentralgneise und des Altkristallins im mittleren Tauernfenster, und zwar am Ostrand des Zillertal- und Venediger-Zentralgneiskörpers im Talschluß des Hollersbachtals gegen das Matreier Tauerntal (vgl. Abb. 1). Dort sind nämlich die voralpidischen Intrusionsverhältnisse und die voralpidischen Strukturen von der alpidischen Deformation besonders verschont geblieben. Es konnte so die Reihenfolge der Platznahme der dortigen Granitoide sowie ihr jeweiliges Entstehungsmilieu und die Beziehung zu präalpidischen Deformationsphasen aufgeklärt werden.

2. Regionalgeologischer Überblick

Zwischen den Zentralgneiskörpern des Zillertal-Venedigerkerns und des Granatspitzkerns (vgl. Abb. 1) befinden sich vorwiegend altkristalline Serien, die einen recht variablen Gesteinsbestand aufweisen und zudem häufig migmatisch beeinflusst und aplitisch injiziert sind (Serie der Alten Gneise O. SCHMIDEGG, 1961; G. FRASL & W. FRANK, 1966). Der migmatische Komplex lagert deckenförmig über der nicht migmatischen, also niedrigermetamorphenen, im wesentlichen metavulkanitischen Hülle des Granatspitzkerns und wird im Hinblick auf die orts- und lagerungsmäßige Fortsetzung vergleichbarer Gesteinsfolgen in der westlichen Glocknergruppe unter der Bezeichnung Riffeldecke(n) zusammengefaßt (H.P. CORNELIUS, 1930; H.P. CORNELIUS & E. CLAR, 1939).

Wenngleich auch prinzipiell Einigkeit bezüglich der Deckennatur herrscht, besteht bislang kein Konsens, was die Abgrenzung des Riffeldecken Kristallins, das Alter der Überschiebung und die Intertektonik der Riffeldecke(n) betrifft (vgl. dazu z.B. G. FUCHS, 1958, 1962; W. FRANK, 1969; A. TOLLMANN, 1975, 1977; W. FRISCH, 1977, 1980).

Die divergenten Meinungen zur Tektonik sind vor allem im Auftreten kleiner, teilweise karbonatführender Quarzitvorkommen innerhalb und an der Basis der Riffeldecken-Einheit begründet. Während diesen Quarziten von manchen Autoren triadisches Alter zugesprochen wird (z.B. G. FUCHS, 1958; A. TOLLMANN, 1975; W. FRANK, Ch. MILLER & G. PESTAL, 1987), sehen andere in ihnen normale syngenetische Schichtglieder einer paläozoischen Schichtfolge (z.B. O. SCHMIDEGG, 1961; W. FRISCH, 1977). Entsprechend der unterschiedlichen Alterseinstufung dieser Quarzitspäne ergeben sich auch prinzipielle Unterschiede in den tektonischen Konzepten. Dazu kommt – aber schon weit außerhalb des hier beschriebenen Intrusionsgebietes – die stellenweise komplizierte Verzahnung mit Bündnerschiefern im Hangenden des Riffeldeckenkristallins, welche ebenfalls einen wesentlichen Grund für die unterschiedlichen tektonischen Gliederungen darstellt (im Detail siehe H.P. CORNELIUS & E. CLAR, 1939; G. FUCHS, 1958, 1962; W. FRANK, 1969; A. TOLLMANN, 1975, 1977; W. FRISCH, 1977, 1980).

Innerhalb des Riffeldecken-Kristallins befinden sich jedenfalls mehrere größere granitische Gneiskörper (vgl. Abb. 1), deren Zuordnung und Interpretation derzeit aber auch noch recht unterschiedlich gehandhabt wird (vgl. G. FUCHS, 1958; A. TOLLMANN, 1975, 1977; D. RAAB, 1983; W. FRANK, Ch. MILLER & G. PESTAL 1987;

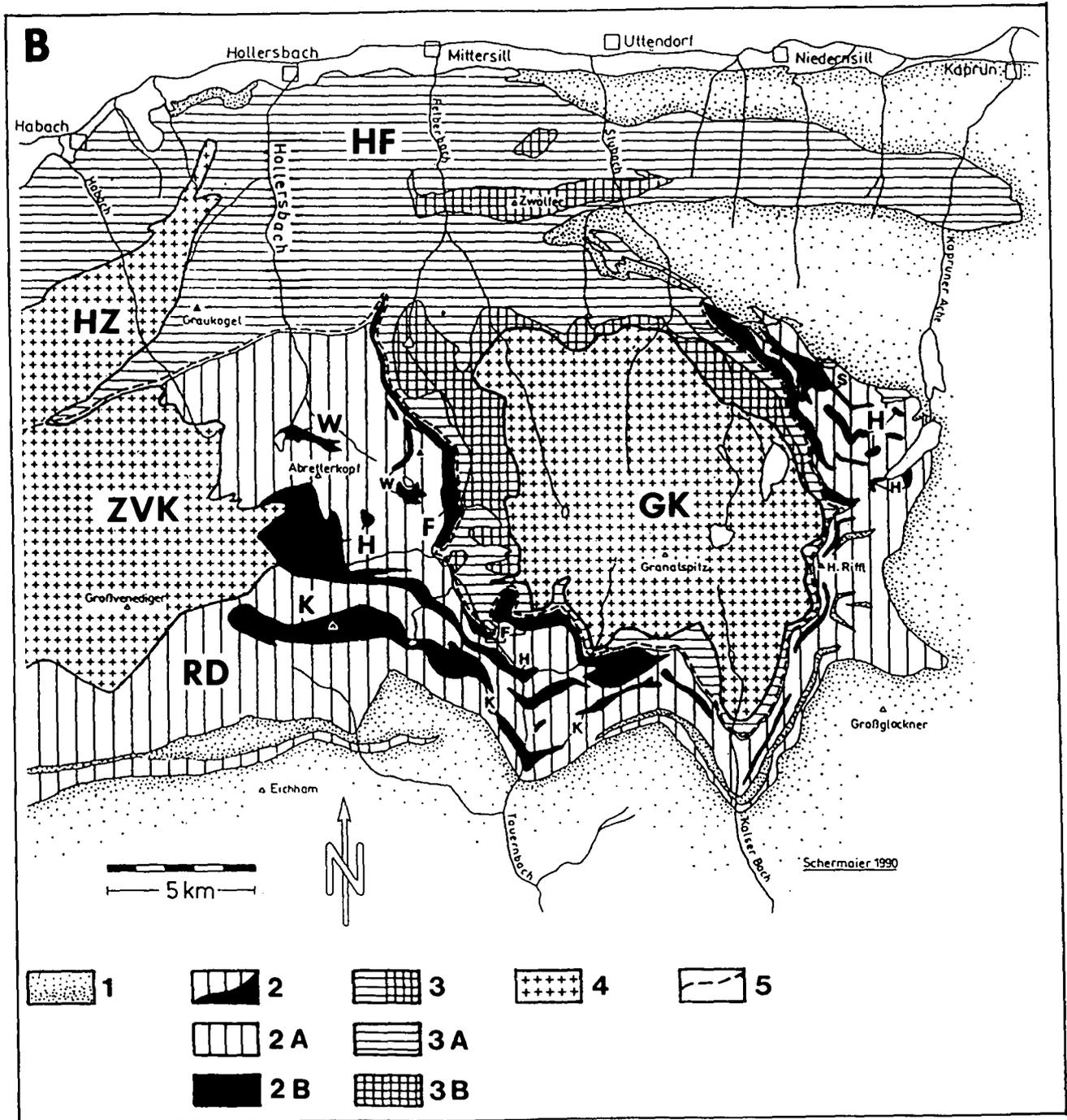
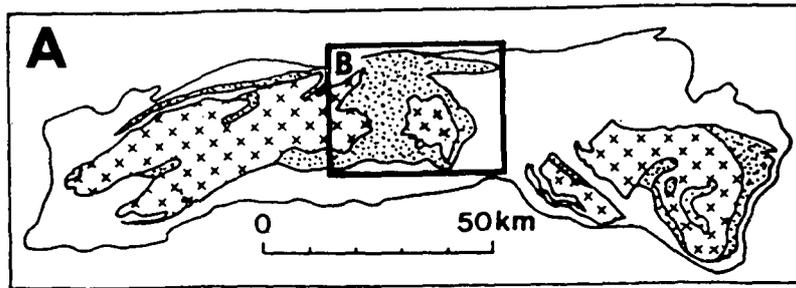


Abb. 1.

Lage und geologische Übersicht des Arbeitsgebietes.

A: Lage des Arbeitsgebietes im Tauernfenster.

B: Tektonisch-geologische Übersichtskarte der Mittleren Hohen Tauern (hauptsächlich nach G. FRASL, 1958; G. FUCHS, 1958; G. FRASL & W. FRANK, 1966 sowie W. FRANK, Ch. MILLER & G. PESTAL, 1987; tektonische Stockwerkgliederung im wesentlichen nach W. FRISCH 1980).

1 = Stockwerk der permomesozoischen Schieferhülle (vorwiegend Glocknerdecke); 2 = Riffdeckenstockwerk (RD), 2A = vorwiegend altkristalline Metasedimente und Metavulkanite, 2B = Granitoidgneisvorkommen (F = Felbertauern Augengneis, H = Hochweißfeldgneis, K = Knorrkogelgneis, S = Scharkogelgneis, W = Weissneck-Dichtenseegneis); 3 = tieferes Stockwerk, 3A = Metasedimente und Metavulkanite (hpts. Habachformation, HF), 3B = Altkristallin („Amphibolitfolge“ nach G. FRASL & W. FRANK, 1966); 4 = Größere Zentralgneismassen (Zillertaler-Venedigerkern = ZVK zu 2, Granatspitzkern = GK und Habachzunge = HZ zu 3); 5 = Überschiebungslinie der Riffdecke.

W. FRISCH & D. RAAB, 1987; G. PESTAL, 1987). Die hauptsächlichlichen Differenzen bestehen in der Art der Korrelation der Riffdeckengranitoide mit den großen als jungpaläozoisch gesicherten Zentralgneismassen des Zillertal-Venedigerkerns, der Tuxer Masse und des Granatspitzkerns (BESANG et al., 1968; JÄGER et al., 1969; R. CLIFF, 1977, 1981). Während G. FUCHS (1958) nur in der Weißeneck-Dichtenseezunge ein Äquivalent zum Venedigertonalit sieht, repräsentiert nach A. TOLLMANN (1975, 1977) auch der Hochweißfeldgneis einen Ausläufer des Zillertal-Venediger Zentralgneiskörpers. Neben dem Venedigertonalit selbst seien eben dessen Ausläufer wesentlich für die „Migmatisation“ des Riffdeckenmaterials verantwortlich. Den Knorrkogelgneis sieht A. TOLLMANN als Abspaltung einer heute tieferliegenden, versteckten Zentralgneismasse an. G. PESTAL (1987) erweitert die Liste derartiger „Ausläufer“ des Zillertal-Venedigerkerns noch. Als solche bezeichnet er namentlich die „Augengneise“ vom Weißeneck, Dichtensee, Felber Tauern, von der Hauptneralm und vom Borchetkopf. W. FRISCH & D. RAAB (1987) sehen, den Auffassungen von G. FUCHS (1958) folgend, nur in der Weißeneck-Dichtenseezunge einen Ausläufer des Venedigerkerns, wobei die Zentralgneise beim Dichtensee intrusiv mit ihrem „alten Dach“ verbunden sein sollen. Im Felbertauern-Augengneis (H.P. CORNELIUS, 1942; G. FUCHS, 1958) sehen sie eine tektonische Abspaltung des Granatspitzkerns bzw. der Habachzunge, die an der Basis der Riffdecke eingeschuppt worden ist (vgl. D. RAAB, 1983; W. FRISCH & D. RAAB, 1987). M. WINKLER et al. (1990) ordnen den Felbertauern-Augengneis aufgrund zirkontypologischer Untersuchungen altersmäßig dem östlichen Teil der Habachzunge zu. Die übrigen Riffdeckengranitoide wären demgegenüber älter und mit den Sulzbachzungen und dem westlichen Teil der Habachzunge zu parallelisieren. Als interessante Ergänzung sei erwähnt, daß FRANK et al. (1981) den Knorrkogelgneis als einen kaledonischen Orthogneiskörper interpretieren.

Als kleinster gemeinsamer Nenner bleibt da am ehesten noch die immer wieder geäußerte Annahme, die Migmatisation (bzw. Anatexis) der Riffdecken-Einheit stünde eben in einem ursächlichen Zusammenhang mit der Platznahme des Zillertal-Venedigerplutons (G. FUCHS, 1958; A. TOLLMANN, 1975, 1977; G. PESTAL, 1983, 1987; W. FRISCH, 1980), welcher im Zuge variszisch regionalmetamorpher Prozesse intrudiert sei. Diese Ansicht geht im Prinzip auf G. FUCHS (1958) zurück, der das Gebiet zwischen Granatspitzkern und Venedigerlappen im Rahmen seiner Dissertation einer ersten eingehenden geologisch-petrographischen Bearbeitung unterzog. G. FUCHS (1958, S. 226) begründete seine diesbezügliche Auffassung mit der Mächtigkeitszunahme der Migmatite Richtung Venedigerkern von 200 bis 300 Meter in der südlichen Granatspitzgruppe auf „bestimmt über 2000 Meter“ im Gebiet Gschlöß – Weißeneck am Ostrand des Venedigermassivs. Auch sei die Zunahme im „Granitisationsgrad“ der Migmatite ein Indiz dafür, daß der Venedigerpluton für die Migmatitbildung im Riffdeckenkristallin verantwortlich ist (G. FUCHS, 1958).

Insgesamt gesehen erweisen sich also die Stellungnahmen bezüglich des petrographischen Bestandes und der tektonischen und petrogenetischen Verhältnisse im Bereich der Riffdecken-Einheit als recht unterschiedlich. Dies äußert sich besonders auch in vonein-

ander abweichenden Kartendarstellungen. Beispielsweise unterscheidet sich die geologische Karte von G. FUCHS (1958; 1 : 25.000) im entsprechenden überdeckenden Gebiet teilweise in erheblichem Maße von der Auffassung der 1987 erschienen Spezialkarte der Geologischen Bundesanstalt (Blatt Matrei/Osttirol, ÖK 152, 1 : 50000), wie im nächsten Kapitel ausgeführt wird um die im Untersuchungsgebiet bestehende Problematik aufzuzeigen.

3. Vergleich der bisher vorliegenden geologischen Karten vom Bereich Fürther Hütte – Abretterkopf – Sandeben (vgl. Abb. 2)

G. FUCHS (1958) unterscheidet östlich und südlich des Kratzenbergsees im wesentlichen zwischen den Zentralgneisen des Großvenedigers einerseits und einer Migmatitserie andererseits.

Der Venedigerzentralgneis tritt nach G. FUCHS in zwei Zungen auf. Einmal hebt das Typusgestein des Großvenedigers im Bereich des Rotebentörls als Ausläufer einer großen, bis in die Zillertaler Gegend reichenden Zentralgneismasse nach Osten zu aus. Des weiteren findet sich der Venedigerzentralgneis bei G. FUCHS in einer Zunge, die er von der Fürther Hütte beim Kratzenbergsee Richtung Südosten bis zum Dichtensee im Nahbereich des Felbertauern verfolgen kann. Diese sogenannte Weißeneck-Dichtenseezunge sieht G. FUCHS – aufgrund petrographischer Ähnlichkeiten – als Ausläufer des eigentlichen Venediger-Zentralgneiskerns an. Die langgestreckte Zentralgneiszung wird in der Karte scharf zur Umgebung abgegrenzt, wengleich G. FUCHS dabei anmerkt, daß

„ ... im Gelände die Grenze des Zentralgneises dieser Zunge gegen die umgebenden Migmatite im allgemeinen ziemlich unscharf ist ... “ (G. FUCHS 1958, S. 231).

Neben den Venediger-Zentralgneisen scheidet G. FUCHS im Gebiet des Abretterkopfs Gesteine aus, die er insgesamt zu einer „Migmatitserie“ zusammenfaßt, welche im Gebiet Gschlöß-Weißeneck über 2000 Meter mächtig ist. Als Kriterien der Migmatisation gelten für FUCHS (1958, S. 214)

„ ... lagige oder quer durchgreifende aplitische Injektion, diffuse aplitische Durchtränkung oder Feldspatung ... “

Innerhalb der Migmatitserie unterscheidet G. FUCHS mehrere Gesteinstypen, die von einer Migmatisation betroffen sind. Neben aplitisch injizierten und durchtränkten Amphiboliten und Schiefnern, sowie gefeldspateten Schiefergneisen kartiert FUCHS auch ein Gestein, welches er als Hochweißfeldgranitgneis bezeichnet. Er bezieht sich damit auf H.P. CORNELIUS (1930), der mit diesem Namen einen für das Hintere Kaprunertal (Hochweißfeldkar) typischen Granitgneis belegte. In diesem Gesteinstyp sieht FUCHS jenes Gestein, welches

„ ... bei der Granitisation der Migmatitserie seinem Ziel am nächsten gekommen ist ... “ (G. FUCHS 1958, S. 214).

Im Jahr 1987 erschien nun eine weitere geologische Spezialkarte, welche auch den Ostrand des Venedigermassivs abdeckt (bearbeitet von W. FRANK, Ch. MILLER und G. PESTAL; hrsg. von der Geologischen Bundesanstalt 1987, Maßstab 1 : 50.000).

Es ist klar ersichtlich, daß sich die neue Karte der Bundesanstalt in mancher Hinsicht von der von G.

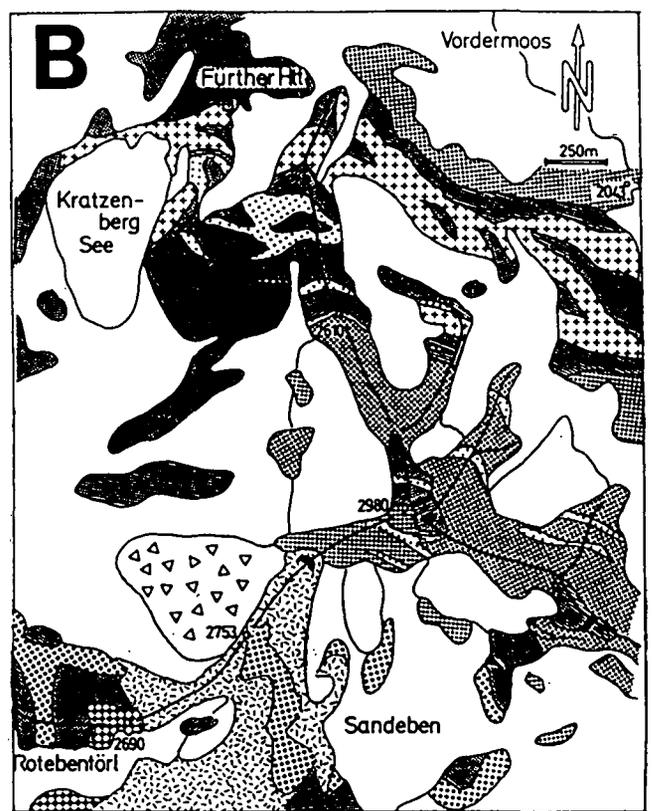
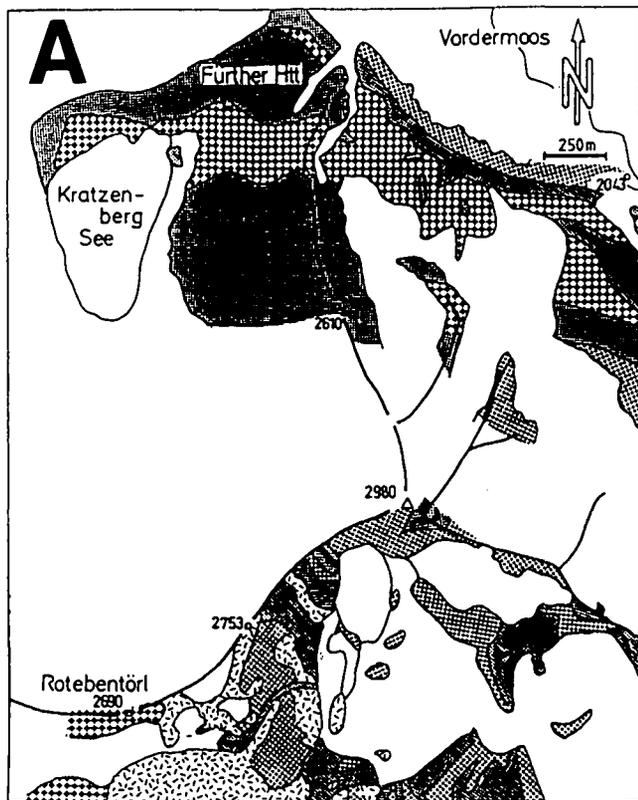


Abb. 2.

Vergleich der bisherigen geologischen Karten vom Bereich FÜRther Hütte - Abretterkopf - Sandeben (Hollersbachtal gegen Matreier Tauerntal, Salzburg/Osttirol), Ausschnitte.

Jeweilige Legende der Originalkarte entsprechend; weiße Flächen = junge Bedeckung oder nicht kartierter Bereich; Dreiecke in Karte B = Bergsturz W Sandebentörl).

A) Ausschnitt der Geologischen Karte des Gebietes Granatspitz-Großvenediger 1 = 25.000 von G. FUCHS (1958) = Jb. Geol. B.-A., 101. Venedigerkern und Riffldecken: 1 = Trias (Quarzite, Karbonatgesteine); 2 = Zentralgneis; 3 = Hochweißfeldgranitgneis; 4 = aplitisches injizierte Schiefer; 5 = aplitisches injizierte Amphibolite.

B) Vergrößerter Ausschnitt der Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich Blatt Matrei/Osttirol (152) 1 : 50.000, hrsg. von der Geol. B.-A., bearbeitet von W. FRANK, Ch. MILLER & G. PESTAL, Wien 1987.

Trias: 1 = Kalkmarmor (z.T. mit Quarzit); Zentralgneis: 2 = Apligneis, 3 = Tonalitgneis mit Einschaltungen von Granitgneis, 4 = Augengneis (Alkalifeldspatführender Granitgneis), 5 = Migmatitgneis (Hochweißfeldgneis); Habachgruppe i.e.S.: 6 = Hornblendeprasinit, feinkörniger Amphibolit (aplitisch injiziert), 7 = grobkörniger Amphibolit (aplitisch injiziert); Gruppe der Alten Gneise: 8 = Paragneis (aplitisch injiziert).

FUCHS (1958) unterscheidet. Zum Vergleich wurden hier beide Kartenbilder ausschnittsweise im Maßstab 1 : 25.000 umgezeichnet und einander gegenübergestellt (vgl. Abb. 2).

Die sich ergebenden Unterschiede scheinen nicht so sehr maßstabsmäßig begründet zu sein, als vielmehr grundsätzlicher Art, nämlich was etwa tektonische oder genetische Gesteinszuordnungen und petrographische Bezeichnungen betrifft.

Wie aus dem Verteiler der Aufnahmegebiete hervorgeht, hat vor allem G. PESTAL Neuaufnahmen im Umfeld der FUCHS'schen Kartierung durchgeführt. Auch Aufnahmeberichte von G. MALECKI (1976 bis 1979) behandeln das Gebiet übersichtsmäßig. Damit fiel diesen Bearbeitern automatisch auch die Aufgabe zu, ihre Kartierungsergebnisse mit jenen von FUCHS in Zusammenhang zu bringen, wobei sich sich mehrere bemerkenswerte Neuerungen ergaben.

So etwa übernimmt G. PESTAL zwar die Weißeneck-Dichtenseezunge praktisch in ihren Abgrenzungen von

G. FUCHS, scheidet die dortigen Gesteine jedoch unter der Bezeichnung „Augengneis“ (Alkalifeldspat führender Granitgneis) aus. Dies offensichtlich deswegen, um seine Auffassung einer engeren genetischen Verwandtschaft zum nicht allzuweit entfernten Felbertauern Augengneis auszudrücken. Letzterer ist in der FUCHS'schen Karte 1958 noch deutlich vom Venedigerzentralgneis unterschieden. Während also G. FUCHS nur in der Weißeneck-Dichtenseezunge einen Ausläufer des eigentlichen Zillertal-Venedigerkerns sieht, möchte G. PESTAL auch den Felbertauern-Augengneis genetisch diesem großen Zentralgneiskörper zuordnen (vgl. dazu G. PESTAL, 1987, S. 3).

Des weiteren finden sich in der neuen Karte der Bundesanstalt ziemlich genau östlich des Kratzenbergsees gegen das FÜRther Eck zu, in einem aplitisches injizierten Paragneiskomplex größere Bereiche von sogenannten Apligneis, während in der älteren Karte von G. FUCHS (1958) dort nur ein aplitisches injizierter Schieferkomplex aufscheint.

Sieht man sich den Bereich um das Sandebentörl in beiden Karten genauer an, fällt auf, daß die Bearbeitergruppe der Bundesanstalt offenbar den Begriff des Hochweißfeldgneises im Unterschied zu G. FUCHS

weiter faßt und diesen den Zentralgneisen angliedert, was FUCHS unterließ.

Bezüglich der geringfügigen Spuren von Quarziten und Karbonatquarziten, welche nach G. FUCHS (1958)

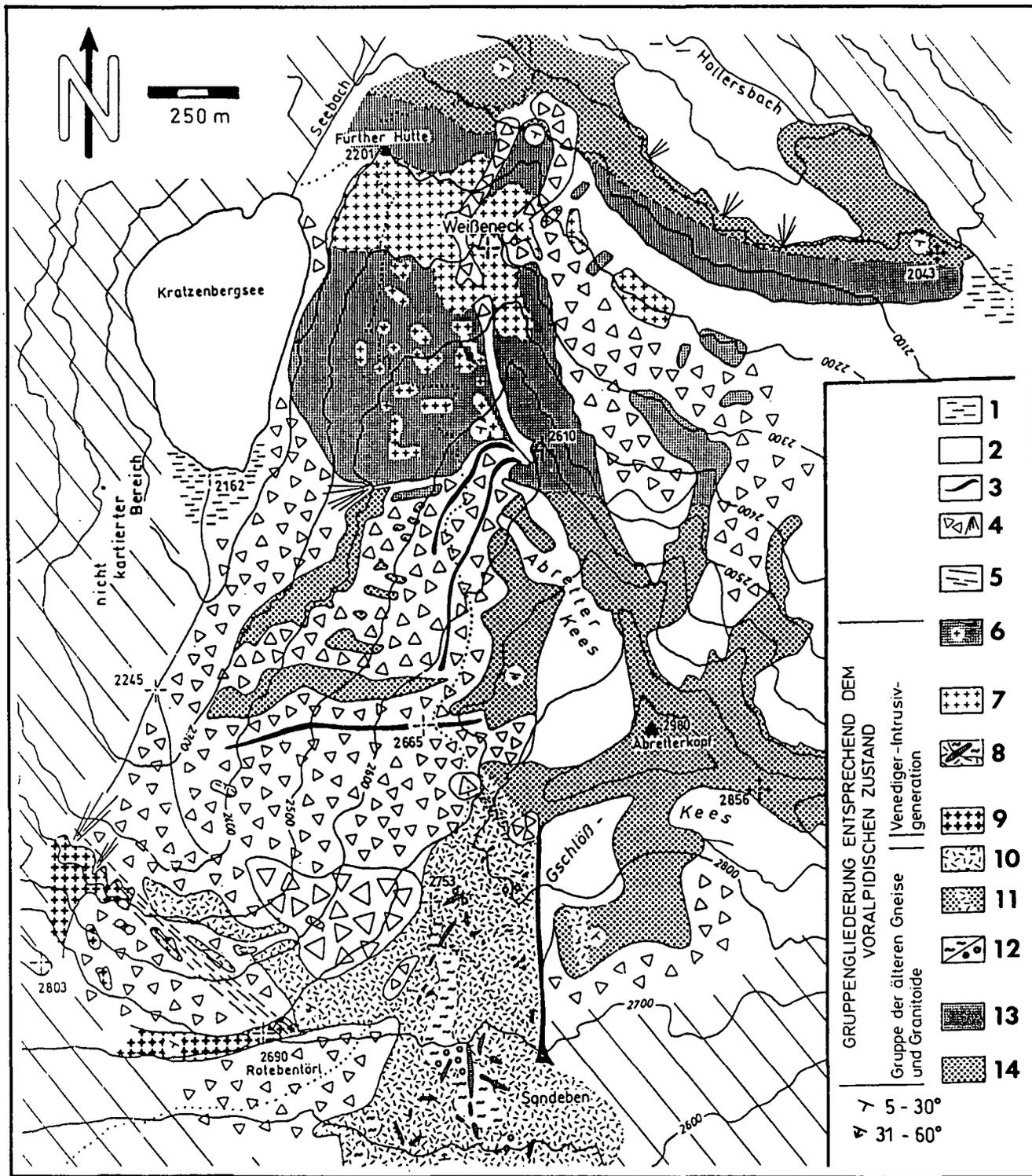


Abb. 3. Geologische Karte vom Bereich Furth-Hütte - Abretterkopf - Sandeben/Oberes Hollersbachtal. Aufgenommen von A. SCHERMAIER in den Jahren 1987/88.

1 = Vernässungszone; 2 = Gletscher, junge Bedeckung; 3 = Moränenwall; 4 = Block-/Schuttwerk, Schuttfächer (große Dreiecke = Bergsturz W des Sandebentörls); 5 = Störungszone (aufgeschlossen/vermutet); 6 = kleinere Weißeneck-Dichtenseekörper im Kratzenbergsee-Migmatit (siehe 13), teilweise gut erhaltener Intrusivverband; 7 = Weißeneck-Dichtenseegneis (darin oft kleinere Bereiche von „altem Dach“); 8 = kleinere, z.T. gangförmige Venedigergneiskörper intrusiv im Hochweißfeldgneiskomplex, teilweise aplitisch; 9 = Venedigergneis; 10 = Hochweißfeldgneis; 11 = meta- bis diatektische Übergangszone vom Hochweißfeldgneis in die Abretterkopffolge (siehe 14); 12 = Biotitschiefer und Biotitgneis/Grobkornamphibolite, stark migmatisch (im Hochweißfeldgneiskomplex); 13 = Kratzenbergsee-Migmatit (migmatische Orthogneis mit dioritisch-tonalitischem-granodioritischem Anteil); 14 = Bänderamphibolite und Biotit-Plagioklasgneis, migmatisch, häufig konkordante Aplitlagen (Abretterkopffolge).

Trias repräsentieren und die Überschiebungsbahn einer „Höheren“ zu einer „Unteren“ Riffdecke markieren sollen, wird in beiden Karten offensichtlich dieselbe Auffassung vertreten.

4. Ein neues Gliederungsprinzip der Gesteine am Ostrand des Venedigermassivs

Die im folgenden dargestellten eigenen Ergebnisse fußen auf einer Diplomarbeit, bei welcher die Geländeuntersuchungen bereits 1986, also schon vor dem Erscheinen der besprochenen Spezialkarte, aufgenommen wurden. G. FRASL (1955) wies erstmals auf die besondere Schonung voralpidischer Strukturen in diesem Gebiet hin. Diese frühe Idee wieder aufgreifend veranlaßte ihn auch zur Thematik und Betreuung meiner Diplomarbeit.

In dem nun vorliegenden Spezialkärtchen (Abb. 3) wurden teilweise neue, von den früheren Kartierungen

unabhängige, Gesteinsbezeichnungen und Grenzziehungen verwendet, denn es hatte sich aus den vielfach erhaltenen Intrusionsbeziehungen einzelner granitischer Gneistypen insgesamt ein prinzipiell neues petrogenetisches Konzept ergeben, welches auch in der Karte berücksichtigt werden mußte.

Nach diesem Konzept kann man – unter Abzug der alpidischen Deformation und Metamorphose – am Ostrand des Venedigermassivs grundsätzlich 2 Großgruppen von Gesteinen unterscheiden:

Eine erste Großgruppe älterer Gneise und Granitoide wird petrogenetisch einem eher tieferen anatektisch-migmatischen Krustenmilieu zugeordnet. Ihr wird eine zweite, jüngere Großgruppe von Granitoiden gegenübergestellt (Venediger-Intrusivgeneration). Es sind dies Granitoide, die meiner Auffassung nach in Verbindung mit der Platznahme des vorwiegend tonalitisches Zillertal-Venedigerplutons in ein vergleichsweise höheres, schon relativ abgekühltes und völlig erstarrtes Krustenstockwerk intrudiert sind und dabei die älteren anatektisch migmatischen Strukturen der Großgruppe 1 diskordant durchschlagen.

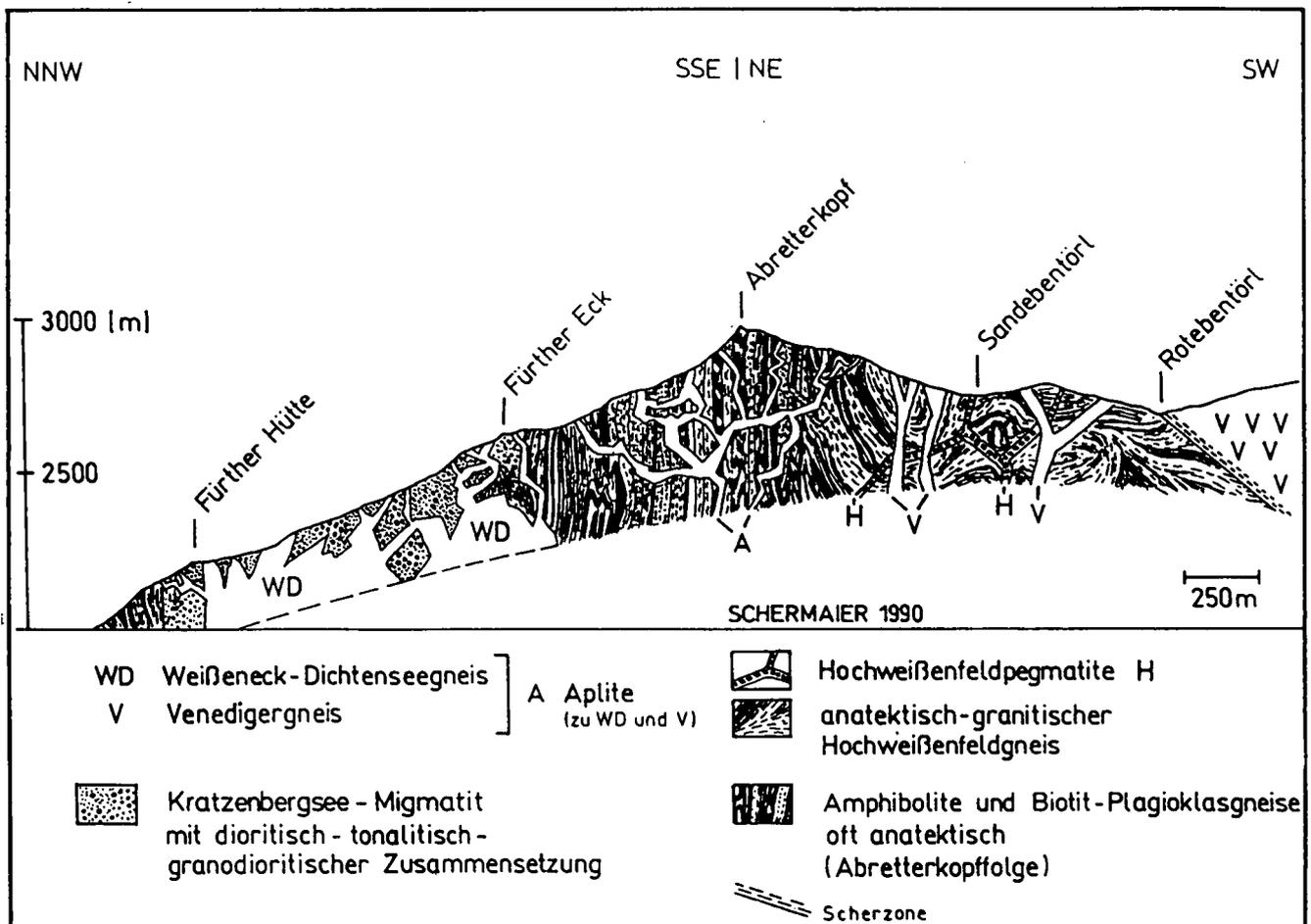


Abb. 4. Idealisierendes Querprofil am Tauernhauptkamm vom Oberen Hollersbachtal gegen das Matreier Tauerntal. Im Bereich des Ostrands des Venedigermassivs wird ein älterer anatektischer Bau von einer jüngeren Generation saurer Granitoide diskordant durchschlagen. Jene ältere Anatexis nimmt vom Bereich des Abretterkopfs Richtung Sandeben kontinuierlich zu, wo sie in der Bildung des granitischen Hochweißfeldgneises ihre Kulmination findet. Charakteristische Pegmatite mit cm-großen blaugrauen Kalifeldspaten gehören zur Spätphase dieser älteren Magmenentwicklung. Die allerjüngsten diskordanten Intrusionen sind genetisch der Platznahme des jungpaläozoischen Venedigerplutons zuzuordnen. Die hochplutonische Position solcher Gänge und spaltenfüllenden Körper ist im Gelände besonders beim leukogranodioritischen Weißeneck-Dichtenseegneis gut sichtbar. Besonders im Bereich des Sandebentörls finden sich mehrere Venedigergneis-Abspaltungen, die petrographisch und geochemisch teilweise völlig der Hauptmasse des Zillertal-Venediger Zentralgneiskörpers entsprechen. Der Venedigerkern hebt beim Rotebentörl an einer Störungszone nach Osten zu aus. Im Bereich des Abretterkopfs dominieren migmatische und anatektisch geprägte Biotit-Plagioklasgneise und Amphibolite, in denen auch häufig aplitisches Material zu finden ist. Eine eindeutige Zuordnung von Apliten ist dort aufgrund der kleinräumigen Gesteinsvariabilität oft schwierig.

Tabelle 1.
Petrogenetische Gliederung der am Ostrand des Venedigermassivs auftretenden Gesteine.

1. Großgruppe Gruppe der älteren Gneise und Granitoide	1.A. Migmatische Bänderamphibolite und migmatische Biotitplagioklasgneise (Abretterkopf-Folge)
	1.B. Hochweifenfeld-Gneiskomplex ○ Granit/Granodioritgneis (Hochweifenfeldgneis sensu strictu) ○ Stark migmatische Biotitschiefer und -gneisbereiche im Granitgneis ○ (Grobkorn-)Amphibolitlagen ○ Pegmatite und Aplite
	1.C. Kratzenbergsee-Migmatit (migmatische Orthogneise mit dioritisch- tonalitisch-granodioritischen Anteilen)
2. Großgruppe Venediger-Intrusivgeneration (Zillertal-Venediger- Zentralgneisgeneration)	2.A. Venedigergneis 2.B. Weißenneck-Dichtenseegneis 2.C. Aplitgeneration von 2.A. und 2.B.

Auf dieser Grundlage sei ganz kurz die folgende genetische Übersicht vorweggenommen (vgl. Tab. 1 und auch Abb. 4). Der älteste Gesteinsverband wird also durch ein migmatisch-anatektisches Altkristallin mit vielen präalpidischen Strukturen und Bauplänen repräsentiert. Dabei gehen migmatische Amphibolite und Biotit-Plagioklasgneise (1.A.) ohne scharfe Grenzen in den Hochweifenfeldgneiskomplex (1.B.) über, der aufgrund seiner migmatischen Strukturen als mehr oder weniger in situ erstarrter granitischer Anatexitkörper anzusehen ist. Die homogensten Glieder dieses Anatexitkörpers besitzen fast idealen granitischen Charakter (Hochweifenfeldgneis sensu strictu). Allerdings bestehen oft innerhalb des Hochweifenfeldgneiskomplexes fließende Übergänge in Biotitschiefer und Paragneispartien sowie diverse amphibolitische Partien. Der Hochweifenfeldgneis besitzt auch charakteristische Pegmatite, die als zugehörige Spätphase diesen anatektischen Lagen- und Schlierenbau einschließlich des Hochweifenfeldgneis-Granits bereits gangförmig und z.T. auch diskordant und scharf durchsetzen.

Im gesamten Bereich des Venedigerostendes kann man schließlich die zweite, jüngere Gesteinsgroßgruppe aus hellen Granitoiden beobachten, die alle bisher genannten Magmatite und Anatexite durchschlägt. Diese Gesteinsgruppe wird aufgrund geologischer, petrographischer, geochemischer und zirkontypologischer Evidenzen (siehe Kap. 6. und 7.) genetisch dem Venedigerzentralgneis (Tonalitgneis) zugeordnet. Auch der Weißenneck-Dichtenseegneis (2.B.) ist als eine Spielart dieser Gruppe anzusehen.

Das „alte Dach“ des hochplutonischen Intrusivkörpers vom Weißenneck östlich des Kratzenbergsees wird vor allem von einer dioritisch-tonalitisch-granodioritischen Migmatitgruppe (1.C.) gebildet, die von der Gruppe 1.A. abzutrennen ist und möglicherweise sogar in einem genetischen Zusammenhang mit dem Venedigerplutonismus steht. Insofern ist die Zuordnung zur Großgruppe 1 vor allem in struktureller Hinsicht begründet, denn der Kratzenbergsee-Migmatit wird von Magmenabsplattungen des Venedigerplutons an vielen Stellen scharf diskordant durchbrochen.

5. Gruppe der älteren Gneise und Granitoide

5.1. Die Abretterkopffolge (nov. nom.)

Im Bereich des Abretterkopfs trifft man auf einen recht heterogenen Gesteinskomplex, der vor allem aus miteinander wechsellagernden Biotit-Plagioklasgneisen und Amphiboliten aufgebaut wird. Für die inhomogene Gesteinsassoziation ist neben vielfältigen Aufschmelzungserscheinungen ein durchgreifender Lagenbau charakteristisch, der durch konkordante Aplitlagen oft prägnant abgebildet wird. Diese ganze Assoziation fasse ich unter dem Namen „Abretterkopffolge“ zusammen.



Abb. 5.
 Lagig-streifige Amphibolite, die kontinuierlich in hellere Biotit-Plagioklasgneise übergehen.
 Der im oberen Bildteil zunehmend anatektisch beeinflusste Lagenbau wurde bereits im spröden, also abgekühlten Zustand noch von Aplitgängen durchschlagen. Der Lagenbau ist also voraplitisch, also offenbar auch voralpidisch, während die alpidische Deformation der Aplitte offensichtlich gering ist und daher bei niedrigeren Temperaturen stattgefunden haben muß, jedenfalls nicht im anatektischen Stockwerk.
 Blocksturzgelände W Abretterkopf, 2650 m Höhe.

Eine weitgehend entsprechende Assoziation findet sich auch im Norden des kartierten Gebietes, wo sie die steil abfallende Wandstufe hinab zum Flachmoorgebiet des Vorder- und Hintermooses bildet. Sie läßt sich dort vom Bereich nördlich der Fürther Hütte bis zum Felskopf des Bichlach (2040 m) verfolgen. Abgesehen davon, daß dort auch deutlich mehr Amphibolite auftreten unterscheidet sich das nördliche Schichtpaket von jenem der Typuslokalität, wo sich an den Gletscherschliffen des Abretterkeeses hervorragende Aufschlüsse befinden, sowohl durch eine geringere Anatexis als auch weniger diskordante Durchhaderung.

Die Aufschlußbilder im Amphibolit-Plagioklasgneiskomplex sind bis in den Handstückbereich sehr wechselhaft, wobei verschwommene Gesteinsübergänge und Mischungsbereiche ebenso vorkommen wie mehr oder weniger scharfe Grenzen. Helle Anteile werden offensichtlich durch anatektische Vorgänge mobilisiert und bilden pygmatische, aber auch scharf quergreifende oder schlierige Strukturen. Trotzdem lassen sich über größere Strecken auch recht schön gleichmäßig gebänderte Amphibolitvarianten und streifige Biotit-Plagioklasgneise beobachten. Diese beiden Gesteinsgruppen wechseln einander vielfach ab und geben insgesamt – wenn auch verschwommen – in etwa einen alten Lagenbau wieder (vgl. Abb. 5). Die Grenzen zwischen einzelnen Lagen können völlig scharf, aber auch diffus sein. Auch konkordante aplitische Lagen sind häufig zu beobachten. Diese sind bisweilen deutlich boudiniert. Die eingeschichteten Aplite stellen ein Charakteristikum der Abretterkopffolge dar und fehlen sowohl im angrenzenden Bereich des Hochweißfeldgneiskomplexes (Kap. 5.2) wie auch in der Migmatitgruppe vom Typus Kratzenbergsee (Kap. 5.3). Die konkordanten Aplitlagen repräsentieren offensichtlich eine ältere Aplitgeneration, da zu beobachten ist, daß der gesamte Lagenbau später durch eine Generation von jüngeren, quergreifenden Apliten durchschlagen wurde (vgl. Abb. 12). Inwieweit dazu gehörige „lagige, konkordante Injektionen“, von denen in der Literatur sooft die Rede ist (z.B. H.P. CORNELIUS, 1941; G. FUCHS, 1958), im Bestand der hellen Anteile innerhalb der Wechselfolge eine Rolle spielen, vermag man aus der Geländebeobachtung allein wohl nicht zu beurteilen. Denn als weitere Erklärungsmöglichkeit für die Genese mancher heller, aplitoider Lagen kann auch an eine eventuell ursprünglich vulkanogen-sedimentäre Wechselfolge z.B. in Form von Tuffen/Tuffiten oder auch ihren Zufuhrgängen gedacht werden (vgl. dazu z.B. W. FRISCH & D. RAAB, 1987).

Auf jeden Fall berichtet H.P. CORNELIUS (1941) aus der südlichen Granatspitzgruppe im Hinblick auf die dortigen Amphibolitfolgen, daß

„... die Menge des aplitischen Anteils stellenweise ein Mehrfaches der damit wechselnden amphibolitischen bzw. biotitreichen Lagen auszumachen vermag ...“

eine Beobachtung, die teilweise völlig der migmatischen Amphibolitserie beim Abretterkopf entspricht. H.P. CORNELIUS bemerkt auch, daß solche Gesteinstypen von Osten kommend durch die südliche Granatspitzgruppe bis ins Tauerntal verfolgt werden können. Er fügt jedoch bemerkenswerterweise an, daß eine unregelmäßig diskordante Durchhaderung gegen Westen Richtung Venedigergruppe zunimmt (H.P. CORNELIUS, 1941, S. 3).

Es ist aber zu bedenken, daß nicht alle diskordanten Intrusionserscheinungen späte Bildungen sein müssen.

Denn häufig sieht man in den Migmatiten, daß durch anatektische Vorgänge lokal helle quergreifende Neosome mobilisiert werden.

Im allgemeinen gesehen läßt sich nämlich sagen, daß – wie im folgenden gezeigt werden kann – der gesamte, oft migmatisch-anatektisch beeinflusste Lagenbau und auch viele Deformationsbilder desselben älter sind als zumindest zwei wesentlich jüngere diskordante Ganggenerationen – eine noch im Gefolge des Hochweißfeld-Granitoids, und dann erst eine im Zusammenhang mit der Intrusion des Venedigerplutons.

Aufgrund der Beschreibungen von W. FRISCH & D. RAAB (1987) kann man schließen, daß sich jene ähnliche Gesteinsfolge um den Tauernkogel nahe dem Felbertauern stratigraphisch und petrographisch insgesamt gut mit der Abretterkopffolge vergleichen läßt und überdies praktisch in der streichenden Fortsetzung liegt. In der Umgebung des Abretterkopfs könnte diese Metavulkanitserie in stärker migmatischer Form vorliegen, d.h. oft hochgradig anatektisch verändert, was einerseits mit der hiesigen anatektischen Genese des Hochweißfeldgneises zusammenhängen könnte, andererseits könnten aber auch die Edukte der dioritischen Orthogneise vom Typus Kratzenbergsee entsprechende Wärmebringer gewesen sein. Auf jeden Fall ist die Anatexis jünger als der ursprüngliche Lagenbau, wie immer dieser letztlich auch zustande kam (sedimentär und/oder vulkanisch, „layered intrusions“ ???) – andererseits aber eindeutig älter als die diskordante Intrusion des Venedigerplutons.

Die Anatexis der Abretterkopffolge scheint nach Süden hin Richtung Sandebentörl zuzunehmen. Vermehrte Schmelzbildung und Stoffmobilisation, der sich immer mehr auflösende Lagenbau bis hin zu schlierigen, inhomogenen Gesteinspartien und schließliche grobe Kalifeldspatbildung verweisen auf einen kontinuierlichen primären anatektisch-migmatischen Übergang in das Gebiet des kalifeldspatreichen Hochweißfeldgneises (vgl. Abb. 4). Letzterer wäre demnach als reifstes Produkt der Anatexis zu verstehen. Alle Formen und Erscheinungsbilder dieser Übergangszone lassen sich besonders gut im Riesenblocksturzgelände bei der Kote 2688 am Weg kurz vor dem Sandebentörl (von der Fürther Hütte kommend) studieren. Eine entsprechende Zone findet sich auch im westlichen Randbereich des ehemaligen Gschlößkeeses südlich des Abretterkopfs (siehe Abb. 3).

5.2. Der Hochweißfeldgneiskomplex

H.P. CORNELIUS & E. CLAR (1939) weisen in der Glocknermonographie darauf hin, daß in den höheren Partien der Riffdecke(n)

„... z.T. ausgedehnte Massen vor allem von Gneisen granitischer Herkunft, aber auch echten Graniten liegen ...“

Sie definieren den Hochweißfeldgranit und -gneis (H.P. CORNELIUS 1930) als ein Typusgestein dieser Serie, wobei dessen Name auf die besondere Verbreitung im Oberen Kapruner Tal (Hochweißfeldkar) Bezug nimmt (vgl. auch Abb. 1).

Aufgrund seines offensichtlich migmatischen Charakters läßt sich dieses Gestein im hiesigen Gebiet nur mit Vorbehalt eindeutig definieren und geologisch von den umgebenden Anatexiten exakt abtrennen. Dies führt dazu, daß CORNELIUS & CLAR (1939) dem Hochweiß-

feldgneis auch schon im Originalgebiet „teilweise grob-streifige“ Biotitgneise und -schiefer angliedern. Auf die mengenmäßig recht unterschiedliche Kalifeldspatführung und Schieferung wird insofern Bedacht genommen, als sie einerseits von Hochweißfeldgraniten, andererseits von Hochweißfeldgneisen sprechen. Typisch für den Hochweißfeldgneis sei dessen

„... wechsellagerter Charakter ...“
und sein

„... äußerst unruhiges Gepräge ...“ (H.P. CORNELIUS & E. CLAR, 1939).

H.P. CORNELIUS (1941) berichtet später auch aus dem Osttiroler Raum (Landeckalm, beiderseits Innerschläß) von einem

„... dunklen, biotitreichen ...“

Orthogneistyp, der

„... große Kalifeldspateinsprenglinge führt und im einzelnen schlierig-wechsellagerter, öfters beinahe massig ...“

ausgebildet ist. In all diesen Punkten sei er ähnlich dem Hochweißfeldgneis des Glocknergebietes und wie dieser „stets mit Pegmatiten“ verknüpft. CORNELIUS merkt auch an, daß diese dunklen Gneise

„... oft schlierig mit gewöhnlichen biotitreichen Schiefergneisen verwoben und schwer von diesen abzutrennen sind ...“.

Diesem Vorschlag einer äquivalenten Bezeichnung der dunklen, oft granitischen Gneise vom Kapruner Tal bis nach Osttirol folgte G. FUCHS (1958), als er bei seiner Kartierung zwischen Venedigerkern und Granatspitzgruppe große Bereiche mit der Bezeichnung „Hochweißfeldgranitgneise“ belegte. Wie aus seinen Beschreibungen hervorgeht, will FUCHS die Definition jedoch offensichtlich enger fassen und nur jene Partien als Hochweißfeldgranitgneise bezeichnen, die dem

„... granitischen Charakter am nächsten kommen ...“;

bzw. wo der Kalifeldspat eine dominierende Rolle spielt. Aufgrund ihrer Darstellungen ist zu schließen, daß CORNELIUS & CLAR zumindest Teile der „gefaldspateten Schiefer“ aus dem Osttiroler Raum (G. FUCHS, 1958) durchaus noch zum Verbreitungsgebiet der Hochweißfeldgneise gerechnet hätten. Als Unterscheidungsmerkmal des Hochweißfeldgneises zu den gefaldspateten Schiefen führt G. FUCHS übrigens dessen „Orthohabitus“ an, wobei dafür ein engeres Zusammentreten der Feldspäte und ein dadurch bedingtes massigeres Aussehen charakteristisch sei.

Auf einer Vergleichsexkursion konnte ich mich selbst überzeugen, daß im Großen und Ganzen eine Parallelierung beider Gesteinsvorkommen (Kapruner Tal, Matreier Tauerntal) durchaus gerechtfertigt ist, worauf ja schon CORNELIUS (1941) hinweist, daß aber im Kapruner Tal doch insgesamt gesehen bezüglich der Schmelzentwicklung ein noch etwas höherer Reifegrad erreicht wird. Dabei halte ich die hellsten und kalifeldspatreichsten massig-grobkörnigen Partien für die höchstevolierten Teile bzw. Endglieder einer kontinuierlichen anatektischen Entwicklungsreihe. Im Kaprunertal entsprechen diese hellen Partien wahrscheinlich jenen Typen, welche CORNELIUS & CLAR (1939) stellenweise als „Kristallgranite“ bezeichnen. Im übrigen stimmt die zirkontypologische Charakteristik des Hochweißfeldgneises im Osttiroler Raum weitgehend mit jener der Typuslokalität überein.

Damit kann ein Typusgestein der Riffdecke auf die doch beträchtliche Distanz von ca. 20 km verfolgt werden (vgl. Abb. 1).

Der Hochweißfeldgneis ist ein mittel- bis grobkörniger Granit-(bis Granodiorit-)gneis, der vielfältige Einschlüsse und Übergänge in biotitreiche Metatexte und Paragneise besitzt. Typisch für den Hochweißfeldgneis ist dessen ausgeprägt inhomogen schlierig migmatischer Charakter, der sich neben lagig – streifigen Partien in einem schlierig-nebulösen, breiartigen Aussehen manifestiert. Daneben sind Biotitschieferbutzen, -fetzen und -bänder auffallend, wobei oft nahtlose Übergänge in größere Biotitschiefer- und -gneiskörper beobachtet werden können (vgl. Abb. 6 und Abb. 8). Auch Meter bis mehrere 10–er Meter große, unregelmäßig geformte Einschlüsse von grobkörnigen amphibolitischen Gesteinen kommen vor, und auch dabei sind vielfältige migmatische Übergänge festzustellen.

Insgesamt gesehen repräsentiert der Hochweißfeldgneis im Gebiet des Sandebentörls vermutlich eine noch ziemlich unreife anatektische Schmelzentwicklung, die nur zum Teil einen einigermaßen homogenen Reifegrad hin zu einem echten Granit (bzw. Granodiorit) erreicht hat. Damit läßt sich auch erklären, daß die mengenmäßige Verteilung des Kalifeldspats äußerst unregelmäßig, oft ohne System erscheint. Manchmal in



Abb. 6.

Typisch für den Hochweißfeld-Gneiskomplex ist dessen ausgeprägt migmatischer Charakter, wobei er wie hier oft innig mit biotitreichen Schiefen verwoben ist. Rechts im Bild eine kalifeldspatreiche, homogenere Partie.

Oben im Bild ist zu sehen wie diese migmatischen Strukturen noch von den zugehörigen Pegmatiten – mit den kennzeichnenden dunklen Kalifeldspäten – durchkreuzt werden und schließlich die Pegmatite ihrerseits noch von geringmächtigen Apliten diskordant durchschnitten worden sind.

Block SE Sandebentörl, 2710 m Höhe.

großen Mengen, meist in den leukosomen Partien angereichert, sind besonders augige, blaugraue gedrungene Kalifeldspatkristalle ohne charakteristische Eigen-gestalt typisch, es können aber auch gut idiomorphe, porphyrische Einsprenglinge derselben Farbe mit bis zu 2 cm Größe beobachtet werden. Auch die Verteilung der dunklen Gemengteile unterliegt starken Schwankungen, wodurch im Farbeindruck ein charakteristischer schlierig-lagiger Hell-Dunkel-Wechsel entsteht. Dort wo der Plagioklasgehalt überwiegt, und als Haupt-gemengteil Biotit stark in Erscheinung tritt, möchte man das Gestein makroskopisch eher als quarzdioritisch bezeichnen. Infolge der Verwitterung sind dabei weiß-schwarz gesprenkelte Oberflächen typisch.

Zur Modalanalyse (Tab. 2) wurden Proben aus mög-lichst granitischen Partien des Hochweißfeldgneises ausgewählt. Dabei zeigt sich, daß die Zusammenset-zung des Granits gewissen Schwankungen unterliegt. Bei relativ konstantem Quarzgehalt variiert das Verhält-nis von Kalifeldspat zu Plagioklas von 1 : 1 bis 2 : 3.

Tabelle 2.
Modalanalysen des Hochweißfeldgranitgneises aus dem Bereich Sandeben/Osttirol.
Methodik: Auszählung von je 2000 Dünnschliffpunkten; An-gaben in Vol.-%.

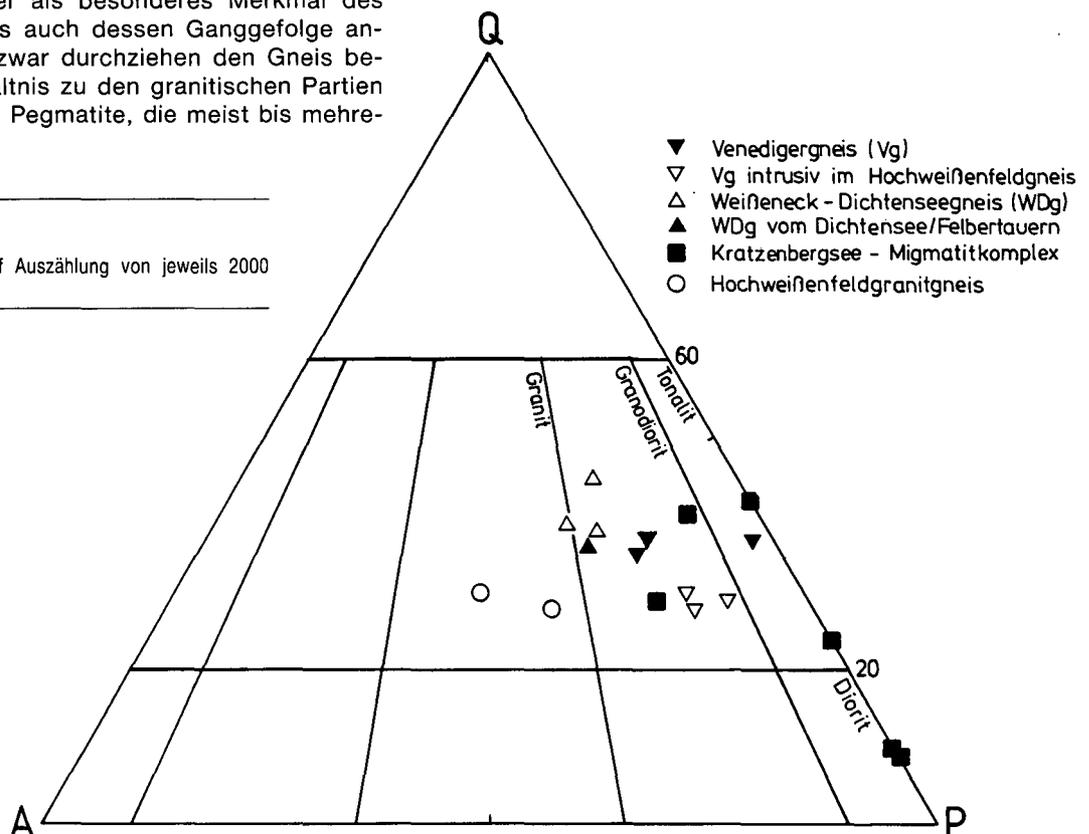
Probe Nr.	Qu	Plag*	Kf	Bi	Hgl	Akz
AS 11/87	23,5	36,8	25,1	12,9	0,3	1,4
AS 13/87	24,4	27	28,9	15,4	2,1	2,2

*) Die Klinozoisit/Hellglimmerfüllung der Plagioklas wurde zum Pla-gioklas gerechnet.

In der Darstellung des STRECKEISEN-Diagramms (vgl. Abb. 7) fallen jedoch beide untersuchten Proben in das Granitfeld, wobei allerdings ein für Granite relativ hoher Biotitgehalt auffällt.

Schließlich kann hier als besonderes Merkmal des Hochweißfeldgneises auch dessen Gangfolge an-geführt werden. Und zwar durchziehen den Gneis be-sonders im Naheverhältnis zu den granitischen Partien ganz charakteristische Pegmatite, die meist bis mehre-

Abb. 7.
STRECKEISEN-Diagramm.
Die Eintragungen basieren auf Auszählung von jeweils 2000 Dünnschliffpunkten.



re cm große blaugraue Kalifeldspate führen (vgl. Abb. 8). Diese Gänge sind im Hochweißfeldgneis so-wohl diskordant wie konkordant durchgebrochen. Ne-ben scharf abgegrenzten Gängen findet sich solche pegmatitische Substanz mit den großen Kalifeldspäten aber auch in unscharf abgegrenzten Nestern.

Daß solche Pegmatite eine besondere Eigenheit des Hochweißfeldgneises sind, haben schon H.P. CORNE-LIUS (1941) und G. FUCHS (1958) erkannt.

Bei diesen Hochweißfeldpegmatiten handelt es sich offenbar um eine Spätphase der granitischen Magmenentwicklung, da die Gänge oft den anatekti-schen Bau des Hochweißfeldgneises glatt durch-schlagen, ihrerseits jedoch von der Ganggeneration des Venedigergneises immer scharf abgeschnitten wer-den (vgl. Kap. 6.1. und Abb. 10). Die Pegmatite des Hochweißfeldgneises können im Gebiet der Sand-ebenhöcker bis zu über einen Meter mächtig werden, meist sind sie aber geringmächtiger, oft nur cm mäch-tig.

Manchmal sind die Kalifeldspate in Massen an den Rändern der Pegmatite angereichert und kleine Kali-feldspatgruppen oder auch Einzelkristalle schwimmen in der aplit(granit)ischen Innenzone des gemischten Ganges (vgl. Abb. 8).

Unter dem Mikroskop

Neben den schon makroskopisch erkennbaren Gemengteilen Kali-feldspat, Plagioklas, Biotit und Quarz können unter dem Mikroskop noch Hellglimmer, Klinozoisit/Epidot, Hornblende, Titanit, Apatit, Or-thit, Zirkon, Monazit, opake Phasen und Chlorit beobachtet werden.

Der Kalifeldspat zeigt sich oft völlig frei von Internstrukturen oder Entmischungserscheinungen. Schon die lichtoptischen Eigen-schaften deuten insgesamt auf noch erhaltene oder zumindest nur „leicht triklinisierte Orthoklasen“ hin (freundl. Hinweis G. FRASL). Auch durch eigene Röntgenuntersuchungen konnte mit Hilfe von Triklini-tätsbestimmungen nach J.R. GOLDSMITH & F. LAVES (1954a,b) Ortho-klas nachgewiesen werden.



Abb. 8.

Pegmatite mit einigen cm-großen blaugrauen Kalifeldspäten sind eine besondere Eigenheit im Gefüge des Hochweißfeldgneises.

Im Bild durchsetzt ein solcher Pegmatitgang mit einem aplitischen Nachschub in seiner Mitte den hier schliefrig-nebulitischen Hochweißfeldgranitgneis, bei dem die streifigen Anteile als metatektisch, die helleren, homogenen Neosome aber als diatektisch zu bezeichnen sind. Im vorliegenden Fall benützte der Pegmatitgang bei der Intrusion das vorhandene Flächengefüge des Hochweißfeldgneises. Die im Bild bereits sichtbare klastische Deformation der dunklen Pegmatitfeldspate ist am ehesten der alpidischen Orogenese zuzuordnen, wobei der trübweiße Feldspatanteil entstand. SE Sandebentörl, 2710 m Höhe.

Mitunter treten auch Perthitstrukturen auf, wobei Ader- und Fleckenperthite vorherrschen. Z.T. findet man eine Vielzahl von Einschlüssen der verschiedensten Art, welche i.a. unregelmäßig verteilt und nicht selten butzenförmig ausgebildet sind. Auch epitaktisch orientierte Einschlüsse von gefüllten Plagoklasen (vgl. G. FRASL, 1954) kommen vor. Daneben kommen im Kalifeldspat eingeschlossen insbesondere rundliche Quarzkörner sowie Biotit- bzw. Hellglimmer tafeln vor.

An den Rändern der Kalifeldspate fallen häufige Myrmekitbildungen auf, welche oft auf beträchtlichen Strecken den Kalifeldspatbegrenzungen folgen und halbkreisförmig in diese eingreifen.

Neben größeren, eher isolierten Einzelkristallen kommt der Kalifeldspat auch als unregelmäßig verzweigte, oft eckig begrenzte Zwickelfüllung vor.

Auch der Plagioklas tritt sowohl in Form größerer isolierter Einzelkristalle als auch als Zwickelfüllung in der Grundmasse auf. Im Unterschied zu diesen zwickelfüllenden Körnern im Kristallpflaster der Matrix sind die größeren Plagioklase ausnahmslos mit Entmischungsmikrolithen gefüllt (bes. Klinozoisit und Hellglimmer), wobei die Entmischungen oft in Form fleckiger Zonen auftreten sind. Solche Bereiche intensiverer Füllung finden sich besonders häufig in Kernnähe, was auf einen alten Zonarbau mit höheren Anorthitgehalten im Kern schließen läßt.

Die polysynthetische Verzwilligung ist oft noch sehr gut erhalten. Dabei folgt die Verzwilligung vorwiegend dem Albitgesetz, untergeordnet auch dem Periklingesetz. Auch Karlsbader Zwillinge kommen vor. Der primärmagmatische Plagioklas muß der Füllung zufolge Andesin oder sogar noch basischer gewesen sein, was auch durch Reliktpartien mit An-Gehalten größer 30 nachdrücklich bestätigt wird. Durch die alpidische Metamorphose erhielt auch der gefüllte Plagioklas normalerweise Oligoklaszusammensetzung unter Ausscheidung der Füllungsmikrolithe.

Die Biotite zeigen einen deutlichen Pleochroismus, meist von kastanienbraun (n_y , n_z) bis blaßgelb(braun) (n_x). Neben haufenförmig zusammengelagerten Glimmerscheitern ohne einheitliche Orientierung finden sich vor allem unregelmäßig verteilte Biotitansammlungen, die in der Foliationsebene auseinandergedrungen sind, also Erscheinungsformen, die weitestgehend der alpidischen Metamorphose entsprechen.

Als Einschlußphasen treten Titanit, Apatit, Zirkon, Monazit (?) und opake Phasen auf. Bemerkenswert sind Sagenitgitter, die teilweise musterhaft regelmäßig entwickelt sind.

Der Quarz bildet besonders mit Kalifeldspat und Plagioklas das meist xenomorphe Kornpflaster der Grundmasse. Bei manchen Individuen tritt deutliche Subkornbildung auf. Es scheint so, daß die Deformation bei sehr verschiedenen p-T-Bedingungen erfolgt ist.

Als untergeordneter Gemengteil (vgl. Modalanalyse, Tab. 2) kommt auch Hellglimmer vor. Er ordnet sich meist in einem feinblättrig-feinfaltigem Haufwerk an den Korngrenzen der größeren und stabileren Kristalle wie der Feldspate an. Dort wo er in Verbindung mit Biotit auftritt, hat es den Anschein, als ob er zumindest teilweise aus diesem hervorgeht.

Klinozoisit/Epidot kommt auch außerhalb der Plagioklase in bis zu einem mm großen Ansammlungen von Einzelkristallen vor. Da-

bei überwiegt bei weitem der Klinozoisit, wobei in dessen Kernen oft intensiv gelbe Interferenzfarben auffällig sind.

In manchen basischeren Proben ist auch Hornblende in bis zu 2 mm großen Aggregaten als untergeordneter Gemengteil zu finden. Sie zeigt einen leichten, blaßgrünen Pleochroismus. In Basisschnitten kann man oft etwas kräftiger gefärbte, gelblich-braune Kernrelikte bemerken.

Unter den Akzessorien sind besonders die Titanite bemerkenswert, da sie neben kleinen xenomorphen Entmischungsmikrolithen (bes. in der Nähe des Biotits) auch bis zu 1 mm große Einzelkristalle (bes. in der Nähe des Biotits) bilden, welche als primärmagmatische Relikte angesehen werden könnten. Orthit ist zwar selten, kann aber ausnahmsweise in bis zu 2 mm großen rundlich-elliptischen Reliktkörnern beobachtet werden. Typisch für die Kristalle ist neben einem starken Kornzerfall und Klinozoisitummantelung ein ausgeprägter Pleochroismus von blaßrosa bis dunkelrotbraun.

5.3. Der Kratzenbergsee-Migmatit

(nov. nom.)

Östlich des Kratzenbergsees, etwa von der Linie Fürther Hütte – Abretterkar Richtung Süden bis in die Gegend des Fürther Ecks (vgl. Abb. 3 und Abb. 4) befindet sich ein Gesteinspaket aus migmatischen Orthogneisen mit dioritischen, granodioritischen und tonalitischen Anteilen, welches vorwiegend das „alte Dach“ des Weißeneck-Dichtenseegneises (siehe Kap. 6.2.) bildet. Dieser von hellen Gangschwärmen des Weißeneck-Plutons durchkreuzte, insgesamt sehr homogene und eher massige Bereich hebt sich signifikant von der insgesamt viel stärker gebänderten Abretterkopffolge (Kap. 5.1.) ab.

Schon im Gelände ist eine relativ große Variationsbreite von Orthogneisen zu konstatieren, die noch in hohem Maße das Gepräge von ursprünglich massigen Tiefengesteinen zeigen. Neben fein- bis grobkörnigen dioritischen Gneisen, die oft Hornblende führen, treten besonders auch mittel- bis grobkörnige Tonalit- und Granodioritgneise auf. Alle diese Typen sind mitunter durch vielfältige migmatische Übergänge miteinander verbunden (vgl. Abb. 9). Die Ergebnisse der durchgeführten Modalanalysen (Tab. 3) unterstreichen die große Bandbreite der in diesem migmatischen Orthogneiskomplex auftretenden Gesteine.

Die hornblendeführenden dioritischen Typen wirken im allgemeinen sehr massig. Besonders wenn sie feinkörnig sind, zeigen sie makroskopisch vielfach ein bei-



Abb. 9.
Der Migmatitkomplex östlich des Kratzenbergsees setzt sich aus recht verschiedenen dunklen Gesteinsvarianten zusammen, wobei migmatische, arteritische und venitische Erscheinungsbilder nebeneinander auftreten.
Im Bild werden die grob migmatischen dioritischen bis granodioritischen Gneise von einem späteren Aplitgang mit scharfen Grenzen diskordant durchschnitten.
NW Fürther Eck, 2490 m Höhe.

nahe richtungslos körniges Gefüge. Wegen der mangelnden Regelung sind manche Typen am besten als Metadiorite zu bezeichnen (freundl. Hinweis G. FRASL). Die helleren tonalitisch-granodioritischen Varianten erscheinen makroskopisch hingegen meist deutlicher geregelt. Ihr Helligkeitsgrad unterliegt infolge eines sehr wechselnden Biotitgehalts starken Schwankungen. Hornblende fehlt hier zumeist.

Im STRECKEISEN-Diagramm (vgl. Abb. 7) besetzen die Proben des Migmatitkomplexes östlich vom Kratzenbergsee eher den rechten Rand. Obwohl es auch Typen gibt, die einigen Kalifeldspat führen (siehe Tab. 3), scheinen die meisten dieser metaplutonischen Gesteinsvarianten eher einem kalifeldspatarmen bis -freien kalkalkalisch-trondhjemitischem „low-Kali“-Trend (J. LAMEYRE & P. BOWDEN, 1982) zu folgen, was im Prinzip auch für die Gesteine der zum Venedigerzentralgneis gehörenden Sippe gilt (vgl. Abb. 7, F. FINGER et al., 1990).

Neben lagig-diffusum und nebulitischem Wechseln einzelner Typen tritt auch oft eine großflächig graduelle mineralogische Änderung der Zusammensetzung (etwa

im Biotitgehalt) auf, wodurch ein langsamer Übergang in eine andere Varietät entsteht.

Es lassen sich aber auch bisweilen scharfe, diskordante, intrusionsartige Grenzverhältnisse beobachten, jedoch konnte ich hier keine systematische und allgemein gültige Altersfolge der dioritisch-tonalitischen bzw. granodioritischen Gneisvarianten feststellen.

Wenn auch die einzelnen Typen auf beträchtliche Strecken sehr homogen ausgebildet sein können und im Detail den im großen und ganzen migmatischen Charakter dieses Gesteinskomplexes nicht immer erkennen lassen, muß man die Gesteine südlich der Fürther Hütte bis zum Fürther Eck (vgl. Abb. 4) aufgrund des Feldbefunds zu einer Einheit zusammenfassen, für welche ich den Namen Kratzenbergsee-Migmatitkörper einführen möchte.

Insgesamt kann ich mich, was die Bezeichnung dieses Komplexes betrifft, weder der Benennung „Schiefergneise“ (G. FUCHS, 1958), noch einer kartenmäßigen Ausscheidung als „Paragneise“ (Geologische Spezialkarte Geol. B.-A., Blatt 152 Matri/Osttirol, 1987) anschließen.

Zu bemerken ist freilich schon, daß diese Gneise des „alten Dachs“ oft eine etwas deutlichere Regelung aufweisen als die sie durchschlagenden leukokraten diskordanten Intrusionskörper des Weißeneck-Dichtenseegneises. Obwohl auch die hellsten Anteile des migmatischen Orthogneiskomplexes im allgemeinen etwas mehr Biotit enthalten als der Weißeneck-Dichtenseegneis (vgl. Modalanalysen Tab. 3 und Tab. 5) und damit natürlich für die alpidische Schieferung eher empfänglich sind, muß man grundsätzlich mit deutlichen präintrusiven Gefügeregelungen rechnen. Manchmal kann man nämlich beobachten, wie die migmatischen Orthogneise vom Weißeneck-Dichtenseegneis nicht nur scharf diskordant durchbrochen werden, sondern zum Teil auch eckige Schollen übernommen werden, wobei die interne Streifung oder sonstige Gefügeregelung dieser Gneisschollen gegenüber der Orientierung in dem vom Gang durchbrochenen Nebengestein verdreht sind.

Unter dem Mikroskop

Im folgenden seien nur einige wenige ausgewählte Beobachtungen der mikroskopischen Untersuchung wiedergegeben.

Tabelle 3.
Modalanalysen aus der Gruppe des Kratzenbergseemigmatits.
Methodik: Auszählung von je 2000 Dünnschliffpunkten; Angaben in Vol.-%.

Probe Nr.	Qu	Plag	Kf	Bi	Hgl	KI/Ep	Hbl	Akz
AS 24/87	2,8	37,4	—	11,8	+	11,6	35,0	1,4
AS 9/88	3,6	39,8	—	29,3	+	10,9	14,5	1,9
AS 10/88	12,8	43,4	—	30,9	+	10,9	—	1,9
AS 11/88	26,8	49,7	15,5	7,0	0,3	(*)	—	0,6
AS 68/88	38,3	54,8	—	5,0	0,6	(*)	—	1,2

(*) Auch diese Proben beinhalten Klinozoisit, jedoch ist dieser hier immer eindeutig als Entmischung in Plagioklasen zu erkennen und wurde deshalb auch zum Plagioklas gerechnet.

Die Proben wurden NW des Fürther Ecks (Kote 2610) zwischen 2350 m und 2500 m Seehöhe entnommen.

Petrographische Bezeichnung der ausgezählten Proben:

- AS 24/87..... grobkörniger Hornblende-Metadiorit
- AS 9/88..... feinkörniger Hornblende-Metadiorit
- AS 10/88..... mittelkörniger Quarz-Dioritgneis
- AS 11/88..... mittelkörniger Granodioritgneis
- AS 68/88..... mittelkörniger Tonalitgneis

Bei den hornblendeführenden Typen sind besonders die gröberkörnigen Typen von Interesse. Die Hornblende, welche stellenweise über 1 cm groß wird, zeigt im allgemeinen einen ausgeprägten Pleochroismus, der von blaßgelblich(grün) (n_x) bis intensiv bläulichgrün bzw. olivfarben (n_y , n_z) reicht. In vielen Individuen lassen sich aber dunkelbraune bis bräunlichgelbe Flecken erkennen, die unregelmäßig im Inneren der Kristalle verteilt sind, und die wohl als inselförmige primärmagmatische Reliktpartien anzusehen sind.

Neben den üblichen stengeligem Aggregaten sind bisweilen auch idiomorphe, meist 6-eckige Basisschnitte zu beobachten. Manchmal fallen auch einfache Verzwilligungen auf.

Intern finden sich oft entlang von Spaltrissen kleine, meist schwarze, spindel- und stäbchenförmige Entmischungen, wobei es sich um Ilmenit (?) handeln könnte. In Form etwas größerer Lamellen und Körner kommt daneben häufig auch Titanit als Entmischungsphase vor.

Besonders die dioritischen Typen sind sehr reich an Biotit. Meist sind die Biotite dünntafelig ausgebildet, aber bisweilen in dicken Aggregaten angehäuft. Manchmal zeigen sie noch einen recht ursprünglich erscheinenden Pleochroismus von dunkelbraun (n_y, n_z) bis blaßgelb (n_x). Oft treten aber auch schmutzgrüne Farbtöne auf.

Die Biotite sind oft einschlußreich, wobei Apatit neben Zirkon überwiegt. Als Entmischungen treten Titanite in kleinen, meist xenomorphen Körnern entlang von Spaltrissen und Kornrändern auf.

Bemerkenswert ist auch das häufige Auftreten von Vertretern der Klinozoisit/Epidotgruppe in den dioritischen Varianten. Während in den tonalitisches-granodioritischen Typen oft ein offensichtlicher Zusammenhang mit einzelnen Plagioklaskörnern, aus denen sich Klinozoisite/Epidote entmischen, ersichtlich ist, kommen diese Ca-Fe-Al Silikate in den dioritischen Typen meist stark angereichert im Bereich völlig zerfallener Plagioklase vor, was den größeren Basizitätsprung bei der Entmischung eindrucksvoll unterstreicht. Dabei bildet der Klinozoisit neben oft sehr dichten filzig-büscheligen Aggregaten auch bis 1 mm große, wirre Kornanhäufungen. Epidot bildet bis maximal 0,7 mm große, oft idiomorphe bis hypidiomorphe Einzelkristalle, die stets schalig aufgebaut sind. Dabei überwiegt ein Zonarbau mit Fe ärmeren Randzonen. Bisweilen schließt sich darn ganz außen wieder ein dünner Fe reicherer Saum an. Zur Deutung solcher Rekurrenzen verweise ich auf RAASE (1972).

Die Plagioklase sind besonders in den dioritischen Typen meist vollkommen in ein feinkörniges Haufwerk von Oligoklasrekristalliten zerlegt. Dazwischen sprossen vor allem Klinozoisit und Epidot in verschiedener Ausbildung, während Hellglimmer in diesen dunklen Typen praktisch nicht vorkommt.

In den tonalitisches-granodioritischen Varianten zeigen die Plagioklase öfters noch hypidiomorphe Kornformen. Hier tritt neben Klinozoisit auch der Hellglimmer häufig als Entmischungsphase in Erscheinung und oft ist noch – zumindest fragmentarisch – eine polysynthetische Zwillingslamellierung zu beobachten.

Wo Kalifeldspat auftritt (vgl. Probe AS 11/88) liegt er als Mikroklin vor und bildet neben xenomorphen Aggregaten bis zu 1,5 mm große Einzelkörner. Oft zeigt er schummerige Auslöschung; teilweise ist eine flauwe Gitterung entwickelt. Nicht selten finden sich spindel-förmige Perthitentmischungen, es kommen aber auch fleckige Entmischungen vor. Als Einschlüsse finden sich kleine rundliche Quarzkörner und gefüllte Plagioklasfragmente.

Als Akzessorien sind in allen Gesteinstypen besonders Titanit, Apatit, Zirkon verbreitet. Auch opake Phasen kommen in allen untersuchten Proben, zum größeren Teil jedoch in den dunklen dioritischen Typen, vor; selten findet man Orthit – diesen wiederum eher in den tonalitisches-granodioritischen Gesteinen; nur vereinzelt sind die Biotite chloritisiert. Daneben gibt es verbreitet sekundäre Karbonatbutzen.

6. Venediger-Intrusivgeneration

6.1. Der Venedigergneis

Die nördliche und südliche Venedigergruppe wurde nach den bekannten orientierenden Vorstudien von E. WEINSCHENK (1894), L. KÖLBL (1932) und H.P. CORNELIUS (seit 1941) erstmals in den 50-er Jahren genauer bearbeitet und kartiert (G. FRASL, 1953; F. KARL, 1959; O. SCHMIDEGG, 1961). Seit der Annahme eines alpidischen Alters der Zentralgneise durch L. KÖLBL (1932)

und H.P. CORNELIUS (1941, 1944) wurde jedoch die Entstehung der Zentralgneise in den Hohen Tauern heftig diskutiert. Als „Kardinalfrage der Ostalpengeologie“ (F. KARL, 1960) wurde dieses Problem in zahlreichen Schriften zwar erschöpfend, aber meist sehr widersprüchlich behandelt. Diesbezüglich meldete sich bemerkenswerterweise auch eine große Zahl namhafter Geologen zu Wort (u.a. L. KOBER; B. SANDER; L. STAUB; F. ANGEL; F. HERITSCH; G. DAL PIAZ).

Dabei spielten die Verhältnisse im Bereich der Venedigergruppe eine besondere Rolle, glaubten manche Autoren doch längere Zeit, hier mit Sicherheit junge, alpidische Zentralgneisintrusionen erkennen zu können. Diese Theorie wurde für die Venedigergesteine vor allem von F. KARL (1959, 1960, 1966) ventiliert und mit Eifer verfolgt. Dabei stützte er sich vorrangig auf den Vergleich mit tertiären Plutonitkörpern außerhalb des Tauernfensters (bes. Rieserferner und Adamello-massiv), die im Gesteins- und Mineralbestand dem der Venedigergruppe teilweise völlig entsprechen. Diesen Korrelationen, die F. KARL vor allem petrographisch, aber auch geochemisch bis ins Detail vorantrieb, verdanken wir besonders ausführliche makroskopische und mikroskopische Gesteinsbeschreibungen (vgl. F. KARL, 1959).

Wenngleich besonders bezüglich der zahlreichen genetischen Schlußfolgerungen, die KARL immer wieder, meist aufgrund von Feldbeobachtungen, entwickelte (vgl. auch Aufnahmeberichte 1953–1969), noch vieles abzuklären sein wird, so ist mit den Arbeiten und Kartierungen von F. KARL & O. SCHMIDEGG doch eine erste umfassende Beschreibung und Abgrenzung der Zentralgneise der zentralen Venedigergruppe gelungen (vgl. dazu Geologische Spezialkarte, Blatt ÖK 151 Krimml, hrsg. von der Geol. B.-A., 1979).

Das grundlegende Ergebnis der Arbeiten ist eine Zweiteilung der Zentralgneise im mittleren und westlichen Tauernfenster in einerseits ältere Augen- und Flaugneise und andererseits jüngere Tonalitgranite samt migmatisch beeinflusstem Rand (F. KARL, 1959). Wenn auch heute das voralpidische Alter beider Gruppen gesichert ist, bleibt doch das Problem ihres relativen zeitlichen Verhältnisses zueinander (vgl. z.B. F. KARL, 1959; P. RAASE, 1972; M. WINKLER et al., 1990).

Wie ein Blick auf die geologische Karte der Venedigergruppe (F. KARL, 1959; O. SCHMIDEGG, 1961) zeigt, wird der Ostteil des Venedigerkerns im wesentlichen von sogenanntem „Tonalitgranit“ aufgebaut. Der Begriff soll nach F. KARL (1966) nicht systematisch beschreibend, sondern genetisch im Sinne einer magmatischen Differentiation verstanden werden, da zwischen Tonaliten, Granodioriten und Graniten alle Übergänge festzustellen sind.

*

Südlich des Kratzenbergsees im Talschluß des Hölzlersbachtals (vgl. Abb. 3) hebt der Hauptkörper der Zillertal-Venediger Zentralgneismasse über den Migmatiten der Riffdecke liegend nach Osten zu aus (G. FUCHS, 1958; O. SCHMIDEGG, 1961). Im Bereich des Rotebentörls ist der Venedigerzentralgneis stark durchbewegt und geschiefert, oft bis in den cm- und mm-Bereich zerschert. Die auch im Gelände deutlich ausgeprägte Störungszone läßt sich vom Rotebentörl bis unter die nordöstlichen Wandabstürze des Seekopfs

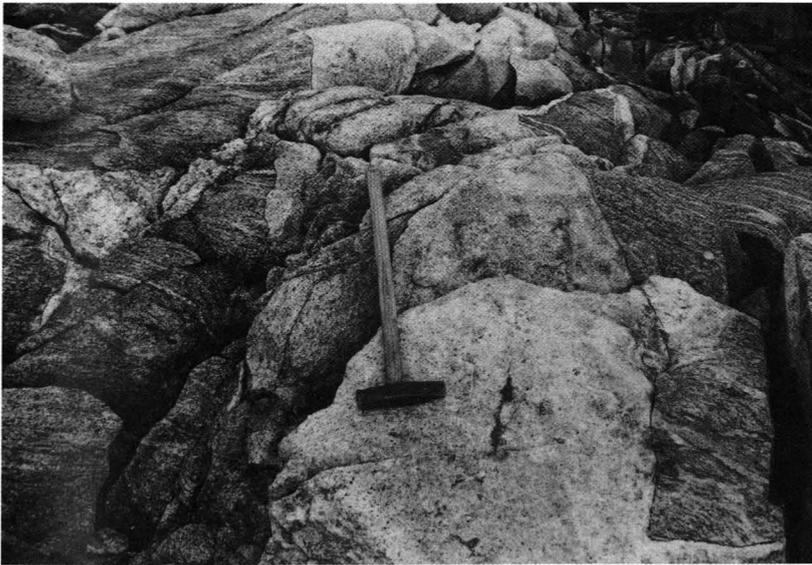


Abb. 10.
Heller massiger Venedigergneis quert als diskordanter Gang mit scharfen Grenzen das stark ausgeprägte s-Gefüge des Hochweißfeldgneises (welches also von einer älteren, mehr oder weniger synorogenen Anatexis zeugt) und auch dessen Pegmatitgefüge. Eine alpidische Deformation des Gangs ist im Bild kaum zu erkennen, im Schriff schon eher z.B. durch die Subkornbildung von Feldspat und Quarz, die noch von einer Rekristallisation überdauert wurde. Sandeben, 2600 Meter Höhe.

(2921 m) verfolgen. Auch im Blockmaterial und an den wenigen anstehenden Vorkommen gleich südlich des Rotebentörls ist die lokal durchgreifende Zerschering sowohl des Venedigergneises wie auch des angrenzenden Hochweißfeldgneises auffallend.

Abgesehen von der tektonischen Auflagerung des Hauptkörpers im Bereich des Rotebentörls kommt der Venedigerzentralgneis im angrenzenden Areal des Hochweißfeldgneises aber auch in Form intrusiver Stöcke und Gänge vor. Dabei bildet der Venedigergneis oft mehrere Zehnermeter lange und einige Meter breite Körper, die den migmatischen Bau des Hochweißfeldgneises samt dessen Gangfolge glatt durchschlagen (vgl. Abb. 10) und damit offensichtlich ehemalige Intrusionen darstellen. Auf der Karte (Abb. 3) konnten davon nur die bei aller Kleinheit doch wenigstens etwas größeren Stöcke und spaltenfüllenden Körper ausgeschieden werden.

Zu bemerken ist, daß dieses letztgenannte „Intrusivgestein“ nicht immer so gut dem eigentlichen Venedigergneis von der Hauptmasse am Rotebentörl entspricht, wie es etwa bei einem Gneiszug gleich unterhalb der Weggabelung südlich des Sandebentörls der

Fall ist. Ansonsten sind die Intrusionen nämlich im Mineralgehalt zum Teil recht unterschiedlich ausgebildet, besonders was die Biotitführung betrifft, die manchmal gegenüber dem Venedigergneis viel geringer ist (vgl. auch Modalanalysen Tab. 4). Dadurch wird angezeigt, daß einige dieser Intrusivkörper im Hochweißfeldgneis wohl nicht unmittelbare Abspaltungen von der Hauptmasse des Venedigerplutons sind, sondern eher als lokale, meist saurere Differentiate dieser Magmentwicklung anzusehen sind.

Ungeachtet des teilweise schon etwas ins aplitische gehenden Charakters ist ihnen allen jedoch die klar jüngere Platznahme gegenüber dem Hochweißfeldkomplex gemein. Dies zeigt sich am besten darin, daß neben dem diskordanten Kontakt der Venediger-Intrusiva zum Nachbargestein auch diskordante und zum Teil gegeneinander verdrehte Scholleneinschlüsse bereits geschieferter Nebengesteine zu beobachten sind.

Im Bereich Sandeben – Seekopf sind die Gesteine des Venedigerkerns aufgrund der Modalanalysen (siehe Tab. 4) nach STRECKEISEN (1967) als Granodiorite zu klassifizieren. Demzufolge und wegen der alpidischen Deformation habe ich mich hier zur Bezeichnung Venedigergneis entschlossen. Insgesamt ist jedoch ein kontinuierlicher Übergang von den typischen schollenreichen massigen Tonaliten tieferer Teile des Venedigerkerns (z.B. Viltragenkees) bis zu hornblendefreien, helleren Granodioriten oder ebensolchen Gneisen in randlicheren Partien vorhanden.

Tabelle 4.
Modalanalysen des Venedigergneises.
Methodik: Auszählung von je 2000 Dünnschliffpunkten; Angaben in Vol.-%.

Probe Nr.	Qu	Plag*)	Kf	Bi	Hgl	Akz
AS 15/87	30,6	43,2	13,6	5,2	4,0	3,2
AS 30/88	32,4	44,0	12,6	5,4	2,6	3,0
AS 49/87	24,0	56,3	8,0	7,3	1,9	2,4
AS 42/88	29,5	55,3	11,9	1,0	1,4	0,8
AS 8/89	26,3	55,7	12,1	3,9	—	1,9
AS 3/89	30,1	50,0	1,3	14,2	0,4	4,0

*) Die Klinozoisit/Hellglimmerfüllung der Plagioklasse wurde zum Plagioklas gerechnet.

Die Proben AS 15/87 und AS 30/88 wurden nahe dem Rotebentörl entnommen, stammen also aus jenem Bereich, der noch zur zusammenhängenden Zentralgneismasse des Zillertal-Venedigerkerns gehört. Die Proben AS 49/87, 42/88 und 8/89 kommen aus kleineren Gesteinskörpern, die den Hochweißfeldgneis intrusiv mit diskordanten Kontakten durchsetzen (vgl. Abb. 10). AS 3/89 stammt aus einem etwas tieferen Bereich des Ostendes des Venedigerplutons (In den Wandin, 2500 Meter Höhe).

Unter dem Mikroskop

Die primärmagmatischen Plagioklase zeigen infolge der Kornzertrümmerung nur mehr selten größere zusammenhängende Einzelkristalle. Meist sind die Plagioklase randlich stark beansprucht, wobei sie häufig in ein feinkörniges Subkornpflaster aus Oligoklas übergehen. Teilweise ist auch ein völliger Kornzerfall zu beobachten.

Geschontere Altpagioklase sind mit verschiedensten Mikrolithen gefüllt (bes. Hellglimmer und Klinozoisit). Die ursprüngliche polysynthetische Zwillinglamellierung ist nur mehr in isolierten Teilbereichen fragmentarisch erkennbar. Dabei überwiegt die Verzwilligung nach dem Albitgesetz. – Oligoklas ist hier stabil.

Der Kalifeldspat tritt als Mikroklin auf und ist ausschließlich xenomorph. Er kommt vor allem in Form einer intergranularen, amöboiden Zwickelfülle vor. Teilweise ist eine flauwe Gitterung festzustellen. Auch fleckige Perthite sind manchmal zu beobachten.

Die Biotite zeigen einen ausgeprägten Pleochroismus, der von hellgelb (n_x) je nach Schriff bis dunkelbraun bzw. olivgrün (n_y , n_z) reicht. Meist ist er anstelle der primären Tafeln in nach der Basis

ausgelängten Schüppchen haufenförmig zusammengelagert, wobei diese Haufen vorwiegend nach der Schieferung gestreckt sind und dabei meist bis 2 mm lange Aggregate bilden. – Selten werden Einzelindividuen bis 3 mm groß.

Sonst kommt der Biotit in auch eher diffus verteilten, in die Foliationsebene eingeregelteten kleinen Schüppchen vor.

Bisweilen sind die Biotite intern lagenweise chloritisiert.

Quarz kommt außer in einzelnen kleinen Körnern der Grundmasse auch in bis zu 6 mm großen zusammenhängenden ovalen Kornaggregaten vor, deren feinkörnige Rekristallisationshaufen den ursprünglichen Kornumriß noch gut erkennen lassen. Darüberhinaus ist oft auch noch undulöse Auslöschung zu beobachten.

Hellglimmer ist besonders in den Schieferungsflächen und offensichtlichen Bewegungshorizonten zu finden. Dabei findet er sich in kleinschuppigem Haufwerk und zahlreichen kurzen Spänen, die alle nach dem s eingeregelt sind. Teilweise kommt er auch in Parallelverwachsungen mit Biotit vor, und geht manchmal deutlich aus diesem hervor.

Andererseits findet er sich auch im Bereich zerfallener Plagioklase, wo er in kleinen Tafeln und Blättchen regellos verteilt ist.

Als Akzessorien kommen Klinozoisit, Orthit, Zirkon, Apatit, Titanit, Granat, opake Phasen sowie Karbonat und Chlorit vor. Darunter sind die Orthite, Zirkone und Apatite wohl als primärmagmatische Relikte anzusehen. Die Orthite werden bis zu 0,6 mm groß und bilden manchmal gute idiomorphe Kornquerschnitte. Gewöhnlich sind sie von einem koaxial orientierten Kinozoisitsaum ummantelt und zeigen einen ausgeprägten Pleochroismus von gelbbraun bis dunkelrotbraun.

6.2. Der Weißeneck-Dichtenseegneis

G. FUCHS (1958) kartierte im Raum des Oberen Hollersbachtals erstmals granitoide Gesteine, die er als Ausläufer des Venedigerzentralgneises betrachtete (vgl. Kap. 3). Er benannte dieses Vorkommen als „Weißeneck-Dichtenseezunge“, da er diese Gesteine von der Geländekante des Weißenecks östlich des Kratzenbergsee in Richtung Südosten bis in das Gebiet des Dichtensees nahe dem Felbertauern verfolgen konnte. Er betont, daß diese hellen Zentralgneise zwischen Fürther Hütte und Dichtensee gegenüber dem zentralen Venedigerstock meist feinkörniger, oft „fast aplitisches“ seien. Die Zentralgneislage bildet nach der Einschätzung von G. FUCHS (1958) den Kern der Unteren Riffeldecke.

Obwohl die Weißeneck-Dichtenseezunge auch inzwischen nie näher untersucht wurde, ist sie in den meisten detaillierteren geologischen Karten der Hohen Tauern ausgeschieden und bei regionalgeologischen Abhandlungen immer wieder Gegenstand von Diskussionen (vgl. z.B. A. TOLLMANN, 1975; G. PESTAL, 1987; W. FRISCH & D. RAAB, 1987). Hinsichtlich der petrographischen Bezeichnungen und genetischen Zuordnung gibt es verschiedene Auffassungen, die im Rahmen des regionalgeologischen Überblicks (Kap. 2.) und eines Kartenvergleichs (Kap. 3.) kurz erläutert wurden.

Beim Weißeneck-Dichtenseegneis handelt es sich um meist betont massige, feinkörnige, seltener mittelkörnige aber immer leukokrate und oft sogar aplitische Gesteine mit im Durchschnitt etwa leukogranodioritischer Zusammensetzung. Im Bereich des Weißenecks finden sich öfters ausgezeichnet erhaltene Intrusivkontakte zum Nebengestein. Dabei wird ein „altes Dach“, bestehend aus oft wesentlich dunkleren Migmatiten, offenbar von einem größeren gemeinsamen Intrusivkörper (der Kernpartie Weißeneck-Dichtenseezunge) ausgehend, an vielen Stellen diskordant durchbrochen. Of-

fensichtlich ist die relativ saure Weißeneck-Intrusion bereits in ein höheres, bereits abgekühltes Krustenstockwerk eingedrungen, da vornehmlich eine blockartige Aufbrechung des „alten Daches“ zu beobachten ist (vgl. Abb. 11). Heute sehen wir hier östlich des Kratzenbergsees also den hochplutonischen Kontaktbereich angeschnitten. Durch die offensichtliche Schonung dieser Partien während der alpidischen Orogenese sind die ursprünglichen diskordanten Grenzverhältnisse oft erstaunlich gut erhalten, wobei neben dem hellen Intrusivmaterial manchmal auch die Gesteine des „alten Daches“ oft auf den ersten Blick noch völlig ungeschiefert und massig erscheinen, obwohl man bei genauerem Hinsehen z.B. schon eine deutliche Glimmerregelung erkennen kann.

Am Weg gleich südlich der Fürther Hütte kann man auch Schollen von biotitreichen Gneisen im leukokraten Weißeneck-Dichtenseegneis sehen, sowie andererseits die obengenannten Gänge, die von größeren Weißeneckgneispartien aus in diese Gneise gehen.

Besonders gut lassen sich die Intrusionsverhältnisse und der migmatische Altbestand am Weg von der Fürther Hütte Richtung Sandebentörl in etwa 2300 m Höhe studieren. Östlich des Weges, der hier oberhalb der ersten Steilstufe nach der Hütte verflacht, kann man an herrlich frischem Platten- und Blockmaterial alle möglichen Intrusionskontakte sowie auch die petrographischen Zusammenhänge innerhalb des „alten Daches“ gut studieren.

Auch an den vom Gletscher abgeschliffenen Felspartien etwas südwestlich der Linie Fürther Hütte – Fürther Eck ist die ganze Variationsbreite der seichten Intrusionen des Weißeneck-Dichtensee Typs zu beobachten, welche den migmatischen Bau des Nebengesteins glatt durchschlagen. Das zugehörige Aplitnetz steht ganz offensichtlich in Zusammenhang mit jenen größeren Intrusionskörpern, die bis in den Bereich des Fürther Ecks und weiter zu verfolgen sind (vgl. Abb. 4). Da sich die Gesteine der größeren zusammenhängenden Intrusionskörper petrographisch in keiner Weise von den im Raum Fürther Hütte – Weißeneck – dort nur in etwas größerer Verbreitung – auftretenden hellen Gneiskörpern unterscheiden, erscheint mir eine Zusammenfassung aller solcher Einzelvorkommen zu einem gemeinsamen, unten zunehmend zusammenhängenden plutonischen Körper, eben dem Weißeneck-Dichtensee Pluton gerechtfertigt. Eine Unterteilung dieser Gesteine in Aplitgneise einerseits und Alkalifeldspatführende Granitgneise andererseits, wie sie in der neuen geologischen Karte der Bundesanstalt (1987, ÖK 50 Blatt

Tabelle 5.
Modalanalysen des Weißeneck-Dichtenseegneises.
Methodik: Auszählung von je 2000 Dünnschliffpunkten; Angaben in Vol.-%.

Probe Nr.	Qu	Plag*)	Kf	Bi	Hgl	Akz
AS 14/86	38,4	37,6	21,2	0,9	0,3	1,5
AS 21/87	42,9	36,8	15,6	2,0	0,2	2,3
AS 39/87	36,2	41,5	18,6	2,0	1,1	0,6
AS 010/88	33,8	40,7	19,7	4,1	1,0	1,6

*) Die Klinozoisit/Hellglimmerfüllung der Plagioklase wurde zum Plagioklas gerechnet.

Die Probe AS 010/88 wurde beim Dichtensee/Felbertauern aufgesammelt und zu Vergleichszwecken ausgezählt. Die übrigen Proben stammen aus dem Bereich des Weißenecks im Hinteren Hollersbachtal (vgl. Geol. Karte, Abb. 3).

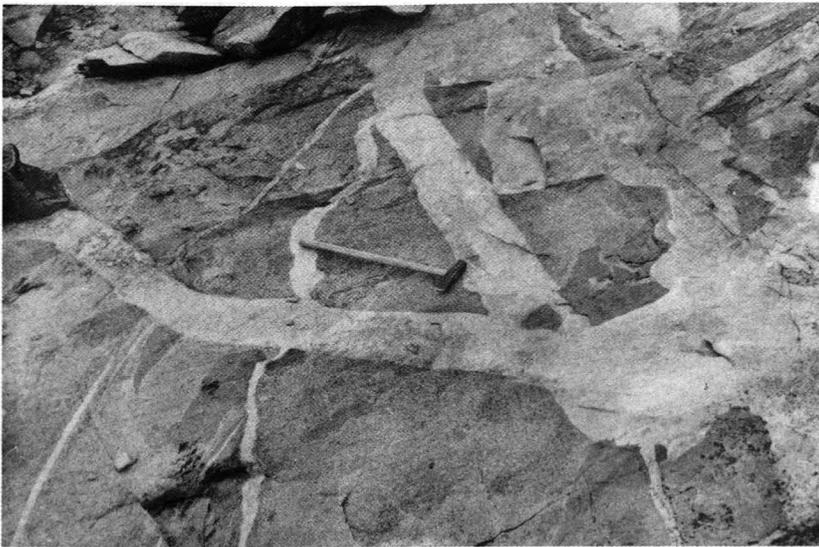


Abb. 11.
Der helle z.T. aplitische Weisseneck-Dichtenseegneis durchbricht östlich des Kratzenbergsees an zahlreichen Stellen gangförmig sein "altes Dach", welches vorwiegend aus oft dunklerem migmatischem Orthomaterial besteht (Migmatit vom Typus Kratzenbergsee, vgl. auch Abb. 9).

Im Bild dioritische und granodioritische Gneise, deren Körper bei dieser jüngeren Intrusion unter Bildung eines Gangnetzes aufgeweitet wurden. Die alpidische Deformation ist hier beim Ostende des Venedigermassivs erstaunlich gering, sodaß die vormesozoischen Verbandsverhältnisse außergewöhnlich gut zu studieren sind.

NW Fürther Eck, 2350 Meter Höhe.

Matrei/Osttirol) vorgenommen wird (vgl. Abb. 2), erscheint mir nicht durchhaltbar und sie wurde deshalb in dieser Arbeit vermieden.

Die Modalanalysen (vgl. Tab. 5 und Abb. 7) zeigen, daß der Weisseneck-Dichtenseegneis einen doch nicht unbedeutenden Kalifeldspatgehalt aufweist, was man aufgrund des makroskopischen Eindrucks eher nicht erwarten würde. Im STRECKEISEN – Diagramm plotten die ausgezählten Proben im Granodioritfeld bzw. im Grenzbereich zum Granitfeld. Auch die Probe aus dem Bereich des Dichtensees paßt gut in den allgemeinen Trend der Zillertal-Venedigerzentralgneise, wobei die Gneise des Weisseneck-Dichtensee Typs im allgemeinen etwas mehr Quarz und Kalifeldspat als der Venedigergneis des Hauptkörpers führen, wie er etwa beim Rotebentörl auftritt.

Diesbezüglich ist zu bedenken, daß innerhalb eines quarzdioritisch-tonalitischen Stammagmas bei der Differenzierung der Kalifeldspat im Normalfall erst als eine recht späte Mineralphase fraktioniert, und daß deshalb in den höher evolvierten Magmentteilen, wie sie offenbar hier im Bereich des Weissenecks vorliegen, ein Ansteigen des Kalifeldspatgehalts zu verzeichnen ist. Ein etwa entsprechender petrologisch-geochemischer Entwicklungstrend ist für kalkalkalische Gesteinsserien vielfach beschrieben worden (z.B. J. LAMEYRE & P. BOWDEN, 1982).

Der Weisseneck-Dichtenseegneiskörper ist also am ehesten als differenzierter Ausläufer des großen Venedigerplutons anzusehen. Für diese These spricht neben den petrographischen Übereinstimmungen auch die Tatsache, daß der Weisseneck-Dichtenseegneis etwa ebenso wie die Venedigergneisabspaltungen im Gebiet des Hochweissenfeldgneises stets alle älteren Nebengesteinsgefüge diskordant durchschlägt. Insofern ist die FUCHS'sche Einschätzung, es handle sich bei den hellen Gneisen um Ausläufer des Venedigerzentralgneises (G. FUCHS, 1958), im wesentlichen zu bestätigen.

Die in den Nebengesteinen vorhandenen migmatitischen Strukturen werden vom Weisseneck-Dichtenseegneis regelmäßig unter Ausbildung scharfer diskordanter Kontakte abgeschitten und plombiert.

Unter dem Mikroskop

Plagioklas kommt meist in 0,5 bis 2 mm, max. 4 mm großen, rundlich hypidiomorphen Körnern vor, die oft in dichten Packungen

vorliegen. Die größeren Plagioklas sind besonders in Kernnähe intensiv mit Entmischungsmikrolithen gefüllt, wobei Hellglimmer und Klinozoisit besonders hervortreten. Der Hellglimmer tritt darin in dünnen, winzigen Täfelchen auf, manchmal bildet er aber auch größere Anhäufungen, die Teilbereiche der Plagioklas völlig ersetzen. Klinozoisit bildet neben kleinen, kreuz und quer liegenden Nadeln auch stengelig-idiomorphe Kriställchen. Er kommt z.T. auch in Form sehr dichten Packungen vor, wobei ein wirres, besenartig wirkendes Haufwerk von kleinsten nicht mehr einzeln identifizierbaren Klinozoisitmikrolithen vorliegt.

Als Einschlusminerale kommen auch Biotit und opake Phasen vor. Des öfteren zerfallen die Plagioklas auch in ein kleinkörniges Pflaster aus einschlusfreien Oligoklaskörnern (Friktionskörnern) mit dazwischenliegenden Klinozoisiten.

Etwa die Hälfte der Körner zeigt eine polysynthetische Zwillinglamellierung. Neben scharf abgegrenzten Lamellen finden sich auch nur mehr schemenhaft erhaltene lamellare Erscheinungen bis hin zu unverwilligt erscheinender Plagioklassubstanz; aber letzteres kann auch durch die jeweilige Kornzertrümmerung verursacht sein.

Der Kalifeldspat liegt als Mikroclin vor, ist kleiner als der Plagioklas und bleibt dabei meist unter 2 mm. Er hat stets xenomorphe Kornformen. Vor allem tritt er in Form amöboider Zwickelfüllungen auf, daneben gibt auch isoliert auftretende Einzelkörner.

Meist zeigen die Kristalle schummerige Auslöschung („flauer Mikroclin“) mit allen Übergängen zu einer vollkommenen, bisweilen sehr feinen Mikroklingitterung.

Auch deutliche Entmischungsstrukturen sind zu beobachten. Dabei treten neben kleinen Fasern und spindelförmigen Perthitlamellen auch größere, unregelmäßig fleckige Perthite auf. Seltener finden sich Myrmekitbildungen.

Als eingeschlossene Phasen treten hauptsächlich Plagioklasfragmente (teilweise gefüllt) und Quarzkörner auf.

Quarz kommt in Form von 0,2 bis 1 mm großen Körnern vor, wobei besonders bei größeren Individuen undulöse Auslöschung charakteristisch ist. Er bildet meist zusammen mit Plagioklas und Kalifeldspat ein xenomorphes Kornpflaster der Grundmasse. Öfters sind aber auch ursprünglich größere Einzelkristalle in kleinkörnige Rekristallite zerlegt.

Biotit kommt als untergeordneter, völlig der Regionalmetamorphose unterworfenen Gemengteil vor. Dabei sind vor allem bis max. 1 mm große butzenförmige Rekristallisationsansammlungen anstelle der primären Blättchen, sowie bei starker Deformation xenomorph-fetzenförmige Aggregate zu erwähnen. Der sekundäre Biotit zeigt einen ausgeprägten Pleochroismus, der je nach Schliiff von hellgelbbraun und hellolivgrün (n₁) über olivbraun bis dunkelbraun (n₂, n₃) reicht.

Off ist eine beginnende Chloritisierung zu erkennen. Hellglimmer kommt außerhalb der Plagioklas nur in äußerst geringen Mengen in Form kleinster Schüppchen bzw. kleiner Anhäufungen davon zwischen rekristallisierten Plagioklaskörnern vor.

Der ebenso sekundäre Klinozoisit ist auch außerhalb der Plagioklas in bis zu 3 mm großen körnig-xenomorphen Ansammlungen gewachsen, möglicherweise schon aufgrund einer Epidotausscheidung in der ersten primärmagmatischen Abkühlungsphase.

Die zum primärmagmatischen Bestand gehörenden Orthite sind nun vorwiegend zersetzte, bis 0,6 mm große Körner, die randlich normalerweise von Klinozoisit ummantelt werden und öfters auf idiomorphe Kornformen verweisen. In Kernpartien zeigen sie einen ausgeprägten Pleochroismus von blaßbraun bis kräftig rotbraun.

Als weitere Akzessorien kommen Apatit, Zirkon, Titanit, Karbonat und opake Phasen vor.

Der Apatit ist selten und läßt rundliche Querschnitte bis 0,2 mm Durchmesser erkennen. Ebenfalls in Verbindung mit dem Biotit finden sich die Zirkone, die dort in bis etwa 0,1 mm langen, idiomorphen Kristallen vorkommen.

Auch Titanit ist nicht sehr häufig und findet sich in kleinen Körnern, die oft in schnurartiger Anordnung an Grenzen oder Spalten von Biotit gebunden sind. Untergeordnet kommt auch der späte Chlorit vor, der manchmal kräftig pleochroitisch ist.

6.3. Aplitgneise

Im gesamten Bereich des bearbeiteten Abschnitts am Ostrand des Venedigermassivs finden sich häufig diskordante Aplite, die stellenweise weit über 1 Meter mächtig werden können. Die Zugehörigkeit zum Gangfolge bzw. den Ausläufern des Venediger-Plutonismus kann jedoch nicht immer behauptet und bewiesen werden. Evident ist dies nur bei jenen Gangschwärmen von Apliten, die von kleineren Weißeneck-Dichtenseekörpern (vgl. Kap. 6.2.) ausgehen. Bedeutend schwieriger ist die Zuweisung von Apliten in der Abretterkopffolge (Kap. 5.1.). Aplitisches Gesteinsmaterial ist dort recht häufig sowohl in diskordanten wie konkordanten Lagen anzutreffen. Zumindest 2 Generationen von Apliten können dort unterschieden werden. Die ältere ist in den allgemeinen etwa Ost-West verlaufenden (westlich vom Abretterkopf) i.a. steilstehenden Lagenbau eingeschichtet, teilweise boudiniert und bisweilen schlierig bis ptygmatisch mit umgebenden Amphiboliten und Biotit-Plagioklasgneisen verbunden. Stellenweise kann eine zweite Generation abgetrennt werden, die den älteren Lagenbau scharf diskordant abschneidet (vgl. Abb. 12). Eine derartig scharfe Trennung der beiden Typen ist aufgrund der ungewöhnlich mannigfaltigen migmatischen und anatektischen Aufschlußbilder nicht immer gewissenhaft durchzuhalten. Wo die diskordante Stellung der jüngeren Gruppe eindeutig sichtbar ist, ist man am ehesten geneigt einen genetischen Zusammenhang mit der Venediger-Sippe anzunehmen (siehe dazu Kap. 5.1.).

Auch im Hochweißfeldgneiskomplex ist eine ältere Aplitgeneration von der zum Venediger gehörenden abzutrennen. Ausnahmsweise kann nämlich beobachtet werden, wie die Hochweißfeldpegmatite (Kap. 5.2.) schon ältere, meist sehr geringmächtige Aplite diskordant zerschneiden. Offenbar gehört diese im Bereich des Sandebentörls ausgesprochen untergeordnet auftretende Aplitgeneration noch zur Hochweißfeld-Granitentwicklung selbst.

Abschließend sei aber auch noch erwähnt, daß auch der relativ jüngere Venedigergneis und auch der Weißeneck-Dichtenseegneis noch von ganz späten Apliten durchschlagen wurden. Derartige Nachschübe und Spätphasen aus dem großen „Venedigertopf“ sind natürlich nicht nur im „alten Dach“ sondern auch in jenem Venedigermaterial selbst zu erwarten, das beim Hauptakt des spätvariszischen tonalisch-granodioritischen Plutonismus intrudierte, dabei partiell besonders in den höchsten Partien recht schnell abkühlte und somit rascher erstarrte als die innere Hauptmasse, aus der sich die letzten Aplite durch Differentiation abspalteten.



Abb. 12.

In Biotit-Plagioklasgneise der Abretterkopffolge eingeschichtete oder zumindest im bildsamen Zustand noch bis spitzfältig deformierte Aplite werden von einer jüngeren Ganggeneration, die mit dem Venedigerpluton bzw. dessen Spätphasen und Nachschüben in Verbindung gebracht werden muß, diskordant abgeschnitten.

W Abretterkees, 2620 m Höhe.

7. Zur Geochemie der Granitoide

Die geochemische Untersuchung beschränkte sich auf den Venedigergneis und den Hochweißfeldgranitgneis. Analysiert wurden die Hauptelemente sowie die Spurenelemente Nb, Y, Zr, Sr, Rb und Ba (vgl. Tab. 6).

Im allgemeinen weist der Venedigergneis höhere SiO_2 -Gehalte auf, als der typisch anatektische Hochweißfeldgranitgneis, wie er z.B. beim Sandebentörl auftritt. Letzterer hat nur in den höchst evolierten Partien (Kapruner Tal) ähnlich hohe SiO_2 Gehalte. Während die Zillertal-Venediger Zentralgneis-Suite bei den Hauptelementen besonders durch ihre höheren Gehalte an Calcium hervortritt (bezogen auf gleiches SiO_2 , vgl. Abb. 13a), sind für den Hochweißfeldgranitgneis vor allem hohe Kaliumwerte typisch (Abb. 13b). Dieser prinzipielle Unterschied äußert sich auch in der Spurenelementverteilung (Abb. 13c,d,e,f). Während für die Ca-betonten Zentralgneise des Zillertal-Venedigerkerns relativ niedrige Gehalte an Zr, Sr, Rb und Ba charakteristisch sind, läßt im Gegensatz dazu der Hochweißfeldgranitgneis im allgemeinen höhere Gehalte an die-

Tabelle 6.
Chemische RF-Analysen des Venedigergneises und Hochweißfeldgranitgneises.

Hauptelemente [in Gew.-%].							
AS...	30/88	38/88	40/87	42/88	11/87	13/87	F22
SiO ₂	70.14	69.50	69.60	72.30	62.37	62.84	72.08
TiO ₂	0.29	0.33	0.25	0.12	0.65	0.68	0.24
Al ₂ O ₃	14.21	14.70	14.40	14.80	17.86	16.40	14.82
FeO _{tot}	0.73	2.74	2.34	0.85	3.20	3.94	1.58
MnO	0.06	0.03	0.04	0.05	0.05	0.05	0.01
MgO	0.68	0.63	0.52	0.26	1.92	2.13	0.83
CaO	2.32	2.55	2.05	0.91	2.58	2.80	1.67
Na ₂ O	4.33	4.69	5.14	4.94	3.88	3.36	3.09
K ₂ O	2.94	2.07	2.98	4.25	5.31	4.76	5.30
P ₂ O ₅	0.10	0.11	0.10	0.17	0.26	0.10	0.12
H ₂ O	2.16	1.30	1.40	1.60	1.86	1.84	1.01
Summe	99.96	98.65	98.82	100.2	99.94	98.90	100.7
Spurenelemente [in ppm]							
AS...	30/88	38/88	40/87	42/88	11/87	13/87	F22
Nb	udN	12	12	12	22	10	7
Y	21	12	21	udN	24	8	8
Zr	161	188	168	85	315	195	130
Sr	148	241	277	130	449	418	376
Rb	103	5	102	157	188	187	131
Ba	664	883	929	419	1775	1628	1842

○ AS 30/88, 38/88 Hauptkörper des Venedigerkerns (Bereich Rotbentörl – Seekopf); AS 40/87, 42/88 Venedigergneis, intrusive Kleinkörper im Hochweißfeldgneis (Sandeben).

○ AS 11/87, 13/87 Hochweißfeldgranitgneis (Bereich Sandeben); F22 HWG vom locus typicus im Kapruner Tal (F22 aus FINGER & STEYRER 1988).

○ udN = unter der Nachweisgrenze.

sen Spurenelementen erkennen. Besonders beim Barium sind die Werte im Hochweißfeldgneis signifikant höher (Abb. 13f).

Insgesamt stehen die gewonnenen Ergebnisse gut mit den bislang an Zentralgneisen im Tauernfenster durchgeführten geochemischen Untersuchungen im Einklang (vgl. F. FINGER & H.P. STEYRER, 1988).

Folgt man diversen Klassifizierungsvorschlägen zur geochemischen Charakterisierung von Plutoniten, so ergibt sich sowohl für die Granitoide des Zillertal-Venedigerkerns als auch den Hochweißfeldgranitgneis I-Typ Charakteristik, wobei man beide Gruppen bezüglich ihrer plattentektonischen Herkunft als volcanic arc Granite (VAG, nach J.A. PEARCE et al., 1984) klassifizieren kann.

Damit läßt sich aufgrund actuotektonischer Vergleiche die Existenz eines paläozoischen aktiven Kontinentalrandes im Bereich des heutigen Tauernfensters ableiten, wobei ein komplexes Suduktions-Kollisions Regime (F. FINGER, 1987) für den spätpaläozoischen I-Typ Plutonismus des mittleren Tauernfensters verantwortlich sein könnte. Für eine wichtige paläozoische aktive Plattengrenze in den Hohen Tauern selbst oder in der Nähe spricht neben dem jungpaläozoischen Granitplutonismus auch ein vorangegangener ausgedehnter altpaläozoischer Inselbogen- und back-arc-Vulkanismus mit voralpidischen Ophiolithsequenzen, der sich an mehreren Stellen im Tauernfenster nachweisen

läßt (vgl. dazu z.B. H.P. STEYRER, 1983; W. FRISCH & D. RAAB, 1987; G. VAVRA & W. FRISCH, 1989; F. NEUBAUER et al., 1989).

Aufgrund der sonst recht unterschiedlichen geochemischen Charakteristik von Hochweißfeldgranitgneisen und den eher tonalitischen Zentralgneisen des Zillertal-Venedigerkerns (vgl. Abb. 13) muß man für beide sicherlich unterschiedliche Magmenquellen annehmen, aber das hängt wohl auch mit der zeitlich unterschiedlichen Aufschmelzung und Platznahme während der orogenen Ereignisse und nach diesen zusammen.

Dabei sind vor allem die hohen Kalium-Gehalte des Hochweißfeldgranits bemerkenswert (vgl. Abb. 13b), denn ähnlich hohe K₂O-Werte sind auch für manche Granite aus dem jungpaläozoischen südböhmischen Granitarreal des oberösterreichischen Moldanubikums kennzeichnend. Darüberhinaus sind auch die Zirkontrachten des Hochweißfeldgneises mit großen (100) und (101) Flächen offenbar ein Charakteristikum solcher K₂O betonter Granitoidserien, wie wir von den K₂O betonten Mühlviertler Graniten (z.B. Weinsberger Granit, Engerwitzdorfer und Schlierengranit) wissen (G. FRASL, 1963; F. FINGER et al., 1987).

Diesbezüglich wird besonders in Arbeiten aus jüngerer Zeit (F. FINGER et al., 1990; E. KOSCHIER & F. FINGER, 1989) darauf hingewiesen, daß eine solche kalibetonte geochemische Charakteristik auf Aufschmelzung biotitreicher intermediärer Gneise (ehemalige Metavulkanite?) zurückzuführen sein könnte. Demzufolge muß man auch im Hinblick auf die Magmenquelle des Hochweißfeldgneises mit alter kontinentaler Kruste rechnen und somit innerhalb des „Altkristallins im Tauernfenster“ die Existenz alter kontinentaler Kruste annehmen. Jüngst veröffentlichte Nd-Daten von Zentralgneisen im mittleren Tauernfenster (A. VON QUADT in A. SCHERMAIER et al., 1990) erhärten diese Hypothese.

Wie schon ein Blick auf die Modalanalysen (vgl. Abb. 7) zeigt folgen umgekehrt die Gesteine des Zillertal-Venedigerkerns einem kalkalkalischen, tonalitisch-trondjemitischen bis granodioritischen Trend bzw. einem high-CaO Trend (F. FINGER et al., 1990) in welchen sich auch die Proben meines Arbeitsgebietes zwanglos einfügen. Auch im AFM-Diagramm ist dieser kalkalkalische Trend überzeugend sichtbar. Übrigens zeigen die Zillertal-Venediger Granitoide auf diese Weise deutliche geochemische Affinitäten zu anderen postorogenen, allerdings alpidischen Plutoniten, wie sie etwa an der periadriatischen Naht oder im Rieserferner Gebiet auftreten (vg. G. BELLINI et al., 1981; C. DUPUY et al., 1982; F. FINGER et al., 1990).

Auf die petrographischen Ähnlichkeiten der Granitoide des Adamello- und Rieserfernergebietes mit den Zentralgneisen der Zillertal-Venedigermasse wurde schon früher vielfach ausführlich hingewiesen (z.B. F. KARL, 1959). Das damals daraus abgeleitete alpidische Intrusionsalter der tonalitischen Zentralgneise erwies sich jedoch, wie wir heute wissen als nicht haltbar: die Zentralgneise sind insgesamt voralpidischen Alters (vgl. BESANG et al., 1968; JÄGER et al., 1968; R. CLIFF, 1977, 1981). Die Frage ist nur die richtige Reihenfolge der Intrusionen, und die läßt sich durch die Analyse von Intrusionsverbänden wie im vorliegenden Beispiel, etwa zwischen Hochweißfeldgneis und Venedigerintrusion oder zwischen Kratzenbergsee-Migmatit und Weißeneck-Dichtenseegneis, schrittweise mit unumkehrbaren Resultaten klären.

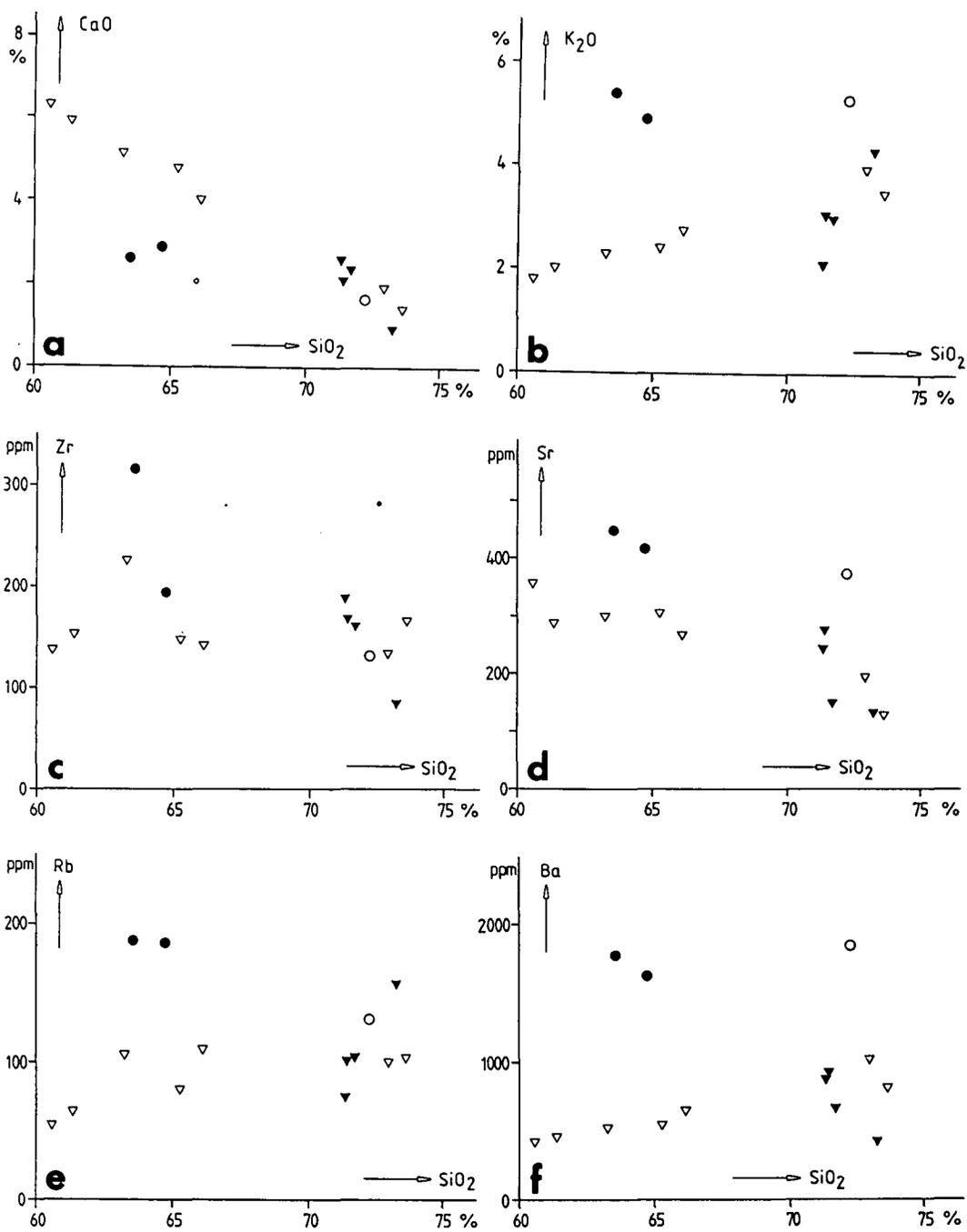


Abb. 13. HARKER-Diagramme einiger ausgewählter Haupt- und Spurelementanalysen; Eintragung der Analysen wasserfrei auf 100 % normiert. ∇ , \blacktriangledown = Zillertal-Venediger-Zentralgneise; \circ , \bullet = Hochweissenfeld-Granitgneis; volle Signaturen bezeichnen Proben vom Bereich des Venedigerostrandes, sonstige Analysedaten nach F. FINGER & H.P. STEYRER (1988 und unpubl.).

8. Schlußfolgerungen

Die Arbeit zeigt, daß man in den höhermetamorphen und z.T. auch polymetamorphen Serien des Tauernfensters trotz des alpidischen (und eventuell auch schon variszischen) Deckenbaues und einer nachfolgenden Aufwärmung auf etwa 550°C aufgrund von Geländebeobachtungen eindeutige Altersabfolgen bei den Granitoiden feststellen kann. Manche Teilbereiche bleiben nämlich offensichtlich alpidisch dermaßen verschont, daß die Analyse der Intrusionsverbände und eine relative chronologische Rekonstruktion von präalpidisch magmatischen Ereignissen möglich ist.

Nachdem vor kurzem in einem Teil des östlichen Tauernfensters eine lokale, mehrteilige Gliederung von Zentralgneisgenerationen aufgestellt werden konnte (G.

FRASL et al. 1987; B. HOLUB & R. MARSCHALLINGER, 1989), konnte in ähnlicher Weise nun auch für bestimmte Bereiche im mittleren Tauernfenster die Abfolge der vormesozoischen geologischen Entwicklung stückweise aufgeklärt werden.

Die Platznahme des großen Venedigerplutons ist, nach den vorliegenden Intrusionsverhältnissen zu schließen, am ehesten der spät- bis posttektonischen plutonischen Aktivität der variszischen Orogenese zuzurechnen. Denn die für diesen Pluton typischen tonalisch-granodioritischen Intrusionen samt Gangfolge und Nachschüben bilden im Bereich des Venediger-Ostrandes stets die jüngste Ganggeneration, die alle älteren Gefüge und Baupläne, also auch die des Hochweissenfeldgneises (einem in situ-Anatexit), diskordant durchbricht.

Noch unpublizierte U/Pb-Datierungen an Zirkonen*) lassen auf ein spätvariszisches Bildungsalter des Hochweißfeldgranits von ca. 310 Mio. Jahren schließen und sprechen somit ebenfalls wie die strukturellen Verhältnisse gegen eine frühvariszische Intrusion des Venedigerplutons.

Auch der Ca-betonte kalkalkalische Chemismus spricht in Analogie zum alpidischen Adamello- oder Rieserfernerstock nicht gegen einen postkollisionären Aufstieg der Tonalitmassen. Die scharfbegrenzten Spaltenfüllungen und diskordanten Abspaltungen des Tonalitstocks, die im beschriebenen Arbeitsgebiet ihr "altes Dach" brekzienartig unter Bildung eines Gangnetzes aufweiten, liefern weiters ein Indiz für eine relativ hochplutone Platznahme für diesen Teil des Venedigerplutons in einem bereits abgekühlten, d.h. postorogen herausgehobenen Krustenstockwerk.

Das Riffeldeckenkristallin, also das „alte Dach“ des Venedigerplutons war aber sicher schon vorher migmatitisch und anatektisch geprägt. Die Intrusion des Tonalits kann nicht die Ursache für die Anatexis in der Venedigerhülle gewesen sein. Diese Anatexis ist hier deutlich älter und hat offensichtlich schon vorher in einem heißeren und vermutlich auch wesentlich tieferen Krustenstockwerk stattgefunden.

Der Hochweißfeldgranitgneis ist aufgrund der Geländebeziehungen als reifstes Produkt der anatektischen Entwicklungsreihe anzusehen. Nachdem dieses Typusgestein über den gesamten Erstreckungsraum der Riffeldecke bis ins Kaprunertal verfolgt werden kann, ist auch im wesentlichen eine gemeinsame anatektische Entwicklung des übrigen Riffeldeckenkristallins vor der Venedigerintrusion naheliegend. Dabei ist auch an die Existenz einer alten, vermutlich mittelproterozoischen kontinentalen Kruste zu denken, welche insgesamt bei der Bildung der verschiedenen Granitoide im mittleren Tauernfenster eine nicht unerhebliche Rolle als Magmenquelle spielen dürfte (A. SCHERMAIER et al., 1990). Neben radiometrischen und isotopechemischen Daten (A. VON QUADT in SCHERMAIER et al., 1990) weist schon die auffällige K₂O-Betonung (F. FINGER & H. P. STEYRER, 1988) bestimmter Riffeldeckengranitoide auf eine dicke präexistente kontinentale Kruste in diesem Bereich hin (A. SCHERMAIER et al., 1990).

Auf jeden Fall muß zwischen der anatektischen Bildung des Hochweißfeldgneises und der hochplutonischen Tonalitintrusion des Venedigers genügend Zeit vergangen sein, in welcher das migmatisierte Krustenstockwerk heben, abkühlen und spröde werden konnte.

Wie G. FRASL (in A. SCHERMAIER et al., 1990) vermerkt, erinnert die im mittleren Tauernfenster im wesentlichen zweiphasige variszische Krustenentwicklung an den prinzipiellen Entwicklungsgang im oberösterreichischen Moldanubikum. Auch dort wurde zunächst ein älterer synorogener anatektischer Bau (charakterisiert beispielsweise durch die Pergneise und Schlierengranite bis zu den Weinsberger Graniten als Kulmination

der Entwicklung) während des Karbons rasch herausgehoben und später von einer Reihe von postorogenen hochplutonischen Intrusionen (z.B. der Mauthausner/Freistädter Generation) durchschlagen. Es sei jedoch ausdrücklich darauf hingewiesen, daß eine derartige prinzipielle Parallelität der im wesentlichen zweiphasigen Faziesentwicklung der Granitoidbestände zunächst noch keine paläogeographische Assoziationen zuläßt – im Sinne der damaligen Position der jungpaläozoischen Tauernkruste gegenüber der etwa gleichalten Kruste in den südböhmischen Granitmassen in Oberösterreich und im südlichen Bayrischen Wald.

Ich darf schließlich G. FRASL (mündl. Mitt.) zitieren, der es als eine wichtige Erkenntnis aus den hiesigen Studien bezeichnet hat, daß es mitten im Tauernfenster trotz aller alpidischen Überprägung, selbst im tiefsten Stockwerk der Ostalpen, noch Teilbereiche gibt, an denen die Intrusionsfolge und die jeweiligen Bildungsbedingungen der Granitoide verschiedener Krustenniveaus aufgrund der beobachtbaren Intrusionsverbände aufzuklären sind. – Dies im Prinzip auch nicht schlechter als in den genannten außeralpinen Vergleichsgebieten, die von der alpidischen Überprägung völlig verschont geblieben sind. Dafür sind aber die Aufschlußverhältnisse in den Hohen Tauern unvergleichlich besser – ein Ausgleich für die Probleme in der Bestimmung der Intrusionsalter bei einer derartig starken alpidischen Wiederaufwärmung.

Dank

Die vorliegende Arbeit ist im wesentlichen eine Zusammenfassung meiner Diplomarbeit, welche ich am vormaligen Institut für Geowissenschaften/Universität Salzburg von 1986 bis 1990 durchgeführt habe.

Für viele wertvolle Anregungen, Ideen und Diskussionen möchte ich nochmals meinen beiden Betreuern Herrn Prof. Dr. G. FRASL und Herrn Dr. F. FINGER recht herzlich danken. Beide Herren nahmen sich freundlicherweise auch einer kritischen Durchsicht des Manuskripts an.

Herrn Dr. H.P. STEYRER verdanke ich wertvolle zeichentechnische Tips bei der Gestaltung der geologischen Karten.

Dem Fond zur Förderung wissenschaftlicher Forschung (FFWF) danke ich für finanzielle Unterstützung (Projekt Nr. 7353, Leiter G. FRASL).

Literatur

- BELLIENI, G., PECERILLO, A. & POLI, G.: The Vedrette di Ries (Rieserferner) plutonic complex: Petrological and geochemical data bearing on its genesis. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **78**, 145–156, Heidelberg 1981.
- BESANG, C., HARRE, W., KARL, F., KREUZER, H., LENZ, H., MÜLLER, R. & WENDT, I.: Radiometrische Altersbestimmungen (Rb/Sr und K/Ar) an Gesteinen des Venediger-Gebietes (Hohe Tauern, Österreich). – *Geol. Jb.*, **86**, 835–844, Hannover 1968.
- CLIFF, R.A.: Rb-Sr measurements on granite-gneisses from the Granatspitzkern, Hohe Tauern, Austria. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1977/2**, 101–104, Wien 1977.
- CLIFF, R.A.: Pre-Alpine history of the Pennine zone in the Tauern window, Austria: U-Pb and Rb-Sr Geochronology. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **77**, 262–266, Heidelberg 1981.
- CORNELIUS, H.P.: Vorläufiger Bericht über geologische Aufnahmen im Stubach- und Kaprunertale (Glocknergruppe). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1930/4**, 117–121, Wien 1930.
- CORNELIUS, H.P.: Zur Geologie des oberen Felber und Matreier Tauerns und zur Altersfrage der Tauernzentralgneise. – *Ber. Reichsstelle f. Bodenf.*, **1941/1–2**, 14–20, Wien 1941.

*) Hierbei wurden speziell vorsortierte Zirkonfraktionen an der ETH Zürich analysiert (A. VON QUADT, unpubl.), wobei u.a. auch ein konkordantes Zirkonalter von 308 ± 12 m.a. gemessen wurde. Die den Isotopenanalysen zugrundeliegenden Kornsortierungen erfolgten nach morphologischen und optischen Kriterien, wobei hier die speziellen Erfahrungen ausgenutzt werden konnten, welche sich in den letzten Jahren am Salzburger Institut im Zusammenhang mit der petrogenetischen Interpretation von Granitzirkonen ergeben haben (vgl. z.B. G. FRASL, 1963; F. FINGER, 1989; F. FINGER et al., 1991).

- CORNELIUS, H.P.: Geologisches über die Granatspitzgruppe. – Ztschr. des DAV, **1942**, 61–68.
- CORNELIUS, H.P.: Beobachtungen am Nordostende der Habachzunge (Venedigermassiv, Hohe Tauern). – Ber. Reichsstelle f. Bodenf., **1944**, 25–31, Wien 1944.
- CORNELIUS, H.P. & CLAR, E.: Geologie des Großglocknergebietes (Teil I). – Abh. d. Zweigstelle Wien für Bodenf., **25**, 1–305, Wien 1939.
- DUPUY, C., DOSTAL, J. & FRATTA, M.: Geochemistry of the Adalmello Massif (Northern Italy). – Contrib. Mineral. Petrol., **80**, 41–48, Heidelberg 1982.
- FINGER, F.: Der granitische Magmatismus im Tauernfenster – ein weiterer Anzeiger für eine bedeutende paläozoische Subduktionszone im Bereich des Penninikums. – uni-aktuell, Tauerntagung Mittersill, 10/87, 12–13, Salzburg 1987.
- FINGER, F.: N-type, C-type and X-type zircons in granites. – Europ. Jour. Mineral., **1**, Bh. 1, 46, Stuttgart 1989.
- FINGER, F., FRASL, G., HAUNSCHMID, B., MATL, H. & STEYRER, H.P.: Über Zirkontrachten in den verschiedenen variszischen Granitoiden der südlichen Böhmisches Masse (Oberösterreich). – Jb. Geol. B.-A., **129**, 646–647, Wien 1987.
- FINGER, F. & STEYRER, H.P.: Granite-types in the Hohe Tauern (Eastern Alps, Austria) – Some aspects on their correlation to Variscian plate tectonic processes. – Geodynamica acta, **2/2**, 75–87, Paris 1988.
- FINGER, F., FRIEDL, G. & MATL, H.: Über drei geochemisch stark divergierende Subtypen von I-Typ Granitassoziationen mit Na₂O, mit CaO und mit K₂O Betonung. – Mitt. Österr. Min. Ges., **135**, 233–239, Wien 1990.
- FINGER, F., FRIEDL, G. & HAUNSCHMID, B.: Zircon xenocrysts as important indicator minerals of magma contamination in the Freistadt granodiorite pluton, northern Austria. – Geologica Carpathica, **42**, Bratislava 1991.
- FRANK, W.: Geologie der Glocknergruppe. – Wiss. Alpenvereinshefte, **21**, 95–11, Innsbruck 1969.
- FRANK, W., MILLER, Ch., PETRAKIS, K., PROCHASKA, W. & RICHTER, W.: Exkursion E6/ÖGG-ÖMG Tagung – Das penninische Kristallin im Mittelabschnitt des Tauernfensters und die Rieserfernerintrusion mit ihrem Kontakthof. – Fortschr. Miner., **59**, Beiheft 2, 97–128, Stuttgart 1981.
- FRANK, W., MILLER, Ch. & PESTAL, G.: Geologische Karte der Republik Österreich, Blatt 152 (Matrei in Osttirol), 1 : 50.000. – hrsg. von der Geologischen Bundesanstalt, Wien 1987.
- FRASL, G.: Die beiden Sulzbachzungen. – Jb. Geol. B.-A., **96**, 143–192, Wien 1953.
- FRASL, G.: Anzeichen schmelzflüssigen Wachstums an den Kalifeldspaten einiger Porphygranite, Porphygranitgneise und Augengneise Österreichs. – Jb. Geol. B.-A., **97**, 71–132, Wien 1954.
- FRASL, G.: Aufnahmen 1954 auf den Kartenblättern 154 (Rauris) und 152 (Matrei in Osttirol). – Verh. Geol. B.-A., **1955/1**, 22–26, Wien 1955.
- FRASL, G.: Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern. – Jb. Geol. B.-A., **101**, 323–472, Wien 1958.
- FRASL, G.: Die mikroskopische Untersuchung der akzessorischen Zirkone als eine Routinearbeit des Kristallingeologen. – Jb. Geol. B.-A., **106**, 405–428, Wien 1963.
- FRASL, G. & FRANK, W.: Einführung in die Geologie und Petrographie des Penninikums im Tauernfenster. – Der Aufschluß, Sonderband **15**, 30–58, Heidelberg 1966.
- FRASL, G., HOLUB, B., KRÜHL, J.H., MARSCHALLINGER, R.: Exkursion am 2.10 in das Zentralgneis- und Migmatitgebiet im Maltatal (Östliche Hohe Tauern, Kärnten). – Exkursionsführer Tauerntagung, Österr. Geol. Ges., Mittersill 1987.
- FRISCH, W.: Der alpidische Internbau der Venedigerdecke im westlichen Tauernfenster (Ostalpen). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1977/11**, 675–696, Stuttgart 1977.
- FRISCH, W.: Tectonics of the Western Tauern window. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **71/72**, 65–71, Wien 1980.
- FRISCH, W. & RAAB, D.: Early paleozoic back-arc and island-arc settings in greenstone sequences of the Central Tauern window (Eastern Alps). – Jb. Geol. B.-A., **129**, 545–566, Wien 1987.
- FUCHS, G.: Beitrag zur Kenntnis der Geologie des Gebietes Granatspitze – Großvenediger, Hohe Tauern. – Jb. Geol. B.-A., **101**, 201–248, Wien 1958.
- FUCHS, G.: Zur tektonischen Stellung der Mittleren Hohen Tauern. – Verh. Geol. B.-A., **1962**, 80–96, Wien 1962.
- GOLDSMITH, J.R. & LAVES, F.: The microcline – sanidine stability relations. – Geochim. et Cosmochim. Acta, **5**, 1–19, 1954a.
- GOLDSMITH, J.R. & LAVES, F.: Potassium feldspars structurally intermediate between microcline and sanidine. – Geochim. et Cosmochim. Acta, **6**, 100–118, 1954b.
- HOLUB, B. & MARSCHALLINGER, R.: Die Zentralgneise im Hochalm-Ankogel Massiv (östliches Tauernfenster). Teil I: petrographische Gliederung und Intrusionsfolge. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **81** 5–31, Wien 1989.
- JÄGER, E., KARL, F. & SCHMIDEGG, O.: Rb-Sr Altersbestimmungen an Biotit-Muskowit Granitgneisen (Typus Augen- und Flasergneise) aus dem nördlichen Großvenedigerbereich (Hohe Tauern). – Tschermarks Min. Petr. Mitt., **13**, 251–272, Wien 1969.
- KARL, F.: Aufnahmsberichte. – Verh. Geol. B.-A., Wien 1953–1969.
- KARL, F.: Vergleichende petrographische Studien an den Tonalitgraniten der Hohen Tauern und den Tonalit-Graniten einiger periadriatischer Intrusivmassive. – Jb. Geol. B.-A., **102**, 1–192, Wien 1959.
- KARL, F.: Über das Alter der Granite in den Hohen Tauern. – Geol. Rdschau, **50**, 499–05, Stuttgart 1960.
- KARL, F.: Über die Zusammensetzung, Entstehung und gesteinsystematische Stellung tonalitischer Granitoider Gesteine. – Tschermarks Min. Petr. Mitt., **11**, 413–438, Wien 1966.
- KARL, F. & SCHMIDEGG, O.: Geologische Spezialkarte der Geol. B.-A., Blatt Krimml (ÖK 151), 1 : 50.000, Wien 1979.
- KÖLBL, L.: Das Nordostende des Großvenedigermassivs. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math-naturwiss. Kl., **141**, 39–66, Wien 1932.
- KOSCHIER, E.R. & FINGER, F.: Genesis of high-K₂O I-Type granitoids in the Southern Bohemian Massiv. – Terra abstracts, Vol. **1**, 1/89, Straßbourg 1989.
- LAMEYRE, J. & BOWDEN, P.: Plutonic rock type series: discrimination of various granitoid series and related rocks. – Journ. Volc. Geotherm. Res., **1982/14**, 169–186, Amsterdam 1982.
- MALECKI, G.: Aufnahmsberichte. – Jb. Geol. B.-A., Wien 1976–1979.
- NEUBAUER, F., FRISCH, W., SCHMEROLD, R. & SCHLÖSER, H.: Metamorphosed and dismembered ophiolite suites in the basement units of the Eastern Alps. – Tectonophysics, **164**, 49–62, Amsterdam 1989.
- PEARCE, J.A., HARRIS N.B.W. & TINDLE, A.G.: Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. – Journ. Petrol., **25/4**, 956–983, 1984.
- PESTAL, G.: Beitrag zur Kenntnis der Geologie in den Mittleren Hohen Tauern im Bereich des Amer- und des Felbertales (Pinzgau/Salzburg). – Unveröff. Diss. Univ. Wien, 117 Seiten, Wien 1983.
- PESTAL, G.: Exkursionsführer – Profil Felbertauernstraße. – Tauerntagung Mittersill 1987.
- RAAB, D.: Genese der Amphibolitfolgen der alten Schieferhülle des Tauernfensters (Ostalpen). – Unveröff. Dipl.-Arb., 89 S., Tübingen 1983.

- RAASE, P.: Petrographie und Geologie des Oberen Zillertalgrundes (Zillertaler Alpen, Österreich). – Dissertation Universität Kiel 1972.
- SCHERMAIER, A.: Geologisch-Petrographische Untersuchungen am Ostrand des Venedigermassivs/Hohe Tauern (Salzburg, Osttirol). – Diplomarbeit, 111 S., Universität Salzburg 1990.
- SCHERMAIER, A., VON QUADT, A., FRASL, G. & FINGER, F.: Zur präalpidischen Entwicklung der kontinentalen Kruste im mittleren Tauernfenster. – Abstracts III. Symposium für Tektonik, Strukturgeologie und Kristallineologie, 199–202, Graz 1990.
- SCHMIDEGG, O.: Geologische Übersicht der Venedigergruppe. – Verh. Geol. B.-A., **1961/1**, 34–55, Wien 1961.
- STEYRER, H.P.: Die Habachformation der Typolokalität zwischen äußerem Habachtal und Untersulzbachtal (Pinzgau/Salzburg). – Mitt. Österr. Geol. Ges., **76**, 69–100, Wien 1983.
- STEYRER, H.P. & HÖCK, V.: Geochemistry of the metabasites in the Habach Formation (Salzburg, Hohe Tauern, Austria): a preliminary report. – Ofioliti, **10**, 441–456.
- STRECKEISEN, A.L.: Classification and nomenclature of igneous rocks. – N. Jb. Min. Abh., **107**, 140–240, Stuttgart 1967.
- TOLLMANN, A.: Ozeanische Kruste im Pennin des Tauernfensters und die Neugliederung des Deckenbaues der Hohen Tauern. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **148/3**, 286–319, Stuttgart 1975.
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich, Band I – Die Zentralalpen. – 766 S., Wien (F. Deuticke) 1977.
- VAVRA, G. & FRISCH, W.: Pre-variscan back-arc and island-arc magmatism in the Tauern window (Eastern Alps). – Tectonophysics, **169**, 271–280, Amsterdam 1989.
- WEINSCHENK, E.: Beiträge zur Petrographie der östlichen Zentralalpen, speziell des Großvenedigerstockes. – Abh. Bayr. Akad. Wiss. II. Kl., **18**, 3. Abt., 717–736, 1894.
- WINKLER, M., FIMMEL, R., FRISCH, W. & REICHERTER, K.: Die magmatische Entwicklung der Zentralgneise im zentralen Tauernfenster (Penninikum, Ostalpen). – Abstracts III. Symposium für Tektonik, Strukturgeologie und Kristallineologie, 248–250, Graz 1990.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 1. März 1991.