

Der Migmatitgürtel am Nordrand des Zillertalkerns der Tauern-Zentralgneise : eine typische intrusive Randzone = The migmatite belt at the northern boundary of the Tillertal core of the Tauern Zentralgneisses : a typical intrusive margin

Autor(en): **Wyss, Martin**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen
= Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie**

Band (Jahr): **73 (1993)**

Heft 3

PDF erstellt am: **21.07.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-55586>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Der Migmatitgürtel am Nordrand des Zillertalkerns der Tauern-Zentralgneise: eine typische intrusive Randzone

The migmatite belt at the northern boundary of the Zillertal core of the Tauern Zentralgneisses: a typical intrusive margin

von Martin Wyss^{1,2}

Abstract

The northern boundary of the Zillertal core of the intrusive Tauern Zentralgneis towards its host rocks is partly formed by a very inhomogeneous zone of magmatic rocks, which have been interpreted up to now as migmatitic. It can be shown by means of field petrography, bulk rock- and mineral chemistry, that this zone has been generated by mingling processes between strongly- and weakly differentiated magmas and strong magma convection, which took place in deeply situated parts of the multiphase intrusions towards the end of their activity. Together with swarms of basic endoxenolites, huge complexes of basic to ultrabasic cumulates and combined dykes in the central part of the Zentralgneis, this marginal zone shows the complex activities of the calcalkaline intrusions in the eastern Tauern Window.

Keywords: calcalkaline intrusion, magma mingling, field petrography, rock chemistry, xenolites, Tauern Window, Zillertal, Austria.

Einleitung

Auf Gletscherschiffen im Hornkeesvorfeld südlich der Berlinerhütte (Abb. 1, 2) in den Zillertaler Alpen, im Bereich des Kontaktes zwischen den intrusiven Zentralgneisen des Tauernfensters (Zillertalkern) und deren Rahmengesteinen, ist eine Zone sehr inhomogener, schlieriger bis brekziöser metagranitoider bis metahornblenditischer Gesteine aufgeschlossen (Abb. 3 bis 7). Diese wurden zusammen mit weiteren, über die Umgebung der Berlinerhütte hinausgehenden Vorkommen ähnlicher Gesteine von LAMMERER (1976 und 1986) sowie von SATIR und MORTEANI (1982) als Migmatite bezeichnet. Die oben genannten Autoren weisen diese Gesteine aufgrund ihrer zumindest teilweise beobachtbaren scharfen Abgrenzung zu den Zentralgneisen den Rahmengesteinen zu. SATIR und MORTEANI (1982) bestimmten das Alter der Migmatite in der Umge-

bung der Berlinerhütte mit einer Rb/Sr-Isochrone auf 283 ± 28 m.y., womit sie dem Höhepunkt der variskischen Metamorphoseentwicklung zugeordnet werden konnten. Die Intrusiva der Zentralgneise hingegen werden von den oben genannten Autoren auf der Grundlage von LAMBERT (1964); JÄGER et al. (1969) und SATIR (1975) auf 250 my festgelegt. Somit können die Migmatite als Produkt einer grossräumigen, partiellen, eventuell sogar mehrphasigen Aufschmelzung (Migmatitisierung) verstanden werden, die vor oder während der variskischen Intrusion der Zentralgneise in deren späteren Rahmengesteinen aufgrund einer hochgradigen Regionalmetamorphose stattfand.

Im Rahmen einer Diplomarbeit (Wyss, 1991) im Gebiet des hinteren Zemmgrundes wurden die Gesteine der inhomogenen Zone südlich der Berlinerhütte einer Neubeurteilung unterzogen. Aufgrund von Feldbeobachtungen sowie von

¹ Departement für Erdwissenschaften, Institut für Mineralogie und Petrographie, ETH-Zentrum, CH-8092 Zürich.

² Jetzige Adresse: Institut de Minéralogie et Pétrographie, Université de Lausanne, BFSH 2, CH-1015 Lausanne.

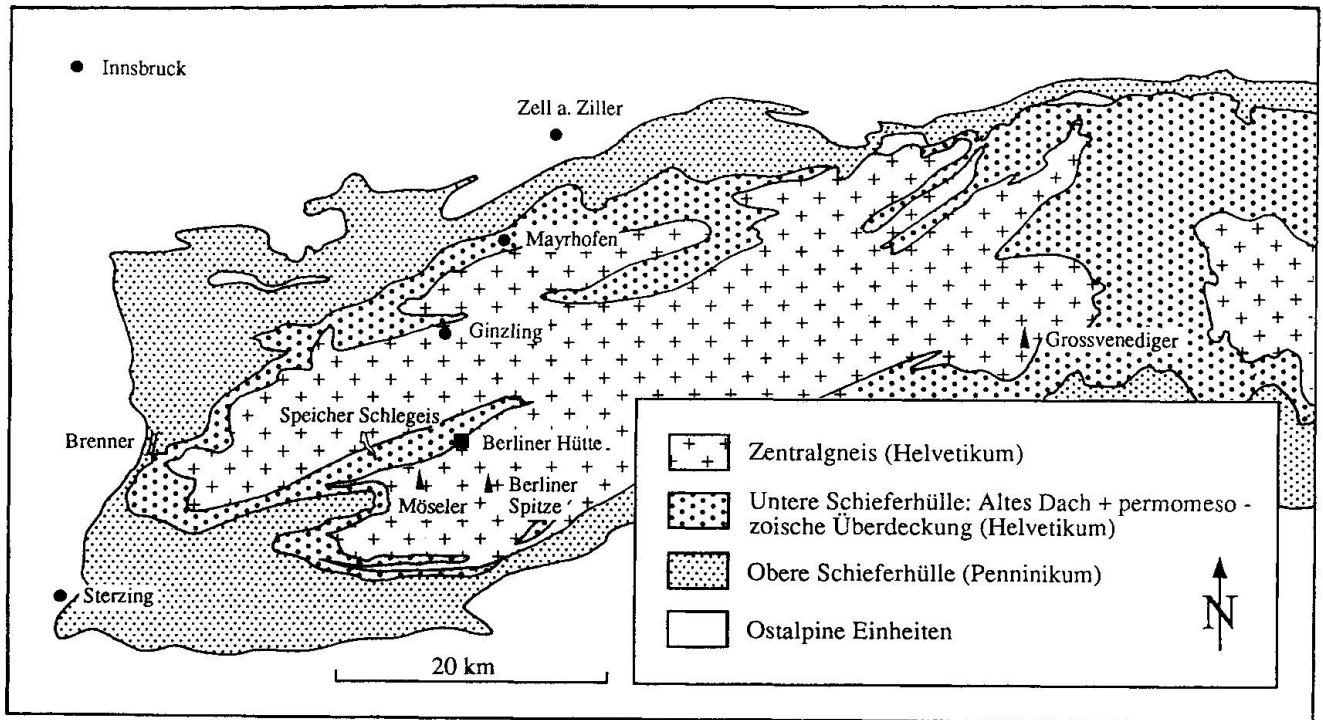


Abb. 1 Tektonische Karte des westlichen Tauernfensters.

Vergleichen ihrer Mineral- und Gesamtgesteinschemie mit den seit langem als intrusiv erkannten Lithologien des Zillertalkerns der Zentralgneise (im folgenden nur noch Zentralgneise genannt) kann gezeigt werden, dass diese Gesteine nicht den Rahmengesteinen zugeordnet werden dürfen: Sie sind ein Teil der *Randzone* der Intrusion, die sich durch grosse Inhomogenität sowie durch das Auftreten von magmatischen Fließstrukturen und von Mischgesteinen zwischen hoch- und tiefdifferenzierten Magmen auszeichnet. Dies deutet auf eine komplexe Mehrphasigkeit der magmatischen Ereignisse in den Zentralgneisen hin.

In engem Zusammenhang mit dieser Mehrphasigkeit stehen auch zahlreiche basische Xenolithe, welche in den Granodioriten, Tonaliten und Monzograniten auftreten, sowie die bis zu einigen 1000 m³ grossen mafischen bis ultramafischen Körper im Bereich der Hornspitzen und die im ganzen Gebiet der Zentralgneise auftretenden Brekziengänge (Gänge aus eckigen bis gerundeten basischen Komponenten, die in aplitischer Matrix liegen). Sowohl für die mafisch-ultramafischen Körper wie auch für die Xenolithe und die Brekziengänge kann, im Gegensatz zu LAMMERER (1986), gezeigt werden, dass sie relativ zu den Zentralgneisen endogenen magmatischen Ursprungs sind, denn gerade Xenolithe und mafisch-ultramafische Körper gehören zu den eindrucklichsten megaskopischen Indizien für Intrusivprozesse.

Geologische Übersicht

Die variskischen Intrusiva der Zentralgneise (Abb. 1 und 2) bilden die tiefste tektonische Einheit des Tauernfensters. Sie spalten sich an dessen westlichem Ende in zwei Kerne auf, die durch eine Serie von präintrusiven Rahmengesteinen und deren permomesozoischer Überdeckung voneinander getrennt sind. Währenddem der nördlich liegende Tuxerkern aus monotonen Augen-Flasergneisen aufgebaut ist, findet sich im südlich liegenden Zillertalkern die für mehrphasige I-Typ-Plutone typische Suite basischer bis saurer Intrusivgesteine. Es treten hauptsächlich Granodiorite sowie untergeordnet Tonalite, Diorite, Monzogranite, Leukogranite und basisch-ultrabasische Magmatika in Form von plagioklas- und biotitführenden Chlorit-Amphibolfelsen auf. Die Rahmengesteine der Zentralgneis-Plutone, oft als «altes Dach» bezeichnet, sind nur noch in rudimentärer Form vorhanden; sie werden im hinteren Zemmgrund durch die Greinerformation (LAMMERER, 1986) repräsentiert (Abb. 2), welche vor allem aus Serpentiniten, Metabasiten, Graphit-Biotitschiefern und Zweiglimmergneisen in Wechsellagerung aufgebaut ist. Der Intrusivkontakt des Zillertalkerns zu seinen Rahmengesteinen ist im Gebiet des Hinteren Zemmgrundes tektonisch überprägt, so dass er oft nur mit Mühe lokalisiert werden kann. Im Zentrum des westlichen Tauernfensters tritt als höchste alpine

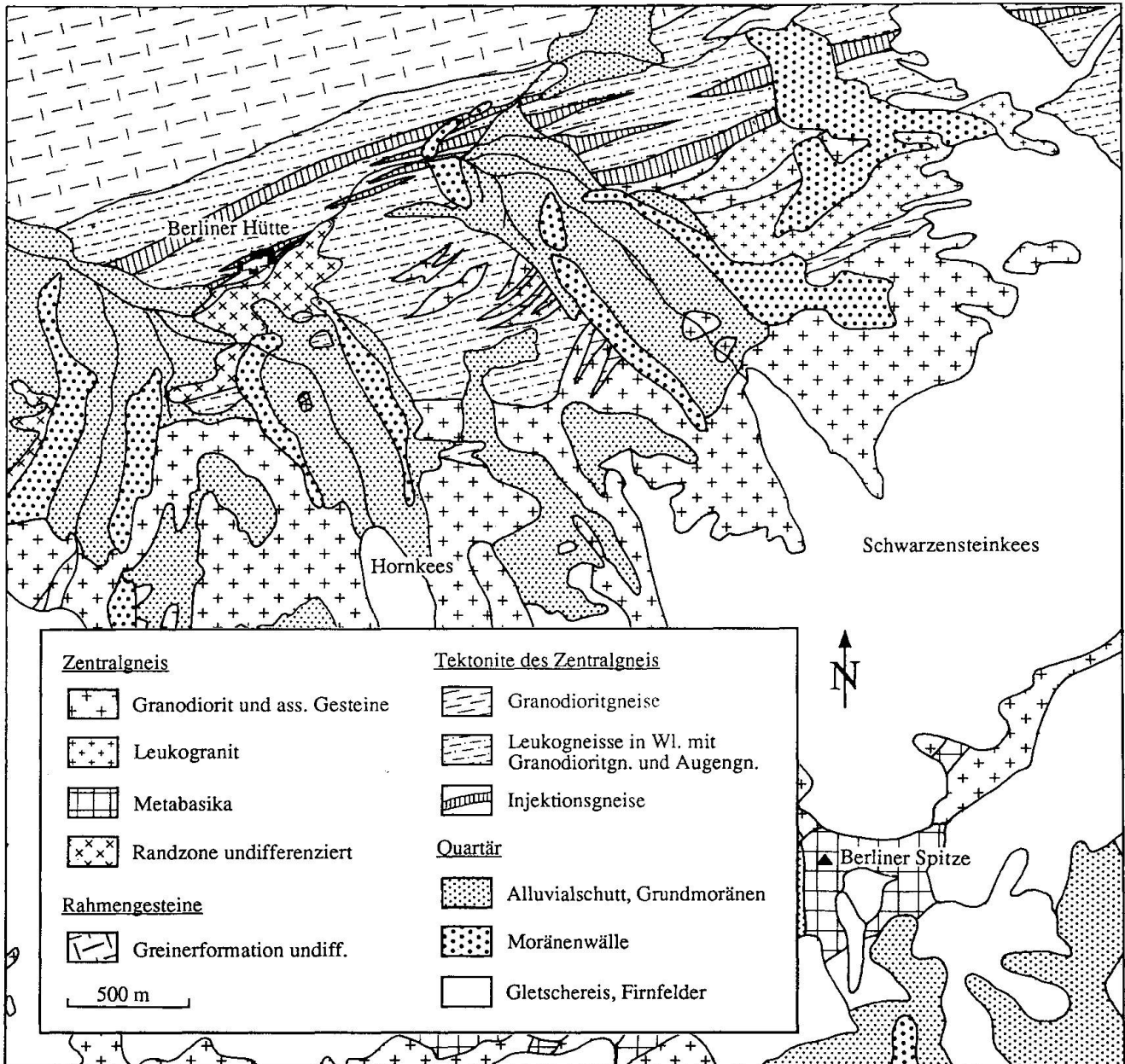


Abb. 2 Geologische Karte des hinteren Zemmgrundes, modifiziert nach LAMMERER (1975).

Metamorphosestufe eine Amphibolitfazies mit retrograder grünschieferfazieller Überprägung auf.

In den folgenden Abschnitten werden die Zentralgneise in die zentrale Zone (Granodiorite und assoziierte Gesteine) und die inhomogene Randzone aufgeteilt.

Zentrale Zone

Zunächst wird die Auswirkung metasomatischer Überprägung auf die Gesteine diskutiert, um nachfolgend primärmagmatische Entwicklungen

ohne die Gefahr von Fehlinterpretationen wegen sekundärer metasomatischer Beeinflussungen erkennen zu können. Metasomatische Überprägungen können geochemisch mit Hilfe der besonders mobilen LIL-Elemente (K, Rb, Ba, Sr, Cs) erkannt werden. Diese grossen, schwach geladenen Kationen verhalten sich mit Ausnahme von Sr im allgemeinen inkompatibel, werden also mit zunehmender Differentiation angereichert. In Diagrammen LILE vs. Differentiationsindex X_{Mg} ist nach DIETHELM (1989, 1990) für metasomatisch unbeeinflusste kalkalkalische Gesteine eine flache, mit steigender Differenzierung monoton ansteigende Kurve zu erwarten. Dies ist mit Aus-

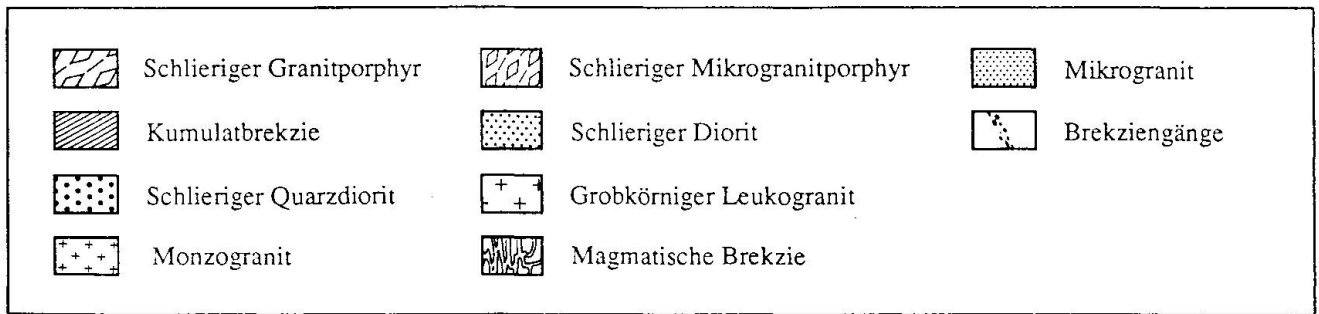
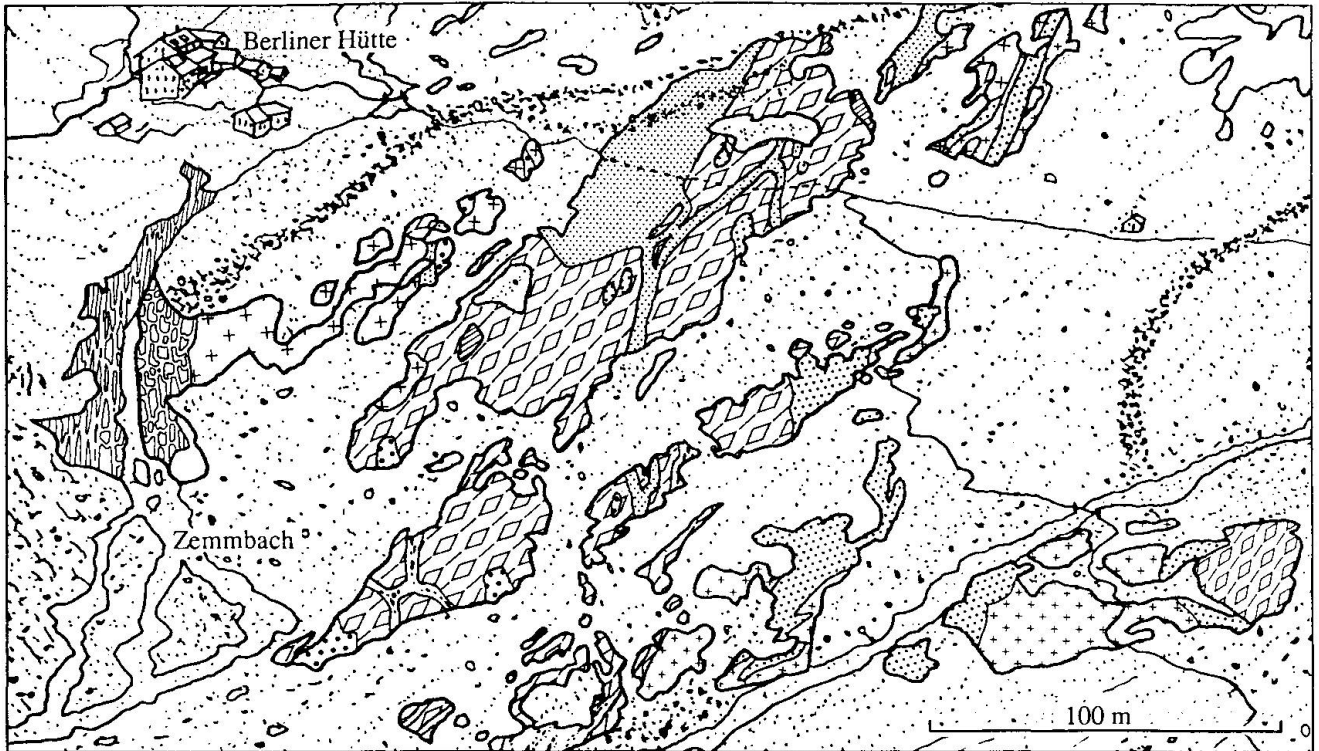


Abb. 3 Aufschluss-Skizze der Gletscherschliffe im Vorfeld des Hornkees, südlich der Berlinerhütte.

nahme einiger weniger aberranter Punkte für die zentralen Magmatika der Zentralgneise erfüllt (siehe stellvertretend das Diagramm K_2O vs. X_{Mg} ; Abb. 8). Die Frühdifferentiate (plagioklas- und biotitführende Chlorit-Amphibolfelse) enthalten sekundären Biotit. Da sich bei einer metasomatischen Überprägung nicht alle LIL-Elemente gleich verhalten, spricht auch die gute Korrelation von Rb und K_2O gegen eine metasomatische Überprägung. Es muss angenommen werden, dass die relativ porösen Kumulatgesteine von den sie umgebenden, K_2O -reichen, nachfolgenden höherdifferenzierten Schmelzen magmatisch kontaminiert wurden.

Im AFM-Dreieck ($Na_2O + K_2O - FeO_{total} - MgO$; Abb. 9) folgen die zentralen Gesteine der Zentralgneise einem kalkalkalischen Differentia-

tionstrend. Zwischen der Gruppe der Spätdifferentiate (Granodiorite und Monzogranite; nach STRECKEISEN, 1967) und den Frühdifferentiaten (plagioklas- und biotitführende Chlorit-Amphibolfelse) liegt eine deutliche Differentiationslücke, die nur von Tonaliten überbrückt wird. Ein ähnliches Bild ergibt sich auch aus Diagrammen X_{Mg} vs. SiO_2 , X_{Mg} vs. FeO_{tot} , X_{Mg} vs. Al_2O_3 , X_{Mg} vs. Ni, MgO vs. FeO_{tot} , Al_2O_3 vs. SiO_2 und Al_2O_3 vs. Na_2O/CaO , die im folgenden durch die Diagramme X_{Mg} vs. Ni und X_{Mg} vs. FeO_{tot} (Abb. 10 und 11) vertreten sind. Es kann nicht mit Sicherheit entschieden werden, ob diese Differentiationslücke dem tatsächlichen Differentiationssprung zwischen den Frühdifferentiaten und den Spätdifferentiaten entspricht oder ob ein zu enges Probenpektrum für die Grösse der Lücke verantwortlich ist.

Die Zugehörigkeit der Frühdifferentiate zu den Magmatika der Zentralgneise wird im besonderen von LAMMERER (1986) in Frage gestellt. Er schlägt vor, diese Gesteine entweder als Gabbroxenolithe aus dem alten Dach zu betrachten (da ähnliche Metagabbros auch in der Habachserie auftreten, welche das östliche Analogon der Greinerformation darstellen) oder aber sie als Amphibolitxenolithe unbekanntes Ursprungs zu interpretieren, welche in der Schmelze eine weitgehende Umwandlung erfahren haben. Letztere Möglichkeit, von LAMMERER (1986) als die wahrscheinlichere betrachtet, kann aufgrund mikroskopischer Beobachtungen zumindest für die von mir untersuchten Gesteine verworfen werden: Die Aktinolithe weisen Kerne aus Rutilnadeln auf, welche darauf hindeuten, dass die Aktinolithkristalle als metamorphe Reaktionsprodukte Ti-reicher magmatischer Hornblendes angesehen werden müssen. In den Frühdifferentiaten weisen X_{Mg} vs. Ni, X_{Mg} vs. FeO_{tot} (Abb. 10 und 11) sowie X_{Mg} vs. SiO_2 und X_{Mg} vs. Al_2O_3 steile Trends auf, welche auf eine Entstehung als Kumulatgesteine hinweisen: Bei wenig zunehmendem Differentiationsgrad nehmen die SiO_2 - und Al_2O_3 -Gehalte drastisch zu, währenddem die Ni- und FeO_{tot} -Gehalte abnehmen. Obschon in den plagioklas- und biotitführenden Chlorit-Amphibolfelsen keine Relikte von Olivin zu sehen sind, weist die Ni-Differentiation auf eine primärmagmatische Olivinkristallisation hin. DIETHELM (1989) erhält für Kumulatgesteine der Bergeller Intrusion jeweils vollständig von X_{Mg} unabhängige «senkrechte» Trends, also keine Zunahme von X_{Mg} trotz drastischer Abnahme von Ni und FeO respektive Zunahme von SiO_2 und Al_2O_3 . Den Frühdifferentiaten der Zentralgneise ist also entweder eine geringe Differentiationskomponente überlagert, oder aber die Zunahme des Differentiationsindex weist auf verschieden starke interstitielle Kontaminationen der porösen Kumulate mit den umgebenden, höher differenzierten Schmelzen hin.

Die Monzogranite und Granodiorite zeigen die für Spätdifferentiate typische Abnahme an Al_2O_3 und FeO_{tot} mit zunehmendem Differentiationsgrad sowie eine Zunahme an SiO_2 .

GANGGESTEINE UND ENDOXENOLITHE

Die andesitischen Gänge im hinteren Zemmgrund bestehen aus einem feinkörnigen Gemenge von Quarz, Plagioklas und Biotit; es können zusätzlich bis zu 20% hastingsitische Hornblende (EMS-Analyse, siehe Anhang) auftreten. Sowohl die Endoxenolithe wie auch die Komponenten

der Brekziengänge sind massiv und feinkörnig und weisen denselben Mineralbestand und auch dieselben Variationen in bezug auf das Auftreten von Hastingsiten auf wie die andesitischen Gänge.

Die Endoxenolithe liegen chemisch durchwegs in dem der höher differenzierten Seite zugewandten Umfeld der andesitischen Gänge. Die Proben weisen bei ungefähr gleichem Differentiationsgrad unterschiedliche Gehalte an FeO_{tot} und SiO_2 auf; dies muss auf unterschiedlich starke Kontamination mit den umgebenden granodioritischen bis monzogranitischen Schmelzen zurückgeführt werden. Die petrographische und chemische Ähnlichkeit der Endoxenolithe mit den andesitischen Gängen und vor allem das Auftreten von hastingsitischen Hornblendes, die nur aus magmatischen Gesteinen bekannt sind, lassen die Interpretation von LAMMERER (1986), der die gerundeten Endoxenolithe mit fließenden Übergängen aus eckigen, foliierten Exoxenolithen aus den Rahmengesteinen (Metabasika) bei gleichzeitiger Kontamination durch Schmelze entstehen lässt, als zweifelhaft erscheinen. Die geringe Verteilungsdichte der Exoxenolithe am Rand des Plutons kann das häufige Auftreten der gerundeten Endoxenolithe im dessen Innern nicht rechtfertigen. Exo- und Endoxenolithe treten zum Teil gemischt auf, ein fließender Übergang kann aber nirgends beobachtet werden. Die Endoxenolithe treten sowohl in dichten Schwärmen wie auch in lockeren Gruppen oder sogar einzeln auf (Abb. 12a). Dies erlaubt eine Interpretation der Xenolithe im Sinne von HILL (1984) und DIETHELM (1989, 1990), der in seiner Arbeit anhand von Feldbeobachtungen an der alpinen Bergeller Intrusion beschreibt, wie basische Gänge beim Eindringen in ungenügend verfestigte Plutone zuerst zu Xenolithschwärmen, später zu einzelnen Xenolithen aufbrechen (Abb. 12b).

In ähnlichem Sinne interpretiert LAMMERER (1986) auch die Brekziengänge: Es handelt sich danach um Aplitgänge, welche basische Bruchstücke aus dem Dach der Intrusion mitführen, wobei die Bruchstücke den Randbereich des Aplites beim Einströmen meiden, weil er entweder bereits verfestigt ist oder weil sich die Xenolithe aus Strömungsgründen automatisch im Zentrum des Ganges konzentrieren (BHATTACHARCHI und SMITH, 1964). Der grösste Teil der Komponenten der Brekziengänge weisen in ihrer Chemie einen etwas tieferen Differentiationsgrad auf als die andesitischen Gänge. Sie bilden zwei Gruppen, deren eine in nächster Nähe zu einem Endoxenolithen liegt, was auch in diesem Falle die nahe Verwandtschaft mit den andesitischen Gängen aufzeigt.

Die Gesamtgesteins- und die Mineralchemie lassen keine Zweifel am magmatischen Ursprung der Komponenten der Brekziengänge. Die chemische und die petrographische Ähnlichkeit der Aplite und der Matrix der Brekziengänge einerseits sowie der andesitischen Gänge und der Komponenten der Brekziengänge andererseits legen die Vermutung nahe, dass die Brekziengänge eine Kombination aus basischen Gängen und Apliten sind. Offenbar benutzten gewisse Aplite dieselben Gangsysteme wie basische Gänge, wodurch diese in teilweise oder ganz erstarrtem Zustand in faust- bis kopfgrosse Blöcke zerlegt wurden (Abb. 13).

Im Feld lassen sich mangels geeigneter Aufschlüsse keine relativen Altersbeziehungen zwischen andesitischen Gängen, Brekziengängen und Apliten bestimmen. In der Regel bilden basische Gänge das letzte Glied in der zeitlichen Abfolge der Intrusiva eines Plutons. Die Gänge, welche die Komponenten der Brekziengänge bilden, stehen prä- oder synintrusiv zu den Apliten; sie bilden also nicht das letzte Glied in der Intrusionsabfolge. Mangels relativer Altersbeziehungen kann über die zeitliche Abfolge nur spekuliert werden: Wenn die basischen Gänge ein Glied der kalkalkalischen Differentiationsfolge sind oder auch einer eigenen Differentiation folgen, so könnte der deutlich tiefere Differentiationsgrad der Komponenten der Brekziengänge gegenüber den andesitischen Gängen ein Hinweis darauf sein, dass die Komponenten der Brekziengänge eine aussergewöhnlich frühe Generation basischer Gänge darstellen, welche vor oder gleichzeitig mit den Apliten intrudierten und von diesen zerlegt wurden. Dies ist ein deutlicher Hinweis auf die komplexe Mehrphasigkeit der Zentralgneis-Plutone.

Randzone

LITHOLOGIEBESCHREIBUNG

In der Randzone der Zentralgneise können grob 10 verschiedene Lithologien unterschieden werden (Abb. 3):

Schlieriger Granitporphyr: In diesen Gesteinen fallen 1–3 cm grosse, in Schlieren angereicherte Alkalifeldspateinsprenglinge auf, die mehrheitlich perthitische Entmischung zeigen. Die Granitporphyre sind von Apliten durchschlagen, welche in verschiedenen Stadien der Verfestigung in das Gestein intrudierten und somit verschieden stark deformiert sind und unterschiedlich scharfe Begrenzungen aufweisen (Abb. 4).

Kumulatbrekzie: Die Kumulatbrekzie tritt in

mehreren Zonen innerhalb der schlierigen Granitporphyre auf. Sie besteht aus mehrheitlich gerundeten, zum Teil auch eckigen Komponenten vorwiegend aktinolithischer Zusammensetzung, die in einer hornblendereichen dioritischen Matrix liegen (Abb. 5). In den Kernzonen der Aktinolithkristalle tritt in vielen Fällen nadeliger Rutil auf.

Schlieriger Quarzdiorit: Die schlierigen Quarzdiorite bilden Ansammlungen inhomogener Körper von einigen Kubikmetern Grösse innerhalb der schlierigen Granitporphyre (Abb. 6).

Monzogranit: Die Monzogranite sind mehrheitlich homogen und werden wie die schlierigen Granitporphyre von unterschiedlich stark deformierten Apliten durchschlagen. Die Alkalifeldspäte zeichnen sich durch Mikroklingitterung und perthitische Entmischung aus.

Schlieriger Mikrogranitporphyr: Es treten Anhäufungen von Alkalifeldspateinsprenglingen (< 1.5 cm) auf, die teilweise Mikroklingitterungen und perthitische Entmischungen aufweisen.

Schlierige Diorite: Die schlierigen Diorite treten als grosse Ansammlungen inhomogener Gesteinskörper innerhalb der schlierigen Mikrogranitporphyre und der Monzogranite auf. Sie können zonenweise unterteilt werden in biotitführende Diorite sowie biotit- und hornblendeführende Diorite. Die Hornblenden weisen hastingsitischen Chemismus (EMS-Analyse, siehe Anhang) auf.

Grobkörniger Leukogranit: Die grobkörnigen Leukogranite besitzen pegmatitischen Mineralbestand und treten in weitläufigen Zonen innerhalb der Randzone auf. Sie bilden an deren Nordrand die Matrix einer magmatischen Brekzie.

Magmatische Brekzie: Die magmatische Brekzie besteht aus bis zu 70 cm grossen, eckigen Exoxenolithen aus mehrheitlich deutlich gebändertem Amphibolit, welche in einer Matrix aus Leukogranit liegen (Abb. 7). Nördlich des Zembaches ist die magmatische Brekzie stark geschiefert, so dass sie nicht mehr ohne weiteres als solche erkannt werden kann.

Mikrogranit: Die Mikrogranite durchschlagen die Gesteine der Randzone weitläufig mit scharfer Begrenzung.

Aplite: Neben den mehr oder weniger verschwommenen Apliten, welche nur in einem Teil aller Gesteine auftreten, können bis zu drei Generationen von scharf begrenzten Apliten beobachtet werden, die alle Lithologien durchschlagen. Einige Aplite enthalten basische Gesteinsfragmente mit knolligen Umrissen (Brekziengänge).

In den melanokraten Gesteinen tritt regelmässig Orthit auf.

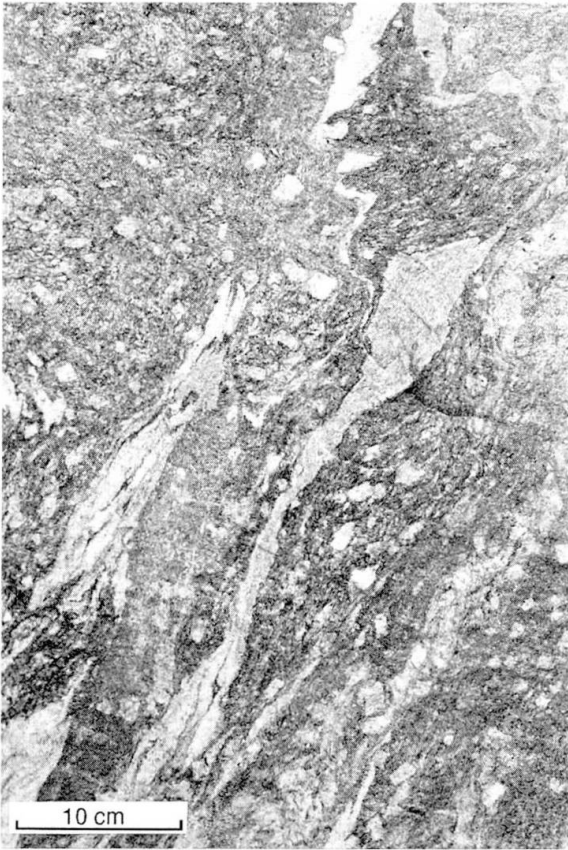


Abb. 4 Schlieriger Granitporphyr mit verschwommenen und deformierten Apliten. (Gletscherschliffe südlich der Berlinerhütte).

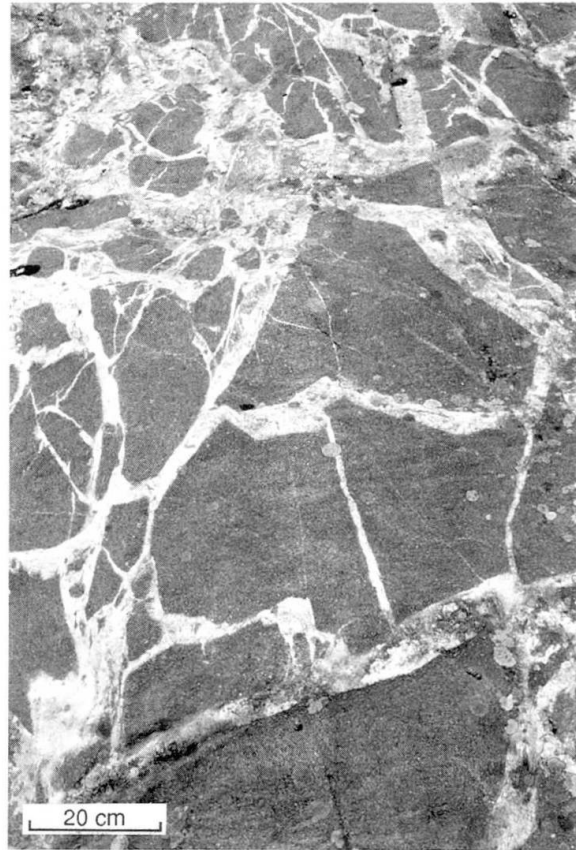


Abb. 5 Kumulatbrekzie (Gletscherschliffe südlich der Berlinerhütte).

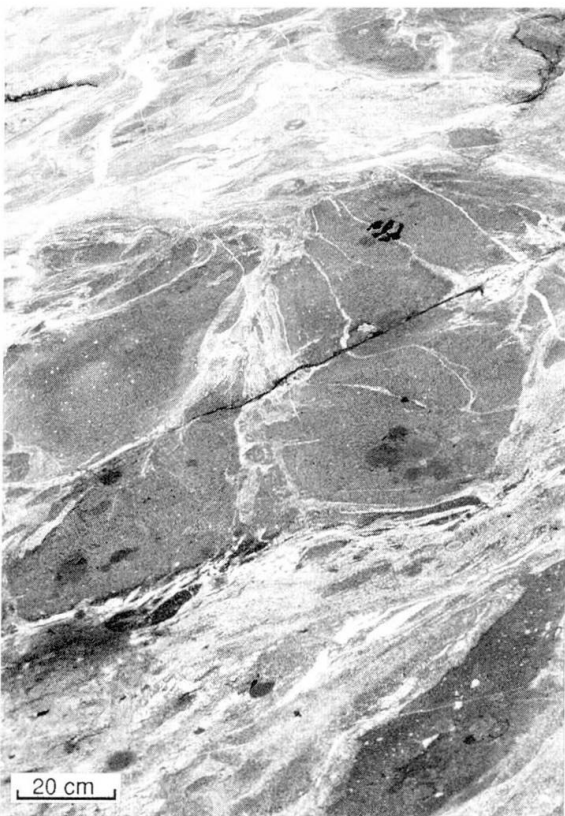


Abb. 6 Schlieriger Quarzdiorit (Gletscherschliffe südlich der Berlinerhütte).



Abb. 7 Magmatische Brekzie (Gletscherschliffe südlich der Berlinerhütte).

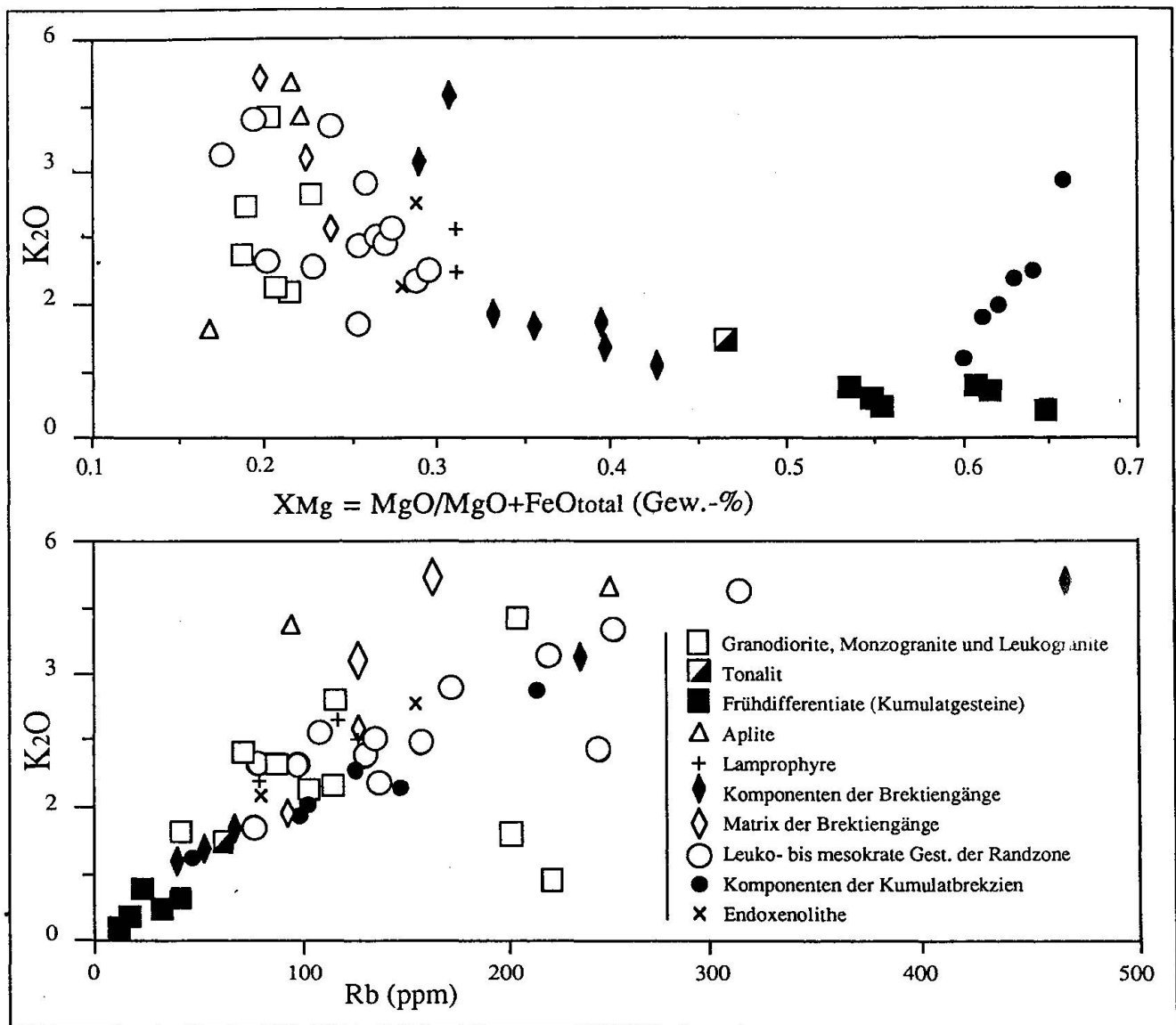


Abb. 8 Metasomatische Überprägung der Gesteine des Zentralgneises: X_{Mg} vs. K_2O und Rb vs. K_2O .

Der Granitporphyr, der Mikrogranitporphyr, der Monzogranit und der Leukogranit bilden in der Randzone eine Grundmasse, in welcher die Kumulatbrekzie, der Quarzdiorit, die Diorite und die magmatische Brekzie als Xenolithkomplexe eingebettet sind. Diese Beziehungen der Lithologien untereinander implizieren mehrphasige magmatische Ereignisse als Bildungsprozess für die Randzone. Damit passen sie gut in das Bild eines komplex aufgebauten Plutons, wie es für den Zentralgneis aufgrund seiner weitgefächerten petrographischen Zusammensetzung und der Mehrphasigkeit der Intrusionstätigkeit gezeichnet werden kann.

Im Bereich der Berlinerhütte kann keine scharfe Abgrenzung zwischen der Randzone und den zentralen Magmatika der Zentralgneise beobachtet werden. Trotz der starken tektonischen

und metamorphen Überprägung im Bereich des Übergangs deutet alles auf einen kontinuierlichen Übergang hin.

GESAMTGESTEINSCHEMIE (XRF-ANALYSEN)

Im Gegensatz zu spätmagmatischen Alterationserscheinungen verhalten sich bei metasomatischen Beeinflussungen nicht alle LILE gleich. So liegt im Fall der Kumulatbrekzien eine Korrelation zwischen K_2O und Rb (Abb. 8.), nicht aber zwischen K_2O und Ba vor. Ba verhält sich gegenüber dem Differentiationsindex X_{Mg} ($MgO/MgO + FeO_{tot}$) umgekehrt als K_2O . Die K_2O -Anreicherungen mit abnehmendem Differentiationsgrad in den Komponenten der Kumulatbrekzien, die sich durch zunehmenden Biotitgehalt der Ge-

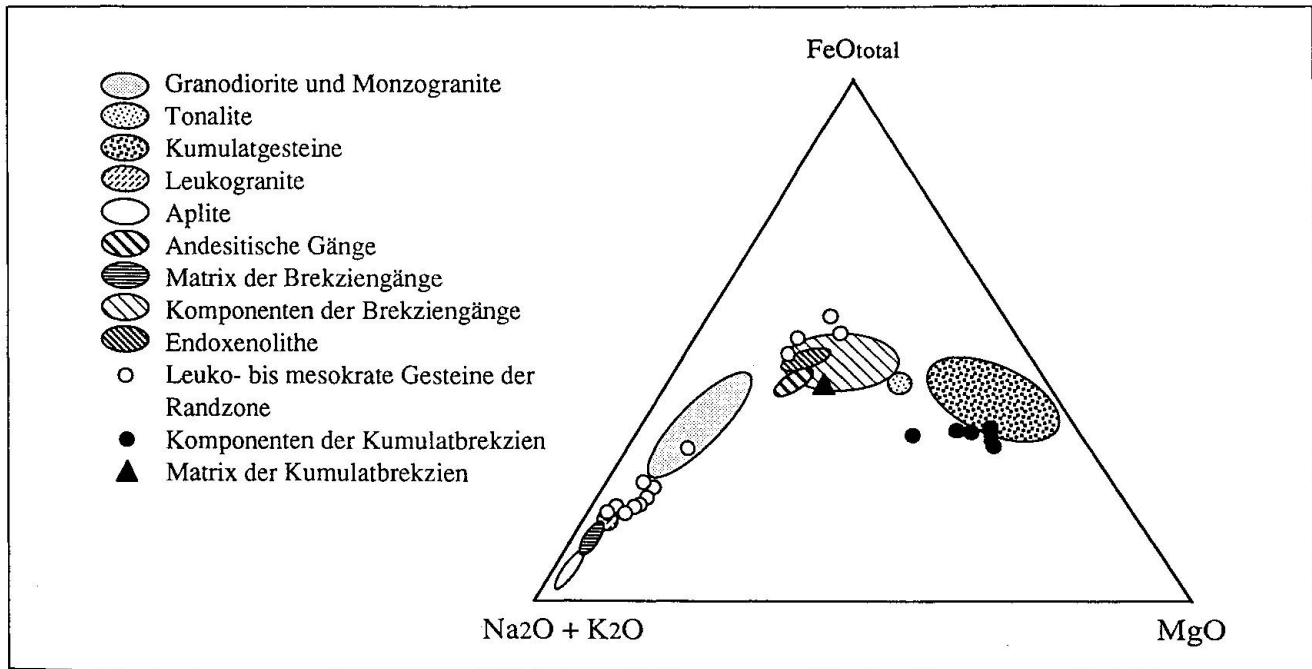


Abb. 9 AFM($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{FeO}_{\text{total}} - \text{MgO}$)-Dreieck der Gesteine des Zentralgneises. Elliptische Flächen: Gesteine der zentralen Zone, Punkte: Gesteine der Randzone. Die Ellipsen sind ein Mittel der graphischen Darstellung, sie entsprechen keiner statistischen Auswertung.

steine ausdrücken, können somit in Anbetracht der fehlenden Korrelation mit Ba als Produkte einer metasomatischen Überprägung verstanden werden.

Sowohl im AFM-Dreieck (Abb. 9) wie auch in den Diagrammen X_{Mg} vs. Ni und X_{Mg} vs. FeO_{tot} (Abb. 10 und 11) teilen sich die Lithologien der Randzone deutlich in drei Gruppen auf. Die leukokraten Gesteine (schlieriger Granitporphyr, schlieriger Mikrogranitporphyr, Monzogranit, grobkörniger Leukogranit und Mikrogranit) liegen durchwegs im Bereich der Spätdifferentiate, Leukogranite und Aplite der zentralen Zone, währenddem die mesokraten Gesteine (schlierige Diorite und schlierige Quarzdiorite) dem Umfeld der Lamprophyre, der Komponenten der Brekziengänge und der Endoxenolithe, ausnahmsweise auch der Frühdifferentiate (Kumulate) der zentralen Zone überlagert sind. Der Chemismus der Komponenten der Kumulatrekzie ergibt in allen Diagrammen einen deutlichen Trend, welcher den Kumulatgesteinen der zentralen Zone überlagert ist.

Die Mineralbestände der basischen Ganggesteine und der Schlieren-Diorite sind sich sehr ähnlich: beide Lithologien treten sowohl mit Hornblende wie auch ohne auf; die Hornblenden beider Gesteine gehören der hastingsitischen Reihe an; sie sind also primärmagmatischen Ursprungs. Die Lage der biotitführenden schlierigen

Diorite sowie der biotit- und hornblendeführenden schlierigen Diorite in allen Diagrammen in der Nähe der Lamprophyre, der Komponenten der Brekziengänge und der Endoxenolithe lässt auf einen genetischen Zusammenhang zwischen diesen Lithologien schließen. Die Knollen- und Schlierenbildung in den schlierigen Dioriten kann als Resultat mechanischer Durchmischung (Mingling) von basischen Gängen mit sauren Spätdifferentiaten verstanden werden. Es könnten sowohl Mischungen mit Monzograniten wie auch mit schlierigen Mikrograniten stattgefunden haben. Die schlierigen Diorite weisen SiO_2 -, Al_2O_3 - und FeO_{tot} -Gehalte auf, welche mit verblüffender Genauigkeit mit denjenigen der basischen Gänge übereinstimmen. Die Differentiationsindizes $\text{MgO}/\text{MgO} + \text{FeO}_{\text{tot}}$ sowie $\text{Na}_2\text{O}/\text{CaO}$ weisen für die Schlieren-Diorite einen etwas höheren Differentiationsgrad auf. Dies kann als Effekt des Mingling verstanden werden. Die basischen Ganggesteine sind feinkörnig, die schlierigen Diorite sind mittelkörnig; dies weist darauf hin, dass die Mischprozesse zu einem Zeitpunkt stattfanden, als die Kristallisation wenig weit fortgeschritten war und noch genügend Schmelze zur Verfügung stand, um ein weiteres Wachstum der Kristalle zu ermöglichen.

Die schlierigen Quarzdiorite müssen aufgrund ihres Erscheinungsbildes und ihrer chemischen Lage im Umfeld der basischen Gänge ebenfalls

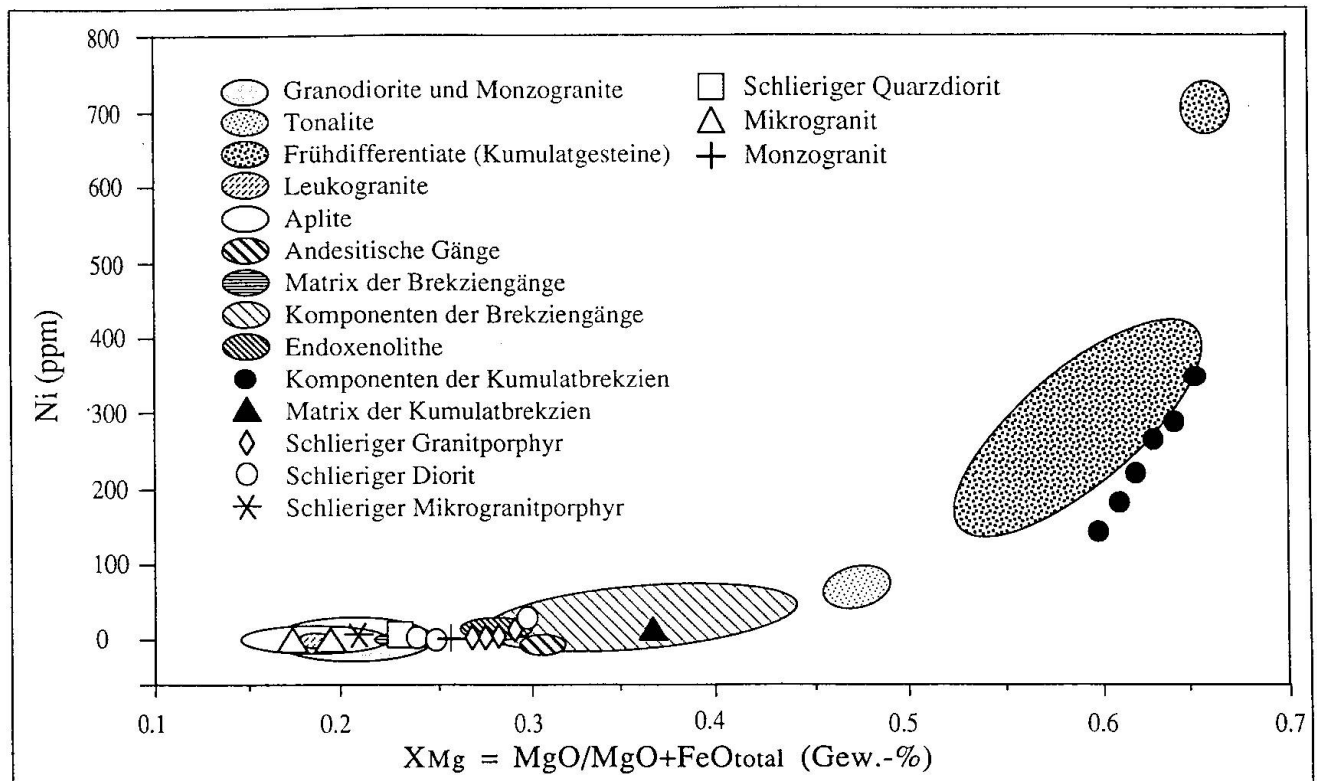


Abb. 10 Chemischer Vergleich der Gesteine der zentralen Zone mit den Gesteinen der Randzone des Zentralgneises: X_{Mg} vs. Ni. Erläuterungen siehe Abbildung 9.

als Produkte eines Mingling zwischen hochdifferenzierten Schmelzen und basischen Gängen verstanden werden. Hastingsite konnten allerdings keine beobachtet werden.

Das wiederholte Auftreten von perthitischer Entmischung in den Alkalifeldspateinsprenglingen der schlierigen Granitporphyre und der schlierigen Mikrogranitporphyre, welche von LAMMERER (1986) als Produkt lokaler Blastese infolge Teilaufschmelzung betrachtet werden, ist ein untrügliches Anzeichen für eine magmatische Entstehung dieser Gesteine. Auch Orthit, welcher in den meisten Lithologien der Randzone mit grosser Regelmässigkeit auftritt, ist ein magmatisches Mineral. Die schlierigen Granitporphyre nehmen in ihrerer Chemie Plätze zwischen den basischen Gängen und den Spätdifferentiaten ein. Sie sind Al_2O_3 - und MgO-reicher als die Spätdifferentiate. Es handelt sich dabei sehr wahrscheinlich um intermediäre Magmatika, welche erst durch die mehrphasige mechanische Durchmischung mit synintrusiven Apliten in diese etwas widersprüchliche chemische Lage gerückt wurden. Damit liesse sich sowohl der relativ zu den echt differenzierten Spätdifferentiaten der zentralen Magmatika etwas höhere Differentiationsindex wie auch der hohe Al_2O_3 -Gehalt erklären, der zum magmatischen Wachstum von

Alkalifeldspateinsprenglingen führte. Die schlierigen Mikrogranitporphyre hingegen sind durchwegs den Spätdifferentiaten überlagert. Obwohl sich geochemisch für ihre Entstehung kein Mischungsprozess aufdrängt, weist ihr Erscheinungsbild auf grosse Inhomogenität der Schmelze hin.

Die Komponenten der Kumulatbrekzien (quarz- und plagioklasführende Biotit-Aktinolithfelse) stehen petrographisch den Kumulatgesteinen der zentralen Zone sehr nahe. In einigen Fällen konnten auch hier in den Aktinolithkristallen Kerne aus Rutilnadeln festgestellt werden. Die Kumulatbrekzien zeigen einen deutlich steileren Kumulateffekt als die Frühdifferentiate der zentralen Zone. Die Abnahme des FeO_{tot} -Gehaltes sowie die Zunahme von SiO_2 und Al_2O_3 erfolgen also in einem sehr engen Bereich der Differentiation. Im Vergleich zu den Kumulaten der zentralen Zone ist ihnen nur eine sehr geringe Differentiationskomponente überlagert, oder aber sie sind weniger stark mit höher differenzierten Schmelzen kontaminiert (vgl. mit Schluss des Abschnittes «Zentrale Zone»).

Die Matrix der Kumulatbrekzie liegt chemisch durchwegs auf einer Verbindungslinie zwischen den Komponenten der Kumulatbrekzie und den Spätdifferentiaten. Diese Position verleitet zu der

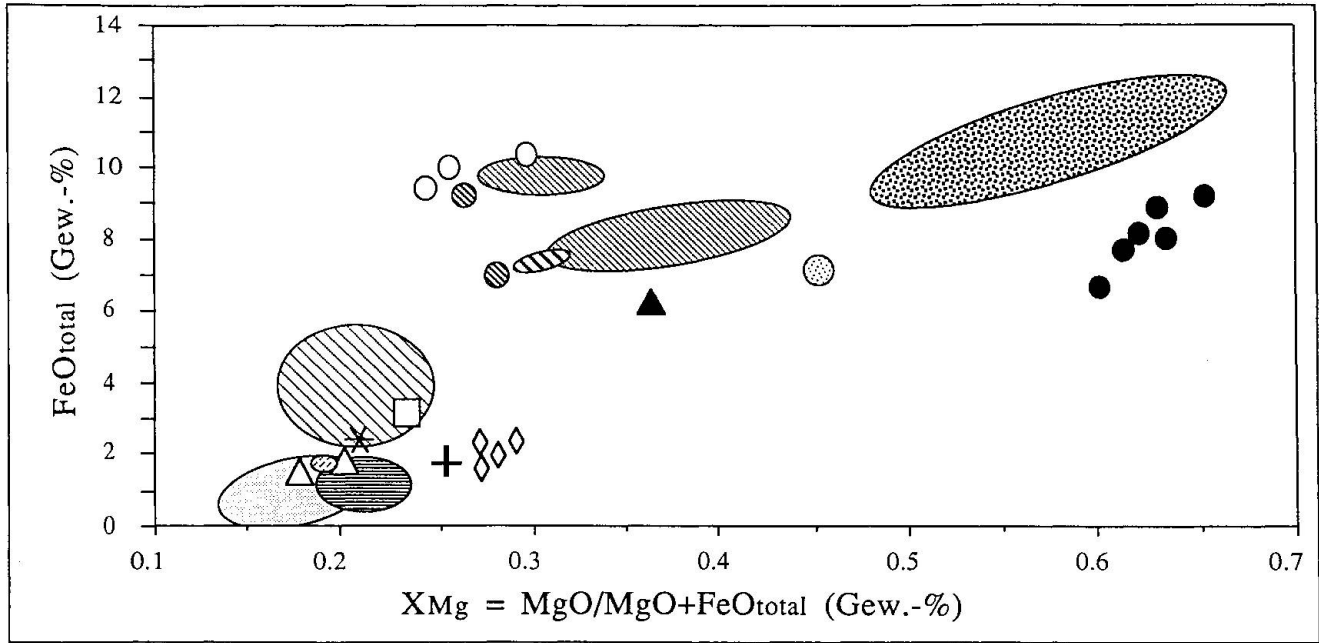


Abb. 11 Chemischer Vergleich der Gesteine der zentralen Zone mit den Gesteinen der Randzone des Zentralgneises: X_{Mg} vs. FeO_{total} . Legende siehe Abbildung 10, Erläuterungen siehe Abbildung 9.

Annahme, dass die Matrix als Mischprodukt dieser Lithologien entstanden sein könnte. Die scharfen Grenzen zwischen den Komponenten und der Matrix im Aufschluss lassen diese Interpretation aber nicht zu. Mit Ausnahme seiner Al_2O_3 - und SiO_2 -Armut lässt sich das Gestein in den durch die Magmatika der zentralen Zone vorgezeichneten Trend einfügen; es handelt sich demnach sehr wahrscheinlich um eine echt differenzierte Schmelze.

Die Mikrogranite liegen chemisch alle im Bereich der Aplitgänge. Dies ist nicht anders zu erwarten, da sie sehr homogen sind und die Randserien erst nach Beendigung der Magmabewegungen durchschlagen haben, welche zur Durchmischung von verschiedenen Schmelzen und somit zur Entstehung der oben beschriebenen Gesteine führte. Sie werden ihrerseits von jüngeren Apliten und Pegmatiten durchschlagen.

Strukturen

Die Rahmengesteine der Zentralgneise sind mehrphasig alpin deformiert, es ist aber nicht auszuschließen, dass auch Relikte variskischer Deformation vorhanden sind. Die Zentralgneise sind oft massig, weisen aber eine Vielzahl von Vergneisungszonen unterschiedlicher Ausdehnung sowie duktile Scherzonen und spröde Brüche auf, die sich zusammen mit dem grössten Teil der Strukturen in den Rahmengesteinen in das regio-

nale Bild alpiner Deformation einfügen lassen (SELVERSTONE, 1985; SELVERSTONE und HODGES, 1987; LAMMERER, 1986 und 1988).

Die Vergneisungszonen und die duktilen Scherzonen, welche die Zentralgneise durchziehen, berühren auch die Randzone. Dabei werden die inhomogenen Lithologien der Randzone zu inhomogenen Augengneisen und Leukogneisen mit variablen Korngrößen und variablen Mineralanteilen deformiert, in welchen sich häufig auch vergneiste Einschlüsse von Dioriten, Quarzdioriten und magmatischen Brekzien finden. Diese Lithologien bilden einen Teil der «Leukogneise in Wechsellagerung mit Granodioritgneisen und Augengneisen», welche in Abbildung 2 in ost-nordöstlicher Fortsetzung der Randzone liegen. Die Gesteine der Randzone treten in vergneister Form also weit über das in Abbildung 2 als «Randzone» kartierte Gebiet auf; sie sind aber nur dort feldpetrographisch einwandfrei als solche zu erkennen, in den vergneisten Zonen können sie gegenüber den umliegenden, ebenfalls vergneisten Lithologien der Rahmengesteine einerseits und der zentralen Zone andererseits (Granodioritgneise) nicht klar abgegrenzt werden.

Auch die Lithologien des von alpinen Deformationen kaum beeinträchtigten Teils der Randzone sind nicht frei von Strukturen. Es handelt sich dabei um Gefügeeinregelungen ohne Mineraldeformation in Form von magmatischen Flussstrukturen um Porphyroblasten sowie um Gänge hochdifferenzierter Schmelzen, die in verschiede-

nen Stadien der Schmelzverfestigung eingedrungen sind und durch intramagmatische Fließbewegungen mehr oder weniger stark duktil deformiert wurden (Abb. 4 und 6).

Viele Intrusivkörper in und ausserhalb der Alpen zeigen Foliationen, die durch magmatische Fließbewegungen wie auch durch Ballooning entstanden sind. Meist liegen die Foliationstrends parallel zu den Intrusionsrändern, wobei die Intensität vom Zentrum zum Rand hin zunimmt (BATEMAN et al., 1963; PITCHER und BERGER, 1972; RACIOT et al., 1984). Die Foliationsmuster können aber auch im Intrusivkörper Schlingen bilden (BARRIERE, 1981; KRAUSKOPF, 1985; FROST und MAHOOD, 1987).

Diskussion und Folgerungen

Die Gesteine der Randzone und darunter vor allem die schlierigen Granitporphyre werden von LAMMERER (1986) sowie von SATIR und MORTEANI (1982) als Produkte einer Migmatitisierung von Teilen der Rahmengesteine der Intrusion betrachtet. Die Gesteine auf den Gletscherschliffen im Hornkeesvorfeld wären dabei Teil eines ausgedehnten Migmatitgürtels am Nordrand des Zillertalkerns der Zentralgneise. Zur Entstehung der Idee einer Migmatitzone mag vor allem das inhomogene, schlierig-brekziöse Erscheinungsbild der Gesteine in der Randzone sowie die nördlich daran angrenzenden feingebänderten Leukogranit-Injektionsgneise und Tektonite von magmatischen Brekzien, auf welchen die Berlinerhütte erbaut ist, beigetragen haben. Injektionsgneise und magmatische Brekzien sind aber typische Erscheinungen am Rand von multiplen kalkalkalischen Intrusionen, bedingt durch Platznahmeprozesse, Hebung und Stopping (PITCHER und BERGER, 1972; DIETHELM, 1984; GIERÉ, 1984; PITCHER et al., 1985).

Gesamtgesteinschemie, Mineralbestand und Mineralchemie sowie magmatische Fließstrukturen belegen eine primärmagmatische Entstehung der Gesteine der Randzone und auch ihre Zugehörigkeit zu den Magmatika der Zentralgneise. Offenbar entstammen sie einer Zone mit ausgeprägten Magmakonvektionen, in welcher differenzierte Schmelzen mit basischen Schmelzen in verschiedenen Stadien der Verfestigung mechanisch vermischt wurden (Abb. 4 bis 7). Dies im Gegensatz zur zentralen Zone, wo sich andesitische Gänge beim Eintreten in ungenügend verfestigte Schmelze zu Xenolithen auflösen, die sich mit der umgebenden Schmelze nicht vermischen (Abb. 12). Die basischen Schmelzen können, soweit sie kalkalkalischen Chemismus haben, Teil

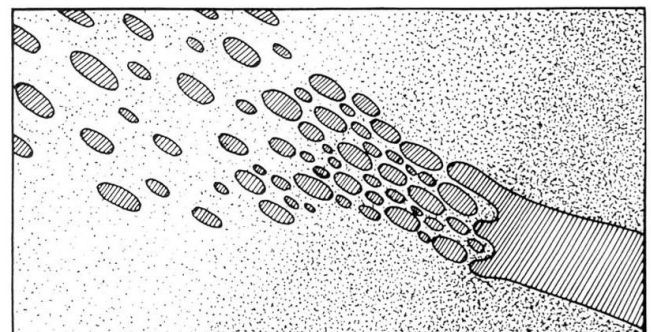
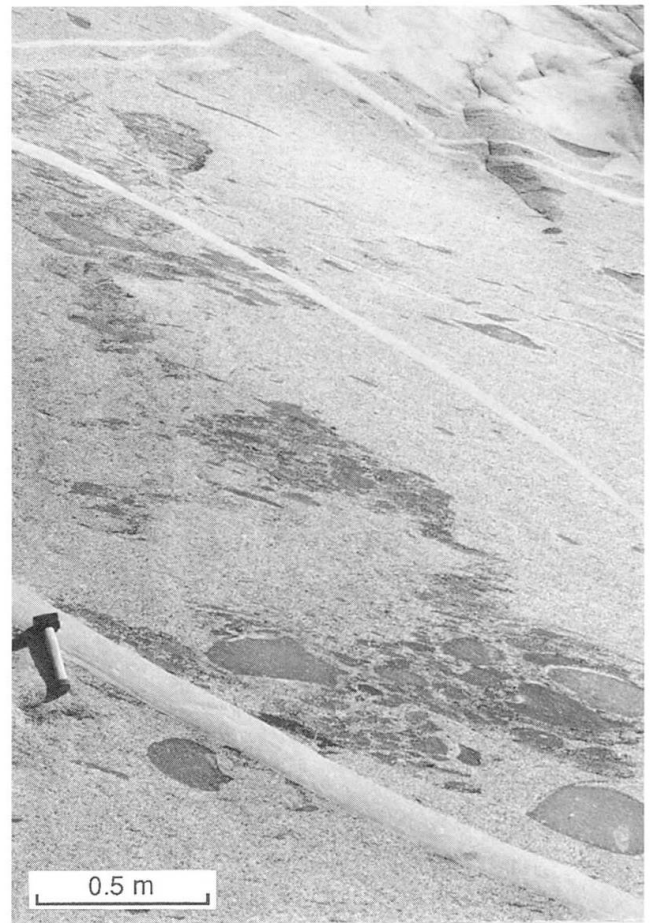


Abb. 12 a) Schwarm von Endoxenolithen (Resultat eines sich auflösenden basischen Ganges) aus dem Vorfeld des Schwarzensteinkees. b) Modell für die Entstehung basischer Endoxenolithe aus basischen Gängen.

der kalkalkalischen Differentiation der Zentralgneise sein. Es ist aber auch denkbar, dass sie eine eigene Entwicklung durchliefen, bevor sie sich mit den kalkalkalischen Spätdifferentiaten vermischten. Die inhomogenen, schlierigen und brekziösen Gesteine der Randzone wie auch die Endoxenolithenschwärme und Brekziengänge legen auf eindruckliche Weise Zeugnis ab für die

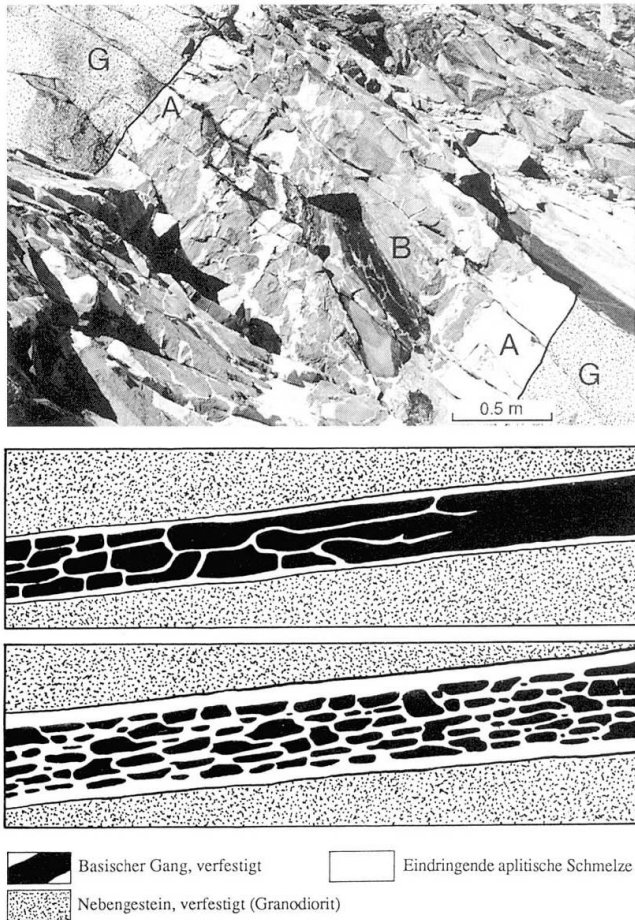


Abb. 13 a) Brekziengang aus dem Vorfeld des Schwarzensteinkees. G = Granodiorit (Nebengestein); A = Aplit; B = basischer Gang. b) Modell für die Entstehung der Brekziengänge aus basischen Gängen und aplitischer Schmelze.

komplexe Mehrphasigkeit der kalkalkalischen Intrusionen der Zentralgneise.

Um die Interpretation der Lithologien auf den Gletscherschliffen südlich der Berlinerhütte als Teil eines prä- oder synintrusiven Migmatitgürtels aufrechterhalten zu können, müssten, von den chemischen Daten abgesehen, Annahmen getroffen werden, die kaum als realistisch gelten können: Um die magmatischen Feldspateinsprenglinge in den schlierigen Granitporphyren und in den schlierigen Mikrogranitporphyren und das grosse Volumen dieser Lithologien im Rahmen einer Migmatitisierung als Leukosom erklären zu können, müsste von einer nahezu vollständigen Aufschmelzung und ausserordentlich grossräumigen Schmelzbildung ausgegangen werden, zumal die Randzone südlich der Berlinerhütte annähernd 400 m breit ist.

Um die magmatisch entstandenen Hastingsite in den schlierigen Dioriten und in der Matrix der Kumulatrekzien als Produkte einer Migmatiti-

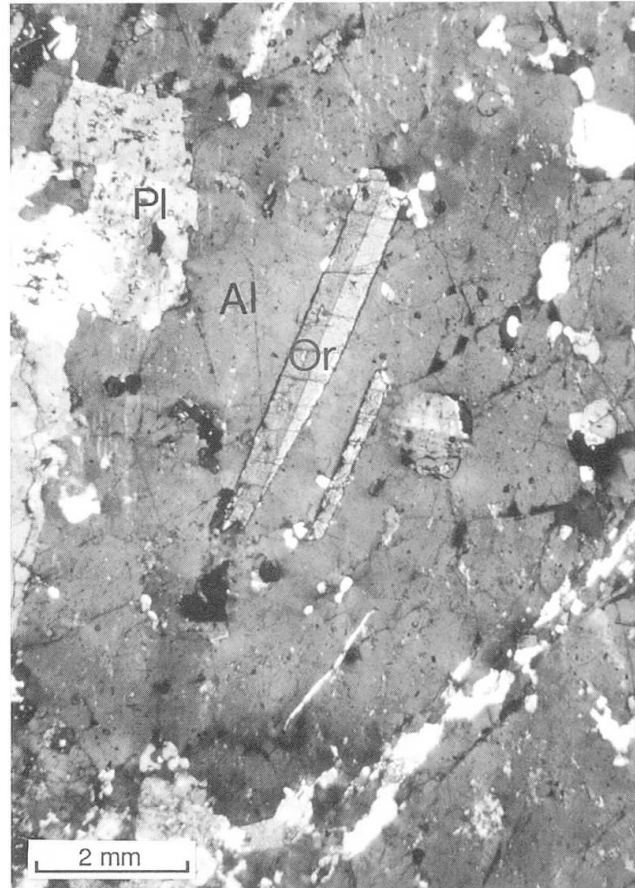


Abb. 14 Idiomorphe Orthitkristalle umwachsen von Alkalifeldspat mit leichter perthitischer Entmischung. Or = Orthit; Al = Alkalifeldspat; Pl = Plagioklas.

sierung erklären zu können, müssten die Migmatitisierungstemperaturen weit höher liegen als die von SATIR und MORTEANI (1982) vorgeschlagene Solidustemperatur von 670 °C bei 4 kb für das Leukosom. In diesem Falle dürften aber die Verfechter der Migmatitisierung nicht mehr von einer Auftrennung des Gesteins in Leukosom und Melanosom ausgehen; es müsste vielmehr eine Totalaufschmelzung postuliert werden. Die einzige Rettung für die Idee der Migmatitisierung bestünde darin, die Hastingsite als Relikte zu betrachten. Unter der Annahme einer prä- oder synintrusiven Migmatitisierung setzt dies voraus, dass jene Gesteine, die den Migmatiten zugrunde liegen, magmatischer Herkunft gewesen sein müssen. Da hastingsitische Hornblenden nur in den seltensten Fällen in Vulkaniten vorkommen, muss von plutonischen Gesteinen ausgegangen werden. Diese «Migmatite», Produkte der Teilaufschmelzung plutonischer Gesteine, müssten nun zusammen mit der Greinerformation, in welcher sonst weit und breit keine Relikte plutonischer Gesteine vorkommen, die Rahmengesteine der Zentralgneisintrusion bilden. Überall in den

Zentralgneisen können Exoxenolithe aus den Rahmengesteinen beobachtet werden. Wenn die Randzone als Teil der Rahmengesteine betrachtet wird, sollten auch Xenolithe daraus in den Zentralgneisen vorkommen; eine solche Beobachtung ist mir aber nicht bekannt.

Die durchgehend auftretenden, meist leicht resorbierten Orthite könnten als magmatische Relikte aus einem den Migmatiten zugrundeliegenden Metasediment verstanden werden. Es treten aber auch idiomorphe, nicht resorbierte Orthite auf, die von Alkalifeldspateinsprenglingen umwachsen sind (Abb. 14). Dies deutet darauf hin, dass die Alkalifeldspateinsprenglinge Orthit vor dessen Resorption umwachsen haben. Die Orthite wurden also nicht durch eine Migmatitisierung resorbiert, sondern durch die alpine Metamorphose.

Einzig die Altersdaten von SATIR und MORTEANI (1982) – siehe Einleitung – sprechen gegen die magmatische Herkunft und somit auch gegen eine ungefähre Gleichaltrigkeit der Randzone mit den Gesteinen der zentralen Zone der Zentralgneise.

Die Mischprozesse in der Randzone müssen im zeitlichen Ablauf der Differentiation und Platznahme der Magmatika des Zentralgneises relativ spät und über eine lange Zeitdauer anhaltend stattgefunden haben: In den schlierigen Granitporphyren vermischten sich höchstdifferenzierte Aplite, die alle Stadien von stark eingemischt bis undeformiert aufweisen, mit intermediären Magmen. Dies zeigt deutlich, dass die Intrusionen der Aplite als höchstdifferenzierte Schmelzen zwar spätmagmatische Ereignisse sind, nicht aber gezwungenermaßen zu den letzten Aktivitätsphasen eines Plutons gehören müssen. Auch die Vermischung basischer Gänge, die zu den letzten Intrusiva eines Plutons gezählt werden, mit hochdifferenzierten Magmen deutet auf spätmagmatische Aktivität hin. Die Brekziengänge zeigen aber, dass sich auch die basischen Gänge nicht auf die allerletzte magmatische Phase beschränken lassen und über lange Zeit aktiv sein können.

In der zentralen Zone der Zentralgneise lassen sich keine Anzeichen von Magmamischungen beobachten (die zu Xenolithen zerfallenen basischen Gänge sind keine Mischungen). Zur Zeit der Schmelzmischungen der Randzone waren die zentralen Magmatika also schon weitgehend verfestigt. Dies widerspricht der gängigen Vorstellung von der Abkühlungsgeschichte eines Plutons, die von aussen nach innen verläuft. Es muss somit angenommen werden, dass die Mischungsprozesse in tieferen, zentraleren, noch wenig verfestigten Zonen des Plutons stattgefunden haben

und dass die Mischgesteine anschliessend am Kontakt zu den Rahmengesteinen hochgepresst wurden. Erst dadurch haben sie ihren Platz als heutige Randzone eingenommen.

Verdankungen

Ich möchte den Herren Professoren Volkmar Trommsdorff und Volker Dietrich sowie Dr. Eric Reusser von der ETH Zürich an dieser Stelle meinen Dank für ihre Unterstützung in Feld und Labor während meiner Diplomarbeit aussprechen. Auch danke ich V. Trommsdorff und V. Dietrich für die Durchsicht meines Manuskripts.

Literaturverzeichnis

- BATEMAN, P.C. (1963): The Sierra Nevada batholith – a synthesis of recent work across the central part. U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 414D, D1–D46.
- BARRIERE, M. (1981): On curved laminae, graded layers, convection currents and dynamic crystal sorting in the Ploumanach (Britanny) subalkaline granite. *Contrib. Mineral. Petrol.* 77, 214–224.
- DIETHELM, K.H. (1984): Geologie und Petrographie des Bergell-Ostrand. II. Diplomarbeit ETH Zürich.
- DIETHELM, K.H. (1989): Petrographische und geochemische Untersuchungen an basischen Gesteinen der Bergeller Intrusion. Diss. ETH Zürich Nr. 8855.
- DIETHELM, K.H. (1990): Synintrusive basische Gänge und «endogene» Xenolithe: Magma-Mingling in der Bergeller Intrusion. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 70, 247–264.
- FROST, T.P. und MAHOOD, G.A. (1987): Field, chemical and physical constraints on mafic-felsic magma interaction in the Lamarck granodiorite, Sierra Nevada, California. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 99, 272–291.
- GIERÉ, R. (1984): Geologie und Petrographie des Bergell-Ostrand. I. Diplomarbeit ETH Zürich.
- HILL, R.I. (1984): Petrology and Petrogenesis of batholithic Rocks, San Jacinto Mountains, S-California. Ph. D. Thesis, California Institute of Technology.
- HILL, R.I. (1988): San Jacinto Intrusive complex; 1. Geology and mineral Chemistry, and a Model for intermittent Recharge of tonalitic Magma Chambers. *J. Geophys. Res.*, 93 B9, 10 325–10 348.
- JÄGER, E., KARL, F. und SCHMIDEGG, O. (1969): Rubidium-Strontium-Altersbestimmungen an Biotit-Muskovit-Granitgneisen (Typus Augen- und Flasergneise) aus dem nördlichen Grossvenedigerbereich (Hohe Tauern). *Tschermaks Mineral. Petrogr. Mitt.*, 13, 251–272.
- KRAUSKOPF, K.B. (1985): Geologic map of the Mariposa Quadrangle, Mariposa and Madera Counties, California. U. S. Geol. Surv. Map GQ-586.
- LAMBERT, J.St.R. (1964): Isotopic age determinations on gneisses from the Tauernfenster, Austria. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 32, 274–288.
- LAMMERER, B. (1975): Geologische Karte der westlichen Zillertaler Alpen. München.
- LAMMERER, B., FRUTH, I., KLEMM, D., PROSSER, E. und WEBER-DIEFFENBACH, K. (1976): Geologische und geochemische Untersuchungen im Zentralgneis und

- in der Greiner Schieferserie (Zillertaler Alpen, Tirol). Geol. Rundschau, 65, 436–459, Stuttgart.
- LAMMERER, B. (1986): Das Autochthon im westlichen Tauernfenster. Jb. Geol. B.-A., 129, 51–67, Wien.
- LAMMERER, B. (1988): Thrust – regime and transpression – regime tectonics in the Tauern Window (Eastern Alps). Geol. Rundsch., 77/1, 143–156, Stuttgart.
- NISBET, E.G., DIETRICH, V.J. und ESENWEIN, A. (1979): Routine trace element determination in silicate minerals and rocks by X-ray fluorescence. Fortschr. Mineral., 57/2, 264–279.
- PITCHER, W.S. und BERGER, A.R. (1972): The Geology of Donegal; a Study of Granite Emplacement and Unroofing. Wiley and Sons, New York.
- PITCHER, W.S., ATHERTON, M.P., COBBING, E.J. und BECKINSALE, R.D. (1985): Magmatism at a Plate Edge; The Peruvian Andes. Blackie, Glasgow and London.
- RACIOT, D., CHOUN, E.H. und HAMEL, T. (1984): Plutons of the Chibougama-Desmaraisville belt: a preliminary survey. Chibougama – stratigraphy and mineralization, CIM Spec. 34, 178–197.
- REUSSER, E. (1987): Phasenbeziehungen im Tonalit der Bergeller Intrusion (Graubünden, Schweiz / Provinz Sondrio, Italien) Diss. ETH Zürich Nr. 8329.
- SATIR, M. (1975): Die Entwicklungsgeschichte der westlichen Hohen Tauern und der südlichen Ötztalmasse auf Grund radiometrischer Altersbestimmungen. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, 30, 1–84.
- SATIR, M. und MORTEANI, G. (1982): Petrological Study and Radiometric Age determination of the Migmatites in the Penninic Rocks of the Zillertaler Alpen (Tyrol/Austria). Tschermaks Mineral. Petrogr. Mitt. 30, 59–75.
- SELVERSTONE, J. (1985): Petrologic constraints on imbrication, metamorphism and uplift in the SW Tauern Window, Eastern Alps. Tectonics, 4, 687–704.
- SELVERSTONE, J. und HODGES, K.V. (1987): Unroofing history of the western Tauern Window: evidence for west-directed removal of the Austroalpine nappe sequence. Terra cognita, 7, 89.
- STRECKEISEN, A. (1967): Classification and nomenclature of igneous Rocks. N. Jb. Miner. Abh., 107.
- STOUT, J.B. (1972): Phase petrology and mineral chemistry of coexisting amphiboles from Telemark, Norway. J. Petrology 13, 99–145.
- WYSS, M. (1991): Geologie und Geochemie am Nordrand des Zillertalkerns der Tauernzentralgneise (Westliches Tauernfenster). Diplomarbeit ETH Zürich.

Manuskript eingegangen 28. August 1992; überarbeitetes Manuskript angenommen 14. April 1993.

Anhang

Gesamtgesteinsanalysen (XRF-Analysen)

Haupt- und Spurenelementanalysen wurden an der EMPA in Dübendorf mit einem Philips-Sequenzspektrometer PW 1450 gemessen. Für die Hauptelementanalytik wurde Gesteinspulver und Lithiumtetraborat im Verhältnis 1:5 vermischt und bei 1150 °C zu einer Glaspille gegossen. Für die Spurenelementanalytik wurde Gesteinspulver mit Polyvinylalkohol versetzt und zu einer Pulverpille gepresst. Als Referenzstandards wurden internationale Standards des U.S. Geological Survey und der NIM-Serie verwendet. Messung und Korrekturen erfolgten nach der Methode von NISBET et al. (1979). (Details siehe REUSSER, 1987.) H₂O wurde aus den Glühverlusten berechnet. Die Daten wurden mit dem NORM-Programm von ULMER (1986 int. Bericht) normiert. FeO und Fe₂O₃ wurden nicht unterschieden und erscheinen unter Fe₂O₃.

Nach NISBET et al. (1979) beträgt der Fehler (reproducibility) bei Konzentrationen von 10 bis 100 ppm ca. 2% bis 10%. Die Richtigkeit (accuracy) beträgt in Abhängigkeit der Konzentration bei 1000 ppm ca. ± 5%, bei 100 ppm ca. ± 10%, bei 10 ppm ca. ± 20% und bei 3 ppm ca. ± 100%.

Mineralanalysen (EMS-Analysen)

Die Mineralanalysen wurden am Institut für Mineralogie und Petrographie der ETHZ mittels einer Mikrosonde Cameca SX 50 mit automatischer ZAF-Korrektur bei 15 kV Beschleunigungsspannung, 20 nA Probestrom auf Messing und 1 Mikron Ø Strahlgrösse durchgeführt. Die Proben wurden mit Kohlenstoff bedampft. Als Standards dienten natürliche und synthetische Minerale. Normierung der Hornblende-Daten nach STOUT (1972).

Tab. 1 XRF-Daten: Zentrale Zone der Zentralgneise: Monzogranite: K1, K2, K11; Granodiorite: K9, K10; Tonalit: K5; Leukogranit: ZG; plagioklas- und biotitführende Chlorit-Amphibolfelse: K3, K4, K6, K7 bis K12; andesitische Gänge: L1, L2; Aplite: A1, A2, ZGA; Komponenten der Brekziengänge: P1 bis P8; Matrix der Brekziengänge: AP1 bis AP3; Endoxenolithe: X1, X2.

Analyse	K2	K2	K3	K4	K5	K6	K7	K8	K9	K10	K11	K12
Hauptelemente (Gew.-%)												
SiO ₂	67.52	70.20	47.63	45.33	54.54	50.79	51.14	45.52	64.11	64.47	70.28	44.23
TiO ₂	0.41	0.34	0.62	0.41	0.72	0.42	0.49	0.40	0.52	0.53	0.30	0.47
Al ₂ O ₃	15.70	14.74	12.84	12.30	17.76	13.07	15.81	14.58	16.40	16.18	14.36	8.94
Fe ₂ O ₃	3.86	2.69	11.36	10.99	6.51	10.06	8.32	9.68	5.26	5.31	2.66	12.34
FeO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	0.05	0.02	0.17	0.15	0.11	0.16	0.14	0.14	0.10	0.09	0.03	0.16
MgO	0.93	0.63	14.14	17.08	5.74	12.31	9.61	15.54	1.47	1.42	0.79	22.75
CaO	3.26	2.45	7.29	6.93	8.44	7.81	8.57	7.82	4.03	3.96	2.57	4.57
Na ₂ O	4.17	3.78	1.30	1.36	2.42	1.33	1.83	2.32	4.30	4.10	3.36	1.15
K ₂ O	2.65	3.45	0.44	0.76	1.43	0.57	0.72	0.69	2.19	2.17	3.65	0.42
P ₂ O ₅	0.15	0.12	0.05	0.13	0.09	0.09	0.19	0.08	0.19	0.18	0.16	0.14
G.V.	0.41	0.32	2.58	2.83	1.01	1.86	1.47	2.60	0.50	0.50	0.39	3.46
Cr ₂ O ₃	0.05	0.05	0.11	0.17	0.07	0.13	0.11	0.12	0.05	0.05	0.05	0.26
NiO	0.00	0.00	0.04	0.04	0.00	0.03	0.02	0.03	0.00	0.00	0.00	0.10
Total	99.16	98.79	98.57	98.48	98.84	98.63	98.42	99.52	99.12	98.96	98.60	98.99
Spurenelemente (ppm)												
F	831	627	169	110	535	387	370	197	926	875	581	< 10
Ba	832	1563	133	207	269	146	215	125	294	318	588	116
Rb	79	61	8	18	51	25	18	21	107	94	111	< 8
Sr	228	322	98	92	362	156	265	135	201	201	146	97
Pb	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Th	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
U	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10
Nb	< 4	< 4	< 4	< 4	< 4	< 4	< 4	< 4	12	10	6	< 4
La	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20
Ce	35	53	< 15	< 15	< 15	19	< 15	< 15	38	44	21	23
Nd	< 25	< 25	< 25	< 25	< 25	< 25	< 25	< 25	< 25	< 25	< 25	< 25
Y	14	3	3	< 3	9	3	5	< 3	25	23	< 3	6
Zr	178	169	32	51	71	38	61	36	185	183	105	56
V	44	24	100	99	147	149	113	85	65	66	35	106
Cr	< 6	< 6	523	1004	194	625	509	531	9	< 6	< 6	1515
Ni	< 3	< 3	280	331	55	207	155	243	3	< 3	< 3	697
Co	12	9	77	72	13	46	38	75	16	15	9	110
Cu	< 3	< 3	8	52	18	53	65	49	< 3	< 3	< 3	55
Zn	56	36	95	85	77	83	85	84	79	72	32	111
Sc	6	< 2	14	13	22	32	22	14	8	10	2	14
S	< 50	< 50	212	3802	142	1218	1199	981	< 50	< 50	< 50	2452

Analyse	X1	X2	A1	A2	11	L2	AP1	AP2	AP3	P1	P2	P3
Hauptelemente (Gew.-%)												
SiO ₂	59.73	52.51	74.59	76.65	53.55	55.60	71.23	74.42	72.88	49.43	51.19	52.23
TiO ₂	0.82	0.86	0.06	0.04	1.14	1.14	0.21	0.09	0.14	1.32	0.96	1.2~
Al ₂ O ₃	16.21	17.09	13.10	12.33	16.55	16.91	14.01	13.86	13.93	17.84	16.54	17.97
Fe ₂ O ₃	7.19	9.48	0.62	0.42	7.42	7.37	1.90	0.83	1.31	8.31	7.91	8.20
FeO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	0.14	0.18	0.00	0.00	0.07	0.10	0.02	0.02	0.00	0.12	0.14	0.15
MgO	2.85	3.82	0.17	0.12	3.35	3.32	0.55	0.26	0.32	5.39	5.92	4.53
CaO	5.63	6.79	0.77	1.28	6.42	6.52	1.78	1.88	1.11	9.36	9.68	8.64
Na ₂ O	3.32	2.63	3.42	2.82	3.81	3.67	3.84	3.52	3.30	3.22	2.67	3.22
K ₂ O	2.33	3.57	5.35	4.81	3.14	2.49	4.16	3.11	5.41	1.75	1.10	1.67
P ₂ O ₅	0.21	0.20	0.08	0.03	0.25	0.26	0.13	0.18	0.16	0.24	0.19	0.28

Tab. 3 EMS-Analysen der Hornblenden: plagioklas- und biotitführender Chlorit-Amphibolfels: K6 Amp 1 und K6 Amp 2; Kumulatbrekzie: GK2 Amp 1; andesitische Gänge: L2 Amp 1; Komponenten der Kumulatbrekzie: P1 Amp 1; Endoxenolithe: X1 Amp 1; schlieriger Diorit: M13 Amp 1.

Sample	K6 Amp 1	K6 Amp 2	GK2 Amp 1	L2 Amp 1	M13 Amp 1	P1 Amp 1	X1 Amp 1
SiO ₂	51.70	52.12	52.65	42.28	42.75	43.07	44.72
TiO ₂	0.22	0.30	0.12	0.77	0.56	0.52	0.50
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	5.61	5.56	4.17	12.68	13.11	13.47	10.44
Fe ₂ O ₃	0.00	0.00	0.49	2.98	4.50	2.59	4.43
FeO	9.95	8.84	7.89	15.24	14.24	12.71	14.48
MnO	0.25	0.20	0.12	0.40	0.42	0.25	0.45
MgO	17.53	17.46	17.77	8.57	8.76	9.83	9.49
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	10.53	11.73	12.74	11.95	11.97	11.87	11.96
Na ₂ O	0.65	0.59	0.45	1.02	1.00	1.22	0.93
K ₂ O	0.14	0.13	0.17	1.32	1.25	0.76	0.89
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
H ₂ O	2.09	2.10	2.10	1.98	2.01	2.00	2.02
Total	98.66	99.02	98.66	99.18	100.58	98.30	100.31

CATIONS calculated on the bases of 23 oxygens and 15 cations + Na + K				CATIONS calculated on the bases of 23 oxygens and 13 cations + K + Na + Ca			
Si	7.4271	7.4427	7.5321	6.3981	6.3635	6.4517	6.6544
Ti	0.0243	0.0322	0.0124	0.0881	0.0623	0.0590	0.0559
Cr	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Al	0.9492	0.9352	0.7027	2.2620	2.3000	2.3782	1.8301
Fe ³⁺	0.0000	0.0000	0.0527	0.3392	0.5037	0.2921	0.4960
Fe ²⁺	1.1948	1.0554	0.9435	1.9286	1.7732	1.5923	1.8014
Mn	0.0298	0.0239	0.0150	0.0513	0.0531	0.0316	0.0568
Mg	3.7545	3.7152	3.7895	1.9329	1.9441	2.1950	2.1054
Ni	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Ca	1.6203	1.7953	1.9522	1.9373	1.9085	1.9048	1.9073
Na	0.1799	0.1633	0.1245	0.2981	0.2895	0.3543	0.2695
K	0.0258	0.0233	0.0312	0.2539	0.2381	0.1444	0.1691
F	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Cl	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
OH	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000

SITE distribution and RATIOS				SITE distribution and RATIOS			
X _{Mg} (Fe ^{II+})	0.759	0.779	0.801	0.501	0.523	0.580	0.539
X _{Mg} (Fe ^{tot})	0.759	0.779	0.792	0.460	0.461	0.538	0.478
Al ^(IV)	0.573	0.557	0.468	1.602	1.636	1.548	1.346
Al ^(VI)	0.376	0.378	0.235	0.660	0.664	0.830	0.485
Na ^(M4)	0.000	0.000	0.000	0.063	0.092	0.095	0.093
Na ^(A)	0.180	0.163	0.125	0.235	0.198	0.259	0.177
Mg,Fe ^(M4)	0.380	0.205	0.048	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ³⁺ /Fe ^(tot)	0.000	0.000	0.053	0.150	0.221	0.155	0.216
Charge Def.	-0.058	-0.072	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000