

STRUKTURELL GUT ERHALTENE 2-MAGMEN-GÄNGE SOWIE MAFISCHE ENKLAVEN UND GROSSKÖRPER IN DEN ZENTRALGNEISEN DES ZILLERTAL-VENEDIGER-KERNS (Westliches Tauernfenster / Tirol / Zillertaler Alpen)

Günther Frasl & Andreas Schindlmayr*

Mit 21 Abbildungen und 1 Tabelle

Zusammenfassung:

Im westlichen Tauernfenster treten innerhalb des über 60 km großen, überwiegend tonalitisches-granodioritischen, variszischen Zillertal-Venediger-Zentralgneiskerns (ZVK) auch beachtliche Mengen von verschiedenartigen mafischen bis ultramafischen, biotit- und/oder amphibolreichen Gesteinen auf. Im wesentlichen lassen sich drei Erscheinungsformen von mafischen Gesteinen unterscheiden: Einerseits gibt es die mafischen Anteile an den 2-Magmen-Gängen („2M-Gänge“ – entsprechend den „composite dikes“ im Englischen, Kap. 2), andererseits weithin verteilte, bis wenige dm große, fein- bis feinkörnige Einschlüsse mit meist dioritischer Zusammensetzung („MME“, „mafic microgranular enclaves“, Kap. 3), und schließlich große, bis mehrere 100 m mächtige Einlagerungen von mittel- bis grobkörnigen Metadioriten, Metagabbros und Metahornblenditen („Metabasiteinlagerungen“, Kap. 4). Alle diese verschiedenen Typen von mafischen Gesteinen sind endogener, magmatogener Natur und repräsentieren Reste basischer bis intermediärer Schmelzen, die sich jeweils mit den zum gleichen Pluton gehörigen, vorwiegend sauren Haupt- oder Teilschmelzen des ZVK in verschiedenem Ausmaß vermischt haben („Magma-Mingling“).

Trotz alpidischer, \pm duktiler Deformation und amphibolitfazieller metamorpher Überprägung des ZVK blieben große, zumeist innere Teile des Plutonkörpers strukturell überraschend geschont, sodaß sich in dem gut aufgeschlossenen Hochgebirgsgebiet der Zillertaler Alpen ein günstiges Betätigungsfeld für das Studium von Interaktionen zwischen koexistierenden dunklen und hellen Magmen bot. Mingling-Prozesse zwischen unterschiedlich zusammengesetzten Schmelzen mit den entsprechenden Kontaktbildern – wie unter anderem Pillow-Bildungen – können besonders im Tal-schluß des Zemmgrundes zwischen Berliner Hütte und Zillertaler Hauptkamm vor allem an den 2M-Gängen verfolgt werden. Sowohl die kleinen MME als auch die großen Metabasiteinlagerungen erwiesen sich als sichtlich mit den 2M-Gängen genetisch verwandt, wobei deren schmelzflüssiger Ursprung auch durch petrographische Detailuntersuchungen (z.B. die Einmischung von Wirtsgesteins-Kristallen in die MME; Reliktstrukturen in Amphibolen der Metabasiteinlagerungen) belegt werden konnte.

Unterschiede in der geologischen Erscheinungsform sowie bezüglich der mineralogischen Zusammensetzung und Korngröße der verschiedenen mafischen Bestandsmassen weisen darauf hin, daß basische bis intermediäre Schmelzen mehrfach, und zwar während ganz bestimmter Reife- und Erstarrungsstadien des tonalitisches-granodioritischen Hauptgesteins an der magmatischen Entwicklung des Plutons beteiligt waren. Das Ausmaß der Interaktionen zwischen den etwa gleich alten mafischen und hellen Magmen ist dabei sichtlich abhängig vom Verfestigungsgrad bzw. rheologischen Zustand des tonalitisches-granodioritischen Hauptgesteins zum Zeitpunkt der Intrusion des mafischen Magmas, aber auch vom lokalen Volumen sowie von der physikalischen und stofflichen Beschaffenheit der mafischen Intrusivmassen.

Abstract:

The late-Paleozoic Zillertal-Venediger pluton of the western Tauern window consists mainly of medium-grained tonalite and granodiorite lithology, but also contains remarkable volumes of mafic rocks. The whole pluton was exposed to the Alpine orogeny, but selected areas (e.g. south of the Berliner Hütte) show still well preserved primary contacts that allow to study genetic relationships between the mafic rocks and the granitoids.

* Herrn Prof. Dr. H. MOSTLER, dem langjährigen Institutsvorstand der Nachbaruniversität, anlässlich seines 60. Geburtstages gewidmet.

Three different forms of mafic rocks can be distinguished: (1) large elongated bodies (up to 2 km length) of medium- to coarse-grained metadiorites, -gabbros and -hornblendites within the tonalite-granodiorite, (2) fine-grained dioritic microgranular enclaves ("MME") in the tonalite-granodiorite host and (3) mafic portions in composite dikes that intrude the tonalite-granodiorite. All these mafic rocks represent injections of a basic to intermediate magma, which mingled and interacted to various degrees with the felsic magmas of the pluton. Mingling phenomena can be best studied in the composite dikes, where the mafic magmas locally form typical pillow-shaped bodies with lobate, crenellate contacts and chilled margins. In the MME, mineralogical features of host-rock-derived xenocrysts may be used to document host- and enclave-magma interactions. The different features of the mafic rocks suggest that injections of a basic magma occurred at several stages of the crystallisation of the tonalite-granodiorite pluton. However, different mingling-phenomena result from changing thermal and rheological relations between the felsic and the mafic magmas as well as from the local size of the mafic intrusives.

1. Einleitung und Problemstellung

Der variszische Zillertal-Venediger-Kern (ZVK), der südlichste Zentralgneiskörper des westlichen Tauernfensters (Abb. 1), bildet eine lithologische Einheit von mittel- bis grobkörnigen Metatonaliten, Metagranodioriten und Metagraniten, die infolge einer in-situ-Fraktionierung durch mehr oder weniger unscharf-graduelle Übergänge miteinander verbunden sind („Tonalitgranite“ nach KARL, 1959; „Zillertal-Venediger-Tonalitgruppe“ nach SCHINDLMAYR, 1993).

Seit den Anfängen der Zentralgneisforschung (ab BECKE, 1903) wurde in diesem Gneiskörper auch immer wieder auf das Vorkommen dunkler, ± basischer bis intermediärer, biotit- und/oder amphibolreicher Gesteine hingewiesen (besonders CHRISTA, 1931, 1934; DAL PIAZ & BIANCHI, 1934; LAMMERER, 1986). Diese mafischen Gesteine treten innerhalb der tonalitisch-granodioritischen Intrusivmassen in unterschiedlicher Form und Häufigkeit auf:

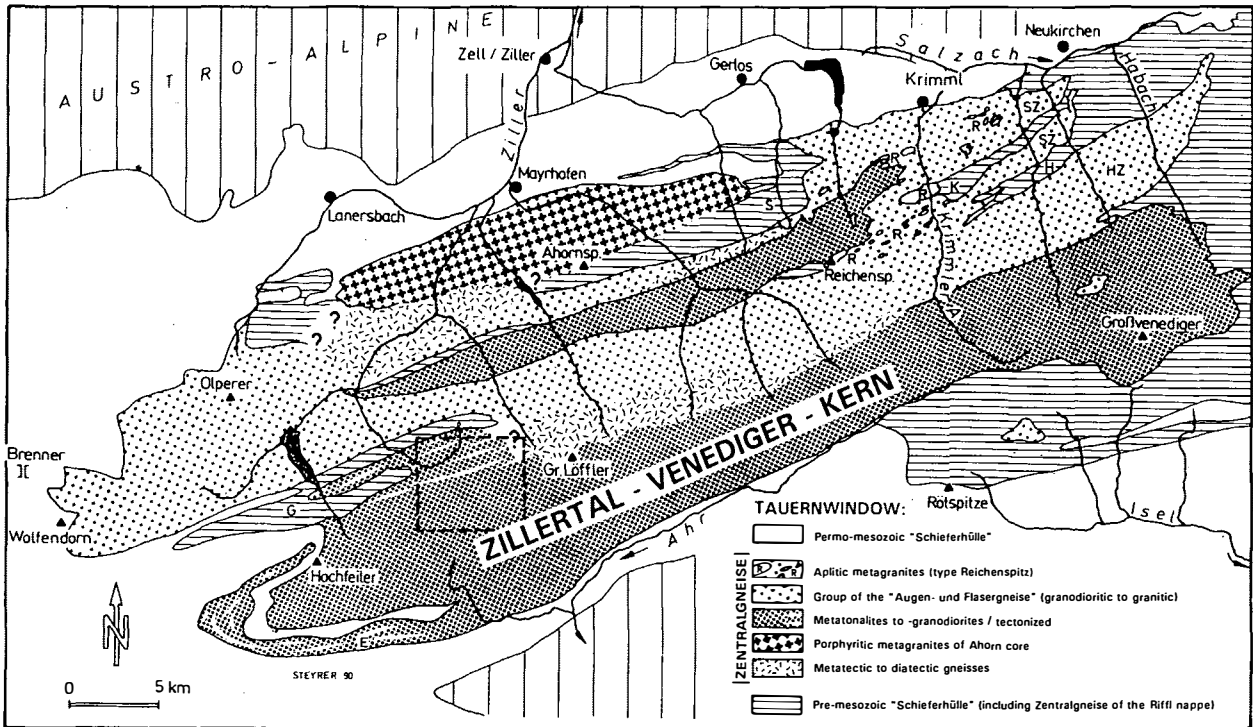


Abb. 1: Geologische Übersichtskarte des Zentralgneisgebietes des westlichen Tauernfensters (aus FINGER et al., 1993). Das Hauptuntersuchungsgebiet (vgl. Abb. 2) ist mit strichlierter Linie umrahmt. Abkürzungen: G = Greinermulde, E = Eisbrugglamelle, S = Schönachmulde, R = Reichenspitz-Granitstöcke, K = Knappenwandmulde, H = Habachmulde, SZ = Sulzbachzungen, HZ = Habachzunge.

- als verschieden gerundete bis eckige, z.T. auch pillow- und lappenförmig begrenzte mafische Anteile an 2-Magmen-Gängen („2M-Gänge“; Kap. 2),
- als ungemein weit verbreitete kleine, meist bis wenige dm große, feinkörnige Einschlüsse von meist dioritischer Zusammensetzung („MME“; Kap. 3),
- und seltener als große, bis max. 500 m mächtige Einlagerungen von mittel- bis grobkörnigen Metadioriten, Metagabbros und Metahornblenditen („Metabasiteinlagerungen“; Kap. 4).

Derartige mafische Bestandsmassen sind keine Ausnahmerecheinung des ZVK, treten sie doch weltweit nahezu charakteristisch in kalkalkalischen I-Typ Granitoiden auf. Untersuchungen aus solchen geochemisch vergleichbaren Plutongebieten in den Alpen (z.B. Bergell, Adamello), aber auch in außeralpinen (z.B. Französisches Zentralmassiv, Iberisches Variszikum) und überseeischen Gebieten (z.B. Sierra Nevada, Anden, Labrador, Australien) zeigen, daß der Großteil derartiger mafischer Bestandsmassen im allgemeinen endogener, magmatogener Natur ist, und daß deren Entstehungsge-

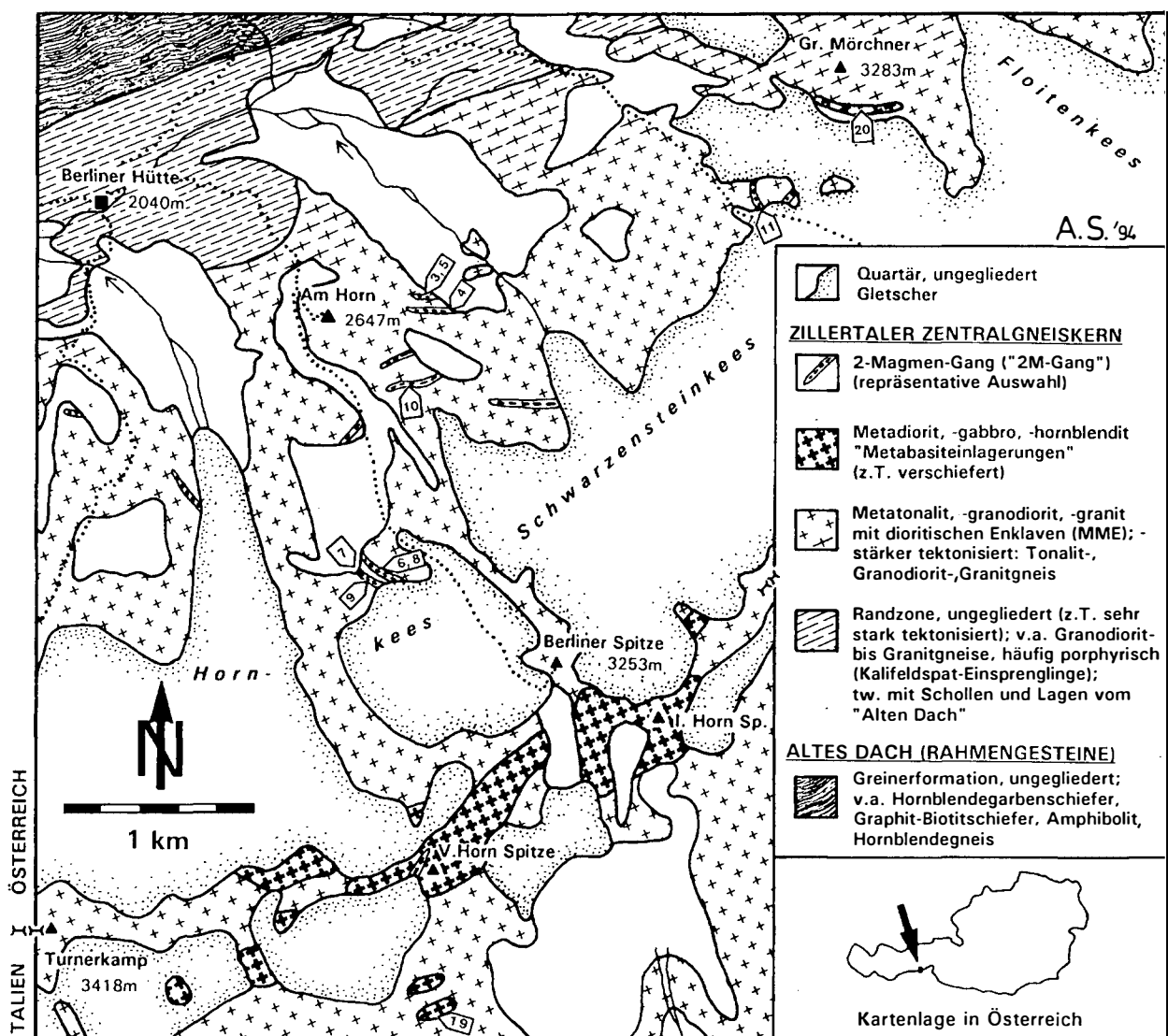


Abb. 2: Geologische Übersichtskarte des Oberen Zemmgrundes im Bereich Berliner Hütte – Gr. Möchner und Hornspitzen (Zillertaler Alpen). Die Pfeile mit den eingetragenen Abb.-Nummern zeigen die Lokalitäten zu den jeweiligen Abbildungen im Text. -- Zusammengestellt nach LAMMERER (1975), WYSS (1993), ARMING (1993) und eigenen Aufnahmen.

schichte sehr eng mit den saureren Hauptintrusivmassen verknüpft ist (u.a. Diethelm, 1985, 1990; Blundy & Sparks, 1991; Didier, 1987; Castro et al., 1991; Dias & Leterrier, 1994; Barbarin, 1991; Michael, 1991; Wiebe, 1988; Eberz & Nicholls, 1988; Vernon et al., 1988). Heute wird weitgehend anerkannt, daß der Großteil solcher mafischer Gesteine, insbesondere der dioritischen Enklaven (MME) wichtige Indikatoren für Magma-Mingling-Prozesse, also für eine unvollständige Vermischung zwischen etwa gleichaltrigen sauren und mafischen Schmelzen sind (vgl. zit. Lit. in Didier & Barbarin, 1991a), wenngleich eine solche Betrachtungsweise im Untersuchungsgebiet des ZVK – mit Ausnahme weniger Autoren (z.B. Schindlmayr & Arming, 1991; Schermaier, 1992; Wyss, 1993) – bisher weitgehend außer acht gelassen wurde.

Zur Erklärung solcher komagmatischer Prozesse zwischen sauren und mafischen Magmen werden heute zunehmend moderne geochemische Untersuchungen herangezogen (zit. Lit. siehe oben). Wie aber anregende Studien z.B. von FISCHER (1959), GANSSER & GYR (1964), BLAKE et al. (1965) oder etwa auch von BERTHELSEN (1972) zeigen, können sich schon allein bei der geologischen Feldarbeit wertvolle und schlüssige Argumente für die Frage nach der zeitlichen Interferenz beim Intrusionsgeschehen solcher visuell und chemisch so verschiedener und nun fast regelmäßig engst miteinander verbundener dunkler und heller Tiefengesteinskörper ergeben.

Ziel der vorliegenden Studie war es nun, mit ähnlichen Feldbeobachtungen¹⁾ auch im gut aufgeschlossenen Hochgebirge der Zillertaler Alpen wesentlich zur Erklärung der Genese solcher mafischer Bestandsmassen beizutragen, freilich nicht ohne die genetischen Überlegungen der zuletzt genannten Autoren unter Berücksichtigung moderner magmengenetischer Kenntnisse gerade im Hinblick auf Magma-Mingling-

Prozesse weiter zu verfeinern und auszubauen. Das Hauptgewicht der Untersuchungen wurde dabei auf die Geländebeobachtung der 2M-Gänge gelegt. In solchen Gängen fanden Magma-Mingling-Vorgänge auf engstem Raum und \pm in situ statt, wodurch sie eine ausgezeichnete Möglichkeit bieten, das Mischungsverhalten koexistierender saurer und mafischer Schmelzen zu studieren und zu verstehen. Die daraus gewonnenen Erkenntnisse über das Zusammenwirken von etwa gleichaltrigen, aber stofflich so unterschiedlichen Schmelzen ließen sich prinzipiell auch für die genetische Deutung der kleinen dioritischen Einschlüsse (MME) und der großen Metabasiteinlagerungen anwenden, deren Bildung ja ebenfalls \pm mit Magma-Mingling-Prozessen zusammenhängt. Zum besseren Verständnis der Genese der MME und der Metabasiteinlagerungen wurden neben Feldbeobachtungen zusätzlich auch noch ausgewählte petrographische (mikroskopische und bei den MME auch zirkontypologische) Untersuchungen eingesetzt.

Voraussetzung für eine derart feldgeologisch betonte Studie war eine entsprechend geringe Deformation im Untersuchungsgebiet. Diesbezüglich zeigt sich das Zentralgneisgebiet des Oberen Zemmgrundes im Bereich des Zillertaler Hauptkammes (Abb. 2) trotz der Regionalmetamorphose und achsialen Deformation bei der alpidischen Orogenese über große Bereiche in einem erstaunlich wenig deformierten, relik-tisch recht gut erhaltenen Zustand, worauf übrigens auch schon CHRISTA (1931) hingewiesen hat. Zumindest bereichsweise ermöglichen somit strukturell noch z.T. ausgezeichnet erhaltene Intrusionsverbände und primärmagmatische Kontaktverhältnisse Rückschlüsse auf die Platznahme und Entwicklung der mafischen Bestandsmassen sowie auch auf ihre Wechselbeziehungen mit den sauren Haupt- und Teilschmelzen des ZVK. Durch diese exzeptionell gute reliktsche Erhaltung wird letztendlich auch ein wesentlich vertiefter Einblick in die spätvariszische magmatische Entwicklung dieses nun tektonisch tiefsten Teiles des Tauernfensters und damit des ganzen Ostalpenbaues gewährt.

¹⁾ Beginn der Geländeaufnahmen im Sommer 1989 während einer gemeinsamen Exkursion in die Zillertaler Alpen und insbesondere in das Gebiet der Berliner Hütte.

Auch für die petrographische Bearbeitung wurden gezielt Gesteinsproben aus jeweils möglichst gering deformierten und alpidisch relativ geschonten Teilbereichen herangezogen, um trotz metamorpher Überprägung am ehesten dem primärmagmatischen Zustand der Gesteine nahezukommen, bzw. gegebenenfalls durch relativ gut erhaltene Mineralrelikte nähere Hinweise auf das präalpidische Ausgangsgestein zu erhalten.

Die näheren Untersuchungen zur vorliegenden Studie erfolgten im Rahmen einer Diplomarbeit über die Zentralgneise des ZVK vom Ge-

biet des Oberen Zemmgrundes (Abb. 2) am Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Salzburg (SCHINDLMAYR, 1993), während die Klärung der Problematik des hiesigen Themas von beiden Autoren gemeinsam erfolgte. Mit einem ähnlich gelagerten Thema befaßte sich übrigens zur gleichen Zeit auch die Diplomarbeit von W. ARMING (1993) südlich des Tauernhauptkammes, während schwerpunktmäßig geochemische Studien von diesen Gebieten aus den letzten Jahren von DE VECCHI & MEZZACASA (1986) und WYSS (1993) vorliegen.



Abb. 3: Blick von oben auf eine mittelsteil einfallende Felswand gegen das Fall- und Moränenblockwerk rechts. Der MME-führende Tonalit wird von einem mittelsteil hangeinwärts einfallendem 2M-Gang (composite dike) von etwa 3m Mächtigkeit gequert. Der Gang ist außen beiderseits nur von der sauren Schmelze erfüllt, während im Ganginneren auch basische Schmelzkörper darin schwimmen. Diese dunklen Körper haben je nach den lokalen relativen Viskositätsverhältnissen z.T. recht unregelmäßig lappige Formen (vor allem die Schollen der im Bild oberen Ganghälfte), z.T. aber auch gerade begrenzte, längliche Formen (untere Schollengruppe). Letztere weisen auf eine Zerdehnung einer schon weniger bildsamen, also eher zu Klüftung neigenden dunklen Gangfüllung hin, während die saure Gangschmelze diese Spalten in Form eines engen Netzwerks ausfüllt (Ausschnittsvergrößerung in Abb. 5). Orographisch linker Wandfuß des Schwarzensteinkees-Tales in 2320 m Sh.

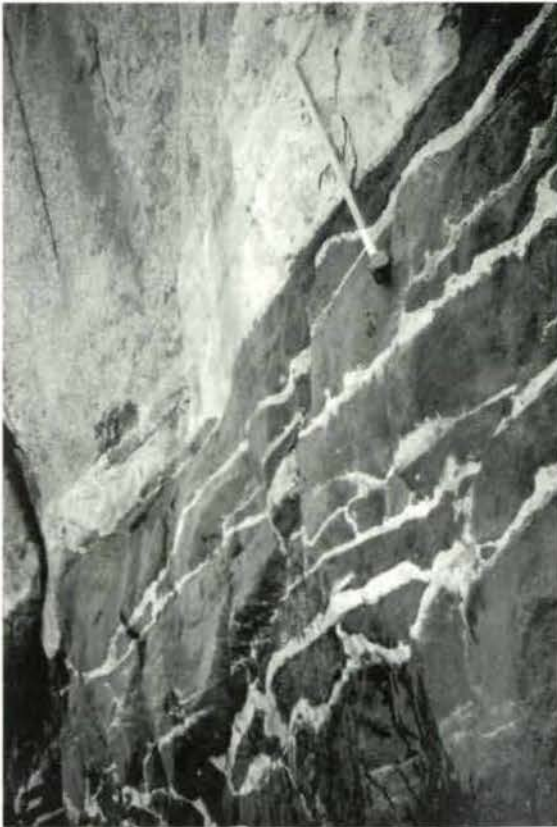


Abb. 4

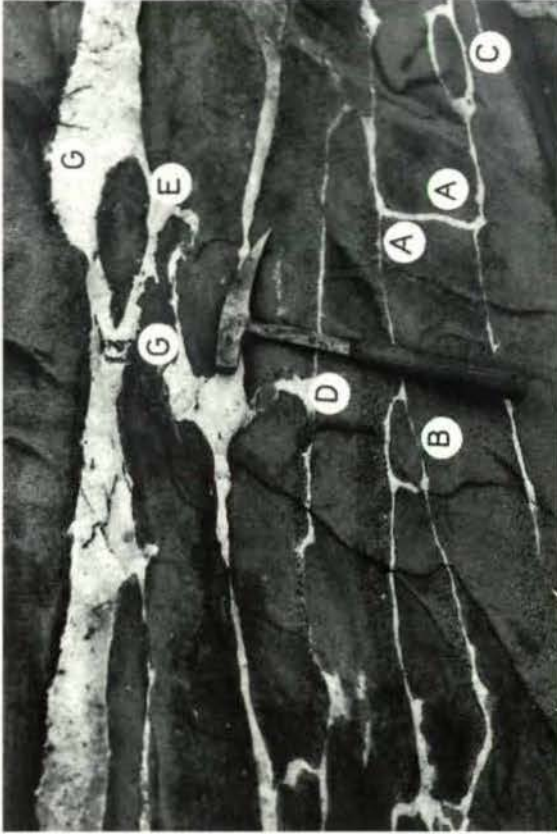


Abb. 5

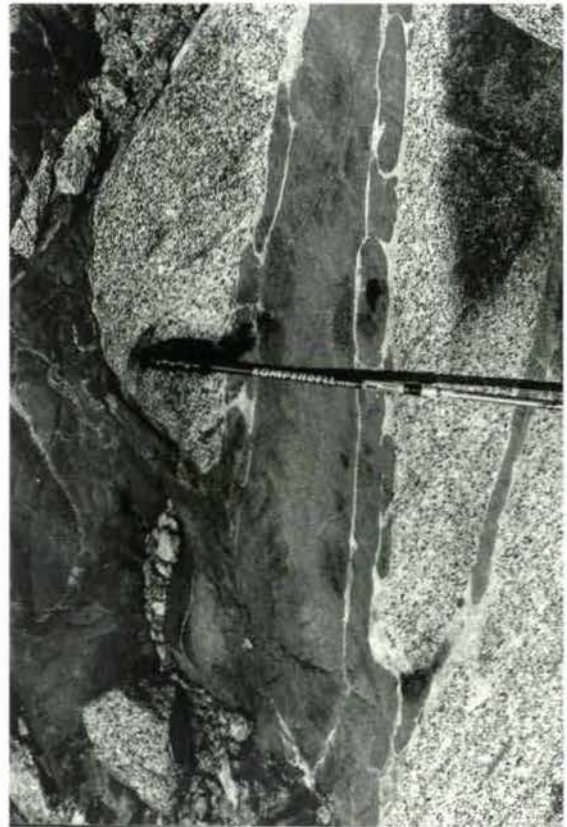


Abb. 6

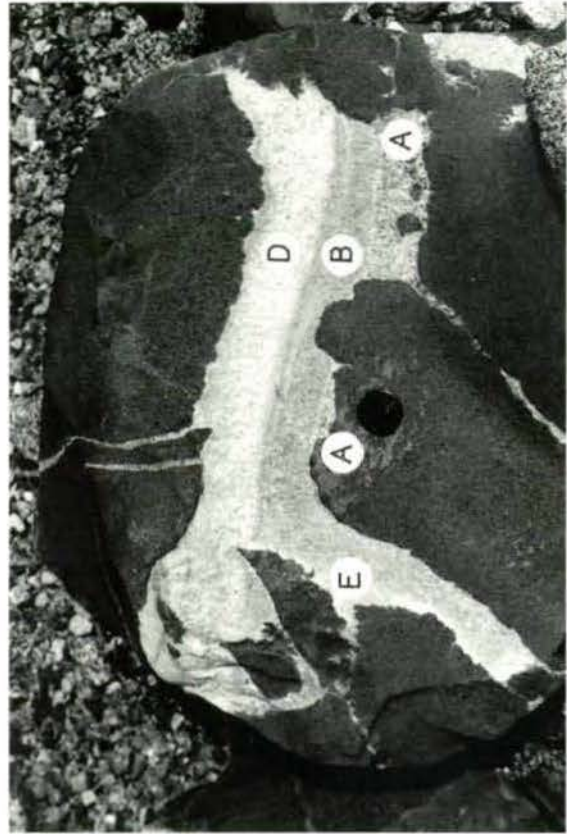


Abb. 7

Abb. 4: Dieser 2M-Gang hat einen ungleichmäßig breiten Rand aus saurer Gangschmelze gegen das scharf abgegrenzte tonalitische Nebengestein. Der basische Ganganteil zeigt im wesentlichen eine Zerteilung in vorwiegend wandparallele, eher plattige Kluftkörper. Diese mafischen Körper konnten aber während der Platznahme der sauren Schmelzanteile in ihren Zwischenräumen noch nicht völlig verfestigt gewesen sein, wie die teilweise Krepplung ihrer Oberfläche und die Bildung von knollig-rundlichen Formen (z.B. unmittelbar unter dem Hammerkopf) erkennen läßt. Orographisch linker Wandfuß des Schwarzensteinkes-Tales in 2340 m Sh.

Abb. 5: Im Inneren des 2M-Ganges von Abb. 3 ist die basische Gangfüllung in meist flache bis kofferartige Körper zerlegt. Vorher muß aber bereits ein durch verschiedene Körnigkeit (besonders der größeren dunklen Amphibole) angedeuteter streifiger Lagenbau existiert haben, der mit den Gangwänden etwa gleichlaufend orientiert war. Solche grobkörnige, dunklere Streifen können wohl am ehesten als ein Einströmgefüge mit laminiert hineingezogenen „Fahnen“ von Kumulatbrei gedeutet werden. Davon unabhängig erfolgte eine Zerlegung in Schollen, welche aber stellenweise noch deutlich gekreppte Ränder gegen die relativ leichtflüssigere saure Gangschmelze bilden konnten (z.B. bei G). An anderen Außenflächen der dunklen Körper kann auch eine dünne, besonders feinkristalline und dunkler erscheinende Randzone auf eine lokal relativ rasche Abschreckung der mafischen Schmelze hinweisen (besser erkennbar in Abb. 9). Offenbar waren also die mafischen Anteile bei der Schollenzerlegung noch ungleichmäßig verfestigt. Bei A haben sich bereits eckige Kluftkörper ausgebildet, aber z.B. bei B, C und besonders bei D und E agierten die dunklen Bestandsmassen noch wie ein \pm steifer Brei. Da war also vermutlich noch etwas mehr Porenschmelzanteil vorhanden während die Schollenzerlegung stattfand und die helle Begleitschmelze nachgedrungen ist. Beide Schmelzen blieben im Zuge der allgemeinen Abkühlung sichtlich scharf getrennt und haben keine stofflichen Übergänge gebildet. Orographisch linker Wandfuß des Schwarzensteinkes-Tales in 2320 m Sh.

Abb. 6: Als hier ein 2M-Gang mit zwei Gangästen diskordant eindrang, hatte das tonalitische Nebengestein bereits ein Fließgefüge, das z.T. durch diffuse Schlieren und z.T. durch langgestreckte MME markiert ist. Die beiden Gangäste (30 und 5 cm breit) zeigen deutlich, daß das mafische Gangmaterial im sauren schwimmt und besonders im mittleren Ast z.T. eine rundliche Abgrenzung der Teilkörper hat. An der schrägen Form und der internen Streifung der dunklen Teilkörper wird hier überdies eine nachträgliche Durchschörung erkennbar. Gletscherschliff am Rand des Hornkeeses (östlicher Gletscherteil) unterhalb des markierten AV-Weges Berliner Hütte – Berliner Spitze in etwa 2690 m Sh.

Abb. 7: Der ca. 1 m große Fallblock aus einem 2M-Gang ist so aufgestellt, daß er in den hellen Anteilen an eine natürliche Wasserwaage erinnert. Daraus ließe sich nämlich die folgende lokale Erstarrungsabfolge im Inneren des Ganges ableiten: Zuerst bildete das dunkle Magma ca. 0,5 m große mafische Körper mit z.T. noch nierenförmiger Gestalt aus. Dann wurde aus der sauren Gangschmelze anscheinend zuerst der größte Anteil ausgeschieden (bei A), darüber dann die mittelgraue feinkörnige, im oberen Bereich lagig ausgebildete Partie B. Wegen ihrer konkaven Aufhängung an den Spitzen der links eingeschlossenen dunklen Schollenbruchstücke – die offenbar von oben abgebrochen und daher nur einseitig gelappt sind – könnte man auch an eine geringe Volumsabnahme des Schmelzbreies B denken, bevor der sauerste und am längsten leichtflüssig gebliebene Anteil der sauren Gangschmelze im Restraum D zur Erstarrung kam. Vermutlich haben auch erst dann die sauersten, fluidreichsten Schmelzreste links an den gekreppten Schollenrändern bei E auskristallisieren können (etwa in Kontraktionsresträumen). Fallblock am Rand des Hornkeeses (östlicher Gletscherteil) unterhalb des markierten AV-Weges Berliner Hütte – Berliner Spitze in etwa 2670 m Sh.

2. 2-Magmen-Gänge (2M-Gänge, composite dikes)

Im Zentralgneisgebiet des ZVK treten markante Gänge auf, die aus gegeneinander scharf begrenzten hellen und dunklen Schmelzanteilen zusammengesetzt sind (Abb. 3–11). Derartige Gänge kommen übrigens weltweit, wenn auch nicht sehr häufig, in der magmatischen Entwicklungsgeschichte vor allem kalkalkalischer Plutone vor (z.B. VERNON et al., 1988, Fig. 7; BARBARIN, 1991, Fig. 3B; WIEBE, 1988, Fig. 7; HAUSER & ZURBRIGGEN, 1992, Fig. 4–4). In der englischsprachigen Literatur wird für solche Gänge häufig der Begriff „**composite dikes**“ verwendet (z.B. WIEBE, 1973, 1988; TAYLOR et al., 1980; BARBARIN & DIDIER, 1991; FERNANDEZ & BARBARIN, 1991). Dagegen gibt es im deutschsprachigen Raum offensichtlich aufgrund unterschiedlicher genetischer Deutung noch keine allgemein verbreitete passende Bezeichnung für solche aus sauren und basischen (bis intermediären) Gesteinen „zusammengesetzte Gänge“. So werden beispielsweise im Zentralgneisgebiet des ZVK für solche Gänge recht verschiedene Begriffe wie etwa „Schollenmigmatit“ (KARL, 1959), „Intrusionsbreccie“ (KARL, 1964), „gemischter Gang“ (SCHINDLMAYR, 1993) oder „Brekziengang“ (WYSS, 1993) verwendet. Wir möchten hier dafür aufgrund der im folgenden darzulegenden genetischen Eigenschaften die deutsche **Kurzbezeichnung „2M-Gänge“** einführen.

Zur Definition: Als 2M-Gänge seien magmatische Gänge bezeichnet, in denen dunkle, mafische Schmelzen mit hellen, sauren Schmelzen zugleich eingedrungen sind, dann aber nicht als \pm homogenisierte Mischung, sondern als weiterhin dunkel und hell stark kontrastierende Schmelzen getrennt erstarrt sind, wobei die dunklen Teilkörper regelmäßig in der sauren „Begleitschmelze“ schwimmen und von letzterer z.T. auch noch durchhäutert werden.

Solchen 2M-Gängen wurde bisher im Untersuchungsgebiet nur wenig Beachtung geschenkt, obwohl sie eine im Gelände recht auffällige Erscheinung sind und außerdem eine aus-



Abb. 8: Gleichzeitigkeit zweier Gangarten: Die Schmelze eines intermediären bis basischen Ganges dringt (links Mitte) aus dem tonalitisch-granodioritischen Hauptgestein kommend in einen 2M-Gang ein (beim Hammerkopf), und spaltet sich darin in mafische Teilkörper auf. Die mafische Schmelze bildet dabei typische Kontaktformen gegenüber der sauren Gangschmelze mit lappig-buchtigen Rändern und bis zu mehrere Dezimeter langen Schwundrissen (weitere Erklärungen im Text). Aufschlußskizze nach Photo; Gletscherschliff im Vorfeld des Schwarzensteinkees auf der orographisch linken Tal-seite in etwa 2590 m Sh.

gezeichnete Gelegenheit bieten, um die Interferenz gleichaltriger saurer und mafischer Schmelzen zu studieren und genetisch zu deuten. In der geologischen Übersichtskarte (Abb. 2) findet sich eine repräsentative Auswahl an Lokalitäten von 2M-Gängen.

2.1. Geländebefund

2M-Gänge treten im Untersuchungsgebiet zwar nicht so häufig auf wie Aplitgranite oder Ganggranite; sie lassen sich aber an etlichen Stellen vor allem auf den ausgedehnten Gletscherschliffen im Bereich des Zillertaler Hauptkammes beobachten (z.B. im Vorfeld des Schwarzensteinkees oder Hornkees) und bisweilen über mehrere 100 m weit verfolgen (Abb. 2). Die Meter- bis max. wenige 10er-Meter mächtigen 2M-Gänge intrudieren wohl als Spätphasen bzw. Nachschübe innerhalb des ZVK-Magmatismus mit scharfen Grenzen und im allgemeinen diskordant in das tonalitisch-granodioritische Hauptgestein (Abb. 3, 4, 6, 8, 9, 11). In der relativen zeitlichen Abfolge der diversen Gang-

generationen des ZVK durchschlagen hier übrigens die 2M-Gänge noch den Großteil der sauren Gänge, sind etwa gleich alt wie manche intermediäre bis basische, biotitreiche Ganggesteine²⁾, werden ihrerseits aber noch von späten Apliten (Abb. 11) und Lamprophyren³⁾ durchschlagen (vgl. z.B. CHRISTA, 1931; LAMMERER, 1986; SCHINDLMAYR & ARMING, 1991; SCHINDLMAYR, 1993).

2) Diese intermediären bis basischen, hier nicht eingehender berücksichtigten Gänge zählen ebenfalls zu den mafischen Bestandsmassen des ZVK. Solche scharf begrenzte mafische Gänge durchdringen ohne saure Begleitschmelzen mit reichsweiser unregelmäßig geschwungenem Verlauf ein offensichtlich noch nicht völlig verfestigtes und starres tonalitisch-granodioritisches Hauptgestein, wodurch sie sich neben stofflichen Unterschieden auch schon im Gelände von den jungen, weitgehend gerade verlaufenden lamprophyrischen Spaltenfüllungen unterscheiden. Manchmal benützen die Schmelzen der reinen mafischen Gänge z.T. auch 2M-Gänge (oder saure Gangsysteme) als weitere Aufstiegsbahnen. So zeigt Abb. 8 links oben die Intrusion einer intermediären bis basischen Schmelze zuerst in den Tonalit und dann in einen 2M-Gang. Die darin sichtbare Aufspaltung in einzelne Teilkörper deutet darauf hin, daß zwischen derartigen mafischen Gängen und den stofflich ähnlichen mafischen Bestandsmassen der 2M-Gänge offensichtlich ein enger genetischer Zusammenhang besteht. Diesbezüglich zeigt auch WYSS (1993) in seinen geochemischen Untersuchungen, daß unter den mafischen Bestandsmassen der 2M-Gänge (bei ihm „Brekziengänge“), den mafischen Gängen (bei ihm „andesitische“ Gänge) und auch den MME (bei ihm „Endoxenolithe“) seitens der Geochemie durchaus große Affinitäten bestehen.

3) Mit vermutlich zeitlich etwas größerem Abstand treten außerdem lamprophyrische Gänge auf, die auch noch von der alpidischen Metamorphose erfaßt wurden. Unter den Lamprophyren konnte übrigens ein andersartig „zusammengesetzter Gang“ mit den verschiedenartigsten Einschlüssen beobachtet werden (vgl. Abb. 5-8 in REISSINGER, 1971: S. 34–36; Abb. a, b in LAMMERER, 1986: S. 61; Abb. 6, 28 in SCHINDLMAYR, 1993: S. 23, 53), der aber weder in seiner Entstehung, noch in der stofflichen Zusammensetzung der Einschlußkörper mit den hiesigen 2M-Gängen zu vergleichen ist. Die verschiedenartigen kristallinen Einschlüsse sind Nebengesteins-Xenolithe, die im Zuge der Intrusion des Lamprophyrs mitgerissen wurden („Explosionsbrekzie“). Jene ungünstigerweise z.T. auch für die 2M-Gänge verwendeten Begriffe „Intrusionsbrekzie“ (KARL, 1964) oder „Brekziengang“ (WYSS, 1993) würden hier eher passen.

Das gemeinsame Auftreten und Zusammenwirken von mafischen und sauren Intrusiva in 2M-Gängen kann z.T. in recht unterschiedlicher Form zum Ausdruck kommen, wobei zwischen dem dunklen und dem hellen Schmelzanteil in der Regel scharfe Grenzen bestehen. Die mafischen Anteile eines 2M-Ganges treten häufig in Form von unterschiedlich gerundeten bis eckigen, z.T. lappenförmig begrenzten Einschlüssen auf, die entweder einzeln oder auch dicht aneinandergedrängt in der sauren Begleitschmelze schwimmen (Abb. 3–11). Andererseits gibt es aber auch 2M-Gänge, in welchen die saure Schmelze stellenweise noch von mafischen Schmelzanteilen gangförmig durchdrungen wird, wobei hier dann die saure Gangschmelze nochmals in die Abkühlungs- bzw. Schwundrisse der mafischen Gangschmelze nachdringen kann. Es kann schließlich auch vorkommen, daß der basische Schmelzanteil innerhalb eines 2M-Ganges nebeneinander sowohl als zusammenhängender Gang, als auch in Form von Einschlüssen vorliegt (Abb. 6).

An einem Aufschluß war sogar zu beobachten, wie die Schmelze eines intermediären bis basischen Ganges, aus dem tonalitisch-granodioritisches Hauptgestein kommend in einen 2M-Gang eindringt, und in diesem zu verschiedenen großen, z.T. mit Schwundrissen versehenen mafischen Einschlußmassen aufspaltet (Abb. 8).

Solche Phänomene, wie sie auch in den Abbildungstexten beschrieben werden, lassen sich nur dadurch erklären, daß sich im Gang die sauren und mafischen Magmen zur gleichen Zeit in \pm schmelzflüssigem Zustand befunden haben und auch etwa gleichzeitig in das tonalitisch-granodioritische Hauptgestein intrudiert sind.

Die mafischen Bestandsmassen der 2M-Gänge unterscheiden sich übrigens ganz klar von den eckigen, z.T. gebänderten Nebengesteins-Xenolithen (ähnlich Abb. 13), wie sie noch am ehesten in Gängen des Pluton-Randbereiches auftreten können. Nur vereinzelt findet man in den 2M-Gängen nebenbei auch scharf begrenzte, eckige Schollen des vom Gang durchbrochenen tonalitisch-granodioritischen Hauptgesteins.

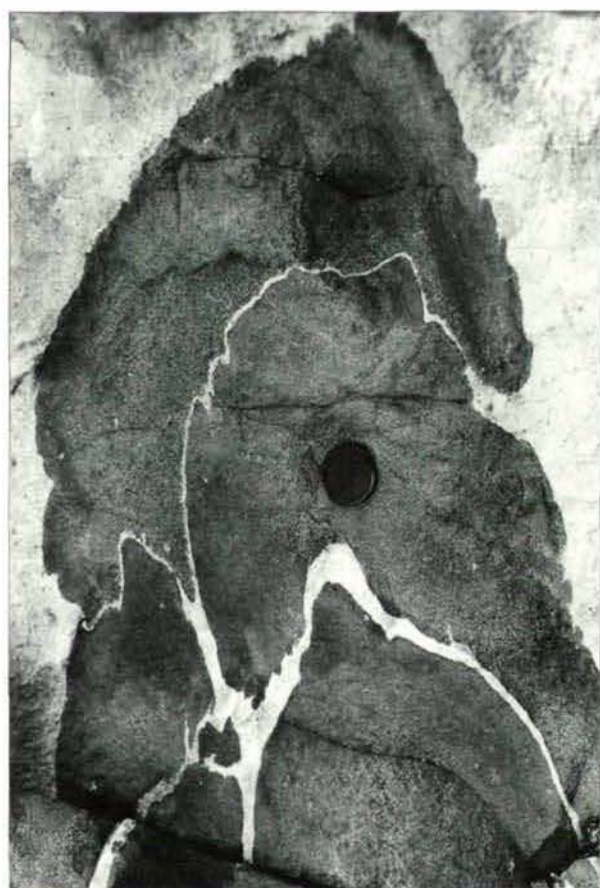
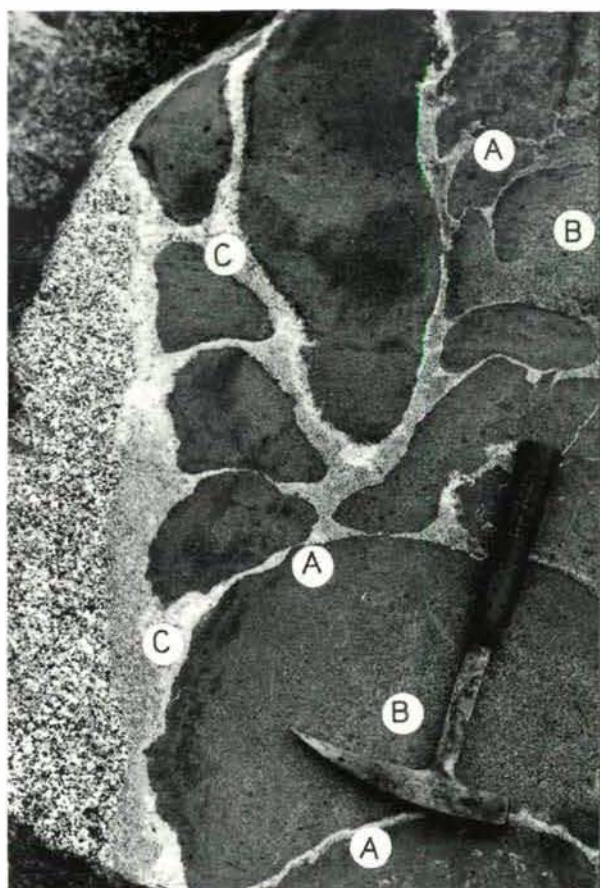


Abb. 9: Randbereich eines mehrere m mächtigen 2M-Ganges. Links der mittelkörnige Zillertaler Metatonalit als Nebengestein, rechts die mafischen und hellen Schmelzanteile des 2M-Ganges. Folgende Reaktionen zwischen den beiden koexistierenden Gangschmelzen lassen sich hier ableiten: Eine heißere dunkle Schmelze begann zuerst mit der relativ raschen Erstarrung innerhalb einer hellen Schmelze und bildete dabei pillowartige Teilkörper mit einer „abgeschreckten“ feinkristallinen Erstarrungskruste A („chilled margin“). Vor allem die größeren „Pillows“ konnten gegen innere Partien (B) hin gröber auskristallisieren. Besonders deutlich ist diese \pm kontinuierliche Korngrößenänderung in den beiden kleinen dunklen Lappen (rechts oben) zu sehen, wo die viel gröberkörnigen Partien (bei B) gegenüber der kühleren sauren Schmelze besonders geschützt gewesen sind. Auch die beiden Pillows unter dem Hammer sind einseitig abgeschreckt worden. Die saure Begleitschmelze hat sich im Kontakt mit dem noch kühleren tonalitischen Nebengestein zwar auch relativ rasch abgekühlt, im Vergleich zu den wärmeabgebenden Basitmassen blieb sie aber länger schmelzflüssig. Sie verfestigte sich erst nach der Formung der mafischen Körper, wobei die hellsten, sauersten Stellen z.T. als dünne Säume an die Pillows anschließen (Kontraktionsanzeichen?), und in manchen Zwickeln (C) auch einer pegmatoiden Restkristallisation entsprechen. Gletscherschliff am Rand des Hornkeeses (östlicher Gletscherteil) unterhalb des markierten AV-Weges Berliner Hütte – Berliner Spitze in etwa 2690 m Sh.

Abb. 10: Mafische Pillows im Inneren eines 2M-Ganges. Wie in Abb. 9 sieht man auch hier an den dunklen Körpern eine feinkörnigere Abschreckungsfront, die in einen klein- bis mittelkörnigen, offensichtlich langsamer auskristallisierten Innenbereich übergeht. Die übereinander gestülpten Pillows haben anscheinend die dazwischen befindliche saure Begleitschmelze z.T. noch weitgehend ausgepreßt und eine gemeinsame schwache Deformation erfahren. Gletscherschliff am Rand des Hornkeeses (östlicher Gletscherteil) unterhalb des markierten AV-Weges Berliner Hütte – Berliner Spitze in etwa 2690 m Sh.

2.2. Zur Petrogenese der 2M-Gänge

Schon die regelmäßig enge Verknüpfung der basischen bis intermediären Intrusiva mit sauren Gang- bzw. Aplitgraniten läßt auf eine regelmäßig gekoppelte Entstehung der beiden Magmatitgruppen schließen. Während der gemeinsamen Intrusion dürfte dann die basischere Schmelze, die als heißere Schmelze auf- bzw. eingedrungen ist und eine wesentlich höhere Solidustemperatur hat als ein tonalitisches oder gar

trondhjemitisch-aplitgranitisches Gestein, infolge von Wärmeaustauschprozessen offensichtlich unter Volumsverlust rascher abgekühlt sein (vgl. z.B. WIEBE, 1991). Die „abgeschreckte“ dunkle Schmelze weist zur saureren Gangschmelze je nach der lokalen Viskosität häufig typisch runde, lobenförmige bis pillowartige, globulitische und dabei im Detail auch z.T. feingekreppte, gekerbte Grenzen auf (Abb. 3–11), die aber innerhalb von Metern auch in glatte, gerade Grenzen sowie in scharfkantige Formen überleiten können (Abb. 3, 4, 5). In den mafischen Bestandsmassen der 2M-Gänge können sich im Zuge der allgemeinen Abkühlung enge Spalten, Spannungs- und Schwundrisse bilden (z.B. Abb. 7, 11), in welche die saure Schmelze ihrerseits noch nachdringt (vgl. auch Abb. 4 in KARL, 1964). Dabei können von der leichtflüssigeren sauren Begleitschmelze auch kleinere mafische Körper abgelöst und in zähem bis festem Zustand, und daher mit z.T. bruchstückhafter Gestalt, weiter transportiert werden (Abb. 4, 5, 7, 11).

Die mafischen und die sauren Anteile der 2M-Gänge haben sich also anfangs zugleich in \pm schmelzflüssigem bzw. schmelzbreiartigem Zustand befunden, ohne daß es dabei zu einer deutlichen Vermischung oder gar völligen Homogenisierung der beiden Magmen gekommen ist. Dieses Phänomen der unvollständigen Vermischung zweier ungleich zusammengesetzter Schmelzen wird im allgemeinen als „**Magma-Mingling**“ (zit. Lit. in DIDIER & BARBARIN, 1991a) bezeichnet. Im Vergleich mit dem anderen weitverbreiteten Mingling-System MME/Wirtsgestein (siehe Kap. 3) ist bei den 2M-Gängen die Erstarrung der dunklen und hellen Schmelzanteile aber relativ rasch erfolgt, was vor allem in einer pillowförmigen Ausbildung sowie in einem z.T. dichten Abschreckungsrand („chilled margin“) mancher mafischen Komponenten zum Ausdruck kommt (z.B. Abb. 9, 10). Die vielfältige Gestalt der mafischen Körper in den 2M-Gängen mit den typisch gelappten bzw. gekräuselten Rändern und den Übergängen in mehr zusammenhängende basische Gangstücke, wie z.B. in Abb. 4 und 6,

weist darauf hin, daß die Erstarrung beider Magmen \pm in situ erfolgt ist. Im Gegensatz dazu konnten die MME (siehe Kap. 3) im Zuge der Platznahme ihres Wirtsgesteins als unterschiedlich kompakte kleine Körper viel weiter mitgerissen werden, wodurch sie offensichtlich eine gewisse Angleichung in ihrer Gestalt erfahren haben (vgl. z.B. auch DIDIER, 1987). Durch die langsamere Abkühlung blieb den MME auch wesentlich mehr Zeit zur Wärmeabgabe sowie zum Stoffaustausch mit den tonalitisch-granodioritischen Wirtsgranitoiden, während so deutliche Abschreckverbände zwischen hell und dunkel, wie z.B. auf Abb. 7, 9 und 10, bei den MME seltener entwickelt sind (vgl. Kap. 3).

Manchmal weisen die mafischen Teilkörper in den 2M-Gängen selbst noch deutlich dunklere, kleinere Einschlüsse von pillowartiger, aber auch eckiger Gestalt auf, wie z.B. in Abb. 11. Derartige „zusammengesetzte Einschlüsse“ („2-Magmen-Einschlüsse“, „composite enclaves“) sind sichtlich das Resultat mehrphasiger Magmen-Mingling-Prozesse, die vermutlich Weiterbewegungen während verschiedener Reifestadien im Intrusions-, Reaktions- und Abkühlungsprozeß entsprechen. Im vorliegenden Fall wären zumindest drei unterschiedlich zusammengesetzte Schmelzen beteiligt, wobei der hiesige große, dunkle 2-Magmen-Einschluß eine frühe Magmenmischungsphase (1. Mingling-Prozeß) zwischen einer früher erstarrenden basischeren und einer etwa intermediären Schmelze repräsentieren würde. Beim Zusammentreffen mit einer weiteren, viel saureren Schmelze (in unserem Fall mit der hellen Begleitschmelze) in einem vermutlich höheren tektonischen Niveau konnte es dann zu einem 2. Mingling-Prozeß kommen. Voraussetzung für derartig komplexe Mischungsvorgänge wäre eine relativ raschere Abkühlung und schnellere Kristallisation bis Verfestigung des basischeren Magmas vor oder beim Kontakt mit dem jeweils saureren Magma. Auch die Bildung des jetzt vorliegenden mächtigen, komplexen Ganges von Abb. 11 ist schließlich in einer kälteren Umgebung, also z.B. in einem hochplutonischen Niveau bzw. in einer plutonischen Spätphase anzunehmen, bei der

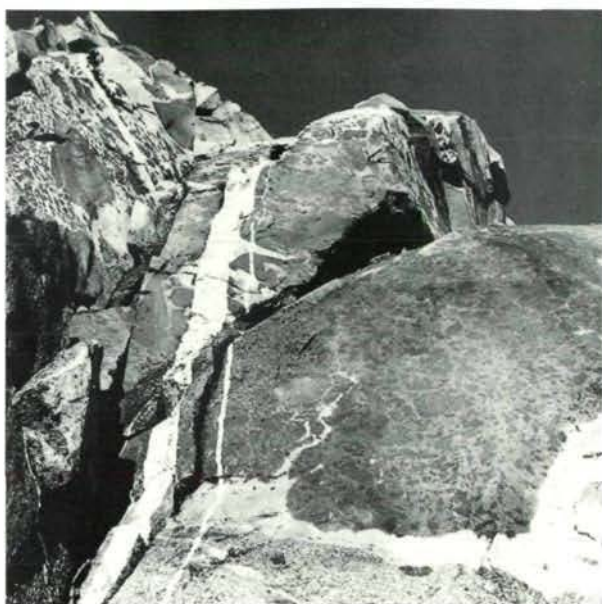


Abb. 11: Ein etwa 10–20 m mächtiger 2M-Gang mit sehr verschieden großen, dunklen Einschlüssen steckt diskordant im tonalitisch-granodioritischen Hauptgestein. Die Intrusionsgrenze vom 2M-Gang gegen den Tonalit ist nur unten, und zwar rechts vom jungen, alles steil durchschlagenden Aplitgang gut zu sehen. Im Gang ist die vorwiegend etwa intermediär zusammengesetzte, besonders große Einschlußmasse (rechte Bildhälfte) am Unterrand noch deutlich lappig gegen die saure Gangschmelze ausgebildet. Im Inneren weist diese auffallend inhomogene Einschlußmasse jedoch eine Vielzahl von kleinen, meist eckigen basischen Einschlüssen auf. Ein solcher „zusammengesetzter“ Einschlußkörper („composite enclave“) weist auf komplexe, mehrphasige Magmenmischungsvorgänge hin (Erklärung im Text, Kap. 2.2.). Derselbe Großeinschluß zeigt außerdem verästelte Schwundrisse, in welche die saure Begleitschmelze nachgedrungen ist. Die krumme Form der Verästlung läßt sich durch die wechselhafte Festigkeit im heterogenen Großeinschluß unschwer verstehen. Im linken oberen Teil des Bildes ist die dioritische Gangfüllung in zahlreiche größere und kleinere Schollen aufgelöst. Südlicher Wandfuß der Felsalbinsel im Schwarzensteinkes – etwa 800 m SW des Großen Möchner – in 2850 m Sh.

zumindest ein großer Teil des Plutons, wie unseres ZVK, bereits weitestgehend erstarrt war, denn sonst hätte ja die große Spalte gar nicht so aufreißen können.

Zur Herkunft der sauren Ganganteile

Da gibt es theoretisch verschiedene Möglichkeiten: Zum einen könnten die hellen und die mafischen Anteile der 2M-Gänge auf zwei von-

einander unabhängige Schmelzen zurückgehen, die eher zufällig in derselben Spalte des weitgehend verfestigten Hauptgesteins zusammengetroffen sind (ähnlich wie in Abb. 8). So könnte beispielsweise ein mafischer Gang einem sauren Gang gefolgt sein und in diesem \pm schollig zerlegt und netzartig durchzogen worden sein. Es könnte aber auch ein von unten eindringender mafischer Gang einen sauren Anteil von dem noch flüssigen tieferen Teil des Plutons mitgerissen haben.

Andererseits sind manche 2M-Gänge von einer Vielzahl so eng aneinander gepreßter, mafischer Einschlüsse erfüllt, daß die helle Gangschmelze nur mehr als schmale Riß- und Zwickelfüllung auftritt, und der dunkle Anteil ist dazu auch noch sichtlich aktiv mit Loben- und Pillowformung. Gerade an solchen Aufschlüssen wäre es naheliegend, daß die meist besonders feinkörnige, saure Begleitschmelze gar nichts Fremdes darstellt, sondern nicht viel tiefer unten infolge von Wiederaufschmelzung des gröberkörnigen tonalitisch-granodioritischen Hauptgesteins (wo dieses noch dem Solidus näher war) durch die dort auch in größeren Ausmaßen (vgl. Kap. 4) auftretende heiße basische Schmelze selbst erzeugt wurde, und zwar als Produkt einer Art „Kontaktanatexis“ (vgl. z.B. BERTHELSEN, 1972; BARBARIN & DIDIER, 1991).

Die Stichprobe der Begleitschmelze eines 2M-Ganges zeigte hier jedenfalls leukotonalitische Zusammensetzung. Zumindest da könnte somit die Begleitschmelze durchaus durch eine Wiederaufschmelzung des bereits einigermaßen verfestigt gewesenen tonalitischen Hauptgesteins unter Ausschmelzung des leichtest schmelzbaren Anteils erklärt werden. Würde es sich dagegen um eine sonstige saure späte Schmelze des sich abkühlenden Zillertal-Venediger-Plutons handeln, so wäre erfahrungsgemäß doch mit einem höheren Kalifeldspat-Gehalt zu rechnen gewesen.

Dem Modell der kontaktanatektischen Entstehung wird in den meisten Fällen der Vorzug zu geben sein, da auf diese Weise gerade die so regelmäßige Kombination der mafischen Schmel-

zen mit den „Begleit-Schmelzen“ am besten erklärt werden kann. Letztere könnten freilich auch z.T. aus sonstigen Nebengesteinen ausgeschmolzen worden sein. In unserer Stichprobe konnten jedoch keine fremden Zirkone (z.B. aus Paragneisen) festgestellt werden. Sie enthielt nur solche Zirkone, wie sie auch für den Zillertal-Venediger-Tonalit typisch sind.

3. Kleine dioritische Enklaven (MME)

In den tonalitisch-granodioritischen Gesteinen des ganzen, ca. 60 km langen Zillertal-Venediger-Kerns befinden sich als typisches Merkmal meist etwa faustgroße, aber auch bis 1 m große, biotitreiche Einschlüsse, die sich durch die dunkle Farbe und die feinere Körnung meist auffallend vom saureren Wirtsgestein abheben (Abb. 12, 14).

Diese so verbreiteten dunklen, fein- bis feinkörnigen Einschlüsse werden im allgemeinen mit verschiedenen Namen wie Diorit-Enklaven, endogene Einschlüsse, endogene Xenolithe, basische oder mafische Einschlüsse bezeichnet. In der modernen englischsprachigen Literatur findet man häufig Namen wie „mafic microgranular enclaves“ (z.B. DIDIER, 1973), „mafic microgranitoid enclaves“ (ab VERNON, 1983), „mafic microdiorite enclaves“ (z.B. HOLDEN et al., 1987) oder „mafic magmatic enclaves“ (ab BARBARIN, 1988). Als Kurzbezeichnung dieser Einschlüsse wird im folgenden die für alle genannten englischen Begriffe gleich lautende **Abkürzung „MME“** (DIDIER & BARBARIN, 1991b) verwendet, die zugleich auch mit der Abkürzung für die deutsche Übersetzung „mafische magmatische Einschlüsse“ übereinstimmt.

3.1. Geländebefund

Die MME finden sich hauptsächlich in den tonalitisch-granodioritischen Gesteinen des ZVK. Sie erscheinen oft über weite Strecken

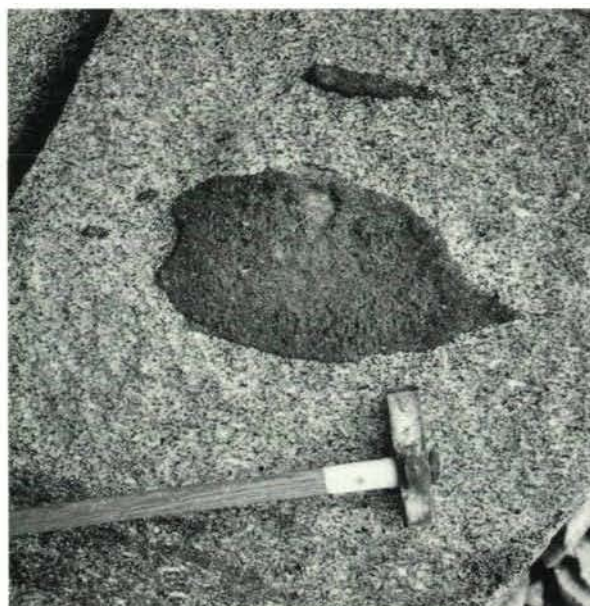


Abb. 12: In der Mitte ein Beispiel eines endogenen MME von dioritischer Zusammensetzung (massig; weder gebändert noch geschiefert; etwa 30 cm lang) im tonalitisch-granodioritischen Wirtsgestein. Seine Form erinnert an einen (besonders außen) gegenüber der Umgebung rasch abgekühlten und erstarrten Magmatropfen. Die ungleichmäßig gelängten Formen der dioritischen Enklaven (auch jene oben Mitte und unten links) dürften hier bis zu einem gewissen Grad noch die Deformation und Einregelung im tonalitischen Magma widerspiegeln (Fließregelung). Das Nebeneinander so verschieden gedehnt erscheinender Einschlußformen im undeutlich geregelten Tonalit läßt auf einen recht unterschiedlich konsistenten oder viskosen Zustand dieser MME innerhalb der sauren Wirtsgesteinsschmelze während des Intrusionsgeschehens schließen. Das kann bei entsprechender Auflockerung des mafischen Schmelzbreies (links unten) bis zum Zerfließen gehen. NE Wandfuß des Horn (Kote 2647) in 2460 m Sh.

recht gleichmäßig locker verteilt. In den saureren Granitoiden (saure Metagranodiorite, Metagranite) nehmen sie gegenüber dem Tonalitbereich an Anzahl und Größe deutlich ab oder fehlen völlig. Sie haben oft runde bis ovale Formen (Abb. 12), im Gegensatz zu den oft kantig-eckigen exogenen Einschlüssen (Xenolithe des Alten Daches, z.B. Lagengneise, Bändergneise, Abb. 13). Die MME kann man im gesamten Zentralgneisgebiet des ZVK regelmäßig beobachten und dabei keine Abhängigkeit von der Entfernung zum Plutonkontakt feststellen, während demgegenüber die exogenen Xenolithe viel seltener, und im wesentlichen nur im Randbereich des Plutons auftreten.



Abb. 13: zeigt im Gegensatz zu Abb. 12 vorplutonisch gefaltete und gebänderte Nebengesteinsxenolithe, die von den intrusiven Granitoiden des Zillertal-Venediger Plutons aus dem nahen alten Dach („Greinerformation“) übernommen wurden. Die alte Gefügeprägung bzw. die Streifengneisausbildung dieser exogenen Xenolithe ist vom Granitoid diskordant abgeschnitten. SW der Berliner Hütte, Zembachschlucht-Ausgang in 2000 m Sh.

Selten sind auch ganze Schwärme von MME zu finden, wie WYSS sie vom hiesigen Gebiet abbildet (1993, Abb. 12: 446; vgl. auch ARMING, 1993, Abb. 8: 29) und dazu modellhaft ihre Entstehung aus vermutlich recht frühen basischen Gängen skizziert. Eine solche Ableitung ist sehr plausibel, wurde doch ein so enger Zusammenhang im Gebiet des Bergeller Plutons bereits von DIETHELM (1990) beobachtet.

In ihrem makroskopischen Erscheinungsbild sind die MME einander sehr ähnlich. Wenn sie auch eine unterschiedliche, etwa knollige bis fischlormige Gestalt haben, so sind sie innen doch \pm homogen gleichkörnig. Sie unterscheiden sich damit deutlich von den verschiedenartigen exogenen, \pm kantigen Einschlüssen, die häufig auch noch ein altes (vortonalitisches), gebän-

deres und z.T. gefaltetes Gefüge aufweisen (Abb. 13). Die Gefügeprägung jener metatektischen Biotitgneis- oder Bändergneissxenolithe steht bisweilen noch deutlich diskordant zum umgebenden Zentralgneis (falls dieser nicht alpidisch zu stark geschiefert wurde), und die Schollen können auch gegeneinander verdreht sein, wodurch eindeutig ein vorplutonisches, also voralpidisches Alter dieser exogenen Xenolithe belegt wird. Lithologisch entsprechen die exogenen Nebengesteins Einschlüsse großen Teilen der Greinerformation, sodaß es nahe liegt, sie als Reste des stark deformierten und hochmetamorphen Alten Daches (Greinerformation) des variszischen Zillertaler Plutons zu interpretieren. Übergangsformen zwischen den endogenen MME und den exogenen Einschlusstypen konnten nicht festgestellt werden.

Die MME sind in den bei der alpidischen Orogenese tektonisch stärker beanspruchten Gebieten auch (sub)parallel zur Hauptschieferung gestreckt und eingeregelt worden, wobei sie je nach Verformungsgrad oval bis fischförmig gelängt sind. In besonders stark tektonisierten Gebieten, wie z.B. im Tonalit- bis Granodioritgneis westlich des Gr. Mörchners, können sie sogar zu einem Längen-/Dicken-Verhältnis von bis zu 50 : 1 ausgedünnt sein (vgl. Abb. 14, 15 in SCHINDLMAYR, 1993: 36–37). Daß es sich bei solchen dann z.T. lagig aussehenden Tonalitgneisen mit vielen ausgedünnten MME nicht um Paragesteinsanatektite handelt (vgl. KARL, 1966), konnte durch vergleichende zirkontypologische Untersuchungen belegt werden (SCHINDLMAYR, 1993).

Die überwiegend ellipsoidalen oder fischartigen Formen in den gering deformierten Plutonpartien müssen freilich nicht immer nur durch alpidisch-tektonische Beanspruchungen verursacht worden sein, sondern es ist manchmal im Gelände gut ablesbar (z.B. in Abb. 6), daß sie bis zu einem gewissen Grad auch noch die lokalen Einströmungsgefüge des tonalitischen Magmas widerspiegeln, wobei sie auch selbst je nach Kohärenz, oder z.B. entsprechend ihrer jeweiligen Durchtränkung mit Porenschmelze, verschieden stark deformiert wurden, was ein

variabel plastisches Verhalten der Einschlüsse gegenüber dem zähflüssigen Wirtsgesteins-Schmelzbrei voraussetzt (Abb. 12).

Die MME haben in der Regel recht scharfe Grenzen zum Wirtsgestein (Abb. 12, 14). Helle Reaktionssäume sind sehr selten, ja sie fehlen im allgemeinen. Manchmal haben die MME aber einen schmalen, feiner kristallinen, dunkleren Rand ausgebildet (Abb. 12 Mitte; vgl. auch Abb. 1, 2 in KARL, 1964: 10), der wohl am ehesten als Abschreckrand („chilled margin“) – ähnlich wie bei manchen mafischen Körpern der 2M-Gänge – infolge relativ rascher Abkühlung der MME-Schmelze beim Kontakt mit dem weniger heißen Wirtsgesteins-Schmelzbrei zu erklären ist (vgl. z.B. EBERZ & NICHOLLS, 1988).

3.2. Petrographie der MME

Ein wesentliches Merkmal der MME des ZVK ist der hohe Gehalt an Biotit (z.T. bis zu 50%), demgegenüber die anderen Hauptgemengteile Plagioklas, Quarz und Klinkozoisit deutlich zurücktreten. Hornblende und Kalifeldspat kommen in den MME in der Regel nur dann vor, wenn sie auch im umgebenden Metatonalit zu finden sind. Der genannte hohe Biotitgehalt dürfte jedoch wegen der strukturellen wie mineralogischen Änderungen bei der alpidischen Metamorphose nicht mehr exakt dem primären Biotitbestand des Ausgangsmaterials



Abb. 14: Teil eines MME mit scharfer Grenze zum umgebenden Metatonalit. Am Kontakt kann man einzelne größere, helle Kristalle erkennen, welche vom Wirtsganitoid in den dunklen Einschluß hineinreichen. Auch innerhalb der im allgemeinen sehr feinkörnigen Textur der Enklave finden sich einzelne auffällig größere Kristalle (Plagioklas- und Quarz-„Xenokristalle“) eingemengt, die gelegentlich auch gemeinsam in Form von kleinen, isolierten, tonalitähnlichen Aggregaten auftreten können (nähere Erklärungen im Text). Fallblock in der Roßrugg E-Flanke in 2350 m Sh.

entsprechen, sondern erhöht sein. Vergleicht man beispielsweise MME aus jüngeren und mineralogisch geschonteren Plutongebieten (z.B. Adamello, Bergell), so findet man dort einen beachtlichen Prozentsatz von Hornblende anstelle der hier überwiegenden Biotite. Das dürfte die Vermutung begründen, daß auch die MME des ZVK ursprünglich einen höheren Hornblende-

MME-Nr.	Qu	Plag ^{*)}	Kf	Bi	Kl/Ep Or +	Hbl	Ti	Cc	Akz
A6/88-2	2,1	27,5	-	50,8	16,6	-	1,4	x	x
A10/89	7,4	30,1	-	49,8	7,6 +	x	1,1	2,1	1,1
A60/90	18,5	32,7	x	32,6	13,9 +	-	x	1,7	x

Tab. 1: Modalanalysen von typischen MME des ZVK: Auszählung von je 1000 Dünnschliffpunkten, Angaben in Vol.-%. Die untersuchten Proben haben (meladioritische (A6/88-2, A10/89) und (meta)tonalitische (A60/90) Zusammensetzung (nach STRECKEISEN, 1974).

*) Die Mikrolithenfüllung der jetzt meist als Oligoklas vorliegenden Plagioklase wurde, soweit eindeutig als Entmischung in Plagioklasen zu erkennen, zum Plagioklas gerechnet.
-...abwesend; x...unter 1%; Or+...Orthit anwesend

gehalt gehabt haben. Bereichsweise finden sich aber auch im Untersuchungsgebiet noch hornblendereiche Varianten (vgl. KARL, 1959; REISINGER, 1971). Überdies sind auch die z.T. häufig auftretenden Klinozoisite im wesentlichen als sekundäre Neubildungen (hauptsächlich aus Plagioklas) bei der alpidischen Metamorphose aufzufassen.

In manchen MME befinden sich auffallende, bis maximal 1 cm große „Megakristalle“, welche den Enklaven bisweilen ein porphyrtartiges Gefüge verleihen (Abb. 14). Dabei sind es vorwiegend Plagioklase und Quarzkornaggregate, seltener auch Biotit, die einsprenglingsartig oder zu Großkornaggregaten gruppiert in unterschiedlicher Verteilung und Größe aus der feinkörnigen Grundmasse der MME hervortreten (siehe Kap. 3.2.2.).

3.2.1. MME unter dem Mikroskop

Im folgenden werden nur einige ausgewählte Beobachtungen aus 4 Dünnschliffen wiedergegeben:

Das Strukturbild der feinkörnigen MME wird im allgemeinen von mehr oder weniger hypidiomorphen Biotitblättchen sowie von überwiegend xenomorphen, aber z.T. auch von auffallend mikrolithenreichen Plagioklaskörnern bestimmt. Quarz ist eher untergeordnet als Zwickelfüllung anzutreffen.

Die makroskopisch scharfe Grenze zwischen MME und Wirtsgestein äußert sich unter dem Mikroskop meist durch ein relativ abruptes Einsetzen der feinkörnigen Ausbildung der Enklaven, wobei größere Kristalle des Wirtsgesteins in die Enklaven hineinreichen können. In den untersuchten Schliffen zeigt sich weder eine randliche Anreicherung einer Mineralart wie z.B. Biotit (also kein Reaktionssaum), noch ein allmählicher Übergang durch Abnahme der Korngrößen von Wirtsgestein zu MME. Manche Enklaven können allerdings einen feinkörnigeren Rand (chilled margin) ausgebildet haben, wie sich schon mit freiem Auge erkennen läßt (vgl. Kap. 3.1.).

Von den Hauptgemengteilen ist vor allem der **Plagioklas** hervorzuheben, der in drei Ausbildungsformen auftritt: meist als 0,1–0,8 mm große Körner der MME-Grundmasse, unter denen sich wiederum äußerst mikro-

lithenreiche (**Typ 1**) von mikrolithenarmen Plagioklasen (**Typ 2**) unterscheiden lassen, und selten als weitgehend idiomorphe, bis etwa 10 mm große Individuen (**Typ 3**; Abb. 14, 15). Alle drei Plagioklastypen sind heute im allgemeinen der alpin-metamorphen Oligoklas-Stabilität angepaßt (häufig An 20 bis 25%), ganz vereinzelt treten aber auch noch reliktsche Plagioklase mit stellenweise etwas höheren An-Gehalten auf (Typ 1 und Typ 3 gehen in manchen MME innen bis etwa 40%). Jene intensiv mit Mikrolithen gefüllten Plagioklase vom Typ 1 dürften primär einen wesentlich höheren An-Gehalt gehabt haben (vermutlich Labradore, vgl. z.B. KARL & SCHMIDEGG, 1964) und offensichtlich die alte, primärmagmatische Plagioklas-Generation der MME mit ihren basischen Kernen repräsentieren. Manchmal sind solche Plagioklaskörner vor allem in den Kernbereichen sogar derartig stark von Klinozoisit/Zoisit erfüllt, daß von der Plagioklassubstanz fast nichts mehr sichtbar ist. Im Gegensatz dazu dürfte der Großteil jener kaum mit Mikrolithen gefüllten, und bisweilen deutlich inverszonar gebauten klaren Plagioklase vom Typ 2 im Zuge der alpidischen Metamorphose gebildet worden sein. Bei den großen, z.T. komplex verzwilligten Plagioklasen vom Typ 3 handelt es sich jedoch im wesentlichen um „Xenoplagioklase“, die aus dem umgebenden tonalitisch-granodioritischen Wirtsgestein übernommen wurden (siehe Kap. 3.2.2.).

Neben den weiteren Hauptgemengteilen Biotit, Quarz und Klinozoisit kommen auch noch Hornblende, Kalifeldspat, Zoisit/Epidot, Titanit, Karbonat sowie akzessorischer Granat, Orthit, Zirkon, Apatit und opakes Erz vor (vgl. Tab. 1).

3.2.2. Zur Deutung der „Megakristalle“ als „Xenokristalle“

Die Entstehung bzw. Herkunft von „Megakristallen“ in MME könnte prinzipiell einerseits durch mechanische Einmischung von außen („Xenokristalle“), andererseits durch porphyroblastisches „in-situ-Wachstum“, aber auch als „primäre Einsprenglingsbildung“ in einer porphyrischen dioritischen Schmelze erklärt werden. Zur Klärung dieser Problematik werden vor allem die großen Plagioklase herangezogen, da diese in Form von genetisch recht bezeichnenden, nämlich in komplex verzwilligten und z.T. schön idiomorph ausgebildeten Indivi-



Abb. 15: Ein Teil eines größeren, in einem MME eingeschlossenen, komplex verzwilligten und noch deutlich primärzonal gebauten Plagioklas-„Xenokristalls“ mit hauptsächlich Zoisit-/Klinozoisit-Mikrolithenfüllung. Daß es sich bei solchen Großplagioklasen um aus dem granodioritischen Wirtsgestein übernommene Plagioklase handelt, wird im Text erörtert (Kap. 3.2.2.). gekreuzte Polarisatoren; MME (A60/90) aus Granodiorit-Block im Waxeggbach in 1900 m Sh.

duen auftreten (Abb. 15), während die Quarzaggregate kaum Entscheidungskriterien liefern.

Ein wesentliches Argument für die Abstammung der MME-Megaplagioklase aus dem helleren Wirtsgestein ist deren weitgehende Übereinstimmung mit den Plagioklasen der umgebenden Metatonalite bis Metagranodiorite. Sie gleichen sich weitgehend in Korngröße und -form, sowie auch in der speziellen Zwillingsbildung und Füllungsichte. Größere Kristalle des Wirtsgesteins reichen übrigens in manche Enklaven hinein oder stecken förmlich in ihnen (Abb. 14), was als weiterer Hinweis für eine mechanische Einmischung von außen in einen dioritischen Schmelzbrei der MME gelten kann. Auch der ursprüngliche chemische Zonarbau wird wie bei den Plagioklasen des tonalitischen Wirtsgesteins durch

lockere, im Kern konzentrierte oder ringförmige Mikrolithenanreicherungen abgebildet. Klinozoisit und Zoisit, die bevorzugten Füllungsminerale der Megaplagioklase, stimmen vom Mikrolithentyp und der Verteilungsdichte entsprechend der Klassifikation von CHRISTA (1931: 557 f) gut mit den Plagioklasen aus den Metatonaliten und -granodioriten überein. Auffallend ist allerdings eine intensive Mikrolithenanreicherung am Rand mancher Großplagioklase, wie sie in dieser Form in den Nebengesteins-Plagioklasen nicht zu beobachten ist. Nach außen folgt dann noch ein sehr schmaler, mikrolithenarmer Plagioklas-Anwachsraum. All diese Beobachtungen an den MME-Megaplagioklasen lassen sich gut durch deren mechanische Einmischung von der teilweise auskristallisierten Wirtsgesteinsschmelze her erklären: Die Einbringung von idiomorphen, komplex verzwilligten Plagioklasen in die basischere Enklavenschmelze dürfte in manchen Fällen zuerst eine beginnende Zurundung (Teilresorption), und dann kurzzeitig ein Weiterwachsen mit erhöhtem An-Gehalt bewirkt haben, was auch die entsprechende sekundäre Mikrolithenanreicherung am Saum erklären würde. Der letzte, mikrolithenfreie Anwachsrand (ein Oligoklas) dürfte schließlich „in situ“ im Zuge endomagmatischer Reaktionen vorgebildet worden sein, und sich wegen seines geringen An-Gehaltes bei der alpidisch-metamorphen Überprägung weitgehend stabil verhalten haben.

Bemerkenswert ist auch die Tatsache, daß daneben der Quarz- und Plagioklasgehalt der MME-Grundmasse weitgehend unabhängig von der Anzahl und Größe der Plagioklas- und Quarz-Megakristalle ist. Demnach sind die Variationen im Modalbestand der MME nur z.T. auf einen unterschiedlichen Fraktionierungsgrad der MME-Schmelze zurückzuführen, z.T. aber auf die jeweilige Menge der vom umgebenden Wirtsgestein her einge-mengten Plag- und Quarz-Megakristalle.

Allen Anzeichen nach handelt es sich bei den Megakristallen also um wirkliche „Xenokristalle“, die für die petrogenetische Interpretation der MME insofern von besonderer Bedeutung sind, weil für die mechanische Einmischung der „fertig auskristallisierten“ Wirtsgesteins-Plagioklase in die MME bereits eine weit fortgeschrittene Kristallisation der Wirtsgesteinsschmelze, und zugleich ein noch immer mobiler Zustand des MME-Schmelzbreies vorausgesetzt werden muß. Im Zuge des im großen etwa gleichzeitig ablaufenden Intrusions- und Kristallisationsprozesses der MME-Schmelze und der

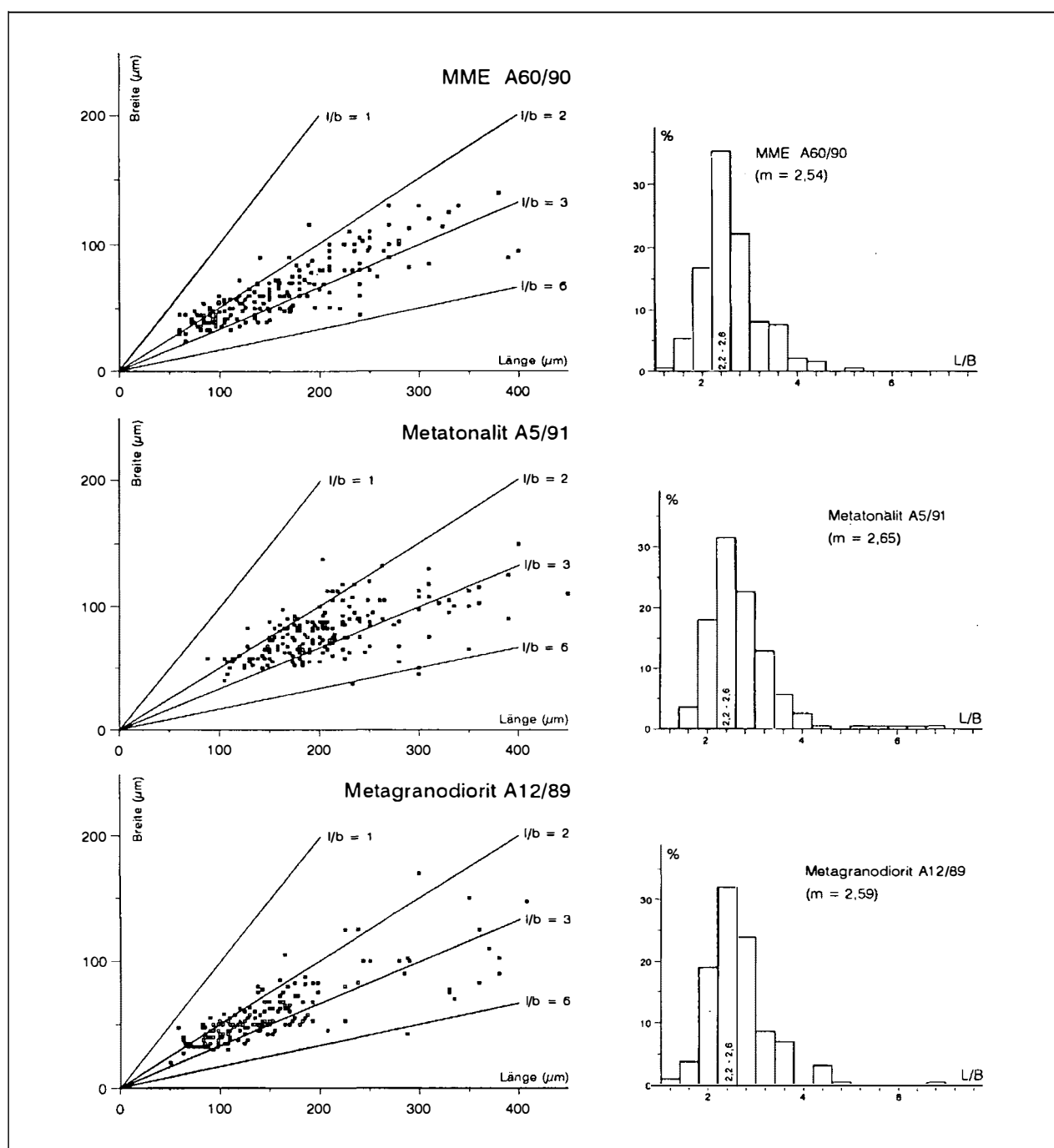


Abb. 16: Zirkonstatistischer Vergleich eines MME (A60/90) gegenüber zwei typischen Wirtzgranitoiden (A5/91, A12/89). Die Fundpunkte der Proben von Abb. 15-17 sind in der Probenkarte von SCHINDLMAYR (1993) eingezeichnet.

Linke Spalte: Diagramme zur Darstellung von Längen- und Breitenabmessungen unzerbrochener Zirkone. In diesen Diagrammen können die absoluten Größen der im Streupräparat auftretenden Zirkone einer Probe direkt miteinander verglichen werden.

Rechte Spalte: Dazugehörige Elongations-Histogramme, in denen die prozentuelle Häufigkeit der Länge/Breite-Verhältnisse dargestellt wird (je Probe etwa 300 unzerbrochene Zirkone). L/B-Klassen auf der Abszisse: 1-1,4; 1,4-1,8; 1,8-2,2; 2,2-2,6; usw.; m...rechnerischer L/B-Mittelwert.

Wirtsgesteinsschmelze kommt es jedoch, ähnlich wie bei den 2M-Gängen (siehe Kap. 2), zu keiner homogenisierenden Vermischung der beiden Magmen. Das Mingling zwischen MME- und Wirtsgesteinsschmelze betrifft den Gesamtpluton und findet daher bereits spätestens während der Hauptphase der Pluton-Platznahme statt, wogegen die 2M-Gänge bloß lokale Mingling-Prozesse in der Endphase der magmatischen Entwicklung des ZVK repräsentieren (vgl. Kap. 2).

Eine Entstehung von Megaplagioklasen als Einsprenglinge im dioritischen Magma selbst würde jedenfalls stärker gefüllte Plagioklase erwarten lassen, als in Abb. 15 gezeigt wird. Ein geringer Teil der Mega-Plagioklase könnte prinzipiell auch durch porphyroblastische Sprossung entstanden sein. Dann würden eine runde Form mancher Körner oder der \pm gleichmäßig über das ganze Korn verteilte Einbau von Fremdmineral-Einschlüssen (keine Entmischungsmikrolithen) am ehesten für eine kristalloblastische Natur derartiger Megaplagioklase sprechen. Manche Autoren führen freilich den Großteil der Megakristalle in den MME auf porphyroblastische Entstehung zurück (z.B. GANSSE & GYR, 1964; REISSINGER, 1971; BAILEY, 1984), meist ohne dafür Belege zu bieten.

In den untersuchten MME des ZVK dürften jedenfalls allen Anzeichen nach die vom Wirtsgestein übernommenen Megaplagioklase den eventuell vorhandenen Anteil an blastisch gewachsenen Megakristallen bei weitem übertreffen. Übrigens zeigen viele Arbeiten über MME aus anderen Granitoidgebieten, daß offenbar eingemengte Xenokristalle (z.B. auch Kalifeldspat oder Apatit) weltweit immer wieder und nahezu charakteristisch in MME auftreten (z.B. HIBBARD, 1981; REID et al., 1983; VERNON, 1983, 1991; DIDIER, 1987; EBERZ & NICHOLLS, 1988; LORENC, 1990; CASTRO et al., 1991; POLI & TOMMASINI, 1991).

3.2.3. Zirkontypologie der MME

Der Zirkon erweist sich gegenüber den z.T. mehrfachen metamorphen Überprägungen der Granitareale des Tauernfensters sowie auch gegenüber spätmagmatischen Prozessen als erstaunlich formbeständiges Reliktmineral (z.B. FRASL, 1963; DÖLZLMÜLLER et al., 1989; SCHERMAIER, 1993; HAUNSMID, 1993). Die vielfältigen magmatischen Wachstumserscheinungen der akzessorischen

Zirkone lassen dabei wichtige Rückschlüsse auf die Bildungsbedingungen von Granitoiden zu, und können oft sehr wesentlich zur Klärung petrogenetischer Fragestellungen beitragen (z.B. PUPIN, 1980; SCHERMAIER et al., 1992). Gerade im Hinblick auf „Magma-Mingling“-Vorgänge zwischen MME und Wirtsgestein wurden nun stichprobenartig die Zirkone eines MME im Streupräparat untersucht und auf allfällige morphologische bzw. typologische Affinitäten mit den Zirkonpopulationen des tonalitisch-granodioritischen Wirtsgesteins hin geprüft. Die MME wurden auch auf Paragesteins-Zirkone hin untersucht, um der öfters behaupteten etwaigen Abkunft der MME von z.B. Biotit-Plagioklasparagneisen (z.B. KARL, 1966) nachzugehen.

Die Zirkone des MME weisen statistisch im großen und ganzen die gleichen morphologischen Eigenschaften auf, wie sie erst unlängst an den Zirkonen des tonalitisch-granodioritischen Wirtsgesteins festgestellt wurden (vgl. dazu SCHINDLMAYR, 1993; SCHERMAIER, 1993). Sie unterscheiden sich weder in der Art und Häufigkeit ihrer Fremdmineraleinschlüsse, noch in ihren Kornabmessungen von den Zirkonen der Metatonalite und Metagranodiorite. Sowohl in den Elongationen als auch in den Kornlängen und -breiten stimmen die Zirkone mit jenen des tonalitisch-granodioritischen Wirtsgesteins gut überein (Abb. 16). Sehr selten findet man im MME sogar jene großen (bis 580 μm), z.T. schwach rötlichen und einschlußreichen Zirkone, wie sie ähnlich vereinzelt auch in den Wirtsganitoiden auftreten.

Der vielleicht auffallendste Unterschied ist: eine vergleichsweise stärkere Rundung der Kristallkanten sowie etwas stärker ausgeprägte Resorptions- oder Anwachserscheinungen an den Kristallflächen der MME-Zirkone. Dadurch erscheinen diese Zirkone durchwegs etwas dunkler und sind nicht so schön idiomorph und scharfkantig ausgebildet wie vergleichsweise jene des Wirtsgesteins.

Wie man aber darüber hinaus dem PUPIN-Diagramm (PUPIN, 1980) entnehmen kann (Abb. 17), treten im MME im wesentlichen Trachtformen auf, die auch für die Zirkone des tonalitisch-granodioritischen Hauptgesteins typisch sind. In der untersuchten Probe sind bevorzugt Zirkone mit etwa gleich großem (100)- und (110)-Prisma oder größerem (110)-Prisma, sowie mit etwa gleich großen steilen und flachen Pyramiden ausgebildet.

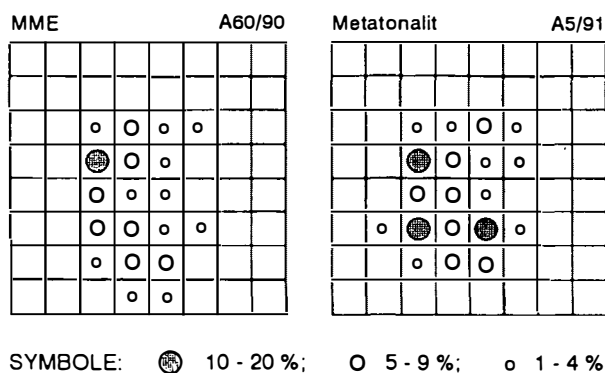


Abb. 17: Vergleich der PUPIN-Diagramme (nach PUPIN, 1980) von einem MME (A60/90) und einem typischem Wirtsgranitoid (A5/91). Diese Diagramme dienen zur qualitativen Darstellung, welche Zirkontrachten in welcher Häufigkeit auftreten. Die Häufigkeits-Verteilungsmuster beruhen jeweils auf der Auswertung von 100 Zirkonkristallen.

Insgesamt besitzen also die Zirkone des MME weitgehend jene morphologischen Merkmale und Trachtformen, wie sie auch für die Zirkone des sauren Wirtsgesteins der MME typisch sind. Aufgrund dieser guten Übereinstimmung ist mit großer Wahrscheinlichkeit anzunehmen, daß es sich kaum um magmeneigene Zirkone der dioritischen Enklave handelt, sondern daß ein Großteil der Zirkone in der tonalitischen bis granodioritischen Wirtsgesteinsschmelze gewachsen sein dürfte. Diese in Form und Größe weitgehend fertig auskristallisierten Zirkonkristalle dürften also mechanisch in den Enklavenschmelzbrei eingemengt worden sein, etwa so wie die Plagioklas-Xenokristalle, die sich ebenfalls in der zirkontypologisch untersuchten Enklave befinden. Die Zirkone sind allerdings viel kleiner als die Großplagioklasse und daher leichter in die MME-Schmelze einzubringen. Vermutlich sind die erwähnten Zurundungen der Zirkonkanten sowie die Anwachserscheinungen durch die Einwirkung in dem thermisch und chemisch anderen Milieu der „heißeren“ MME zu erklären, wobei allerdings die ursprünglichen Trachtformen und Korngrößen der übernommenen Zirkone nicht mehr wesentlich verändert wurden.

Jedenfalls handelt es sich aber nicht um Paragesteins-Zirkone, die eine Ableitung der MME etwa als \pm durch die Einwirkung der tonalitisch-granodioritischen Schmelze veränderte „*melanosome Anatexisrelikte*“ bestätigen würden, wie KARL (1966: 421) diese „*basischen Butzen*“ erklärt.

3.3. Zur Petrogenese der MME

Bisher wurden die MME des Zillertal-Venediger-Zentralgneisgebietes von den meisten Autoren als „Restite“ oder „Xenolithe“ des Nebengesteins bzw. Alten Daches interpretiert, welche durch die Einwirkung der Wirtsgesteinsmagmen mehr oder weniger ihr ursprüngliches Gefüge verloren hätten (CHRISTA, 1931, 1934; KARL, 1959, 1966; REISSINGER, 1971; PROSSER, 1975; LAMMERER et al., 1976; LAMMERER, 1986; NEUMAYR et al., 1990). Bemerkenswerterweise hat jedoch schon F.BECKE (1903: 5–6) die „*basischen Konkretionen und Schlieren in den tonalitischen Partien der Intrusivmasse*“ aufgrund ihrer „*dioritischen Zusammensetzung*“ als magmatogene Bildung betrachtet. E. CHRISTA (1934) zieht dafür auch eine „*frühzeitige Ausscheidung des sauren Schmelzflusses*“ in Erwägung.

Aufgrund der vorliegenden Untersuchungen kann man jedoch davon ausgehen, daß die fein- bis feinkörnigen, meist wenige dm großen MME auf eine \pm basische bis intermediäre, etwa dioritisch zusammengesetzte Schmelze zurückgehen, die im allgemeinen von unten in die umfangreiche tonalitisch-granodioritische Wirtsgesteins-Schmelzmasse zugeführt wurde, wobei es – neben Magma-Mixing-Prozessen (s. u.) – beim weiteren gemeinsamen Aufstieg bzw. Intrusionsvorgang zu keiner vollständig homogenen Vermischung der beiden Schmelzen gekommen war, sondern zur Bildung von ursprünglich \pm runden mafischen Tropfen bis Ballen (vgl. auch SCHINDLMAYR & ARMING, 1991; SCHERMAIER, 1992; WYS, 1993). Die in die MME eingemengten Plagioklas- und Quarz-Xenokristalle sowie die übernommenen Zirkontypen können als wichtige Belege für einen solchen Mingling-Prozeß zwischen koexistierenden Schmelzen gelten.

Eine solche Auffassung von einer komagmatisch ablaufenden Intrusions- und Kristallisationsgeschichte der MME und des umgebenden Wirtsgesteins ist im Prinzip in vergleichbaren Plutongebieten außerhalb der Hohen Tauern von vereinzelt Autoren (z.B. SALOMON, 1910; HOLMES, 1931; GOTTFRIED, 1932; WEBER, 1957;

GANSSE & GYR, 1964) schon lange vertreten worden, und wird vor allem in jüngerer Zeit in zahlreichen Arbeiten wieder aufgegriffen und bestätigt (z.B. REID et al., 1983; VERNON et al., 1988; EBERZ & NICHOLLS, 1988; DIETHELM, 1990; CASTRO et al., 1991; POLI & TOMMASINI, 1991). Hier sei vor allem auch auf das bemerkenswerte und sehr umfassende Buch von DIDIER & BARBARIN (1991a) hingewiesen, in dem sich eine Vielzahl von Autoren sehr ausführlich mit der Herkunft und Entstehung von Enklaven in granitoiden Gesteinen beschäftigen, und in dem sich vermutlich auch eine der umfangreichsten Literaturzusammenstellungen zu dieser Thematik befindet.

Die nicht vollständige Mischbarkeit zwischen sauren und mafischen Schmelzen wird hauptsächlich auf Unterschiede in Temperatur und Kristallisationszustand und die damit einhergehenden Viskositätsunterschiede zurückgeführt (z.B. BLAKE et al., 1965; VERNON, 1983; HUPPERT et al., 1984; SPARKS & MARSHALL, 1986; EBERZ & NICHOLLS, 1988; WIEBE, 1991; FERNANDEZ & BARBARIN, 1991; POLI & TOMMASINI, 1991). Beim Zusammentreffen der relativ heißeren, basischeren Enklavenschmelze mit dem saureren Kristallbrei des Wirtsgesteins kommt es zu einem Wärmeaustausch, der schließlich zu einer Umkehr des Viskositätsunterschiedes zwischen saurer und mafischer Schmelze führt (SPARKS & MARSHALL, 1986; WIEBE, 1991). Die „abgekühlten“ basischen Bestandsmassen verhalten sich zäher und lassen sich nicht mehr homogen mit der saureren Schmelze vermischen.

Durchaus ähnlich reagieren ja auch die hellen und die mafischen Schmelzanteile innerhalb der 2M-Gänge miteinander, wobei freilich bei diesen der Mingling-Prozeß wegen der Kleinräumigkeit wesentlich rascher abläuft, und sich aufgrund der im Aufschluß visuell gut überblickbaren Erscheinungen sogar noch besser verstehen läßt (vgl. Kap. 2.2.). Vollständiges „Magma-Mixing“ („Hybridmagma“) zwischen zwei unterschiedlich zusammengesetzten Schmelzen dürfte eher im Frühstadium einer magmatischen Entwicklung und in einem tieferen plutonischen

Niveau stattfinden, wo sich beide Magmen über einen längeren Zeitraum in relativ leichtflüssigem Zustand befinden und etwa gleich hohe Temperatur haben, während Mingling-Prozesse offensichtlich erst später im zähflüssigen, schon mehr mit Mineralausscheidungen beladenen Zustand des Aufstiegs beider Magmen in weniger überhitzte Niveaus auftreten (vgl. auch FERNANDEZ & BARBARIN, 1991). Es ist aber anzunehmen, daß vor und neben der Enklavenbildung auch ein Teil der MME-Schmelze sowohl in gleichem Niveau, aber vor allem in tieferen Plutonbereichen praktisch homogen im Tonalit aufgegangen ist, daß also etwa zur gleichen Zeit auch ein Magma-Mixing zwischen den beiden Schmelzen bestanden hat. Gelegentlich kann man ja auch MME beobachten, die sich in ihrer stofflichen Zusammensetzung schon weitgehend dem Wirtsgestein angepaßt haben und sich deshalb nur mehr schemenhaft vom Tonalit abheben (Abb 12, unten).

4. Große Metabasiteinlagerungen (z.T. verschiefert)

Im W-Abschnitt des Zillertal-Venediger-Kerns befinden sich innerhalb der tonalitisch-granodioritischen Intrusivmassen wesentlich dunklere, bis zu 500 m mächtige Einlagerungen von mittel- bis grobkörnigen, hornblendereichen Metadioriten bis Metagabbros sowie Metahornblenditen (Abb. 2). Diese mafischen bis ultramafischen Körper mit zusammen bis zu 2 km Längserstreckung treten vorwiegend in den zentralen Teilen des ZVK auf (Zillertaler Hauptkamm, vor allem im Bereich der Hornspitzen), zumeist kleinere Vorkommen finden sich aber auch in den nördlichen und südlichen Randbereichen des ZVK wie z.B. nahe der Scharte südl. des Gr. Mörchners oder im Bereich Nevesjoch-Ursprungbachtal (vgl. CHRISTA, 1931, 1934; DAL PIAZ & BIANCHI, 1934; PROSSER, 1975; LAMMERER, 1975, 1986; LAMMERER et al., 1976; DE VECCHI & MEZZACASA, 1986; SCHINDLMAYR & ARMING, 1991; SCHINDLMAYR, 1993; ARMING,



Abb. 18: Fallblock aus dem Randgebiet einer größeren basischen Einschlußmasse. Der dunkle Metadiorit bis Metagabbro von der linken Blockseite zeigt z.T. noch einen wellig-nierigen Grenzverlauf zum helleren, lokal stark kontaminierten tonalitischen Hauptgestein. Rechts ist das dunkle Material in mehrere Bruchstücke aufgelöst, welche z.T. noch an Kugelfragmente erinnern, wobei die helle Schmelze bis in die engsten Spannungsrisse des mittleren Bruchstücks nachgedrungen ist. Mitterbachtal (Italien) südl. der Hornspitzen; orographisch linke Talseite am unteren Wandfuß des Scharhaggen in 2120 m Sh.



Abb. 19: Tektonisch geschonter Grenzverlauf zwischen basischem Großkörper (Großgang?) rechts, und granodioritisch-granitischem Nebengestein links. Der lokal relativ helle Rand dieser sonst überwiegend gabbroiden bis hornblenditischen großen Einlagerung zeigt gegenüber dem hier anschließenden, fein- bis mittelkörnigen, ungewöhnlich hellen Zentralgneis (einer „Begleitschmelze“ des Tonalits?) den typisch lappigen, pillowförmigen Kontakt zweier koexistierender Schmelzen. Vom Rand einer großen Metabasiteinlagerung (in Blockauflösung) südlich der V. Hornspitze in 2770 m Sh. (Italien).

1993; Wyss, 1993). Auch diese großen Basiteinlagerungen stehen, wie man sehen kann, in engem genetischen Zusammenhang mit den sie umschließenden saureren Intrusivmassen (Metatonaliten bis Metagraniten) des ZVK. Eine eingehendere geologisch-petrographische Bearbeitung solcher „dunkler Einschlußmassen“ des ZVK (besonders auf Südtiroler Gebiet) erfolgte unlängst von W. ARMING (1993), worauf hier verwiesen wird.

4.1. Geländebefund

Innerhalb der „Basiteinlagerungen“ zeigen sich bisweilen starke Korngrößenschwankungen

und recht unterschiedliche Gehalte an Hornblende und Plagioklas. Die größten und massigsten, fast nur aus grünen, bis über 1 cm großen Hornblenden bestehenden Partien („Metahornblendite“) finden sich als relativ eigenständige, meist ± scharf begrenzte Körper innerhalb der gabbroiden bis dioritischen Einschlußmassen.

Hingegen bestehen zwischen den klein- bis mittelkörnigen Metadioriten und den meist gröberkörnigen, hornblendereichen Meta-Meladioriten bis Metagabbros im allgemeinen kontinuierliche Übergänge. Daraus läßt sich innerhalb der dioritischen bis gabbroiden Gesteine ebenfalls ein zusammenhängender Differentiationsprozeß ableiten, wie er hier vergleichsweise auch unter den saureren Granitoiden der tonalitisch-granodioritischen Gesteinsgruppe existiert

(vgl. z.B. CHRISTA, 1931; LAMMERER, 1986; SCHINDLMAYR, 1993).

Zwischen der mafischen und der sauren Magmatitgruppe gibt es, mit Ausnahme geringfügiger, engräumiger Vermengungsprozesse bzw. Austauschreaktionen im dm- bis m-Bereich unmittelbar am Kontakt (z.B. eine Zunahme an hellen Mineralanteilen im Randbereich der Metabasiteinlagerungen), keine weitreichenden Übergangs- bzw. Mischungsgebiete. Deshalb heben sich die dunklen Basiteinlagerungen im Gelände als geschlossene, große Körper mit einem im allgemeinen relativ scharfen Kontakt auch weithin sichtbar von den umgebenden hellen Zentralgneisen ab (Abb. 18, 19). Gelegentlich beobachtet man auch die randliche Ablösung kleinerer dunkler Teilschollen durch die granodioritische Schmelze (Abb. 18). Stellenweise wurden übrigens auch große Basiteinlagerungen noch gangförmig von helleren Teilschmelzen des tonalitisch-granodioritischen Hauptgesteins intrudiert, wie beispielsweise westlich der Scharte zwischen IV. und V. Hornspitze.

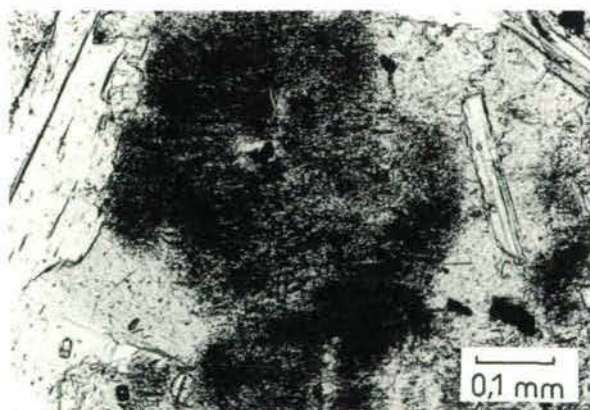


Abb. 20: Der Ausschnitt aus dem Inneren eines großen Amphibols aus einem massigen, grobkörnigen Metagabbro zeigt reliktsche, dicht mit Rutil- und ähnlichen Mikrolithen gefüllte wolkige Kernpartien sowie größere Einschlüsse von Biotit und im Bild schwärzlich erscheinendem Rutil. Probe (AI 1/91) von der bis zu ca. 50 m mächtigen Metabasiteinlagerung südlich des Gr. Mörchners in etwa 3150 m Sh. Einfach polarisiertes Durchlicht.

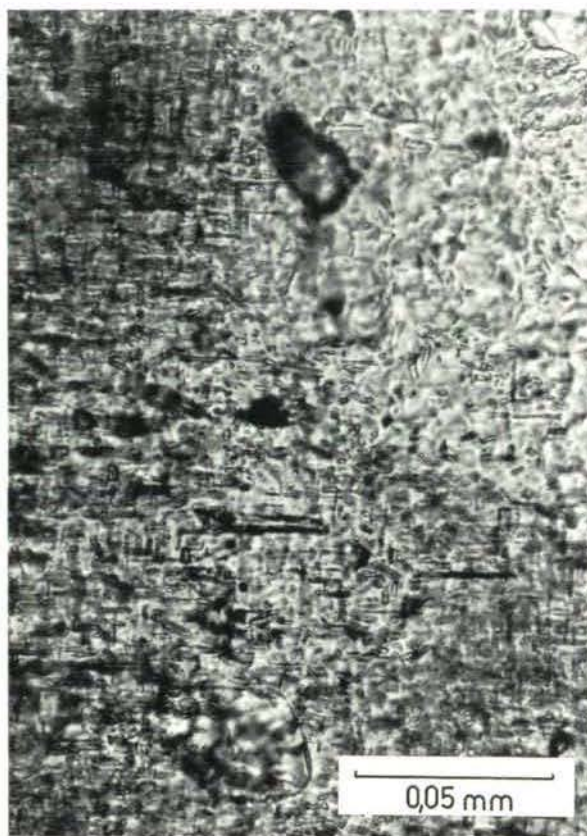


Abb. 21: Stark vergrößerter Ausschnitt vom rechten oberen Randbereich der dicht gefüllten, reliktschen Kernpartie des Amphibols von Abb. 20. Die etwa rechtwinklig zueinander stehenden Regelungs-Richtungen der Mikrolithen bilden wohl eine alte Entmischungsstruktur ab, wie sie etwa in Form von geregelten, länglichen Ilmenitblättchen in titanreicheren, magmatischen Amphibolen (und Pyroxenen) häufig vorkommt. Hier sind allerdings die Ilmenitlamellen am ehesten durch Rutilnadelchen ersetzt. Das läßt jedenfalls auf eine Ti-reiche Kernpartie der primären Hornblende schließen. Einfach polarisiertes Durchlicht.

Deformation

Während die mafischen Einlagerungen in eher geschonten Bereichen meist eine größere Kompetenz aufweisen als die umgebenden hellen Metagranitoide, zeigen Basiteinlagerungen, die sich in den z.T. stärker tektonisierten Randbereichen des ZVK befinden, bisweilen eine ähnlich starke Schieferung wie die sie umgebenden Tonalit- und Granodioritgneise (z.B. die langgestreckte Metabasiteinlagerung südl. des Gr. Mörchners). Insbesondere die biotitreiche-

ren, dioritischen Randpartien sind dann straff geschiefert. Bei solchen „Dioritgneisen“ bzw. „Gabbroamphiboliten“ haben oft nur mehr innere, hornblenditische Partien mit ihren über 1 cm großen, unregelmäßigen Hornblenden ihren massigen Charakter beibehalten. Vor allem in weitläufigen Scherzonen können die basischen Bestände sogar so stark deformiert und metamorph überprägt sein, daß eine sichere Zuordnung zu einem dioritischen oder gabbroiden Ausgangsgestein nur mehr bedingt möglich ist (vgl. auch ARMING, 1993).

Metagabbro bis Metahornblendit unter dem Mikroskop

Für die primäre Gesteinsgenese sind am ehesten die Hauptbestandteile, die großen Amphibole bezeichnend. Deren markanteste Eigenheit, ihre starke Trübung in manchen Kernpartien, ist in allen großen Metabasiteinlagerungen vom Gr. Mörchner im Norden bis weit südlich des Zillertaler Hauptkammes (vgl. auch ARMING, 1993) verbreitet.

An den größeren grünen Hornblenden von massigen und grobkörnigen, „hornblenditischen“ Gesteinspartien lassen sich nämlich unter dem Mikroskop z.T. noch schwach bräunliche Kernbereiche mit Ti-reichen Entmischungsmikrolithen beobachten (Abb. 20), die darauf hinweisen, daß die primärmagmatischen Minerale sehr Ti-reich gewesen sein müssen. In manchen Schnitten und bei entsprechend großer Vergrößerung kann man bevorzugt in den Randbereichen solch dunkler Kernpartien noch nach zwei etwa senkrecht zueinander stehenden Richtungen geregelte Rutil-Stengelchen als Mikrolithen erkennen (Abb. 21), welche am ehesten alte Ilmenit-Entmischungsstrukturen nachzeichnen. Es dürfte sich demnach bei einem beachtlichen Teil der jetzigen großen Hornblenden ursprünglich um ehemalige magmatische Amphibole mit höherem Ti-Gehalt im Kern (event. Kaersutit) gehandelt haben (vgl. SCHINDLMAYR, 1993; ARMING, 1993; WYSS, 1993). Aus diesem Grund ist eine Deutung der Metabasiteinlagerungen als aus dem Dach stammende, altkristalline „*Amphibolitxenolithe, welche im Magma eine weitgehende Umkristallisation erfahren haben*“ (LAMMERER, 1986: 59) eher auszuschließen.

Außerdem treten derartige Ti-reiche Amphibole (Kaersutite) im allgemeinen nur in Alkaligesteinen und nicht in Amphiboliten auf. Andererseits gibt es z.B. von DUCHESNE et al. (1974) auch Hinweise auf „*upper mantle kaersutite*“, was wegen der besagten allgemeinen Verbreitung in den hiesigen Hornblenditen eventuell auch als Hinweis auf eine entsprechende Derivation des Ausgangsmaterials dienen könnte. Bemerkenswerterweise bildet auch PALIVKOWA (1982) in ihren Abb. 5a und b ähnlich dicht gefüllte Amphibol-Kernpartien eines Gabbros und eines Hornblendits aus dem Adamellogebiet ab, wobei dort kein Zweifel besteht, daß es sich dabei um Schmelzflußgesteine aus der Begleitung des Tonalits handelt.

4.2. Zur Petrogenese der großen Metabasiteinlagerungen

Aufgrund der vorhandenen Kontaktverhältnisse (Abb. 18, 19) können auch diese Metabasiteinlagerungen als koexistierende, also mit der Platznahme der tonalitisch-granodiotitischen Magmen eng verknüpfte, etwa zeitgleiche plutonische Teilkörper des variszischen ZVK verstanden werden (vgl. auch SCHINDLMAYR & ARMING, 1991; WYSS, 1993). Bisher wurden sie ja von den meisten Bearbeitern als die ältesten Intrusiva oder sonst alte Einschlüsse des ZVK gedeutet (CHRISTA, 1931; DAL PIAZ & BIANCHI, 1934; PROSSER, 1975; LAMMERER et al., 1976; DE VECCHI & MEZZACASA, 1986; LAMMERER, 1986).

Manche nierig-buchtigen oder lappigen Grenzen sowie auch die feinen Schwundrisse (wie z.B. in Abb. 18, 19) sind mit den Kontaktercheinungen zwischen den mafischen und den sauren Schmelzanteilen der 2M-Gänge durchaus vergleichbar und ebenfalls durch Mingling-Prozesse erklärbar (vgl. Kap. 2.1.). Im Gegensatz zu den 2M-Gängen sind die Kontakte zwischen den Basiteinlagerungen und dem saureren Hauptgestein – selbst im Falle der späteren tektonischen Schonung – meist nicht so deutlich und klar ausgebildet. Wahrscheinlich deshalb, weil hier das Zusammentreffen der basischen

Bestände mit den saureren Intrusivmassen in einem insgesamt noch wärmeren (inneren/tiefen), weit weniger abgekühlten und folglich noch sichtlich reaktionsfähigeren Zustand des Gesamtplutons stattgefunden hat (Abb. 18, 19). Im Zuge der allgemeinen Abkühlung werden sich aber, ähnlich wie die mafischen Anteile der 2M-Gänge, auch hier die basischen Massen aufgrund der höheren Solidustemperatur etwas früher verfestigt haben. Vereinzelt wurden sie ja auch von saureren Teilschmelzen des tonalitisch-granodioritischen Hauptgesteins noch gangförmig durchdrungen oder schollenförmig abgetrennt (Abb. 18).

Bezüglich der Platznahme der großen Basitkörper stellt sich die Frage, ob sie als eigene basische Teilintrusionen in das sich verfestigende Tonalit-/Granodioritmagma eingedrungen sind, oder ob sie als schon mehr oder weniger verfestigte Körper durch passiven Transport mit den einströmenden Tonalit- bis Granodioritschmelzen in ihre jetzige Stellung gelangt sind.

Am Beispiel der 2M-Gänge ließ sich zeigen, daß in einem komagmatischen System prinzipiell sowohl eine aktive als auch eine passive Platznahme der Basitmassen gleich nebeneinander und auch etwa zur gleichen Zeit vorkommen kann. (vgl. Kap. 2.1.). Am ehesten ist wohl auch bei den großen Basiteinlagerungen eine Kombination dieser beiden Möglichkeiten anzunehmen, daß nämlich zuerst die heißere, mehr basische Schmelze – als schon weitgehend auskristallisierter Schmelzbrei – in Spalten eines bereits über weite Bereiche versteiften Tonalit-/Granodioritkörpers aufgedrungen ist, und dabei dessen Kompetenz/Viskosität wieder erniedrigt hat (vgl. BERTHELSEN, 1972). Die dann bei der zunehmenden allgemeinen Abkühlung doch relativ länger mobil gebliebenen granitisch-granodioritischen Teilschmelzen – die ja bereichsweise auch sichtlich in den schon verfestigten, wahrscheinlich höheren bzw. äußeren Tonalit/Granodiorit intrudiert sind (vgl. SCHINDLMAYR, 1993) – könnten dann auch größere Basitkörper, die sich nahe dem Solidus-Zustand befanden, ein Stück mitgeschleppt haben.

Die Kontaktverhältnisse mit den sauren Zentralgneisen (z.B. Schollenablösung, Verengungserscheinungen, Schwundrisse) sowie eventuell auch ihre längliche Streckung (WSW-ENE) in Fließrichtung⁴⁾ deuten aber jedenfalls darauf hin, daß die Basitmassen im Verlauf ihrer Platznahme noch nicht völlig verfestigt, sondern z.T. noch in \pm zähem, kristallbreiartigem Zustand waren. Dagegen dürften die grobkörnigen „hornblenditischen“ Teile innerhalb der Basitmassen als bereits weitestgehend verfestigte Partien (Kumulate) vorgelegen haben (vgl. auch ARMING, 1993).

Das relativ kleine Ausmaß der aufgeschlossenen Basiteinlagerungen könnte übrigens ein Hinweis dafür sein, daß die heutige Erosionsoberfläche den Zillertal-Venediger-Plutonkörper in einem hohen Niveau anschneidet, und daß sich ein größerer Bestand an „schwereren“ dioritischen bis hornblenditischen Gesteinen des Gesamtplutons in dessen tieferen Teilen befindet, also noch relativ weit unter der heutigen Oberfläche.

⁴⁾ Zur regionaltektonischen Einordnung: Grundsätzlich ist hier zwischen primärer Fließrichtung (1), dem tektonischen Achsialbau (2) und der heutigen Orientierung (3) zu unterscheiden.

Zu 1: Eine schon durch den variszischen Rahmen bestimmte Längserstreckung eines wachsenden Plutons kann sehr wohl seine Einströmrichtung, aber auch die Orientierung der im Pluton enthaltenen mafischen Bestandsmassen (der MME, der 2M-Gangspalten und der großen Metabasiteinlagerungen) beeinflussen haben.

Zu 2: Später kann eine längliche Form des relativ steifen Plutons ihrerseits die regionale achsiale Deformation bei einer folgenden, hier alpidischen Orogenese beeinflussen haben. Daher kann auch das primäre Einströmgefüge und die sekundäre achsiale Streckung etwa gleich liegen.

Zu 3: Das heißt aber des weiteren nicht, daß die primäre Längsorientierung der größeren Basiteinlagerungen und auch die alpidische Längs- und Streckungsachse des ZVK im westlichen Tauernfenster (Abb. 1, 2) immer schon die WSW-ENE Orientierung hatte, denn man muß dazu auch noch die jungen Großschollendrehungen im Ostalpenraum in Betracht ziehen (z.B. RATSCHBACHER & FRISCH, 1993).

5. Schlußfolgerungen und genetisches Modell

In dieser Untersuchung konnte hauptsächlich anhand geologischer Feldbeobachtungen gezeigt werden, daß alle drei Gruppen von mafischen bis ultramafischen Bestandsmassen im wesentlichen Gesteine magmatischen Ursprungs sind, die auch zeitlich eng mit der Entstehung und Platznahme der tonalitisch-granodioritischen Intrusivmassen des variszischen Zillertal-Venediger-Kerns (ZVK) verknüpft sind.

Somit kann etwa die bisher sichtlich in der Nachfolge von F. KARL (1959, 1966) weitverbreitete Auffassung (z.B. REISSINGER, 1971; PROSSER, 1975; LAMMERER et al., 1976; LAMMERER, 1986), daß die dioritischen Enklaven (MME) des ZVK in irgendeiner Form (z.B. als Restite oder Xenolithe) vom Nebengestein bzw. Alten Dach des Plutons abstammen würden, nicht bestätigt werden. Vielmehr gehen die MME, aber auch die größeren Metabasiteinlagerungen, sowie auch die mafischen Bestandsmassen in den 2M-Gängen auf basische bis intermediäre Magmen zurück, die im Zuge ihrer Platznahme recht verschieden mit den etwa gleichaltrigen saureren Magmen des ZVK reagiert haben. Dabei kam es zwischen den dunklen und hellen Magmen zu diversen „**Mingling-Prozessen**“, die schließlich wesentlich zur Bildung der verschiedenartigen mafischen Körper beigetragen haben.

Die sichtlich schlechte Mischungs- bzw. Homogenisierungsfähigkeit zwischen sauren und basischen Schmelzen ist hauptsächlich auf Viskositäts- und Temperaturunterschiede zurückzuführen (z.B. HUPPERT et al., 1984; SPARKS & MARSHALL, 1986; EBERZ & NICHOLLS, 1988; FERNANDEZ & BARBARIN, 1991). Beim Zusammentreffen von hellen und dunklen Schmelzen kühlt die heißere, basischere Schmelze im allgemeinen rascher ab, was zur Ausbildung von **typischen Kontaktformen** (z.B. pillow-, lapen- bis lobenförmige Ränder, Abschreckungskontakte, Schwundrisse) führt, ein Vorgang der sich besonders gut an den 2M-Gängen studieren läßt.

Sowohl die mafischen Bestandsmassen, als auch die begleitenden sauren Intrusivmassen haben sich während des gemeinsamen Platznahmeprozesses in noch \pm schmelzflüssigem bis kristallbreiartigem Zustand befunden, sodaß es je nach Abkühlungsgeschwindigkeit und Kristallisationszustand bzw. Verfestigungsgrad der beiden Endglieder z.T. noch zu \pm ausgeprägten stofflichen Austausch- und Anpassungserscheinungen gekommen ist. So belegen z.B. die in die kleinen Enklaven mechanisch eingebrachten Wirtsgesteins-Xenokristalle (z.B. Plagioklase, Zirkone) diesen Wechselwirkungsprozeß im eher langsam abkühlenden Mingling-System MME/Wirtsgranitoid, wogegen Abschreckungskontakte an den mafischen Bestandsmassen in den 2M-Gängen eine lokal rasche Abkühlung in einer sauren „Begleitschmelze“ anzeigen.

Nachdem also klargestellt werden konnte, daß **alle drei Arten mafischer Körper** im Zillertal-Venediger-Pluton nicht etwa ältere Bestandsmassen magmatischer oder metamorpher Herkunft waren, sondern im wesentlichen mit den saureren ZVK-Intrusivmassen **koexistierende Schmelzen**, können wir daraus auch Folgerungen für die Entwicklung im Gesamtpluton ziehen.

Modellvorstellung zur genetischen Stellung der verschiedenartigen mafischen Bestandsmassen innerhalb des Zillertal-Venediger-Gesamtplutons

Trotz der alpidischen Deformation und Regionalmetamorphose ließ sich aus den Beobachtungen folgendes Entstehungsmodell für die Interferenz der sauren, tonalitisch-granitischen Magmen mit den sichtlich gleichaltrigen und doch stark kontrastierenden basischen bis intermediären Magmen im ZVK erschließen:

1. Die früheste, visuell gut erfaßbare Entwicklungsphase der mafischen Anteile ist durch die im Pluton allgemein verbreiteten **dioritischen Enklaven (MME)** dokumentiert. Ein solches frühes **Magma-Mingling** zwischen

MME-Schmelze und tonalitisches-granodioritisches Hauptgestein, sowie die überaus weite Verbreitung der MME muß mit einer allgemeinen Turbulenz im Inneren des ganzen Plutonbereichs in Zusammenhang gebracht werden. Derartige Turbulenzen kann man einerseits mit dem Aufdringen und dem Wärmepotential einer gewaltigen basischen Magmenmasse von unten, und den daraus im Pluton resultierenden Konvektionsströmungen in Verbindung bringen. Vermutlich hängen sie aber auch mit den inneren Bewegungen in einem Tonalitmagma zusammen, welches sich im Aufstieg in viel höhere, kältere Krustenteile befindet.

Die harmonische Verteilung und Einordnung der MME ins Fließgefüge des Plutons war bereits bei dessen weitgehender Erstarrung fixiert, als die 2-Magmen-Gänge (und selbstverständlich auch die diesen vorangehenden Ganggranite und Aplite) eingedrungen sind.

2. Die Bildung der **großen Basiteinlagerungen** und der **2M-Gänge** ist zwar im allgemeinen jünger, aber sie läßt sich im Großgeschehen des Plutons nicht strikt zeitlich und entwicklungsmäßig vom obengenannten 1. Akt trennen: beide Akte gehören in den tieferen Plutonteilen vermutlich zu einer kontinuierlichen Entwicklung. Jedenfalls setzt die Gangbildung immer eine zunehmende Erstarrung des tonalitisches Nebengesteins voraus. Dabei hängen die zwischen den mafischen und den saureren Bestandsmassen auftretenden Wechselwirkungen nicht nur vom örtlichen Abkühlungs- und Verfestigungsgrad des Tonalitmagmas ab, sie werden auch wesentlich von der jeweiligen Dimension der einzelnen basischen Intrusion beeinflusst.

Am klarsten sind solche Beziehungen an den **2M-Gängen** abzulesen, in denen die anfangs heißeren basischeren Anteile zuerst aktiv formgebend, und dann infolge ihrer Versteifung und Erstarrung jedoch zunehmend passiv gegenüber ihren streng getrennten sau-

ren Begleitschmelzen waren. Letztere sind auch bei etwas tieferen Temperaturen noch leichtflüssig gewesen. Diese Zentimeter- bis meist nur wenige Meter mächtigen 2M-Gänge sind bezeichnend für ein bereits mehr abgekühltes und dementsprechend relativ hohes Niveau im Gesamtpluton, wo das tonalitisches-granodioritische Hauptgestein bereits weitgehend auskristallisiert und verfestigt war. Dort konnte es auch sichtlich zu keiner Kontaktanatexis von seiten der 2M-Gänge im tonalitisches Nebengestein mehr kommen.

Wie sieht es nun im Vergleich dazu bei den z.T. kilometerlangen und bis zu mehreren 100 m mächtigen **Basiteinlagerungen** aus? Entsprechend ihrer eher flächigen Form und aufgrund ihrer regelmäßig \pm steilen Stellung kann man sie am ehesten als Füllung großer Spalten, oder z.T. auch als deren im Pluton nach oben mittransportierte Teilkörper auffassen. Die Basiteinlagerungen zeigen zwar manchmal keine Reaktion mit dem tonalitisches-granodioritischen Hauptgestein und haben weitgehend scharfe Kontakte ausgebildet, im allgemeinen sieht man aber sehr wohl kleinräumige, randliche Reaktionen meist in der Dimension von einigen Dezimetern oder Metern. Seitens der basischen Schmelze gibt es lappige, pillowförmige Ausstülpungen, und bereichsweise zeigen die Basiteinlagerungen am Rand auch eine Assimilation in eine hellere, dioritische Zusammensetzung. Umgekehrt gibt es auch anatektische Ortsbilder im tonalitisches-granodioritischen Bereich mit Kontaminationserscheinungen, sowie mit dem Auftreten von besonders sauren Schmelzanteilen („Neosom“). Das kann bezeichnend sein für solche Positionen im Pluton, in denen zur Zeit der Spaltenbildung ein zumindest bereichsweise noch wenig verfestigter Tonalit durch die intensive Energiezufuhr seitens der großvolumigen basischen Intrusionen am Spaltenrand wieder stärker aufgeschmolzen wurde. Dabei konnten sich überhitzte saure, gering viskose Schmelzen bilden, die als leichtbewegliche Schmelzen von geringer Dichte z.T. auch als Begleitung

von mafischen Schmelzen in höhere Niveaus aufdringen konnten. Es ist durchaus denkbar, daß manche der hiesigen 2M-Gänge die Verlängerung gerade solcher größerer basischer Intrusivmassen (samt saurer Begleitschmelze) nach oben waren.

Die aus den Geländebildern ableitbare natürliche Ordnung führte somit zu einer Modellvorstellung, die mit der neueren rheologischen Betrachtungsweise der Beziehungen zwischen gleichzeitigen mafischen und sauren Magmen durch FERNANDEZ & BARBARIN (1991) recht gut übereinstimmt. Sie paßt damit auch völlig widerspruchsfrei zu dem von diesen beiden Autoren daraus abgeleiteten allgemeinen Entwicklungsmodell.

Das bedeutet aber, daß wir es beim Zillertal-Venediger-Kern auch in dieser Beziehung mit den ganz normalen Verhältnissen und Wechselwirkungen von \pm gleichaltrigen dunklen und hellen Magmen eines kalkalkalischen Plutons zu tun haben, wie sie von den nahen Beispielen Adamello und Bergell in der Fachwelt viel allgemeiner als Muster bekannt sind. Die Besonderheit am Beispiel des ZVK liegt darin, daß es sich dabei aber um keinen gut erhaltenen tertiären, sondern um einen jungpaläozoischen Pluton mit \pm starker alpidischer Überprägung handelt, was die Erforschung des hiesigen Beispiels zwar etwas erschwert, aber vielleicht gerade deshalb nicht weniger anregend macht.

Dank

Für anregende Diskussionen, wertvolle Hinweise und gemeinsame Geländebegehungen danken wir W. ARMING, F. FINGER, M. KRIECH, B. LAMMERER, A. SCHERMAIER, G. SCHERMAIER und H.P. STEYRER.

Finanzielle Unterstützung erfuhren die Geländearbeiten von A. SCHINDLMAYR durch die Geologische Bundesanstalt (Wien).

Literatur

- ARMING, W. (1993): Zur Geologie und Petrographie der dunklen Einschlußmassen im Zentralgneisgebiet des Zillertal-Venediger-Kerns. – Unveröff. Diplomarbeit Inst. f. Geol. u. Pal. Univ. Salzburg, 92 S., 36 Abb., 3 Tab., 3 Taf.
- BAILEY, J.C. (1984): Geochemistry and origin of hornblende-bearing xenoliths in the I-type Petford Granite, north-east Queensland. – *Austral. J. Earth Sci.*, **31**, 7–23, 8 Fig., 8 Tab.
- BARBARIN, B. (1988): Field evidence for successive mixing and mingling between the Piolard Diorite and the Saint-Julien-la-Vetere Monzogranite (Nord-Forez, Massif Central, France). – *Can. J. Earth Sci.*, **25**, 49–59, Ottawa.
- BARBARIN, B. (1991): Enclaves of the Mesozoic calc-alkaline granitoids of the Sierra Nevada Batholith, California. – In: DIDIER, J. & BARBARIN, B. (eds.): Enclaves and Granite Petrology. – *Developments in Petrology*, **13**, 135–153, 6 Fig., Amsterdam (Elsevier).
- BARBARIN, B. & DIDIER, J. (1991): Macroscopic features of mafic microgranular enclaves. In: DIDIER, J. & BARBARIN, B. (eds.): Enclaves and Granite Petrology. – *Developments in Petrology*, **13**, 253–262, 4 Fig., Amsterdam (Elsevier).
- BECKE, F. (1903): Westende der Hohen Tauern (Zillertal). – *Exkursionsführer 9. Int. Geol. Kongreß 1903*, **8**, 1–41, 7 Fig., Wien.
- BERTHELSEN, A. (1972): Analysen orogener und kratonischer Strukturen aus der Tiefenzone. – *Geol. Rundsch.*, **61**, 34–44, 6 Abb., Stuttgart.
- BLAKE, D.H., ELWELL, R.W.D., GIBSON, J.L., SKELHORN, R.R. & WALKER, G.P.L. (1965): Some relationships resulting from intimate association of acid and basic magmas. – *Quart. J. geol. Soc. Lond.*, **121**, 31–49, 2 Fig., 4 Taf., London.
- BLUNDY, J.D. & SPARKS, R.S.J. (1992): Petrogenesis of Mafic Inclusions in Granitoids of the Adamello Massif, Italy. – *J. Petrology*, **33**, 5, 1039–1104, 16 Fig., 7 Tab., Oxford.
- CASTRO, A., MORENO-VENTAS, I. & DE LA ROSA, J.D. (1991): Multistage crystallization of tonalitic enclaves in granitoid rocks (Hercynian belt, Spain): implications for magma mixing. – *Geol. Rundsch.*, **80**, 1, 109–120, 10 Fig., 2 Tab., Stuttgart.

- CHRISTA, E. (1931): Das Gebiet des Oberen Zemmgrundes in den Zillertaler Alpen. – *Jb. Geol. B.-A.*, **81**, 533–635, 3 Fig., 15 Taf., Wien.
- CHRISTA, E. (1934): Das Greiner-Schwarzensteingebiet der Zillertaler Alpen in geologisch-petrographischer Betrachtung. – *Veröff. Mus. Ferdinandeum*, **13**, Innsbruck.
- DAL PIAZ, GB. & BIANCHI, A. (1934): Monografia geologico-petrografica sull'Alto Adige orientale e regione limitrofe. – *Mem. Ist. Geol. R. Univ. Padova*, **10**, 485 S., 92 Fig., 29 Taf., Roma.
- DE VECCHI, G.P. & MEZZACASA, G. (1986): The pennine basement and cover units in the Mesule Group (south-western Tauern Window). – *Mem. Ist. Geol. Univ. Padova*, **38**, 365–392, 13 Fig., 9 Tab., Padova.
- DIAS, G. & LETERRIER, J. (1994): The genesis of felsic-mafic plutonic associations: a Sr and Nd isotopic study of the Hercynian Braga Granitoid Massif (Northern Portugal). – *Lithos*, **32**, 207–223, 10 Fig., 5 Tab., Amsterdam.
- DIDIER, J. (1987): Contribution of enclave studies to the understanding of origin and evolution of granitic magmas. – *Geol. Rundsch.*, **76**, 1, 41–50, 5 Fig., 2 Tab., Stuttgart.
- DIDIER, J. & BARBARIN, B. (1991a): Enclaves and Granite Petrology. – *Developments in Petrology*, **13**, 625 S., Amsterdam (Elsevier).
- DIDIER, J. & BARBARIN, B. (1991b): The different types of enclaves in granites – Nomenclature. In: DIDIER, J. & BARBARIN, B. (eds.): *Enclaves and Granite Petrology*. – *Developments in Petrology*, **13**, 19–23, 1 Tab., Amsterdam (Elsevier).
- DIETHELM, K.H. (1985): Hornblendite und Gabbros im östlichen Bergell (Val Sissone, Provinz Sondrio, Italien). – *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **65**, 223–246, 9 Fig., 1 Tab., Zürich.
- DIETHELM, K.H. (1990): Synintrusive basische Gänge und „endogene“ Xenolithe: Magma-Mingling in der Bergeller Intrusion. – *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **70**, 247–264, 18 Abb., 3 Tab., Zürich.
- DÖLZLMÜLLER, H., FINGER, F. & SCHERMAIER, A. (1989): Die Ausbildung der Zirkone im Granitgneis des Hohen Sonnblicks (Penninikum, Ostalpen) und ihre Aussage zur Gesteinsgenese. – *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, **81**, 33–45, 5 Abb., Wien.
- DUCHESNE, J.C., ROELANDTS, I., DEMAÏFFE, D., HERTOGEN, J., GIJBELS, R. & DE WINTER, J. (1974): Rare-earth data on monzonitic rocks related to anorthositic and their bearing on the nature of the parental magma of the anorthositic series. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **24**, 325–335, 3 Fig., 5 Tab., Amsterdam.
- EBERZ, G.W. & NICHOLLS, I.A. (1988): Microgranitoid enclaves from the Swifts Creek Pluton, SE-Australia: Textural and physical constraints on the nature of magma mingling process in the plutonic environment. – *Geol. Rundsch.*, **77**, 713–736, 7 Fig., 1 Tab., Stuttgart.
- FERNANDEZ, A.N. & BARBARIN, B. (1991): Relative rheology of coeval mafic and felsic magmas: Nature of resulting interaction process. Shape and mineral fabrics of mafic microgranular enclaves. – In: DIDIER, J. & BARBARIN, B. (eds.): *Enclaves and Granite Petrology*. – *Developments in Petrology*, **13**, 263–275, 6 Fig., Amsterdam (Elsevier).
- FINGER, F., FRASL, G., HAUNSCHMID, B., LETTNER, H., SCHERMAIER, A., QUADT, A., SCHINDLMAYR, A.O., STEYRER, H.P. (1993): The Zentralgneise of the Tauern Window (Eastern Alps) – insight into an intra-Alpine Variscan batholith. – In: VON RAUMER, J.F. & NEUBAUER, F. (eds.): *Pre-Mesozoic Geology in the Alps*, 375–391, 8 Fig., 2 Tab., Berlin (Springer).
- FISCHER, G. (1959): Der Bau des Vorderen Bayerischen Waldes. – *Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver.*, **41**, 1–22, 4 Abb., 3 Taf., Stuttgart.
- FRASL, G. (1963): Die mikroskopische Untersuchung der akzessorischen Zirkone als eine Routinearbeit des Kristallingeologen. – *Jb. Geol. B.-A.*, **106**, 405–428, 8 Abb., Wien.
- GANSSE, A. & GYR, T. (1964): Über Xenolithschwärme aus dem Bergeller Massiv und Probleme der Intrusion. – *Eclogae geol. Helv.*, **57**, 577–598, 16 Fig., 1 Tab., Basel.
- GOTTFRIED, C. (1932): Über endogene basische Einschlüsse in sauren Tiefengesteinen. I. Die basischen Einschlüsse im Tonalit des Adamello. – *Chemie der Erde*, **7**, 586–593, 1 Abb., 2 Tab., Jena.
- HAUNSCHMID, B. (1993): Zentralgneisgenerationen im östlichen Tauernfenster – Geologie, Petrographie, Zirkontypologie, Geochemie. – Unveröff. Dissertation Inst. f. Geol. u. Pal. Univ. Salzburg, 159 S., 79 Abb., 9 Tab., 19 Taf., Salzburg.
- HAUSER, A. & ZURBRIGGEN, R. (1992): Geology of the crystalline basement of the Hadbin area (Salalah area, Dhofar, Sultanate of Oman). – Unveröff. Lizenziatsarbeit, Univ. Bern, 262 S.

- HIBBARD, M.J. (1981): The magma mixing origin of mantled feldspars. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **76**, 158–170, 9 Fig., 1 Tab., Heidelberg.
- HOLDEN, P., HALLIDAY, A.N. & STEPHENS, W.E. (1987): Microdiorite enclaves: Nd and Sr isotopes evidence for a mantle input to granitoid production. – *Nature*, **330**, 53–56, 3 Fig., 1 Tab., London.
- HOLMES, A. (1931): The problem of the association of acid and basic rocks in central complexes. – *Geol. Mag.*, **68**, 241–255, Cambridge.
- HUPPERT, H.E., SPARKS, R.S.J. & TURNER, J.S. (1984): Some effects of viscosity on the dynamics of replenished magma chamber. – *J. Geophys. Res.*, **89**, 6857–6877.
- KARL, F. (1959): Vergleichende petrographische Studien an den Tonalitgraniten der Hohen Tauern und den Tonalit-Graniten einiger periadriatischer Intrusivmassive. – *Jb. Geol. B.-A.*, **102**, 1–192, 48 Abb., 3 Taf., Wien.
- KARL, F. (1964): Zur Vergleichbarkeit der magmatischen Gesteine aus dem Adamello mit den Tonalitgraniten aus den Hohen Tauern. – *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, **9**, 7–38, 15 Abb., 2 Tab., Wien.
- KARL, F. (1966): Über die Zusammensetzung, Entstehung und gesteinsystematische Stellung tonalitisch-granitischer Gesteine. – *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, **11**, 413–438, 12 Abb., Wien.
- KARL, F. & SCHMIDEGG, O. (1964): Exkursion I/1 Hohe Tauern, Großvenedigerbereich. – *Mitt. geol. Ges.*, **57**, 1, 1–15, 1 Abb., 1 Taf., Wien.
- LAMMERER, B. (1975): Geologische Wanderungen in den westlichen Zillertaler Alpen. – *Alpenvereins-Jb.*, **100**, 13–25, 6 Abb., Innsbruck.
- LAMMERER, B. (1986): Das Autochthon im westlichen Tauernfenster. – *Jb. Geol. B.-A.*, **129**, 1, 51–67, 13 Abb., Wien.
- LAMMERER, B., FRUTH, I., KLEMM, D.D., PROSSER, E. & WEBER-DIFFENBACH, K. (1976): Geologische und geochemische Untersuchungen im Zentralgneis und in der Greiner Schieferserie (Zillertaler Alpen, Tirol). – *Geol. Rundsch.*, **65**, 436–459, 9 Abb., 3 Tab., Stuttgart.
- LORENC, M.W. (1990): Magmatic mafic enclaves in granitoids of northern Sierra de Paiman, Argentina. – *Geol. J.*, **25**, 405–412, 4 Fig.
- MICHAEL, P.J. (1991): Intrusion of basaltic magma into a crystallizing granitic magma chamber: The Cordillera del Paine pluton in southern Chile. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **108**, 396–418, 13 Fig., 4 Tab., Heidelberg.
- NEUMAYR, P., STADLMANN, T. & STEJSKAL, C. (1990): Bericht 1989 über geologische Aufnahmen auf Blatt 150, Mayrhofen. – *Jb. Geol. B.-A.*, **133**, 3, 471–473, Wien.
- PALIVCOVA, M. (1982): Petrogenetic significance of textural development of basic rocks in the Southern Adamello Massif (Mte Matteoni, Mte Cadino), Italy. – In: DRESCHER-KADEN, F.K. & AUGUSTITHIS, S.S. (eds): *Transformist's Petrology*. – Theophrastus Publ., 149–175, 14 Fig., Athens.
- POLI, G.E. & TOMMASINI, S. (1991): Model for the Origin and Significance of Microgranular Enclaves in Calc-alkaline Granitoids. – *J. Petrology*, **32**, 3, 657–666, 4 Fig., Oxford.
- PROSSER, E. (1975): Petrographisch-geochemische Untersuchungen im Zillertaler Zentralgneiskern. Ein Beitrag zum Zentralgneisproblem der westlichen Hohen Tauern. – Unveröff. Dissertation Univ. München, 82 S., 9 Fig., 6 Tab.
- PUPIN, J.P. (1980): Zircon and granite petrology. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **73**, 207–220, 11 Fig., 1 Tab., Heidelberg.
- RATSCHBACHER, L. & FRISCH, W. (1993): Palinspastic Reconstruction of the Pre-Triassic Basement Units in the Alps: The Eastern Alps. – In: VON RAUMER, J.F. & NEUBAUER, F. (eds): *Pre-Mesozoic Geology in the Alps*, 41–51, 6 Fig., Berlin (Springer).
- REID, J.B., JR., EVANS, O.C. & FATES, D.G. (1983): Magma mixing in granitic rocks of the central Sierra Nevada, California. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **66**, 243–261, 11 Fig., 3 Tab., Amsterdam.
- REISSINGER, M. (1971): Teil I: Geologische Kartierung des Gebietes südlich der Berliner Hütte (Oberer Zemmgrund, Zillertaler Alpen, Tirol); Teil II: Geochemische Untersuchungen an den magmatischen Gesteinen des „Oberer Zemmgrund“ und ihren basischen Einschlüssen (Zillertaler Alpen, Tirol). – Unveröff. Diplomarbeit Univ. München, 91 S.
- SALOMON, W. (1910): Die Adamellogruppe, ein alpinen Zentralmassiv, und seine Bedeutung für die Gebirgsbildung und unsere Kenntnis von dem Mechanismus der Intrusionen. II Teil: Quartär, Intrusionen. – *Abh. k. k. geol. R.-A.*, **21**, 2, 435–603, Wien.
- SCHERMAIER, A. (1992): Bericht 1991 über geologische Aufnahmen in den Zentralgneisen auf Blatt 150,

- Zell/Ziller. – Jb. Geol. B.-A., **135**, 3, 746–750, Wien.
- SCHERMAIER, A. (1993): Gliederung der Zentralgneise im mittleren und westlichen Tauernfenster – Geologie, Petrographie, Zirkontypologie, Geochemie. – Unveröff. Dissertation Inst. f. Geol. u. Pal. Univ. Salzburg, 175 S., 67 Abb., 12 Tab.
- SCHERMAIER, A., HAUNSCHMID, B., SCHUBERT, G., FRASL, G. & FINGER, F. (1992): Diskriminierung von S-Typ und I-Typ Graniten auf der Basis zirkontypologischer Untersuchungen. – Frankfurter Geowiss. Arb., Serie A, **11**, 149–153, 2 Abb.
- SCHINDLMAYR, A. (1993): Geologisch-petrographische Untersuchungen im Zentralgneisgebiet des westlichen Zillertal-Venediger-Kerns (Oberer Zemmgrund, Zillertaler Alpen). – Unveröff. Diplomarbeit Inst. f. Geol. u. Pal. Univ. Salzburg, 153 S., 56 Abb., 2 Tab., 9 Taf.
- SCHINDLMAYR, A. & ARMING, W. (1991): Bericht 1990 über geologische Aufnahmen auf Blatt 150, Zell am Ziller. – Jb. Geol. B.-A., **134**, 3, 520–521, Wien.
- SPARKS, R.S.J. & MARSHALL, L.A. (1986): Thermal and mechanical constraints on mixing between mafic and silicic magmas. – J. Volcanol. Geotherm. Res., **29**, 99–124, 13 Fig., 1 Tab., Amsterdam.
- STRECKEISEN, A.L. (1974): Classification and Nomenclature of Plutonic Rocks. – Geol. Rundsch., **63**, 773–786, 6 Fig., 1 Tab., Stuttgart.
- TAYLOR, S.R., VOGEL, T.A. & WILBAND, J.T. (1980): The composite dikes at Mount Desert Island, Maine: an example of coexisting acid and basic magmas. – J. Geol., **88**, 433–444, 4 Fig., 4 Tab., Chicago.
- VERNON, R.H. (1983): Restite, xenoliths and microgranitoid enclaves in granites. – J. Proc. R. Soc. N.S.W., **116**, 77–103.
- VERNON, R.H. (1991): Interpretation of microstructures of microgranitoid enclaves. – In: DIDIER, J. & BARBARIN, B. (eds.): Enclaves and Granite Petrology. – Developments in Petrology, **13**, 277–291, 11 Fig., Amsterdam (Elsevier).
- VERNON, R.H., ETHERIDGE, M.A. & WALL, V.J. (1988): Shape and microstructure of microgranitoid enclaves: indicators of magma mingling and flow. – Lithos, **22**, 1–11, 9 Fig., Amsterdam.
- WEBER, J. (1957): Petrographische und geologische Untersuchung des Tonalitzuges von Melirolo-Sorico zwischen Tessental und Comersee. – Schweiz. Min. Petr. Mitt., **37**, 267–397, 35 Fig., 2 Tab., 7 Taf., Zürich.
- WIEBE, R.A. (1973): Relations between coexisting basaltic and granitic magmas in a composite dike. – Am. J. Sci., **273**, 130–151, 11 Fig., 4 Tab., New Haven.
- WIEBE, R.A. (1988): Structural and Magmatic Evolution of a Magma Chamber: The Newark Island Layered Intrusion, Nain, Labrador. – J. Petrology, **29**, 2, 383–411, 20 Fig., 3 Tab., Oxford.
- WIEBE, R.A. (1991): Commingling of contrasted magmas and generation of mafic enclaves in granitic rocks. – In: DIDIER, J. & BARBARIN, B. (eds.): Enclaves and Granite Petrology. – Developments in Petrology, **13**, 393–402, 7 Fig., Amsterdam (Elsevier).
- WYSS, M. (1993): Der Migmatitgürtel am Nordrand des Zillertalkerns der Tauern-Zentralgneise: eine typische intrusive Randzone. – Schweiz. Min. Petr. Mitt., **73**, 435–454, 14 Abb., 3 Tab., Zürich.

Anschrift der Verfasser:

Univ.-Prof. Dr. Günther Frasl, Mag. Andreas Schindlmayr, Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Salzburg, Hellbrunner Straße 34, A-5020 Salzburg, Austria.

Manuskript eingegangen: 7. November 1994