

Kristallingeologische Neubearbeitung des südlichen Ödenburger Gebirges, Burgenland (Österreich)

151 Seiten, 69 Abbildungen, 9 Tabellen, 1 Beilage

eingereicht von

Erich Draganits

Diplomarbeit zur Erlangung des akademischen Grades „Magister der
Naturwissenschaften“ an der Formal- und Naturwissenschaftlichen Fakultät der
Universität Wien

Wien, Mai 1996

„Ein Haufen Steine hört in dem Augenblick auf,
ein Haufen Steine zu sein,
wo ein Mensch ihn betrachtet und eine Kathedrale darin sieht.“

Antoine de Saint-Exupery



Typische Aufschlußsituation im Ödenburger Gebirge.

Inhaltsverzeichnis	I
Dank	III
Abkürzungen	IV
1. Zusammenfassung	1
Abstract	2
Összefoglalás	3
2. Einleitung	5
2.1. Aufgabenstellung	5
2.2. Geographischer Überblick	5
2.3. Geologischer Überblick	6
3. Kartierungsergebnisse und Petrographie	9
3.1. Allgemeines	9
3.2. Quartär	10
3.3. Tertiär	10
3.4. Sopron Serie (Grobneiseinheit)	14
3.4.1. Mu-Chl-Gr-Schiefer	14
3.4.1.1. Mu-Chl-Gr-Schiefer mit Pseudomorphosen	15
3.4.2. Amphibolit	23
3.4.3. Mittelkörniger AlkF-Plag-Mu-Gr-Orthogneis	26
3.4.4. Grobkörniger AlkF-Plag-Chl-Bio-Gr-Orthogneis	33
3.4.5. Mu-Lbgt-Schiefer (Leukophyllit)	35
3.4.6. Dist-Lbgt-Quarzit	37
3.4.7. Pegmatite	39
3.5. Óbrennberg-Kaltes Bründl Serie	39
3.5.1. Bio-And-Sill-Schiefer	39
3.5.2. Bio-Ser-Sill-Schiefer	43
3.5.3. Bio-Ser-Chltd-Gr-Schiefer	45
3.5.4. Chl-Ser-Gr-Schiefer	47
3.5.5. Gr-Bio-Fels	50
3.5.6. Pegmatite	51
4. Granattypologie	55
4.1. Allgemeines	55
4.2. Granate der Sopron Serie	55
4.2.1. Optische Erscheinung	55
4.2.2. Granatchemie	58
4.3. Granate der Óbrennberg-Kaltes Bründl Serie	60
4.3.1. Optische Erscheinung	60
4.3.2. Granatchemie	61

5. Mineralchemie	63
5.1. Allgemeines	63
5.2. Sopron Serie	64
5.2.1. Mu-Chl-Gr-Schiefer mit Pseudomorphosen	64
5.2.2. Amphibolit	67
5.2.3. Mittelkörniger AlkF-Plag-Mu-Gr-Orthogneis	69
5.3. Óbrennberg-Kaltes Bründl Serie	70
5.3.1. Bio-Ser-Sill-Schiefer	70
6. Gesteinschemie	87
6.1. Allgemeines	87
6.2. Geochemie der einzelnen Lithologien	87
7. Isotopengeologie	98
7.1. Allgemeines	98
7.2. Rb/Sr System	100
7.2.1. Sopron Serie	100
7.2.2. Óbrennberg-Kaltes Bründl Serie	101
7.3. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ System	103
7.3.1. Sopron Serie	103
7.3.2. Óbrennberg-Kaltes Bründl Serie	103
8. Metamorphose	109
8.1. Allgemeines	109
8.2. Metamorphose in der Sopron Serie	110
8.2.1. Prä-alpine Metamorphose	110
8.2.2. Alpine Metamorphose	111
8.3. Metamorphose in der Óbrennberg-Kaltes Bründl Serie	114
8.3.1. Prä-alpine Metamorphose	114
8.3.2. Alpine Metamorphose	116
8.4. Metamorphose-Bedingungen	117
8.5. Diskussion der Metamorphosegeschichte	122
9. Strukturgeologie	126
9.1. Allgemeines	126
9.2. Duktile Strukturen	126
9.3. Spröde Strukturen	131
10. Anmerkungen	135
11. Literatur	136
Lebenslauf	149
Anhang	150
Beilagen	151

Dank

An erster Stelle gilt großer Dank meinen Eltern, die mir durch ihre Großzügigkeit und ihr Vertrauen in mich, das Studium ermöglichten.

Ao.Prof. M. Thöni danke ich für die Betreuung der Diplomarbeit. Mit viel Geduld und Übersicht nahm er sich meiner Probleme an. In Diskussionen zeigte er stets neue Ideen und Aspekte auf und führte mich so in die Vielschichtigkeit wissenschaftlicher Arbeit ein.

Ao.Prof. W. Frank danke ich für die Hilfestellung am Ar/Ar-Meßgerät und für Diskussionen, bei denen ich viel von seiner Kenntnis der Regionalgeologie profitierte.

Frau Ing. M. Jelenc verdanke ich die chemische Aufbereitung und Messung der Rb/Sr-Proben.

Dr. B. Grasemann war ein ständiger Ansprechpartner in strukturgeologischen Fragen, anscheinend unüberwindbare *software*-Probleme, die mich hie und da zur Verzweiflung brachten, löste er mühelos.

AoProf. W. Piller und Ch. Baal unterstützten mich substantiell bei der Ansprache der Karbonate.

Bei der Burgenländischen Landesregierung bedanke ich mich für eine finanzielle Unterstützung der Geländearbeit.

Dr. K. Balogh (Debrecen), Dr. I. Dunkl (Tübingen), der auch die Zusammenfassung in das Ungarische übersetzte, und Dr. M. Putis (Bratislava) danke ich für die Bereitstellung unpublizierter Daten.

Von Dr. J. Ivancsics (*Hungarian Geological Survey* in Sopron) und Dr. G. Lelkes-Felvári (*Hungarian Geological Institut* in Budapest) erhielt ich viel Unterstützung beim Vergleich der Geologie meines Kartierungsgebietes mit dem ungarischen Teil des Ödenburger Gebirge, ebenso verdanke ich Dr. A. Pahr wichtige Hinweise über großräumige lithologische Zusammenhänge.

O.Prof. W. Richter ermöglichte mir die Präparation und RFA-Messung meiner Chemie-Proben am Inst. f. Petrologie in Wien, o.Prof. V. Höck verhalf mir zu Mikrosondenuntersuchungen am Inst. f. Geologie in Salzburg. Ihnen beiden sowie P. Nagel (Wien) und Mag. D. Topa (Salzburg), die mich vor Ort betreuten, sei an dieser Stelle gedankt.

Mag. Ruth Dörler danke ich für ihre unglaubliche Geduld mit der sie über die viele Zeit hinwegsieht, die ich mit der Geologie verbringe und für die sorgfältige Korrektur dieser Arbeit.

Auf keinen Fall vergessen will ich meine StudienkollegInnen. Sie waren zwar Anlaß für unzählige Aktivitäten weit ab jeder Wissenschaft, aber sie halfen mir stets weiter, wenn ich es notwendig hatte, und noch weitaus wichtiger verdanke ich ihrer Originalität und Freundschaft meine Freude am Studium.

Abkürzungen

Minerale

Ab	Albit
Akz	Akzessorien
AlkF	Alkali-Feldspat
Alm	Almandin
Amp	Amphibol
An	Anorthit
And	Andalusit
Ap	Apatit
Bio	Biotit
Cc	Calcit
Chl	Chlorit
Chltd	Chloritoid
Cord	Cordierit
Dist	Disthen
Ep	Epidot
Gr	Granat
Gros	Grossular
Hb	Hornblende
Hgl	Hellglimmer
Ilm	Ilmenit
Kzoi	Klinozoisit
Lbgt	Leuchtenbergit
LOI	<i>loss on ignition</i>
Mikro	Mikroclin
Mu	Muskovit
O-Gneis	Orthogneis
opP	opake Phase
Ort	Orthit
Plag	Plagioklas
Pyr	Pyrop
Qu	Quarz
Rut	Rutil
Ser	Serizit
Sill	Sillimanit
Stau	Staurolith
Tit	Titanit
Turm	Turmalin
Zirk	Zirkon
Zois	Zoisit

weitere Abkürzungen

BB	Bildbreite
L	Lineation
NM	Neckenmarkt
=N	parallele Polarisatoren
+N	gekreuzte Polarisatoren
S _i	internes Schieferungsgefüge
S _e	externes Schieferungsgefüge
S	metamorphe Schieferung
SS	sedimentäre Schieferung
WR	<i>whole rock</i>

1. Zusammenfassung

Aus dem ungarischen Teil des Ödenburger Gebirges sind seit mehreren Jahren And-führende Gesteine bekannt, für die ein prä-alpines Alter angenommen wird. Ziel der vorliegenden Arbeit ist die Untersuchung der Fortsetzung dieser Serien auf österreichischem Gebiet und besonders deren Stellung zum Unterostalpin dieses Raumes. Zur besseren Unterscheidung werden die Lithologien mit relativ gut erhaltenem prä-alpinem Mineralbestand als Óbrennberg-Kaltes Bründl Serie (ÓKB) vom restlichen Kristallin des Ödenburger Gebirges, das im folgenden als Sopron Serie bezeichnet wird, abgetrennt.

SOPRON SERIE: Relativ monotone, diaphthoritische Glimmerschiefer mit variablen Qu-Gehalten nehmen flächenmäßig die wichtigste Stellung ein. Kennzeichnend für sie ist das vollständige Fehlen von Karbonat und das häufige Auftreten von rechteckigen bis rautenförmigen Pseudomorphosen nach Stau. Diese Pseudomorphosen, die in seltenen Fällen noch reliktschen Stau enthalten können, bestehen heute, je nach der alpinen Überprägung, aus Ser, aus Ser mit Chltd oder sehr selten aus Dist.

In diese Glimmerschiefer sind gering mächtige, Kzoi reiche, selten Gr führende Amphibolit-Körper konkordant eingeschaltet, die manchmal noch eine meta-gabbroide Textur erkennen lassen. Bei den Amphibolen handelt es sich zum überwiegenden Teil um Akt mit tschermakitischer Hb am Rand.

Charakteristischer Grobgnais mit bis zu 3 cm großen AlkF-Porphyroblasten ist lediglich am S-Rand des Kristallins in einem schmalen, NW-SE streichenden Bereich zu finden. Wesentlich häufiger tritt ein sehr einheitlicher, mittelkörniger Orthogneis auf, der zum Grobgnais keinerlei Übergänge aufweist. Diese gut geschieferten Gesteine bestehen aus perthitischen AlkF, Ab-reichem Plag, Mu, Qu, reliktschem Bio, sowie akzessorisch aus Gr, Zirk und relativ viel Ap. An Bewegungszonen im Kontaktbereich zwischen Glimmerschiefer und mittelkörnigem Orthogneis tritt Leukophyllit auf.

ÓBRENBERG-KALTES BRÜNDL SERIE: Feldgeologisch lassen sich die Gesteine dieser Serie durch ihren Bio-Reichtum und ihre Mangel an Chl und Gr relativ leicht von der Sopron Serie trennen.

Bio-Ser-Chltd-Gr-Schiefer stellen über weite Strecken die häufigsten Gesteine innerhalb der ÓKB-Serie dar. Charakteristisch für sie ist das Auftreten von linsigen Haufen, bestehend aus unorientiertem, blassem Chltd und/oder Dist. Dabei könnte es sich um Pseudomorphosen nach And (Dist-reichen Haufen) beziehungsweise nach Stau (Chltd-reiche Haufen) handeln, worauf einige wenige Relikte dieser Minerale innerhalb der Pseudomorphosen hindeuten.

Bio-And-Sill-Schiefer stellen jene Lithologie dar, in der der prä-alpine Mineralbestand am besten erhalten ist. Poikiloblastischer And wird in diesen Gesteinen bis zu 6 mm groß und ist im Aufschluß-, oft sogar im Dünnschliffmaßstab recht unterschiedlich gut erhalten. Meist finden sich randliche Umwandlungen zu kleinen, rechteckigen Dist-Leistchen, die häufig bis zu einer vollständigen, flächigen Umwandlung des And zu unorientiert wachsendem Ky führen können. In Gesteinen, wo der And gut erhalten ist, treten alle drei Al_2SiO_5 -Modifikationen metastabil nebeneinander auf und Gr fehlt in diesen Proben vollständig. Stau ist ausschließlich reliktsch als Einschluß in And erhalten.

ERGEBNISSE: Die Gr in der Sopron Serie sind auffällig größer als jene der ÓKB-Serie und im Gegensatz zu diesen optisch zweiphasig, mit einem einschlußarmen Kern, der von der jüngeren Gr-Generation durch einen Pigmentsaum getrennt ist. Diese Zweiphasigkeit

bestätigt sich auch in Mikrosondenprofilen, mit einem Mn-reichen, Fe-armen Kern und einem Mn-armen und Fe, Mg-reichen Rand, während die Gr der ÓKB-Serie keinerlei Mineralzonierung zeigen.

Im Rb/Sr System ergeben Proben aus beiden Serien teilverjüngte Alter, d.h. geologisch bedeutungslose Scheinalter, jedoch sind die Gesteine aus der Sopron-Serie deutlich stärker verjüngt als jene der ÓKB-Serie. So zeigen Bio aus And-führenden Schiefen Alter zwischen 198-210 Ma, während Mu aus den mittelkörnigen Orthogneisen der Sopron Serie Alter von maximal 170 Ma ergeben.

Geochemisch sind die Glimmerschiefer beider Serien sehr ähnlich, anhand von Haupt- und Spurenelement-Diskriminierungsdiagrammen kann für sie ein Pelit mit einer *island-arc*-Signatur als Protolith angenommen werden. Die Haupt- und Spurenelementdaten der Amphibolite deuten auf einen Gabbro mit Ozeanboden-Signatur als Protolith dieser Gesteine hin; sie zeigen eine große Ähnlichkeit mit jenen der *N-type high-Ti eclogites* der Kor- und Saualpe. Die O-Gneise sind geochemisch als ehemalige peraluminöse Syn-Kollisionsgranite zu klassifizieren.

Für die prä-alpine Metamorphose in der Óbrennberg-Kaltes Bründl Serie gibt es gute Hinweise für Bedingungen von rund 650° C und 3-5 kbar. In der Sopron Serie können für die alpine Metamorphose Bedingungen von etwa 550 ± 30° C und 9,5 ± 1,5 kbar angenommen werden.

Wegen der Aufschlußarmut und der ausgeprägten tertiären Tektonik an überwiegend NW-SE streichenden, steil stehenden Störungen, die mit der Genese des Oberpullendorfer Beckens zusammenhängen, ist die lokale Feldbeziehung der beiden Serien weitgehend unklar. Die stärkere Verschieferung bis Mylonitisierung im Liegenden der ÓKB-Serie spricht jedoch für einen tektonischen Kontakt zwischen den beiden Serien, der am ehesten mit SE-einfallenden SE-vergenten Abschiebungen in Verbindung zu setzen ist. NW-SE streichende Mineralstreckungslineare einer SE-vergenten Abschiebung haben die *extensional exhumation* des Kristallins als Ursache und stellen die jüngsten duktil/semiduktilen Strukturprägungen im Untersuchungsgebiet dar.

Überregional werden Parallelen zur ÓKB-Serie etwa im Strallegger Gneis und in den Dist-Paramorphosenschiefern der Koralpe gesehen.

Abstract

And-bearing lithologies of presumed pre-Alpine age have been recognised in the Hungarian part of the Sopron Hills for several years. This work deals with the continuation of these rocks into the Austrian part of this crystalline massif.

Lithologies with a relative well preserved pre-Alpine mineralogy which outcrop predominantly in the uppermost levels of the Sopron Hills, comprise the Óbrennberg-Kaltes Bründl Series; the rest of the massif with predominantly Alpine-diaphthoritic schists and gneisses, is called Sopron Series. The total lack of carbon and carbonate is characteristic of both series.

SOPRON SERIES: Monotonous diaphthoritic mica schists with varying Qu-contents and numerous rectangular to rhombic pseudomorphs after Stau are wide-spread. These pseudomorphs contain either Ser, or Ser with Chltd or Chltd with Dist depending on their Alpine overprint; relicts of Stau within these pseudomorphs are scarce.

These mica schists contain several small bodies of Gr-amphibolite, most highly-deformed, but sometimes still with a relict meta-gabbroic texture. Characteristic coarse grained

„Grobgneiss“ was found only in the very southernmost part of the crystalline massif. Leucocratic, strongly foliated gneisses, which lack any transitions to the „Grobgneiss“ are much more abundant.

ÓBRENBERG-KALTES BRÜNDL SERIE: In the field these lithologies are easy to distinguish from the Sopron Series by their abundance of Bio and scarcity of Gr and Chl. Bio-And-Sill Schist is the best preserved pre-Alpine mineralogy in this area. And shows Dist-overgrowth on its rims and in many samples it is possible to find the metastabil co-existence of And, Sill, and Dist. Stau only occurs as relicts within And.

Bio-Ser-Chltd-Gr-Schist is the most frequent lithology in this series, containing characteristic Chltd/Dist-pseudomorphs after And or Stau.

Results: In the Sopron Hills two different lithological series can be separated by their metamorphic history. Gr are much bigger in the Sopron Series than in the Óbrennberg-Kaltes Bründl Series and they always display a zoning, with a core containing a few elongate ore inclusions, defining a foliation, and a rim in which the inner part has abundant very fine grained inclusions. The density of these inclusions decrease outwards to an inclusion free rim. Gr of the Óbrennberg-Kaltes Bründl Series appear to have formed in a single generation and, due to their textural development, are believed to be of alpine age.

Rb/Sr-mineral-ages in both series show partial Alpine resetting, although this was much more effective in the Sopron Series than in the Óbrennberg-Kaltes Bründl Series, where the oldest mineral-ages of the Sopron Hills are preserved.

The mica schists of both series are geochemically relatively similar. According to major- and trace discrimination diagrams, shales with an island-arc-signature are the most probable protolith for these rocks. Major- and trace-element discrimination diagrams for the amphibolites point to a protolith with ocean-floor-affinity, while the gneisses classify as peraluminous syn-collision granites.

The conditions of the pre-Alpine high-T metamorphism in the Óbrennberg-Kaltes Bründl Series are estimated at 650° C and 3-5 kbar. There is good evidence for an Alpine metamorphism in the Sopron Series, with peak-conditions at 550 ± 30° C und 9,5 ± 1,5 kbar.

The Sopron Series in this area is believed to belong to the Lower Austroalpine "Grobgneis Unit", whereas the Óbrennberg-Kaltes Bründl Series show striking similarities to the Strallegger Gneisses and to the „Dist-Paramorphosenschiefer“ (Koralpe), which are part of the Middle Austroalpine Units (of TOLLMANN 1959). This is a result of the large scale nappe-transport during the Alpine orogeny, which is confirmed by frequent occurrences of mylonites and Leukophyllites in the Sopron Hills. Later extensional exhumation is seen in SE-dipping normal faults with NW-SE oriented mineral-stretching lineations and top-to SE shear sense, which brought the Óbrennberg-Kaltes Bründl Series on top of the Sopron Series.

Összefoglalás

Andaluzit-tartalmú, pre-Alpi korúnak feltételezett kőzetek már ismertek a Soproni-hegység magyarországi területéről. Ez a munka a soproni kristályos vonulat Ausztriába eső folytatásával foglalkozik. Az Óbrennberg-Kaltes Bründl sorozat főleg a hegység magasabb részein helyezkedik el, és viszonylag jól megőrződött pre-Alpi ásványegyüttest tartalmaz, míg a többi kristályos képződmény a Soproni sorozatba sorolható, amely Alpi diaforitos

palákból és gneiszből áll. Mindkét sorozatra a karbonát ásványok és a szén hiánya a jellemző.

SOPRONI SOROZAT: Monoton diaforitosodott csillámpala, változó kvarctartalommal, a téglalap, illetve romboéder alakú, staurolit utáni pszeuromorfózák gyakoriak. A staurolit reliktum ritka, a pszeuromorfózák anyaga szericit, szericit kloritoiddal vagy kloritoid diszténnel - az Alpi felülbélyegzés szerint.

A csillámpala kis gránát-amfibolit testeket tartalmaz, melyek többnyire erősen deformáltak, de néha a meta-gabbró szövet megőrződött. A tipikus, durvakristályos „Grobgneisz“ csak az ausztriai kristályos terület legdélibb részén található. Sokkal gyakoribbak a leukokrata, erősen foliált gneiszek, melyek nem mutatnak átmenetet a „Grobgneisz“-be.

ÓBRENBERG-KALTES BRÜNDL SOROZAT: A jelentős biotit és szórványos gránát valamint klorit tartalom alapján ezek a képződmények terepen is könnyen elkülöníthetők a Soproni sorozattól. A biotit-andaluzit-szillimanit-palák tartalmazzák a terület legjobban megőrződött pre-Alpi ásványegyüttesét. Az andaluzit disztén továbbnövekedési szegélyt hordoz sok mintában, és az andaluzit, szillimanit, disztén metastabil együttese is megtalálható. Staurolit csak az andaluzitban, reliktumként fordul elő. A sorozat leggyakoribb közettípusa a biotit-szericit-kloritoid-gránát-pala, amely jellegzetes kloritoid/disztén pszeuromorfózákat tartalmaz andaluzit és staurolit után.

EREDMÉNYEK: A Soproni-hegységben két sorozat különböztethető meg a metamorf történetük alapján. A gránátok a Soproni sorozatban sokkal nagyobbak, mint az Óbrennberg-Kaltes Bründl sorozatban és minden esetben zónásságot mutatnak, a viszonylag tiszta magot zárvány gazdag sáv választja el a fiatalabb továbbnövekedéstől. Az Óbrennberg-Kaltes Bründl sorozatban a gránátok csupán egy generációsak és a szöveti kép alapján Alpi korúnak feltételezhetők.

A Rb/Sr-csillám korok részleges Alpi fiatalodást mutatnak, ami a Soproni sorozatban sokkal nagyobb mértékű volt. A Soproni-hegység legöregebb korai az Óbrennberg-Kaltes Bründl sorozatban mérhetők.

Geokémiai szempontból a két sorozat csillámpalái meglehetősen egyformák. A fő- és nyomelem diszkriminációs diagramok alapján a legvalószínűbb protolitok szigetív geokémiai bélyegeket mutató agyagpalák voltak. Az amfibolitok hasonló osztályozása oceán-fenek protolitra utaló bélyegeket mutat, míg a gneiszek Al-gazdag szín-kollíziós gránitoidokként értelmezhetők.

Az Óbrennberg-Kaltes Bründl sorozat pre-Alpi nagyhőmérsékletű metamorfózisa feltehetően 650° C és 3-5 kbar ért el. Az Alpi felülbélyegzés csúcs értékei 550 ± 30° C és 8.5 ± 1,5 kbar voltak.

A Soproni sorozatot a szerző az Alsó Keletalpi „Grobgneisz egység“-be sorolja, míg az Óbrennberg-Kaltes Bründl sorozat közettípusai feltűnő hasonlóságot mutatnak Koralpok Strahllegger gneiszével, ami a Középső Keletalpi egység része (TOLLMANN 1959 alapján). Ez az Alpi orogén nagy léptékű takarós elmozdulásainak eredménye, amit a milonit és leukofillit előfordulások nagy száma igazol. Ezeket É-D irányú ásvány-lineáció és északra mutató takarós elnyíródás jellemzi. Az extenziós jellegű kiemelkedést ÉNY-DK irányú ásvány lineáció és délkeletre irányuló elmozdulás mentén következett be.

2. Einleitung

2.1. Aufgabenstellung

In den Ostalpen sind nur sehr wenige Vorkommen von Gesteinen mit prä-alpinem Andalusit bekannt. Neben den gut untersuchten Vorkommen im Ötztalkristallin (PURTSCHELLER 1969, 46-47; PURTSCHELLER 1971, 4-6 u. 38-45; TROPPEL 1993, 14-43), in der Saualpe - fast ausschließlich nur mehr als Disthen-Paramorphosen nach Andalusit (WEISSENBACH 1963, 5 u. 13-16; WEISSENBACH 1975, 100-106; MEIXNER 1975, 204) und im Koralpenkristallin - durchwegs als Disthen-Paramorphosen nach Andalusit (FRANK 1983, 263) sind And-führende Lithologien auch im ungarischen Teil des Ödenburger Gebirges beschrieben (KISHÁZI 1977, 36; LELKES-FELVÁRI & SASSI 1984, 604; KISHÁZI & IVANCSICS 1985, 194-195).

Ziel dieser Arbeit ist es, die vermutete Fortsetzung dieser Serien, die in Ungarn aus Bohrungen und obertägigen Aufschlüssen bestens bekannt sind, nach Österreich zu verfolgen. Vor allem die Stellung dieser Gesteine zum übrigen Unterostalpin in diesem Raum bezüglich der Tektonik, Struktur- und Metamorphose-Entwicklung, soll hier näher untersucht werden. Durch „die besonders ungünstigen Aufschlußverhältnisse in diesem Raum, in dem ohne intensivste, zeitraubende Begehungen“ (PAHR 1977, 24) kaum neue Erkenntnisse gewonnen werden können, wird auf die Geländearbeit ein besonderer Schwerpunkt gelegt.



Abb. 2-1: Blick vom Bahnhof Unterpetersdorf nach NW auf das Ödenburger Gebirge. Der rote Pfeil markiert die Lage des Freiburger Steinbruchs.

2.2. Geographischer Überblick

Das Untersuchungsgebiet liegt etwa 60 km SSE von Wien und ca. 7 km SW von Sopron direkt an der Grenze zu Ungarn am N-Rand des Oberpullendorfer Beckens¹⁾ (Abb. 2-3 und 2-4).

Das Kartierungsgebiet wird im N und NE durch die Staatsgrenze mit Ungarn (glücklicherweise ohne den 1989 entfernten Stacheldrahtzaun), im W durch den Erlengraben und im S durch die Linie Ritzing-Weingartenkapelle begrenzt. Vier Fünftel des Arbeitsgebietes sind mit dichtem Wald bedeckt, der übrige Teil (vor allem im SE) wird landwirtschaftlich genutzt, wobei der Schwerpunkt auf Weinanbau (Blafränkisch) liegt (Abb. 2-1 u. 2-2).

Die Staatsgrenze folgt ungefähr den höchsten Erhebungen des Ödenburger Gebirges, die hier eine kleine, lokale Wasserscheide zwischen Rák patak im N und dem Einzugsgebiet des Goldbaches im S bilden (WOLF 1870, 19). Das Gewässernetz weist jahreszeitlich deutlich schwankende Schüttungsmengen auf und entwässert S der Wasserscheide auffällig einheitlich nach SE, was auf eine sprödetektonische Kontrolle der Entwässerung hindeutet (Abb. 9-7).



Abb. 2-2: Blick von der Kleinen Tränk nach SE über das Kristallin auf die flach liegenden, tertiären Sedimente des Oberpullendorfer Beckens.

Durch die relativ geringen Höhenunterschiede im Kartierungsgebiet (zwischen 250 m bis 520 m Seehöhe), die sanfte Morphologie und die dichte Vegetation ist die Aufschlußsituation generell als sehr schlecht zu bezeichnen, weshalb sich die Kartierung zum größten Teil auf Lesestein stützt. Die wichtigsten Aufschlüsse, neben den zahlreichen Forststraßen, die jedoch nur selten bis ins Anstehende einschneiden, sind der Steinbruch Freiburger im Zentrum des Untersuchungsgebietes, der kleine Steinbruch 700 m NW von diesem und der Steinbruch beim Kalten Bründl. In diesen Steinbrüchen sowie in dem geplanten Steinbruch am Mitterriegel, der 1996 in Betrieb gehen soll, wird der mittelkörnige AlkF-Plag-Mu-Gr-Orthogneis als Material für Straßenschüttungen abgebaut.

2.3. Geologischer Überblick²⁾

Das Ödenburger Gebirge zählt zu den östlichsten Ausläufern der Ostalpen vor ihrem Abtauchen unter die tertiären Sedimente der Kleinen Ungarischen Tiefebene. Das Kristallin ist Teil des unterostalpinen Deckenstockwerks der Alpen, welches am Alpenostrand klassischerweise in 2 Einheiten unterteilt wird, in die liegende Wechseleinheit und in die hangende Grobgneiseinheit (Semmeringeinheit). Das Ödenburger Gebirge wird in der Literatur zur Kirchberger Decke der Semmering Einheit gezählt (FUCHS 1990, 28-29).

Neben dem größten Kristallinkörper bei Brennbach gibt es noch mehrere kleine kristalline Erhebungen aus dem Tertiär Richtung Neusiedler See: Fillérdö, Rókaház-domb, Harkai-kúp, Köhegy, Köhalom-domb, Halászcsárdai-rög, die allesamt zur Grobgneiseinheit zählen. Das Kristallin von Mörbisch/Fertőrákos gehört zur liegenden Wechseleinheit (TOLLMANN 1975, 137; KISHÁZI & IVANCSICS 1985, 191).

Flächenmäßig nimmt die Grobgneiseinheit einen weiten Teil des Nordostsporns der Alpen ein, die liegende Wechseleinheit tritt in insgesamt 8 Fenstern unter dieser hervor (Abb. 2-4): Wechsel-, Bernsteiner-, Meltener-, Scheiblingskirchner-, Wiesmather-, Forchtenuaer-, Wiener Neustädter- und Ruster Fenster. Das die Wechseleinheit unterlagernde Penninikum erscheint in den Fenstern von Eisenberg, Hannersdorf, Rechnitz und Meltern (TOLLMANN 1975, 129).

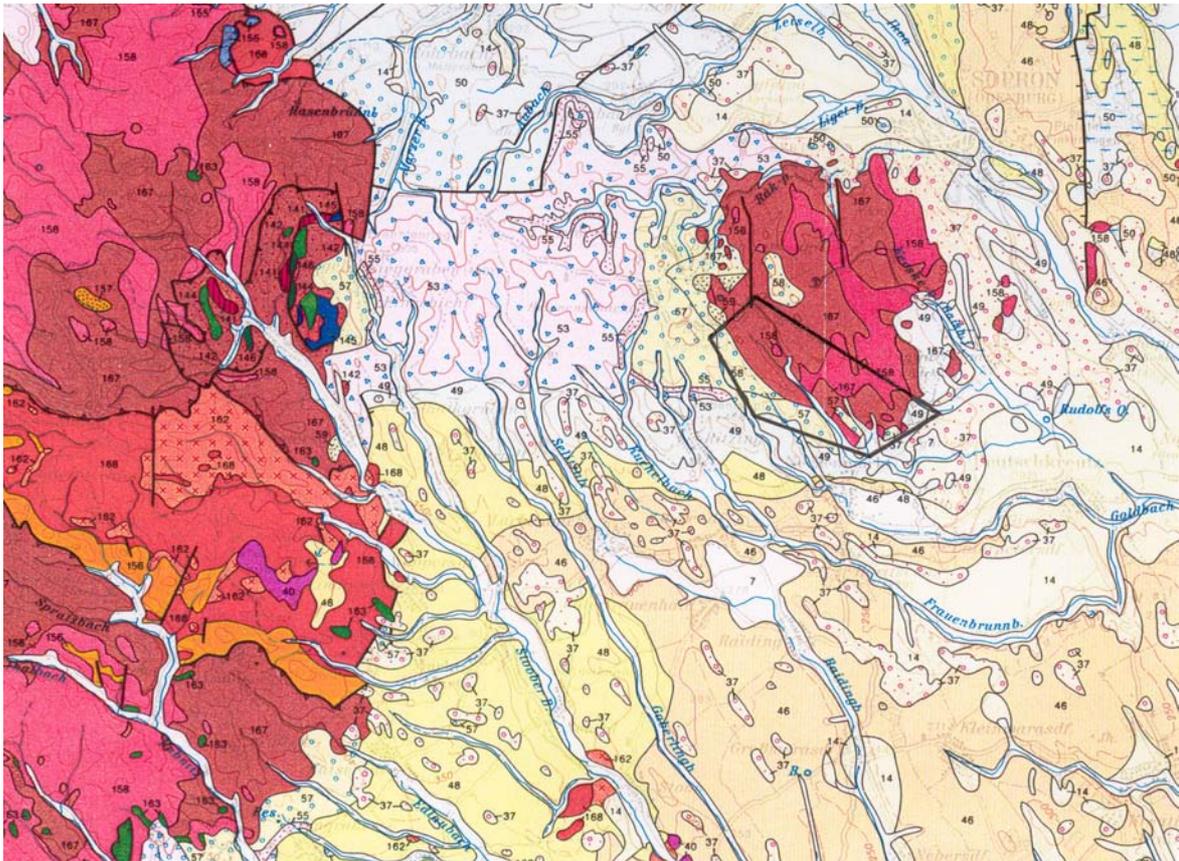


Abb. 2-3: Ausschnitt aus der geologischen Gebietskarte der Republik Österreich "Wien und Umgebung" im Maßstab 1 : 200.000 der Geologischen Bundesanstalt (1984) mit der Lage des Kartierungsgebietes.

Das Mittelostalpin (im Sinne von TOLLMANN 1959, 42-54) als die tektonisch höchste Einheit in diesem Raum findet sich in den Deckschollen von Kirchschlag, Schäffern und Siegraben (CLAR 1975, 190; HERRMANN & PAHR 1988, 6), für deren Platznahme auf dem Unterostalpin ein eo-Alpines Alter angenommen wird (NEUBAUER & FRISCH 1992, 25).

Das Konzept der tektonischen Gliederung dieses (schlecht aufgeschlossenen und deshalb lange Zeit diskutierten) Raumes stützt sich im wesentlichen auf mehrere konkrete Feldbeobachtungen und Bohrungen. So konnte durch PAHR (1961, A42-43) die Überlagerung von Rechnitzer Penninikum durch Gesteine der Grobgneseinheit N Harmannsdorf und W Ungerbach festgestellt werden. SSE Hattmannsdorf zeigte sich die Überschiebung von Grünschiefer und Kalkphylliten der Rechnitzereinheit durch Albitgneise der Wechseleinheit (PAHR 1977, 27).

Die Bohrung Maltern 1 (Endteufe 381 m), die 1972-73 im Auftrag der Bleiberger Bergwerks Union E Maltern niedergebracht wurde, durchörterte vom Hangenden ins Liegende zuerst 60 m Grobgneseinheit und darunter 50 m Wechseleinheit. Die Rechnitzereinheit als das Liegendste konnte nicht in ihrer Mächtigkeit erbohrt werden (Pahr 1977, 27). Diese Bohrung brachte somit den direkten Beweis für die Abfolge (im Liegenden beginnend) von Rechnitzer-, Wechsel- und Grobgneseinheit.

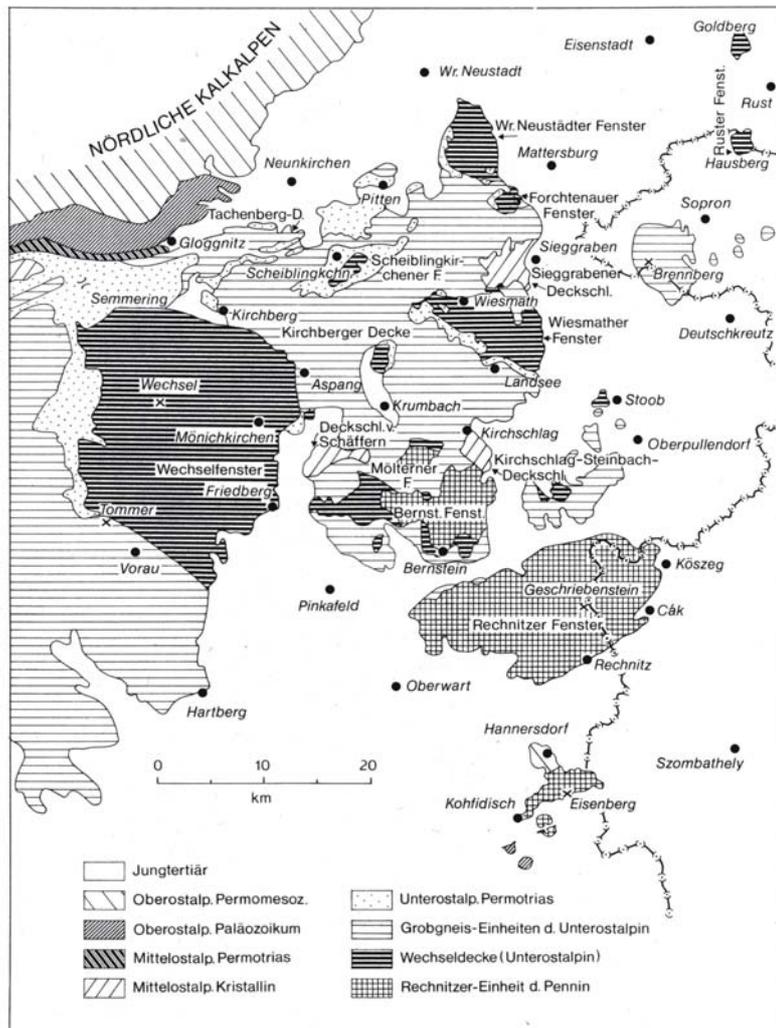


Abb. 2-4: Tektonische Übersicht des Nordostsporns der Zentralalpen (aus HERRMANN & PAHR 1988. 6).

3. Kartierungsergebnisse und Petrographie

3.1. Allgemeines

Als Kartengrundlage dienten die auf den Maßstab 1 : 10.000 vergrößerten Kartenausschnitte der ÖK 25V, Blätter 107 (Mattersburg) und 108 (Deutschkreutz). Bei der Kartierung stützte ich mich auf die Karte Mattersburg-Deutschkreutz der Geologischen Bundesanstalt (1 : 50.000) aus dem Jahr 1957, sowie auf die geologische Karte (1 : 25.000) in KISHÁZI (1979).

Die Aufschlußsituation ist, wie schon in Kapitel 2.2. angedeutet, sehr schlecht, weshalb man als kartierender Geologe in diesem Gebiet fast ausschließlich auf Lesesteine angewiesen ist. Abgesehen von den 3 Steinbrüchen bieten die zahlreichen Forststraßen gute Möglichkeiten einen raschen Überblick über die verschiedenen Lithologien, obwohl auch dort wirklich Anstehendes sehr selten ist.

Will man gute Kartierungsergebnisse erzielen, genügt es nicht, die Forststraßen abzugehen, sondern man kommt nicht um langwierige, flächendeckende Begehungen herum. Besonders im Wald stellt sich oft das Problem, überhaupt irgendwelche Lesesteine zu finden. Finden sich dann doch welche, so sind diese meist sehr klein und am weichen Waldboden sind mit dem Geologenhammer nur schwer frische Anschläge zu erzeugen.

Aber auch mit dem größtem Aufwand kann man bei der Lesesteinkartierung zwar großflächige, einheitliche Gesteinsvorkommen gut abgrenzen, jedoch sind ihr bei komplexen Wechsellagerungen von unterschiedlichen Lithologien (siehe beispielsweise die Profile in KISHÁZI & IVANCSICS (1985, 199 u. 206)) sehr enge Grenzen gesetzt. Weiters sind Aussagen über die Tektonik nur in einem sehr beschränkten Ausmaß zu treffen und es bleiben viele Fragen offen, was in Anbetracht der interessanten Geologie dieses Raumes sehr schade ist.

Tab. 3-1 stellt eine Übersicht der geschätzten modalen Mineralgehalte anhand der Dünnschliff-Untersuchungen in Volumens-% unter Zuhilfenahme von Dünnschliff-Schätzbildern (SHELLEY 1993, 6) dar. Da es sich bei der Tabelle um geschätzte Mineralgehalte handelt, ergeben die Summen der einzelnen Proben zwangsläufig nicht genau 100 %. Für Akzessorien unter 1% wurden in dieser Tabelle folgende Signaturen gewählt:

- (x) sehr wenig, gerade noch zu finden
- x vorhanden (etwa 0,5%)
- xx relativ viel vorhanden (um 1%)

Proben, die beispielsweise wegen einer besonderen Dünnschliff-Position weit vom Durchschnitt abweichende Mineralgehalte aufweisen, sind kursiv geschrieben. Besonders auffällige bzw. für die Interpretation wichtige Mineralgehalte sind fett gedruckt.

Im Verlauf der Kartierung und Bearbeitung des Ödenburger Kristallins zeigte sich ganz klar die Existenz zweier, in der Metamorphosegeschichte und Tektonik deutlich unterscheidbarer Serien. Um dieser Erkenntnis Rechnung zu tragen, faßte ich die Lithologien mit relativ gut erhaltenem prä-alpinem Mineralbestand und einphasigem Granatwachstum zur **Öbrennberg-Kaltes Bründl Serie** zusammen (benannt nach den Zentren des Vorkommens in Ungarn und Österreich), im Unterschied zu den „normalen“, alpin-diaphthoritischen Gesteinen mit zweiphasigem Granatwachstum (in den

Glimmerschiefern), die ich in Anlehnung an KISHÁZI & IVANCSICS (1985, 193) als **Sopron Serie**³⁾ bezeichne. Analogien zu den Gesteinen der Óbrennberg-Kaltes Bründl Serie finden sich beispielsweise im Strallegger Gneis und in der Teigitsch Serie.

3.2. Quartär

Die quartären Sedimente des Untersuchungsgebietes können nach ihrer Erscheinungsform grob in 2 Gruppen unterteilt werden:

- a) subrezente Sedimente der Talniederungen
- b) pleistozäner Hangschutt

a) Die subrezentten Sedimente der Talniederungen werden in Ermangelung von Aufschlüssen hauptsächlich morphologisch ausgeschieden. Diese zeigen eine auffällige Geländeverflachung in den Talbereichen mit einem deutlichen Geländeknick an den Talrändern. Meist handelt es sich um feinkörnige Sedimente (Feinsand, Schluff bis Rohton), deren wasserstauende Wirkung an Hand mehrerer Vernässungszonen klar ersichtlich ist.

b) Der pleistozäne Hangschutt stellt für den kartierenden Geologen gleichsam eine „Gewissensfrage“ dar. Ein Quartärgeologe könnte den überwiegenden Teil des Ödenburger Gebirges mit einer einheitlichen Signatur für Hangschutt versehen (und hätte für seinen Teil Recht), was natürlich für eine kristallingeologisch-orientierte Fragestellung nicht zielführend ist. Der Kristallingeologe versucht deshalb anhand der unterschiedlichen Zusammensetzung des Schuttes auf die darunterliegende, anstehende Lithologie zu schließen.

Die Bedeckung des Kartierungsgebietes mit Hangschutt und das Aussehen des Schuttmaterials sind sehr variabel. Im obersten Bereich der Hügel beträgt die Mächtigkeit der Schuttbedeckung meist nur wenige dm, sie kann aber am Hügelfuß bis 2 m und mehr betragen. Die durchschnittliche Korngröße des Schuttes über Glimmerschiefern ist wegen der gegen die physikalische Verwitterung anfälligeren Textur und Mineralogie dieser Gesteine eher kleiner als die durchschnittliche Korngröße des Schuttes über den Orthogneisen und Amphiboliten.

Im Profil zeigt der Schutt hangparallele, dünne Lagen abwechselnd aus gröberem und feinerem Material (angular, monomikt), für deren Genese Solifluktion und/oder Frostkriechen am wahrscheinlichsten ist (WEISE 1983, 86-89). Damit ist bei einer Lesesteinkartierung mit einer hangabwärts gerichteten Verlagerung der einzelnen lithologischen Grenzlinien zu rechnen, je nach Hangneigung in einem stärkeren oder schwächeren Ausmaß.

3.3. Tertiär

Da eine Bearbeitung des Tertiärs keineswegs Thema dieser Arbeit ist, sollte ursprünglich auch dessen Kartierung nicht über einen schmalen Streifen als Abgrenzung zum Kristallin hinausgehen. Im Verlauf der Kartierung zeigten sich jedoch neue Erkenntnisse zu bereits bestehenden geologischen Karten⁴⁾, weshalb ich der Aufnahme des Tertiärs zunehmend

einen breiteren Raum widmete. Wegen meiner schwerpunktmäßig kristallingeologischen Ausbildung kartierte ich die tertiären Sedimente rein lithologisch-beschreibend.

Auwaldschotter

Bereits VENDEL (1933, 3-5) trennt diese Serie, für die er eine Mächtigkeit von 300 m angibt, in einen Unteren Auwaldschotter (unterschiedlich gut gerundete Kristallingerölle aus südlicher Richtung geschüttet) und einen hangenden Oberen Auwaldschotter (mit überwiegend kalkalpinen Geröllen), die er beide konkordant verbunden sieht.

Während VENDEL (1973, 11) die Auwaldschotter für eine fluviatile Bildung hält, tendieren JANOSCHEK (1931, 57) und MOSTAFAVI (1978, 114) für eine strandnahe Genese, wofür teilweise auch die Kornform (CARRARA 1981, 401-413) und einige wenige Fossilienfunde sprechen würden (JANOSCHEK 1931, 58). Sowohl VENDEL (1973, 25) als auch MOSTAFAVI (1978, Taf. 21) stellen die Auwaldschotter ins Karpat.

a) Untere Auwaldschotter

Die Verbreitung dieses Sediments liegt im Kartierungsgebiet vor allem W Gruberkreuz, NW Huberhaus und S beziehungsweise SW an das Kristallin des Kronberges anschließend. Es überwiegen unterschiedlich gut gerundete Gerölle mit Korngrößen bis 40 cm (durchschnittlich 10-15 cm) und durchwegs von kristalliner Herkunft; eine detaillierte Beschreibung der Komponenten findet sich bei JANOSCHEK (1931, 47-48). Immer wieder zeigen sich auch kiesige und sandige Bereiche, die aber durch die schlechte Aufschlußsituation nur schwer faßbar sind.

In einer tiefen Erosionsrinne NW Oswaldikapelle sieht man besonders schön den Sedimentcharakter, den schon JANOSCHEK (1931, 57) beschreibt: „...daß das Material ganz unsortiert ist und die einzelnen Gerölle ganz unregelmäßig in einer Grundmasse von Sand und Kies stecken.“ Im Profil bei den Zollhäusern (Abb. 3-18) sieht man den flachen transgressiven Kontakt der Unteren Auwaldschotter auf das Kristallin im Bereich W Weingartenkapelle.

Auffällig sind jene Bereiche in den Unteren Auwaldschottern, wo die Geröllkomponenten zum überwiegenden Teil aus Grobgneis bestehen und sich durch eine besonders gute Rundung und Kugeligkeit auszeichnen.

Besonders in der Nähe der Oswaldikapelle sind diese Grobgneisgerölle so häufig, daß in früheren Karten stets Grobgneis als anstehend eingezeichnet wurde. Viele Gerölle sind zerbrochen und täuschen so einen fehlenden Transport vor, jedoch bei genauer Betrachtung findet sich an diesen Rollstücken stets noch mindestens eine gut gerundete Fläche, die auf den Geröllcharakter hinweist. Weitere Vorkommen mit überwiegend Grobgneisgeröllen sind W und S Gruberkreuz (siehe Beilage 1). Bei den Geröllen im Gebiet der Oswaldikapelle wäre eine strandnahe Aufarbeitung des gleich N anstehenden Grobgneises (und dessen wahrscheinlich in geringer Tiefe unter den tertiären Sedimenten liegenden Fortsetzung) denkbar.

b) Obere Auwaldschotter

Die Oberen Auwaldschotter treten nur in kleinen, isolierten Vorkommen NW Huberhaus, am S-Teil des Kronberges, NW Weingartenkapelle und E Zollhäuser an der Staatsgrenze auf (siehe Beilage 1). An ihrer räumlichen Verbreitung fällt auf, daß das Auftreten dieser Sedimente vor allem auf die Hügelrücken konzentriert ist, was ihre hangende Stellung gegenüber den Unteren Auwaldschottern unterstreicht (VENDEL 1933, 3).

Die Gerölle sind durchschnittlich 10-20 cm groß, ausnehmend gut gerundet und ausgeprägter Kugeligkeit und beinahe ausschließlich kalkalpiner Herkunft. Eine ausführliche Beschreibung der mannigfaltigen Lithologien dieser Gerölle findet sich bei JANOSCHEK (1931, 47-48). JANOSCHEK (1931, 59-60) nimmt als Liefergebiet dieser Sedimente oberostalpine Deckenreste südlich deren heutigen Verbreitung an.

Karbonatgesteine

Im Bereich des Goldbaches N der Kote 270 finden sich Karbonate in Form von karbonatischen Sandsteinen, Rhodolithen-führenden Kalksandsteinen und fossilreichen Corallinaceen-Schuttkalken. JANOSCHEK (1931, 62 u. Taf. 1) beschreibt diese Kalke als Einschaltungen in den Basalabschnitt der Ritzinger Sande, die diskordant über den Auwaldschottern liegen (JANOSCHEK 1931, 63) und stellt die Kalke in das Baden. MOSTAFAVI (1978, Taf. 21) zählt sie größtenteils in die Obere Lageniden Zone. Die folgende Beschreibung der Karbonate stellt keinesfalls eine erschöpfende Untersuchung dieser Kalke bis ins kleinste Detail dar, vielmehr bietet sie einen kleinen Überblick, der dem Leser eine Ahnung über das Aussehen und den Fossilgehalt dieser Gesteine bieten soll.

a) Sandstein

Die Sandsteinvorkommen liegen S und W Huberhaus. Es sind gelbliche Sandsteine mit karbonatischer Matrix, weiß verwitternd mit einem hohen Anteil an lithischen Komponenten (Abb. 3-1). Die Korngröße liegt im Mittel- bis Grobsandbereich, sie nimmt in Richtung N leicht zu. Ein kleiner Aufschluß 350 m WNW Huberhaus zeigt ein schlecht geschichtetes, knollig verwitterndes Sediment, die Schichtfläche hat den Wert SS 186/14.



Abb. 3-1: Handstück eines Sandsteins mit bis 2 mm großen, subangularen Komponenten.

Terrigene Bestandteile (etwa 65 % Anteil; 0,5-0,75 mm groß; maximal bis 1,5 mm; angular): mono- & polykristalliner Qu, Plag, Hgl, Chl, Kzoi, Ep, Perthit, Mikroklin, mittelkörniger O-Gneis, Mu-Chl-Schiefer.

Einige Gattungen der Mikro-Fauna: Triloculina, Quinqueloculina.

b) Corallinaceen-Schuttkalk (Foraminiferen-Corallinaceen-Bryozoen-Rudstone, schlecht ausgewaschener Biosparrudit)

Dieser sehr helle Kalk findet sich in zwei Vorkommen W und E des Goldbaches (Abb. 3-2). Das Sediment zeichnet sich durch seinen Reichtum sowohl an Mikro- als auch an Makrofossilien (Bruchstücke von Bivalven, Gastropoden, Echiniden, Crustaceen) aus. An einigen Stellen zeigen sich inkrustierende Foraminiferen (Acevollinen) innerhalb der Corallinaceen. Es finden sich einige Lagen, die zum überwiegenden Teil aus Foraminiferen bestehen, manche Bereiche zeigen markante Pecteniden-Anreicherungen.



Abb. 3-2: Handstück eines hellen Corallinaceen-Schuttkalkes mit überwiegend sparitischer Matrix.

Terrigene Bestandteile (etwa 2 % Anteil; 0,04-0,1 mm groß; angular): mono- & polykristalliner Qu, Hgl, Chl, Bio, Turm, *chert*.

Einige Gattungen der Mikro-Fauna: Amphistegina, Heterostegina, Elphidium, Cibicides, Planorbulina, Borelis, Textularia, Spiroplectamina, Triloculina, Globigerina, Sphaerogypsina.

c) Rhodolithen-führende Kalksandsteine (Packstone, Biomikrit)

Der Rhodolithen-führende Kalksandstein schließt südlich an den Sandstein an, er ist sehr kompakt, zeigt grau-braune Farbe und verwittert gelblich. Das Sediment fällt durch den



Abb. 3-3: Handstück eines Rhodolithen-führenden Kalksandsteins mit kleinen, länglichen, inkohlten Pflanzenhäckseln.

Gehalt an hellen Rhodolithen (zum Teil handelt es sich dabei auch um Makroide, die aus corallinen Rotalgen und Bryozoen aufgebaut sind) auf (Abb. 3-4), die mit seiner bräunlichen Farbe kontrastieren, weiters enthält er viel inkohlten Pflanzenhäcksel. (JANOSCHEK (1931, 67-71) beschreibt Kohlevorkommen an der Basis der Ritzinger Sande, wo auch die oben beschriebenen Kalke stratigraphisch dazu gehören). Neben vielen Foraminiferen finden sich auch zahlreiche Bivalven und Gastropoda.

Terrigene Bestandteile (etwa 30 % Anteil; 0,25-0,5 mm groß maximal bis 1 mm; angular): mono- & polykristalliner Qu, Plag, Hgl, Chl, Bio, Kzoi, Rut, Perthit, *chert*.

Einige Gattungen der Mikro-Fauna: Textularia, Triloculina, Quinqueloculina, Cibicides, Asteriviginata.

3.4. Sopron Serie (Grobneiseinheit)

3.4.1. Mu-Chl-Gr-Schiefer

Der Beschreibung dieses Gesteins will ich ein Zitat von LECHNER (1957, 14) voranstellen, das die Problematik dieser Lithologie sehr gut zum Ausdruck bringt: „Es liegt hier eine sehr einheitliche, wohl nicht weiter aufgliederbare Folge vor, die aber dennoch nicht ganz einförmig ist. Unterschiede ließen sich innerhalb des mächtigen Glimmerschieferstoßes kartenmäßig nicht darstellen“.

Die Schwierigkeit in der Beschreibung dieser Gesteine liegt vor allem darin, in diesen doch etwas variablen Lithologien den größten gemeinsamen Nenner zu finden, ohne jedoch zuviel Information über die Unterschiede zu verlieren, die über die polymetamorphe Geschichte dieser Gesteine viel Auskunft geben können.

Im Aufschluß ist das Gestein äußerst unattraktiv, es ist fast durchwegs stark verwittert, mit Überzügen aus Fe-Oxiden/Hydroxiden. Orientierte Handstücke sind kaum zu gewinnen, da das Gestein stark linsig zerschert ist und dementsprechend linsig-blättrig bricht. Typisch für die Glimmerschiefer sowohl der Sopron- als auch der Óbrennberg-Kaltes Bründl Serie ist das vollständige Fehlen von karbonatischen Gesteinen (LECHNER 1957, 14; KISHÁZI & IVANCSICS 1985, 194).

Unterschiede im Aussehen innerhalb dieser Lithologie sind zum überwiegenden Teil auf unterschiedlich intensive Deformation zurückzuführen. Sogar die Trennung in Glimmerschiefer mit oder ohne Pseudomorphosen ist letztlich eine Frage der Verschieferung, da in den Glimmerschiefern ohne Ser-Pseudomorphosen diese mit großer Wahrscheinlichkeit früher vorhanden waren, heute aber nicht mehr als solche erkennbar sind. In der geologischen Karte wurde trotz der erwähnten Schwierigkeiten versucht, innerhalb der Mu-Chl-Gr-Schiefer Lithologien, die Chltd-Pseudomorphosen oder Bio führen, durch Übersignaturen auszuscheiden (siehe Beilage 1).

Allen Typen ist die graubläulich-bräunliche Verwitterungsfarbe gemeinsam. Das Gestein bricht relativ leicht schiefrig, und bevorzugt dabei die S-Flächen und die semi-duktilen Scherbänder. Im Anschlag ist es je nach Chl-Gehalt eher graublau oder graugrün.

Qu kommt häufig vor, aber eher linsenförmig oder in Knauern, kaum in so straffen,

Abb. 3-5 (nächste Seite): Geologische Übersichtskarte des Ödenburger Kristallins als Zusammenzeichnung ungarischer Untersuchungen (KISHÁZI & IVANCSICS. 1985, 192) und der Kartierungsergebnisse dieser Arbeit.

Abb. 3-5

Ödenburger Kristallin

1 : 50.000

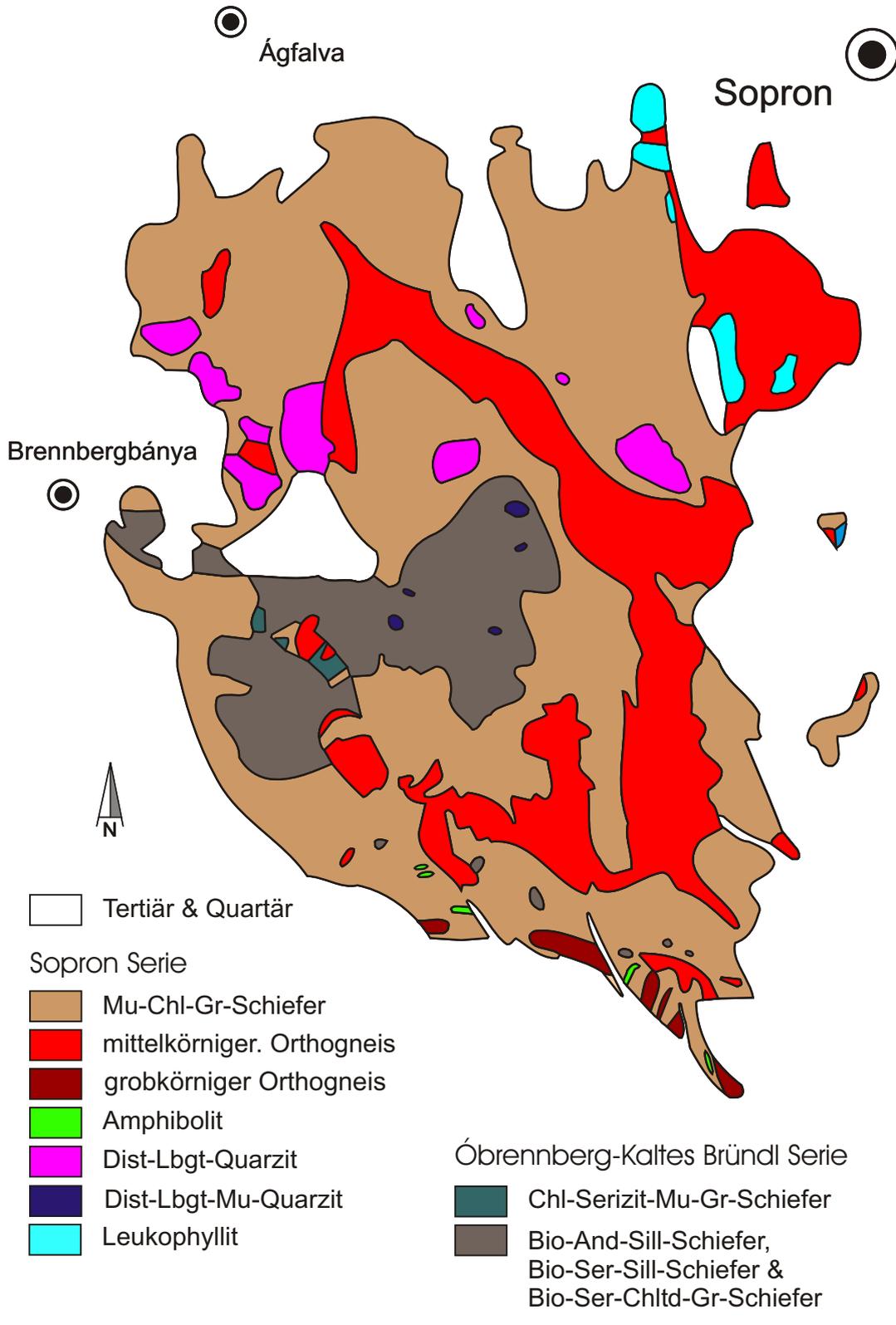


Abb. 3-6
Profil: Südliches Ödenburger Gebirge

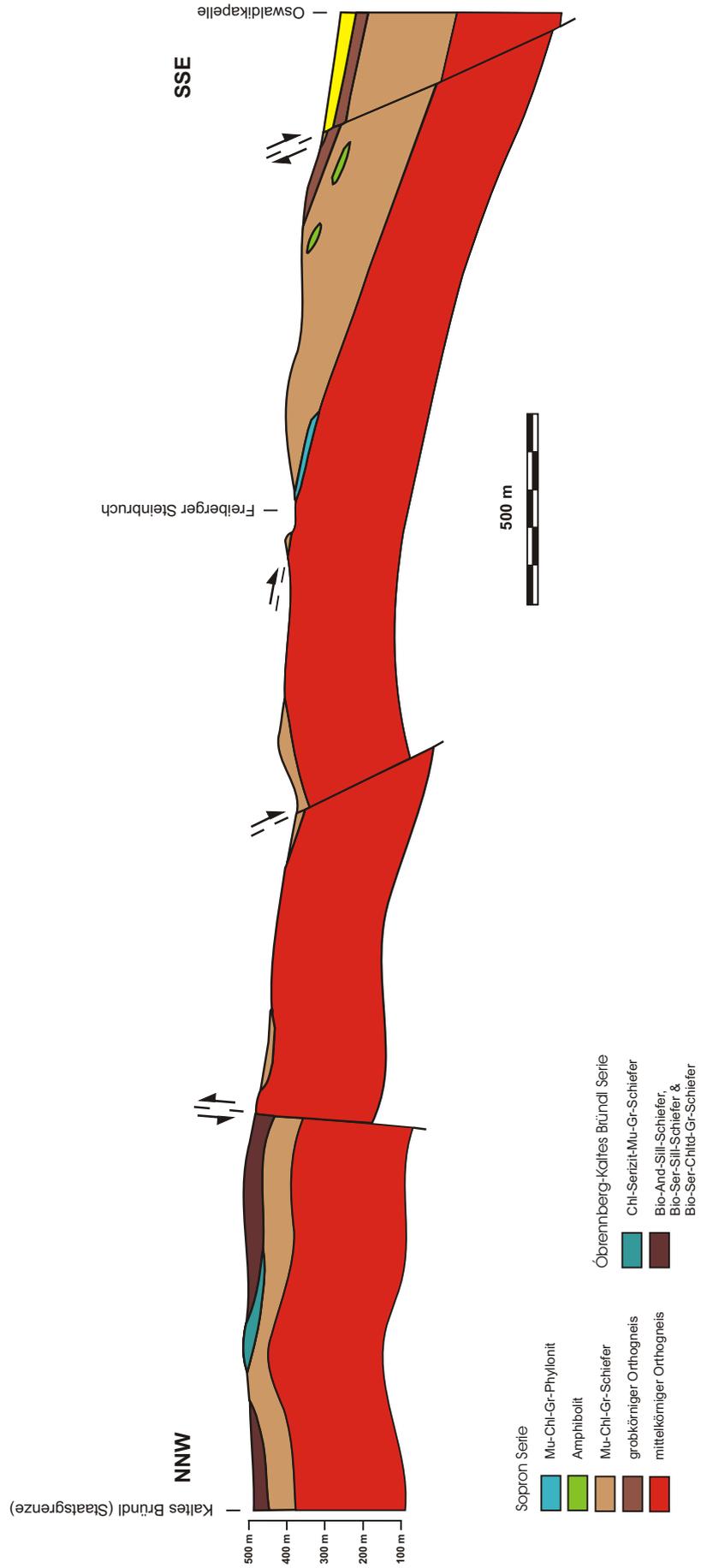


Abb. 3-6 (vorhergehende Seite): Stark schematisiertes Profil durch das südliche Ödenburger Gebirge. Die Mächtigkeiten der Lithologien wurden den Ergebnissen von Bohrungen im ungarischen Teil entlehnt (IVANCSICS 1995, pers. Mitt.).

parallelen Qu-Zeilen wie in den Schiefen der Óbrennberg-Kaltes Bründl Serie. Gr ist in allen Gesteinsvarietäten vorhanden, wenn auch in recht unterschiedlicher Menge und Größe. Er kann in Ausnahmefällen bis 15 mm groß werden, in der Regel ist er aber deutlich kleiner. Einige mm lange, auffällige Druckschatten um Gr wie in NM93/117

(Abb. 9-2) stellen ebenfalls eher Einzelfälle dar. Bio bildet bis 2 mm große Glimmerplättchen, die meist gut in S_2 eingeregelt sind, Fsp erreicht nur äußerst selten Korngrößen, daß er makroskopisch ins Auge fällt (NM93/117). Typischerweise tritt der Fsp nie als AlkF auf, wie er häufig in der Óbrennberg-Kaltes Bründl Serie zu finden ist, sondern fast ausschließlich als Plag (Tab. 3-1).

Immer wieder finden sich Bereiche in den Glimmerschiefern, die sehr reich an Turm (Schörl) sind. Eine Analogie zu den m-großen Linsen aus Turmalinfels innerhalb der Grobgneseinheit, die WIESENEDER (1971, 347) beschreibt, ist denkbar.

Hellglimmer

Hgl1 wird durchschnittlich 0,5-0,7 mm groß und bildet eher isometrisch-blockige Minerale, die meist schlecht in S_2 eingeregelt und zum Teil randlich resorbiert sind. In mehreren Proben (z.B. NM93/112) zeigt sich eine sehr gut entwickelte *crenulation cleavage*.

Hgl2 ist deutlich kleiner, etwa zwischen 0,1-0,3 mm, meist hypidio- bis xenoblastisch und erscheint etwas grünlicher als Hgl1, der vollkommen farblos ist. Hgl2 ist gut in S eingeregelt und ist besonders in Scherbändern zu finden. Häufig ist texturell eine dritte Hgl-Generation zu unterscheiden, nur etwa bis 0,08 mm groß, die vollkommen unorientiert über Chl und Bio1 wachsen.

Chlorit

Chl1 erreicht eine durchschnittliche Größe von rund 0,8 mm, in Ausnahmefällen bis 3 mm. Er zeigt blaßgrünen Pleochroismus, anomal-lederbraune Interferenzfarben und eine positive Hauptzone, was auf einen $MgFe^{2+}$ -Chlorit hindeutet. Er befindet sich bevorzugt im Druckschatten von Gr (sowohl Gr1 als auch Gr2), aber oft auch außerhalb, häufig ist er nur schlecht in S eingeregelt und geknickt. Randlich ist er durchwegs zu Chl2 kristallisiert.

Chl2 weist im Gegensatz zu Chl1 einen wesentlich stärkeren Pleochroismus und anomal-entenblaue Interferenzfarben auf, was zusammen mit der negativen Hauptzone für einen $Fe^{2+}Mg$ -Chlorit spricht. Chl2 entsteht fast ausschließlich am Rand und in Rissen von Chl1, den er syntaxial in stark unterschiedlichem Ausmaß überwächst; das kann in einigen Fällen so weit gehen, daß er Chl1 vollständig ersetzt.

Granat

Gr widerspiegelt am auffälligsten die polyphase Metamorphose dieser Serien (Abb. 4-2). Gr1 wird etwa 3-6 mm groß, oft aber auch deutlich größer. Er zeigt eine blaßrosa Farbe, ist relativ klar und S_2 biegt deutlich um Gr1 um.

Gr2 ist durch einen pigmentreichen „Schmutzsaum“ von Gr1 getrennt. Wenn Gr2 direkt um Gr1 wächst, so bildet er einen idioblastischen Rand aus, die Pigmenteinschlüsse nehmen zum Rand hin kontinuierlich ab. Ganz ähnlich verhalten sich die nur etwa 0,3-0,5 mm kleinen, idioblastischen Gr2, die in der Matrix (ohne Gr1-Kern) wachsen, auch sie sind im Zentrum reich an Einschlüssen und randlich klar.

Quarz

Qu ist, wie schon in der makroskopischen Beschreibung erwähnt, weniger in ausgeprägten, parallelen Lagen zu finden, sondern tritt eher in unregelmäßigen Knauern und/oder im Druckschatten von Gr auf. Die Korngröße der Einzelkörner beträgt durchschnittlich 0,3-0,5 mm. Im Unterschied zu den Qu-Gefügen der Öbrennberg-Kaltes Bründl Serie ist der Qu hier sehr oft stark undulös und suturiert, zum Teil mit Subkornbildung.

Serizit

Ser ist - verglichen mit den Proben, die erkennbare Pseudomorphosen enthalten - mengenmäßig und texturell relativ unbedeutend. Die früher höchstwahrscheinlich vorhandenen Ser-Pseudomorphosen sind durch die ausgeprägtere Deformation bis zur Unkenntlichkeit zerstückelt und ausgewalzt worden.

Plagioklas

Plag bildet xenoblastische, isometrische Minerale, die etwa 0,1-0,4 mm groß sind, nur ausnahmsweise finden sich auch Körner, die bis 2 mm groß werden. Zum Großteil handelt es sich um Ab, seltener findet man eine feinlamellierte, polysynthetische Verzwilligung. Immer wieder treten S-parallele, linsig-ausgewalzte Aggregate von Plag auf, die auf ehemals größere Fdsp-Kristalle hindeuten. Als randliche Umwandlungen sind häufig Serizitisierung, sehr selten kleine Kzoi-Bildungen zu beobachten.

Biotit

Bio1 wird etwa 0,2-0,4 mm groß, nur selten über 1 mm. er befindet sich oft im Druckschatten von Gr1 oder liegt als längliche Leisten sehr gut eingeregelt in den S-Flächen. Bio1 ist oft resorbiert und wird von Gr2 überwachsen, seltener sind schwache randliche Chloritisierungen. Regelmäßig finden sich unorientierte Überwachsungen durch etwa 0,08 mm kleine Hgl3-Leistchen.

Bio2 tritt als winzige Neubildung in Rissen von Gr oder infolge der Druckentlastung als kleine, lokale Biotitisierung am Rand von Hgl auf.

Turmalin, Klino-Zoisit, opake Phase

Turm kommt in relativ unterschiedlichen Mengen und Korngrößen vor. Zum Teil finden sich richtige, bis 2 cm mächtige Turm-Gänge subparallel zu S (z.B. NM92/10), meist aber beschränkt er sich auf einen akzessorischen Anteil im Gestein. Die Korngrößen variieren zwischen 0,1-0,35 mm, öfters erkennt man einen Zonarbau, in der Regel mit hell-/dunkelblauem Pleochroismus im Kern und einem gelb-olivgrünen Pleochroismus am Rand.

Kzoi findet sich lediglich in den Proben NM92/60b, NM93/108 und NM93/117, die möglicherweise in einem Naheverhältnis zu Amphibolitvorkommen stehen. Kzoi ist meist xenoblastisch, rund 0,1 mm groß und wächst randlich um Plag oder selbständig in der Matrix.

OpP zeigt sich zum Großteil als 0,15-0,50 mm lange, schmale, hypidio-blastische Leisten, die gut in S eingeregelt sind. Vermutlich handelt es sich bei diesen tiefschwarzen, teilweise resorbierten Mineralen um Ilm. Im Gegensatz dazu stellen die 0,8 mm langen, rötlich-durchscheinenden, leicht ausgefranst opP, die lediglich in NM92/64 vorkommen, am ehesten Hämatit dar.

3.4.1.1. Mu-Chl-Gr-Schiefer mit Pseudomorphosen

Für diese Lithologie gilt im Prinzip das gleiche wie für die in 3.4.1. beschriebenen Mu-Chl-Gr-Schiefer, nur daß sie erkennbare Pseudomorphosen (vermutlich nach Stau) aufweisen. Innerhalb dieser Gruppe besteht die Möglichkeit der Trennung in Glimmerschiefer mit Ser-Pseudomorphosen und in Glimmerschiefer mit Chltd/Ser-Pseudomorphosen, wie dies teilweise bereits in der geologischen Karte anhand von Übersichten zum Ausdruck kommt (siehe Beilage 1). Da dieser Unterschied seine Ursache vermutlich nur in verschiedenen

Überprägungsintensitäten hat, und die Lithologien ansonsten nahezu identisch sind, werden sie auch in der Beschreibung gemeinsam behandelt. Das Aussehen der Gesteine im Gelände gleicht dem der Mu-Chl-Gr-Schiefer ohne

erkennbaren Pseudomorphosen, wenn auch die Deformation klarerweise etwas geringer ist, da ja die Formrelikte noch erkennbar sind (Abb. 3-8).

Es finden sich immer wieder nicht auskartierbare Turmreiche Lagen in den Glimmerschiefern, die möglicherweise mit den schichtgebundenen Turmaliniten im Zusammenhang stehen, die RAITH (1988, 267-285) von mehreren Lokalitäten im Unterostalpin E der Tauern beschreibt. Er nimmt für diese Gesteine, die durch ihre häufige W-Anreicherung auch wirtschaftlich interessant sind, eine submarine hydrothermale Genese an.

Die Gr variieren sehr stark in der Größe und Häufigkeit, sie werden bis zu 12 mm groß und lassen schon im Handstück sigmoidale-asymmetrische Druckschatten erkennen. Qu ist meist in unregelmäßigen Knauern zu finden. Charakteristisch für die Lithologie sind jedoch die Pseudomorphosen. Sie bilden bis etwa 20 mm lange und 4 mm breite Leisten und bestehen im Zentrum aus feinen Chltd, randlich

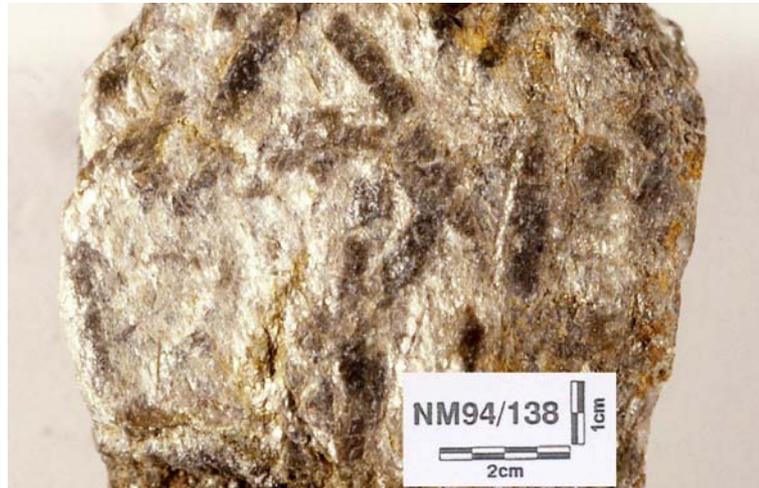


Abb. 3-7: S-Fläche eines Mu-Chl-Gr-Schiefers mit kaum deformierten Ser-Pseudomorphosen nach Stau.



Abb. 3-8: Handstück eines Mu-Chl-Bio-Gr-Schiefers mit türkisen Chltd-Pseudomorphosen (x-z-Schnitt).

aus stahlblauen Ser. Teilweise fehlt der Chltd, dann besteht die gesamte Pseudomorphose aus Ser (z.B. NM92/11, NM94/138), oder der Chltd ist in stark unterschiedlichem Ausmaß vorhanden, manchmal füllt er auch die gesamte Pseudomorphose aus (z.B. NM92/12, NM92/45). In Anschnitten senkrecht zu S_2 erscheinen die ursprünglich eher unorientierten oder zumindest schlecht orientierten Pseudomorphosen (bzw. deren Vorgänger) annähernd ins S_2 einrotiert und dabei etwas gelängt, parallel zu S_2 betrachtet sind sie kaum deformiert oder eingeregelt (Abb. 3-7).

Die Probe NM92/18 (Abb. 3-14) stellt eine extrem deformierte, feinkörnige Varietät dieser Gesteine am Kontakt zwischen mittelkörnigem O-Gneis und darüberliegenden Glimmerschiefern dar, die im Gelände bei Nässe oft nur mehr glimmerige, knetbare Massen bilden. In dieser als Phyllonit anzusprechenden Lithologie finden sich kaum mehr Hinweise auf ihr früheres Aussehen, einzig die sehr kleinen, stark zerscherten Chltd-Häufchen, die Erze, Gr und der WR-Chemismus deuten auf eine Zugehörigkeit zu den Mu-Chl-Gr-Schiefern mit Pseudomorphosen hin. Makroskopisch gibt es sehr starke Ähnlichkeiten zu den Leukophylliten, jedoch ist der Phyllonit im Gegensatz zu diesen grau-grünlich und auch in der Mineralogie (Gr, färbige Chl, Chltd, ...) gibt es deutliche Unterschiede. Der Gr ist im Gegensatz zu den Gr aller anderen Lithologien in diesem Gebiet makroskopisch auffällig rosa. Der mittelkörnige O-Gneis im Liegenden des Phyllonits wird zum Kontakt hin immer stärker verschiefert.

Pseudomorphosen

Die Pseudomorphosen werden durchschnittlich 3-8 mm lang, bei einer Breite von etwa 1-3 mm, in einigen Proben werden aber auch Längen von 10-15 mm erreicht. Je nach Schnittlage und Deformation haben sie die Form von länglichen, schmalen Rechtecken oder Parallelogrammen, bei höherer Deformation entwickeln sie sich zu länglichen Linsen, die im Extremfall so ausgewalzt werden, daß sie nicht mehr als Pseudomorphosen erkennbar sind. In wenig deformierten Proben sieht man, daß die Pseudomorphosen unorientiert das S_1 überwachsen, was für ein postkinematisches Wachstum des Pseudomorphosen-Vorgängers spricht. Nach der Form und Mineralogie der Pseudomorphosen, dem Gesteinschemismus, der Mineral-Paragenese und kleinen Stau-Relikten in Druckschatten von Gr innerhalb von Pseudomorphosen in NM92/65 kann eine Pseudomorphose nach Stau1 als äußerst wahrscheinlich gelten. Die gute Beibehaltung des Umrisses der ehemaligen Stau ist ein Hinweis darauf, daß die Umwandlung zu Hgl ohne große Volumensänderung vor sich ging (KWAK 1974, 73).

Die Pseudomorphosen bestehen durchwegs aus feinverfilztem Ser (Abb. 3-9), im Zentrum ist in stark unterschiedlichen Mengen unorientierter, 0,05-0,1 mm langer Chltd enthalten, der aber oft auch fehlen kann. Sehr selten sind Abweichungen von diesem prinzipiellen Aufbau, beispielsweise, daß im Inneren der Pseudomorphose Chltd mit etwa 0,1 mm großen Hgl2 und einem feinen Ser-Saum auftritt oder, daß winzige Chl2 unter die Ser gemischt sind.

Serizit

Abgesehen von den Vorkommen in den Pseudomorphosen bildet sich Ser hauptsächlich randlich von Hgl1, seltener um Bio. Auch Plag1 ist oft serizitisiert, was soweit gehen kann, daß manchmal nur mehr Ser-Anhäufungen mit xenoblastischen Ab-Relikten zu finden sind.

Chloritoid

Chltd ist im Unterostalpin am Südostrand der Alpen weit verbreitet (KLEINSCHMIDT 1979, 74-94). Im Ödenburger Gebirge tritt Chltd in zwei unterschiedlichen texturellen Situationen auf, zum einen als feinkörniger Chltd im Zentrum der Pseudomorphosen, zum anderen als porphyroblastische, eigenständige Mineralphase (NM92/22, 24 u. 53). Der Chltd in den Pseudomorphosen wird selten größer als 0,05-0,1 mm, er ist idio- bis hypidioblastisch und zeigt eine sehr blasse grünblaue Eigenfarbe, die aber wegen der geringen Größe kaum erkennbar ist.

Neben diesen feinkörnigen Chltd gibt es in den oben erwähnten Proben auch größere Chltd. Diese werden zwischen 0,3-0,8 mm groß, sind kräftig gefärbt und zeigen eine idio- bis hypidioblastische, rechteckige Form. Sie sind immer verzwillingt und weisen einen deutlichen, gelblich-blaugrünen Pleochroismus auf. Meist sind sie porphyroblastisch über den ganzen Schliff verteilt, bei NM92/22 und NM92/24 sind sie randlich um den Stau konzentriert. Bei den randlichen Umwandlungen handelt es sich meist um Chl oder seltener um Hgl2. Porphyroblastischer Chltd findet sich ausschließlich in den Schiefen der Sopron Serie, zum selben Ergebnis kommen auch LELKES-FELVÁRI & SASSI (1984, 305) bei ihren Untersuchungen im nördlichen Ödenburger Gebirge.

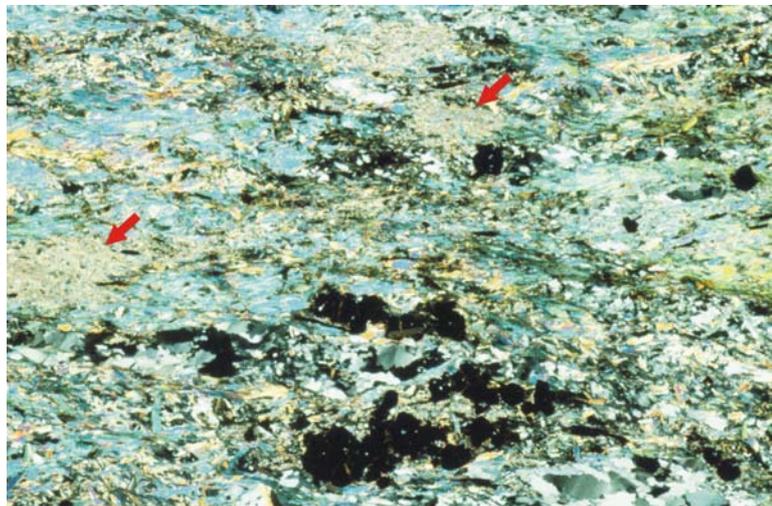
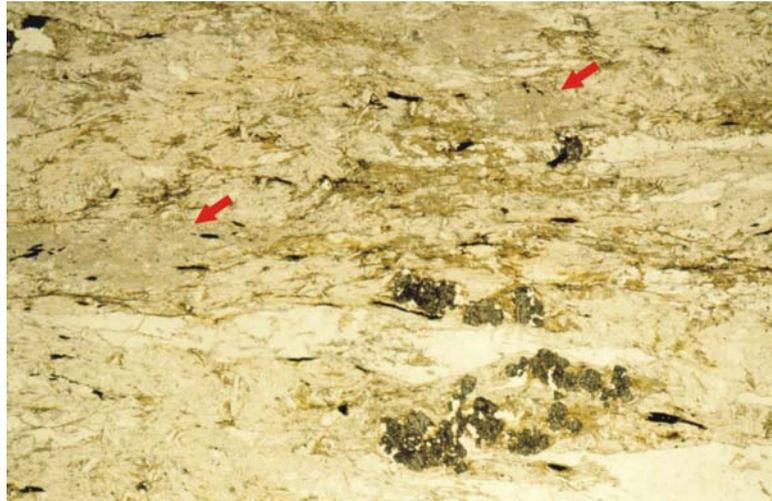


Abb. 3-9 a&b: Typisches Aussehen der Mu-Chl-Gr-Schiefer mit Ser-Pseudomorphosen (rote Pfeile) im Dünnschliff; NM92/13; BB 15 mm; =N und +N.

Hellglimmer

Hgl1 wird 0,3-0,7 mm groß, aber auch Größen zwischen 1-1,3 mm stellen durchaus keine Seltenheit dar. Meist zeigt er sich hypidio- bis xenoblastisch, eher von isometrischer Gestalt, ist oft schlecht in S_2 eingeregelt und teilweise verbogen.

In NM92/13, 43 u. 47 zeichnen die Hgl1 eine gut ausgebildete *crenulation cleavage* (S_2) nach. Hgl1 ist farblos-klar, randliche Serizitisierung ist häufig, die manchmal

vorkommenden randlichen Bio-Bildungen sind wahrscheinlich das Produkt einer späten Druckentlastung.

Hgl2 unterscheidet sich schon in seiner Größe stark von Hgl1, er wird durchschnittlich 0,2-0,3 mm groß, ist oft schlanker und idioblastischer als Hgl1 und ist gut in S₂ eingeregelt. Oft findet er sich zusammen mit winzigen Sageniten, die eine Entstehung teilweise aus Bio wahrscheinlich machen. Bei NM92/53 zeigt sich eine randliche Bildung von Hgl2 rund um porphyroblastische Chltd.

Granat

Gr1 variiert je nach Probe stark in Größe und Häufigkeit, durchschnittlich wird er zwischen 1,5-5 mm groß. Er ist blaßrosa gefärbt (etwas intensiver als Gr2), zeigt im Schriff meist eine 6-eckige bis rundliche Form, S₂ umfließt deutlich Gr1. Im Druckschatten findet sich oft Qu und/oder Chl1, in Rissen wächst Bio2 oder Chl2. Folgende Einschlüsse wurden beobachtet, sie sind eine Zusammenstellung aller zu dieser Lithologie zählenden Dünnschliffe: Qu, Ilm, Hgl1, Bio1, Stau?, Chltd, Rut, Ap, Turm, Ep. Gr1 ist von Gr2 durch einen deutlichen Pigmentsaum, der bereits zu Gr2 zählt, getrennt (Abb. 4-1).

Gr2 bildet entweder einen etwa 0,5 mm breiten Saum um Gr1 oder eigenständige, idioblastische, durchschnittlich 0,4-0,5 mm große Blasten. Er ist farblich etwas blasser als Gr1, zeigt charakteristisch einen sehr pigmentreichen Kern, der zum Rand hin allmählich ganz klar wird. S₂ biegt nur ganz schwach um Gr2 um, Chl und Bio sind in den Druckschatten seltener als bei Gr1.

Biotit

Bio kommt, wie bereits in der makroskopischen Gesteinsbeschreibung erwähnt, nur (mehr?) in einem Teil der Proben vor, er dürfte jedoch vor der letzten Metamorphose viel weiter verbreitet gewesen sein. Bio1 ist oft in Gr1 oder in dessen Druckschatten erhalten, er erreicht eine recht beachtliche Größe von 0,4-0,6 mm, ist xenoblastisch und zeigt häufig randliche Erzausscheidungen. Teilweise findet man parallele Verwachsungen mit Hgl1, häufig sind Umwandlungen zu Hgl2 und Sagenit, seltener zu Chl. Bio2 ist deutlich kleiner als Bio1, er weist weniger Erzausscheidungen auf und befindet sich häufig in Rissen von Gr1, im Druckschatten von Gr2 und als winzige Umwandlungen am Rand von Hgl1 und Hgl2.

Chlorit

Chl1 wird durchschnittlich 0,2-0,6 mm groß, teilweise bis 2 mm und hat eine hypidioblastische Form. Seine optischen Eigenschaften im Lichtmikroskop deuten auf einen MgFe²⁺-Chlorit hin. Oft ist er nur schlecht in S eingeregelt, geknickt und fast immer in unterschiedlichem Ausmaß von Chl2, vom Rand und von Rissen ausgehend, syntaxial überwachsen.

Chl2 erscheint bevorzugt an Bewegungsflächen und in Druckschatten von Gr. Wenn er „selbstständige“ Blasten bildet, so sind diese meist kleiner und schmaler als Chl1. Nach seiner optischen Erscheinung handelt es sich um einen Fe²⁺Mg-Chlorit.

Plagioklas

Plag kommt zum überwiegenden Teil in Form von Ab vor. Die Korngröße beträgt etwa 0,1-0,3 mm, maximal 0,8 mm. Plag bildet hypidioblastisch-isometrische, quadratisch bis rundliche Kristalle, die oft zusammen mit Hgl2 linsig ausgewalzte Aggregate von ehemals

größeren Fdsp bilden. Häufig findet sich Plag im Druckschatten von Gr, zur leichteren Unterscheidung von Qu trägt ein feiner Verwitterungsrand bei.

Quarz

Qu findet sich selten in durchgehenden, parallelen Lagen, sondern meist nur in ausgedünnten, schmalen Zeilen oder im Druckschatten von Gr. Die Korngröße der Einzelkörner schwankt stark zwischen 0,1-1 mm. Qu zeigt eine große Bandbreite von unterschiedlich starker Deformation. Es dominieren stark undulöse Qu mit unterschiedlich ausgeprägter Suturierung, es finden sich aber kaum welche, die vergleichbar gut rekristallisiert wären, wie jene der Öbrennberg-Kaltes Bründl Serie.

Disthen

Dist kommt nur in sehr wenigen Proben vor. In NM92/22 bildet er sehr feine, parallele Verwachsungen mit büscheligem Stau2. In Probe NM92/52 zeigt er sich als winzige unorientierte Büschel in der Nähe von großen Chltd-Kristallen und schließlich ist er als 0,04 mm kleine Leisten verfilzt mit Ser in NM92/65 zu finden.

Staurolith

In Probe NM92/22 bildet Stau2 bis 3 mm lange, rechteckige Pseudomorphosen nach Stau1. Er ist mit feinsten Disthen-Leisten parallel verwachsen und zeigt winzige Erzeinschlüsse (Abb. 5-1). Das einzige Auftreten von alpinem Stau in dieser Probe könnte nach HOINKES (1981, 42) mit dem hohen Zn-Gehalt im WR-Chemismus zusammenhängen, der fast ausschließlich in Stau eingebaut wird (KWAK 1974, 75) und als zusätzliche Komponente die Bildungstemperatur von Stau senkt (Tab. 6-1).

Die textuellen Eigenschaften lassen eine Pseudomorphose von Dist nach Stau1, die ihrerseits wieder teilweise von Stau2 überwachsen wurde, als wahrscheinlich erscheinen (RICE 1995, pers. Mitt.). Reliktischer Stau1 innerhalb einer Ser-Pseudomorphose findet sich im Druckschatten von Gr in NM92/65.

Turmalin, opake Phase

Turm ist mit einer durchschnittlichen Größe von 0,2-0,5 mm relativ klein, meist mit einem gelbgrünen-grünen-olivgrünen Pleochroismus, selten findet man einen Zonarbau mit blauem Kern und grünem Rand.

OpP erscheint in beinahe allen Dünnschliffen dieses Gesteins. Er bildet 0,5-1,3 mm große, schmale, tiefschwarze Leisten (Ilm?), die sehr gut in S₂ eingeregelt und randlich resorbiert sind. Als häufiger Einschluss in Gr zeichnet er dort das alte S nach.

3.4.2. Amphibolit

Während sehr viele Amphibolitvorkommen in den Glimmerschiefern der Grobneiseinheit bekannt sind (PEINDL 1990, 24), waren sie im Ödenburger Gebirge bisher nur aus einigen wenigen Bohrungen beschrieben (KISHÁZI & IVANCSICS 1985, 201). LELKES-FELVÁRI & SASSI (1984, 606) beschreiben diese als 1-9 m mächtige, S-parallele Lagen in den Mu-Chl-Gr-Schiefern oder seltener assoziiert mit dem mittelkörnigen O-Gneis. Innerhalb dieser Amphibolite wechsellagern plagioklasreiche mit amphibolreichen Lagen. Ebenso erwähnt LECHNER (1957, 13-14) sehr seltene, gering mächtige Amphibolitkörper in Schiefererien der Grobneiseinheit in der westlichen Umrahmung des Oberpullendorfer Beckens.

Im Verlauf der Kartierung wurden im S-Teil des Ödenburger Gebirges mehrere, wenn auch kleine Amphibolit-Vorkommen gefunden, so am W-Abhang des Kronberges (1000 m SSE Gruberkreuz), 3 Vorkommen am Kronberg direkt gegenüber des Freiburger Steinbruchs, 450 m ENE Oswaldikapelle (anstehend!), im Bereich der Zollhäuser (ebenfalls anstehend) und ein sehr kleines Vorkommen 650 m NW Weingartenkapelle im Kontaktbereich zwischen mittelkörnigem O-Gneis und Mu-Chl-Gr-Schiefer (siehe Beilage 1).

Wie auch in Abschnitt 3.4.4. beschrieben, fällt im Kartenbild das gemeinsame Auftreten der Amphibolite und Grobgnese in einer NW-SE streichenden Zone am S-Rand des Ödenburger Kristallins auf.

Die Amphibolite findet man im Gelände als braun/grau/grünlich verwitternde Gesteine, im Anschlag sind sie dunkelgrau-grün eher massig brechend und bilden harten, etwas groberkörnigeren Schutt als die Glimmerschiefer. Im Handstück sind sie sehr variabel, am augenscheinlichsten sind Korngrößen- und Deformationsunterschiede.

Im Vorkommen am Kronberg, gegenüber dem Freiburger Steinbruch, zeigen sich grobkörnige Amphibolite mit einer metagabbroiden Augentextur, mit bis 10 mm großen Amp und um diese herum biegender, dünne, helle Ab-Lagen. Ebenso erkennt man an dieser Stelle bereits makroskopisch bis 1 mm große Gr (Abb. 3-10). Eine Probe, ebenfalls vom Kronberg, zeigt, daß die Korngrößen- und Texturunterschiede nicht unbedingt auf ein unterschiedliches Ausgangsgestein zurückzuführen sind, da in diesem Handstück ein verfalteter, grobkörniger Amphibolit noch reliktsch in einem stark deformierten, feinkörnigen Amphibolit erhalten ist. Ein genetischer Zusammenhang mit den grobkörnigen Bio-Hb-Metagabbros, die WIESENEDER (1971, 348) und KOLLER (1996 im Druck) beschreiben, ist wahrscheinlich.



Abb. 3-10: Handstück eines Amphibolites mit meta-gabbroider Textur. Die hellen Lagen bestehen aus Qu und Ab, die kleinen Gr sind am Foto kaum zu sehen (x-z Schnitt).



Abb. 3-11: Handstück eines feinkörnigen Amphibolites mit hellen Kzoi-Lagen, die *intrafolial folds* bilden (x-z-Schnitt).

Im Kartierungsgebiet treten die grobkörnigen Amphibolite mengenmäßig hinter die feinkörnigen Varietäten zurück. Diese sind feinkörnige, brettartig brechende Gesteine, mit sehr gut eingeregeltten Amp und einem hohen Gehalt an Kzoi (Abb. 3-11). Gr fehlt in diesen feinkörnigen Typen weitgehend. Am Kontakt zwischen Amphiboliten und Mu-Chl-Gr-Schiefern gibt es auch Übergangstypen zwischen diesen beiden Lithologien (z.B. NM93/119), wo dann Hb, Bio, Hgl, Chl, etc. gemeinsam auftreten.

Amphibol

Amp1 in den grobkörnigen Amphiboliten wird in der typischen Augentextur bis 10 mm groß, durchschnittlich jedoch nur etwa 1,5-2 mm, meist xenoblastisch mit deutlich gelb/grünlichem-moosgrünem Pleochroismus (Abb. 3-12). Der Auslöschungswinkel variiert zwischen 15-19°, häufige Einschlüsse sind Ep, Qu, Tit und Ap. Amp1 ist häufig nicht monokristallin erhalten, sondern setzt sich aus vielen, kleineren, länglichen Teilen zusammen, die aber eine einheitliche Auslöschung zeigen.

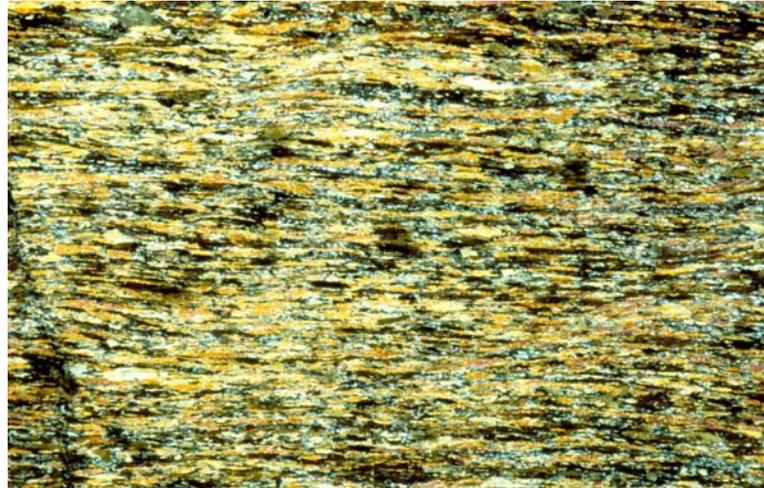


Abb. 3-12: Feinkörniger Amphibolit mit ausgeprägtem Parallelgefüge und sehr gut eingeregeltten Hb; NM93/96; BB 12 mm; +N.

Im Unterschied zu Amp1 ist Amp2 deutlich kleiner, höchstens 0,25 mm groß, meist hypidioblastisch. Er befindet sich in den Lagen zwischen oder um die großen Amp1-Augen. Abgesehen von den textuellen Beziehung sind die beiden Amp-Generationen im Lichtmikroskop (z.B. durch Eigenfarbe, Interferenzfarbe, etc.) nicht zu trennen, erst in den mineralchemischen Daten zeigen sich klare Unterschiede (siehe Abschnitt 5.2.2.).

Klino-Zoisit

Kzoi variiert in seiner Häufigkeit im Dünnschliff sehr stark, durchschnittlich beträgt sein Anteil rund 5-10 %, er kann aber bis 70 % steigen (siehe Anhang 1). Generell ist sein Auftreten in weniger deformierten Amphiboliten sehr gering und steigt mit der Deformationsintensität.

Kzoi tritt in 2 unterschiedlichen textuellen Situationen auf, zum einen als winzige länglich-prismatische Kristalle in Ab, zum anderen als bis 0,2 mm große, equigranulare bis leicht gestreckte, grau/bräunliche Körner mit anomal blau-gelben Interferenzfarben und oft relativ geraden Korngrenzen. In Lithologien mit hohem Kzoi-Anteil (eigentlich wären diese bereits als Kzoi-Hb-Schiefer zu bezeichnen) bilden diese eine feinkörnige Matrix, in der die Hb liegen.

Quarz

Qu findet sich vor allem in dünnen, ausgewalzten Lagen, aber auch in Druckschatten von Gr, in quer zu S verlaufenden verheilten Klüften oder als Zwickelfüllung zwischen Amp.

Die Korngröße liegt zwischen 0,3-0,7 mm, die Qu sind einheitlich nur schwach undulös mit relativ glatten Korngrenzen, teilweise zeigen sie equigranulares Mosaikgefüge mit 120° Tripelkornkontakten.

Chlorit

Chl wird kaum größer als 0,2 mm, er ist idio- bis hypidioblastisch, wächst oft quer zu S und entsteht bevorzugt in Rissen von Gr oder randlich um Amp. Meist handelt es sich um ganz gewöhnliche Chl mit leicht schwankendem Fe/Mg-Verhältnis (Pennin-Klinochlor). Eine Ausnahme stellt das Vorkommen E Oswaldikapelle dar, dort zeigt sich ein bis 1 mm großer, wirrstrahlig wachsender, extrem Fe-armer Klinochlor, der optisch Ähnlichkeiten mit Lbgt aufweist (NM93/79).

Plagioklas

Meist handelt es sich um bis 0,4 mm große, xenoblastisch-rundliche Ab. Dieser feinkörnige Ab bildet oft länglich ausgewalzte Aggregate (Einzelkörner etwa 0,05 mm groß), die Überreste von früher An-reicherem Plag darstellen. Ab ist fast immer trüb mit vielen kleinen Kzoi-Einschlüssen, eine undeutliche polysynthetische Verzwilligung ist nur selten erkennbar.

Granat

Das Auftreten von Gr beschränkt sich hauptsächlich auf grobkörnige, wenig deformierte Amphibolite. Seine durchschnittliche Größe beträgt 0,5 mm bei einer maximalen Größe von 1 mm. Gr ist idio- bis hypidioblastisch mit Einschlüssen von Qu, Hb, Kzoi, Rut und Tit, durchwegs weisen sie Risse im rechten Winkel zu S auf. Randlich kann etwas feinkörniger Chl wachsen. Die texturellen Beziehungen lassen ein alpines Alter sehr plausibel erscheinen (KOLLER & WIESENEDER 1981, 172).

Rutil, Titanit, Epidot, Apatit

Tit bildet bis 1 mm lange, ausgewalzte, rautenförmige Aggregate (Einzelkörner etwa 0,08 mm) in denen noch xenoblastisch-rundliche, gelblich/braune Rut-Relikte erhalten sind. Mit Ausnahme von NM93/92 (am Kronberg gegenüber dem Freiburger Steinbruch) sind Ep und Ap kaum vertreten. An dieser Stelle jedoch erreichen idio- bis hypidioblastische Ep in einem Gang Größen bis 1,5 mm, zusammen mit 0,6 mm großen, idioblastischem Ap und Qu. Während sich Ep eher im Zentrum des Ganges befindet, sind Qu und Ap am Rand konzentriert.

3.4.3. Mittelkörniger AlkF-Plag-Mu-Gr-Orthogneis

Der mittelkörnige O-Gneis stellt nach den Mu-Chl-Gr-Schiefern flächenmäßig die zweitwichtigste Lithologie dar. Daneben zeugen zahlreiche Steinbrüche in Ungarn und Österreich, wo der O-Gneis für Straßenschüttungsmaterial und teilweise, wenn es die Spaltbarkeit erlaubt, für Dekorsteine abgebaut wird, von der nicht zu unterschätzenden wirtschaftlichen Bedeutung des Gesteins.

Im Kartierungsgebiet bildet der mittelkörnige O-Gneis einen durch Störungen deutlich gegliederten, aber doch zusammenhängenden E-W verlaufenden Streifen, der sich vom Mitterriegel über den S-Teil der Langen Leiten zur Hohen Bergmais bis hin zur



Abb. 3-13: Blick vom Kronberg nach E auf den Freiberger Sreinbruch (vgl. auch mit Abb. 3-14). In der linken Bildhälfte sieht man eindrucksvoll den tektonischen Kontakt der Mu-Chl-Gr-Schiefer (bräunlich) über dem mittelkörnigen O-Gneis (weiß).

ungarischen Grenze zieht. Kleinere Vorkommen existieren noch SE Kaltes Bründl und 500 m NNW Weingartenkapelle.

Das Gestein ist über weite Strecken sehr einheitlich, regionale Unterschiede sind hauptsächlich auf unterschiedliche Deformationsintensitäten zurückzuführen, zum Teil spielen aber auch bereits primäre Korngrößenunterschiede eine Rolle (KISHÁZI & IVANCSICS 1985, 204-205). Der häufigste Typ ist ein mittelkörniger, mittelmäßig verschieferter, leukokrater Mu-Gneis, der von ungarischen Kollegen als „*Sopron type gneiss*“ (Abb. 3-15) bezeichnet wird (KISHÁZI & IVANCSICS 1985, 203). Die Lithologie zeigt im Anschlag eine gräulich-weiße Farbe, bricht unregelmäßig körnig, nur undeutlich nach dem S und verwittert hellgrau (Abb. 3-16). Als Protolith ist ein mittelkörniger 2-Glimmergranit anzunehmen, mineralogische, texturale und geochemische Ähnlichkeiten ergeben sich, bis auf den Gr-Gehalt, zu den 2-Glimmergraniten in der südlichen Grobgneseinheit (PEINDL 1990, Abb. 3.7), für die dieser Autor ein Rb/Sr-Alter von 326 ± 11 Ma angibt.

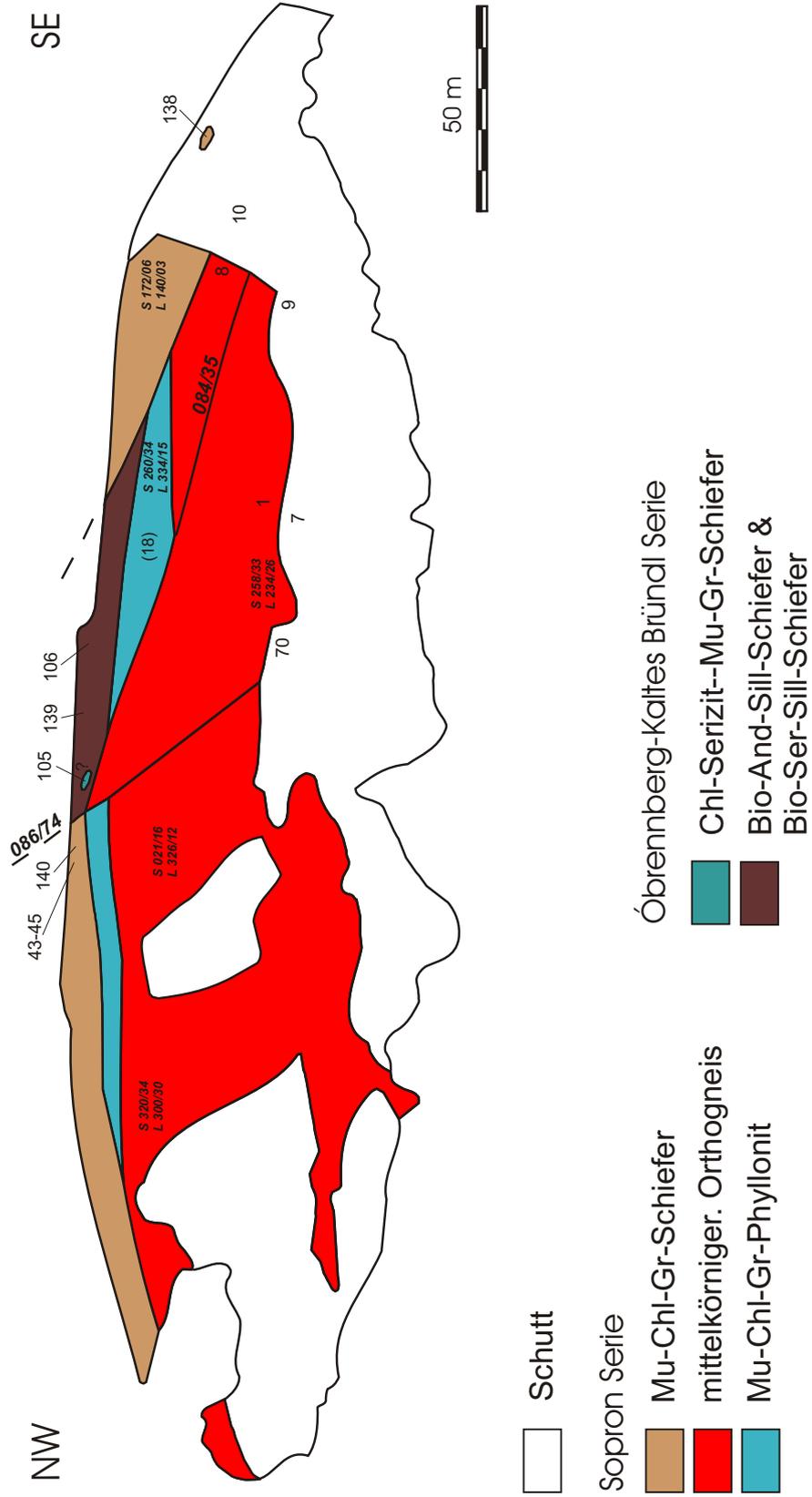
Die Fsp-Augen sind recht einheitlich rund 3-4 mm groß und erreichen nur sehr selten Größen bis etwa 10 mm. Die S-Flächen zeigen einen Überzug von sehr feinem Ser, die durch eine erhöhte Phengit-Komponente charakteristisch grünlich/silbrig, seidig glänzen⁵⁾. Eine ältere, grobkörnigere Hgl-Generation ist makroskopisch zwar gut zu erkennen, sie tritt aber mengenmäßig gegenüber dem Ser stark zurück. Bio ist makroskopisch nur sehr selten zu sehen, dafür fallen bis 1 mm große, idio- bis hypidioblastische, hellrote Granate, die sich meist in den Ser-reichen Scherbändern befinden und dort oft auch *frictional* zerschert sind, umso mehr auf (besonders NM93/121). Als primär-magmatische Minerale sind vermutlich AlkF, Plag, Hgl, Bio, Ap, Zirk und Qu anzusehen. Mu-Chl-Gr-Schiefer Xenolithe (KISHÁZI & IVANCSICS 1985, 202) sind sehr selten. Im Steinbruch SE Kaltes Bründl findet sich ein 40 mm großer, länglicher Einschluß (feinkörniger Chl mit bis 2 mm großem Gr) innerhalb eines Pegmatites im mittelkörnigen O-Gneis, im Bodigraben weitere, wenn auch mit maximal 20 mm etwas kleinere Xenolithe.

Neben dem „*Sopron type gneiss*“ gibt es nur ganz wenige Varietäten, die etwas schwächer

Abb. 3-14 (folgende Seite): Lithologische Situation im Freiberger Steinbruch und die Lage der Probenpunkte.

Steinbruch Freiberger

Abb. 3-14



deformiert sind und noch die primäre, magmatische Textur erkennen lassen. Diese Meta-Granite finden sich am Spiegelberg und NNW Weingartenkapelle und fallen neben ihrer geringen Deformation vor allem durch ihren Bio-Gehalt auf (siehe die Übersignatur für Bio in Beilage 1), der bis zu 5 % betragen kann (KISHÁZI & IVANCSICS 1985, 202-203). Daß diese Bio-führenden Meta-Granite einfach nur weniger deformierte „Sopron type gneisses“ darstellen ist unwahrscheinlich, da sie dafür zu feinkörnig sind (Fsp wird bis maximal 3 mm groß), plausibler wäre eine Genese als bereits primär feinkörniger Granit (NM93/116, NM93-122, NM93/123), die auch SCHWINNER (1935, 71) am Rand der Grobgneise beschreibt. Hochdeformierte „Sopron type gneiss“-Varietäten sind recht häufig. Erwähnenswert sind das schmale O-Gneis-Band am Mitter Riegel, ein Mylonit mit *kink bands*, weiters ein Gneis vom S-Teil des Kronberges (leider nicht anstehend) mit hervorragend entwickeltem S-C-C'-Gefüge (GRASEMANN 1995, pers. Mitt.) und mit einem Pseudotachylit parallel zu S (Abb. 9-4).

LELKES-FELVÁRI & SASSI (1984, 598) nehmen für den Metagranit eine anatektische Bildung in der Nähe des eutektischen Minimums mit einem leichten normativen Qu-Überschuß an.

Die nachfolgende mikroskopische Beschreibung bezieht sich auf den „Sopron type gneiss“, die höher deformierten Typen unterscheiden sich meist nur in der Korngröße von diesem, die primären Minerale treten zugunsten von Ab und Hgl1 in den Hintergrund. Die feinkörnigen Meta-Granite zeigen ebenfalls eine ähnliche mineralogische Zusammensetzung wie der „Sopron type gneiss“. Sie haben aber noch größtenteils ihre



Abb. 3-15: Aufschlußfoto des mittelkörnigen O-Gneises im N-Teil des Freiburger Steinbruchs. Die straff durchgehenden S-Flächen, die während der SE-vergenten, semiduktilen Abschiebung häufig als Bewegungsflächen benutzt wurden, geben dem Gestein im Aufschluß sein charakteristisches Aussehen.



Abb. 3-16: Handstück eines mittelkörnigen O-Gneises („Sopron type gneiss“) mit der typisch-einheitlichen Korngröße der AlkF und bei genauem Hinsehen erkennt man die kleinen, idioblastischen Gr (x-z-Schnitt).

primär-magmatische Textur erhalten und können Bio-Gehalte bis 5 % aufweisen (NM93/116 als besonders typischer Vertreter dieser Varietät).

Plagioklas

Plag ist mit durchschnittlich 30 % der wichtigste Bestandteil der mittelkörnigen O-Gneise. Plag₀ zeigt idio- bis hypidomorphen Habitus, polysynthetische Verzwilligung mit stark unterschiedlich breiten Lamellen, die zum Teil verbogen und ist im Kern stark serizitisiert sind (mit klarem Rand, was auf einen chemischen Zonarbau mit Anreicherem Kern hindeutet). Plag₀ ist stark unterschiedlich groß, er wird kaum größer als 1 mm und findet sich oft als Einschluß in AlkF. Im Kontakt zu Hgl ist er randlich serizitisiert.

Plag₁ zeigt sich als perthitische Entmischungen in AlkF, meist nur undeutlich verzwilligt oder am Rand von AlkF an *high strain*-Bereichen als feinkörnige Ab-Rekristallisation.

Alkali-Feldspat

AlkF wird bis 4 mm groß, er erscheint im Durchlicht oft getrübt, meist ist er hypidioblastisch abgerundet und hauptverantwortlich für die Augentextur des Gesteins. Der überwiegende Teil des AlkF besteht aus Perthit („Aderperthit“), die Mikrokline treten hinter diese deutlich zurück. Einfache Verzwilligungen nach dem Karlsbader-Gesetz sind immer wieder zu finden. Wie bereits oben erwähnt, bilden sich in Druckschatten und an *high strain*-Bereichen der AlkF etwa 0,2 mm kleine Ab aus.

Abb. 3-18 (nächste Seite): Profil entlang des Wegeinschnittes N Zollhäuser mit der Transgression der Unteren Auwaldschotter auf das Kristallin.



Abb. 3-17 a&b: Mittelkörniger O-Gneis aus dem Freiburger Steinbruch mit 2 Hgl-Generationen (die jüngere Generation ist an ihrer grünlichen Farbe leicht erkennbar) und der feinkörnigen Augentextur um die AlkF; NM92/1; BB 15 mm; =N und +N.

Abb. 3-18
Profil Zollhäuser



Quarz

Qu füllt zusammen mit Hgl1 den Großteil des intergranularen Bereiches zwischen den großen Fdsp aus. Er ist durchwegs kleiner als 0,25 mm, zeigt leicht suturierte Korngrenzen, undulöse Auslöschung, randliche Subkornbildung, die in höher deformierten Bereichen bis zur Bildung einer *mortar-structure* gehen (BARKER 1990, 139).

Hellglimmer

Hgl0 bildet bis 1 mm große, längliche, hypidiomorphe Minerale. Sie sind farblos, wandernde Auslöschung und geknickte Spaltflächen deuten auf eine späte Deformation hin. In *high strain*-Bereichen kommt es randlich zu einer Bildung von feinkörnigem Hgl1. Nur selten findet man parallele Verwachsungen von grünlichem Bio und Hgl0, die beide primär-magmatischen Ursprungs sein dürften.

Hgl1 ist deutlich kleiner als Hgl0 und fällt auch durch seinen blassen, leicht grünlichen Pleochroismus auf, der auf einen erhöhten Phengitgehalt zurückzuführen ist. Hauptsächlich ist Hgl1 auf S-Flächen und in Scherbändern zu sehen (Abb. 3-17).

Granat

Gr ist sehr einschlußarm, meist hypidioblastisch, wächst oft in Hgl-reichen Bereichen zwischen den Fdsp und wird bis knapp 1 mm groß. Sehr häufig ist der Gr durch relativ späte, semiduktile Deformation zerbrochen und zerschert. Durch sein idioblastisches Wachstum in den glimmerreichen Lagen ist ein alpines Alter anzunehmen (KISHÁZI & IVANCSICS 1975, 203; PEINDL 1990, 106).

Biotit

Bio0 ist nur sehr selten erhalten, je schwächer die Schieferung ausgebildet ist, umso mehr Bio ist erhalten, ähnliche Ergebnisse ergaben Untersuchungen ungarischer Geologen im nördlichen Teil des Ödenburger Gebirges (KISHÁZI & IVANCSICS 1985, 202). Am ehesten findet man Bio reliktsch als parallele Verwachsungen mit Hgl0, aber auch dort zeigt er sich nur mehr mit olivgrüner Eigenfarbe und ist sehr klein.

Viele kleine Anhäufungen von Sageniten, die man deformiert in Hgl1-Lagen findet, zeugen aber davon, daß Bio im ehemaligen magmatischen Mineralbestand eine viel wichtigere Rolle spielte.

Apatit

Ap erscheint als idio- bis hypidioblastische, durch feinverteilte Einschlüsse stark getrübe, isometrische bis prismatische Körner, die im Dünnschliff durch ihr hohes Relief und ihre sehr niedrige Doppelbrechung auffallen. Ap stellt einen sehr typischen Bestandteil der mittelkörnigen O-Gneise dar, der relativ häufig auftritt und meist zwischen 0,25-0,4 mm groß wird (LELKES-FELVÁRI & SASSI 1984, 595).

Zirkon

Zirk ist etwa zwischen 0,02-0,05 mm lang, hat meist eine länglich gestreckte Form und ist in allen O-Gneisen vorhanden. Randlich finden sich oft winzige Neukristallisationen von vermutlich Ap.

3.4.4. Grobkörniger AlkF-Plag-Chl-Bio-Gr-Orthogneis (Grobgneis)

Typischer Grobgneis, der für die Grobgneiseinheit namensgebende, AlkF-Porphyrklasten führende Augengneis, wurde bisher im Ödenburger Gebirge nur in der Nähe der Oswaldikapelle beschrieben (geologische Karte Mattersburg-Deutsch-kreutz 1 : 50.000 der Geol. B.-A., 1957), wo er jedoch nach dieser hier vorliegenden Kartierung nur im marin umgelagerten Zustand vorkommt.



Abb. 3-19: Aufschlußsituation des Grobgneises 650 m ENE Oswaldikapelle.

Im Verlauf der Kartierung zeigten sich jedoch mehrere Grobgneisvorkommen in diesem Teil des Ödenburger Gebirges: S-Ende des Kristallins am Kronberg (etwa 750 m ENE Huberhaus), N Oswaldikapelle, 100 m E Zollhäuser und 600 m NW Weingartenkapelle (Abb. 3-19). Wenn man sich die Karte des gesamten Ödenburger Kristallins vergegenwärtigt, so fällt auf, daß sich diese Grobgneis-Vorkommen am S-Rand des Kristallins in WNW-SE Richtung hinziehen, gleich benachbart dazu die einzigen, bisher bekannten, obertägig-anstehenden Amphibolite vorliegen und zusätzlich fünf kleinere Vorkommen der Öbrennberg-Kaltes Bründl Serie auftreten, die sonst ausschließlich nur im zentralen Teil des Kristallins zu finden sind (Abb. 3-5).



Abb. 3-20: Handstück eines typischen Grobgneises mit stark unterschiedlicher Korngröße, abhängig von der Deformationsintensität (v-z-Schnitt): Abschiebung nach S

Beim Kartieren fällt sofort der helle, kantige Schutt auf, der im Vergleich zu den Schiefnern weitaus grobkörniger ist, weiters bildet der Grobgneis im Gelände morphologische Härtlinge aus. Im Profil bei den Zollhäusern (Abb. 3-18) findet man S-parallele Grobgneis-Injektionen in den Mu-Chl-Gr-Schiefnern aufgeschlossen. Kartierungsmäßig zeigt sich der Grobgneis stets getrennt vom mittelkörnigen O-Gneis, im Gelände konnten keinerlei Übergänge zwischen diesen Lithologien festgestellt werden.

Das Gestein zeigt eine weiß-grau-bräunliche Verwitterungsfarbe und bricht nur ungern entlang der S-Flächen. Im Anschlag ist es mittelgrau (deutlich dunkler als der mittelkörnige

O-Gneis) mit bis 3 cm großen AlkF-Augen und oft erkennt man bereits makroskopisch den etwa 1 mm großen Gr. Nach WIESENEDER (1962, 240) handelt es sich bei den Grobgneisen um ehemalige anatektische Granite, mit einer normativen Zusammensetzung in der Nähe des ternären eutektischen Minimums. Der Deformationsgrad ist sehr variabel, es finden sich Grobgneise, die noch weitgehend ihre primäre, magmatische Textur konserviert haben (die dann natürlich auch zu den grobkörnigsten Typen zählen), Grobgneis-Protomylonite bis hin zu Myloniten. Teilweise zeigen sich diese Übergänge sogar innerhalb eines Handstückes (Abb. 3-20).

SCHARBERT (1990, 22-26) gibt für den Grobgneis ein Rb/Sr-Gesamtgesteinsalter von 338 ± 12 Ma mit einem Initial von $0,7071 \pm 0,0006$ an. Durch das Fehlen von *chilled margins* nehmen NEUBAUER et al. (1992, 111) an, daß die Granite in warmes Nebengestein intrudierten.

Alkali-Feldspat

Die oft idio- bis hypidioblastischen AlkF₀ erreichen im Kartierungsgebiet immerhin eine Größe von etwa 25 mm, die diesem Gestein seinen Namen und seine typische Augentextur verleihen. Diese Größenangabe ist als Maximalwert zu verstehen, da die Korngröße je nach Deformationsgrad stark variiert.

Es überwiegt Perthit deutlich gegenüber Mikroklin, Plag-Einschlüsse sind häufig, ebenso eine Ab-Bildung in Rissen und besonders an *high-strain* Korngrenzen (vgl. dazu TULLIS & YUND 1987, 607-608). Weitere häufige Einschlüsse sind Bio und Qu.

Plagioklas

Verglichen mit dem AlkF ist Plag₀ mit nur 3 mm Größe relativ klein. Plag₀ ist zumeist hypidiomorph, als Einschluß in AlkF oft auch idiomorph. Seine polysynthetische Verzwilligung ist häufig geknickt, oft ist er stark serizitisiert. Ab₁ als jüngere Generation ist deutlich weniger serizitisiert und bildet sich in Spaltrissen von AlkF₀ und dessen Korngrenzen. WIESENEDER (1932, 141-142) zählt Plag₀ zusammen mit Bio₀ und Qu zu den ältesten Bestandteilen in der Kristallisationsabfolge des Granites.

Quarz

Qu ist sehr feinkörnig, stark undulös mit einer ausgeprägten, dynamischen Kornverkleinerung und fast ausschließlich in der Matrix zwischen den Fdsp zu finden. Er ist stark gelängt und oft noch relativ kühl deformiert, all das ist ein Teil der protomylonitischen bis mylonitischen Textur, die im Grobgneis dieses Gebietes recht häufig ist.

Hellglimmer

Hgl werden bis 0,8 mm groß, sie sind oft verbogen und geknickt. Weiters zeigen sie im Zuge der hohen Deformation im Bereich zwischen den Feldspäten die Form von "*mica-fishes*", randlich sind sie serizitisiert (vgl. dazu LISTER & SNOKE 1984, 620-635).

Biotit

Bio₀ findet sich ebenfalls meist als "*mica-fishes*" im Intergranular-Bereich der Feldspäte. Randlich weist er Erzausscheidungen aus, zum Teil erscheint er etwas vergrünt, an *high-strain*-Rändern bildet sich feinkörniger Bio₁, der auch an Rändern von Gr wächst. Bio₀ ist als Einschluß in AlkF bei weitem besser erhalten.

Granat

Gr wird bis etwa 1,5 mm groß, zeigt eine blaßrosa Eigenfarbe, einen pigmentreichen Kern und einen einschlußarmen Rand. Er ist fast immer stark zerbrochen und randlich etwas in Bio1 umgewandelt.

3.4.5. Mu-Lbgt-Schiefer (Leukophyllit)⁶⁾

750 m S Kaltes Bründl findet man in einem bescheidenen Aufschluß an der Forststraße ein Gestein, über dessen Genese bereits sehr viel und leider auch viel Widersprüchliches geschrieben wurde - der Leukophyllit (STARKL 1883, 653-657; VENDEL 1972, 76-100; MODJTAHEDI & WIESENER 1974, 189-213; LELKES-FELVÁRI & SASSI 1982, 607-615; KISHÁZI & IVANCSICS 1986, 375-387). Dieses durch seine fast schneeweiße Farbe im Gelände sehr auffällige Gestein ist im Rosaliengebirge, der Buckligen Welt und im Ödenburger Gebirge weit verbreitet (VENDEL 1972, 77)⁷⁾. Die modernste Bearbeitung findet sich bei HUBER (1994, 1-136).

Während Leukophyllit im ungarischen Teil des Ödenburger Gebirges nie innerhalb der Óbrennberg-Kaltes Bründl Serie auftritt und stets im Nahbereich des mittelkörnigen Kfsp-Plag-Mu-Gr-Ortho-Gneisses zu finden ist, so liegt das oben beschriebene Vorkommen eindeutig in der Óbrennberg-Kaltes Bründl Serie, wenn auch relativ nahe zum Kontakt mit der Sopron Serie.



Abb. 3-21: Handstück eines Mu-Lbgt-Schiefers mit Augentextur um Qu und Ansätze eines SCC'-Gefüges (x-z-Schnitt).

Der Leukophyllit verwittert hellgrau und ist im Anschlag schneeweiß, seidig-glänzend, dünnblättrig brechend. Qu

bildet leicht asymmetrische, bis 3 mm große Augen. Der Leukophyllit ähnelt makroskopisch auf den ersten Blick dem mittelkörnigen O-Gneis (Abb. 3-21). Es finden sich aber auch hochdeformierte Bereiche im Aufschluß, wo der Leukophyllit eine ausgeprägte phyllonitische Textur zeigt, ohne jedoch ganz seine Qu-Augen zu verlieren.

Die Nebengesteine im Nahbereich der Leukophyllite sind Schiefer, sie zeigen viele bläuliche, deformierte Ser-Pseudomorphosen, häufig mit Chltd, etwas Bio und feinkörnigem, idioblastischem Granat. In einer Probe konnte der tektonische Kontakt dieses Schiefers mit einem hochdeformierten mittelkörnigen O-Gneis der Sopron Serie beobachtet werden, weshalb für diesen lokalen Bereich der Óbrennberg-Kaltes Bründl Serie ein kleines Vorkommen der Sopron Serie (Mu-Chl-Gr-Schiefer und O-Gneis) wahrscheinlich ist, womit sich der Leukophyllit am Grenzbereich dieser zwei Serien befindet. Damit bestätigt sich die Beobachtung ungarischer und österreichischer Kollegen, die das Auftreten des Leukophyllits im Unterostalpin immer in Verbindung mit dem O-

Gneis sahen (dort vor allem in Bewegungszonen besonders am Kontakt zwischen Grogneis und den Glimmerschiefern) auch für diesen Raum (z.B. CORNELIUS & CLAR 1939, 19-22; FUCHS 1962, 25; MODJTAHEDI & WIESENEDER 1974, 191-192; HUBER 1994, 20-32).

HUBER (1994, 89-92) gibt $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Bildungsalter dieser Leukophyllite von 80-75 Ma (Turon/Coniac) an. NaCl, MgO, CaO und K_2O reiche *fluids* bei etwa 450° C und 4-5 kbar bewirkten eine Mg-Metasomatose, δD - und $\delta^{18}\text{O}$ -Messungen an sekundären *fluid inclusions* deuten auf eine Formationswässer-ähnliche Zusammensetzung hin, deren Ursprung Huber in der Permo-Trias der Wechsel Einheit vermutet (vgl. McCAIG 1990, 56-58).

Leuchtenbergit

Die weiße, blaßgelbliche Eigenfarbe und die typische gelblich/beige Interferenzfarbe des Chl weisen darauf hin, daß es sich um Lbgt, ein sehr Fe-armes Glied der Klinochlor-Gruppe handelt (TRÖGER 1967, 591), auch wenn keine RDA- oder Mikrosondenanalysen am Chl durchgeführt wurden, VENDEL (1972, 93-96) zählt die Mg-armen Chl zu den Sheridanit-Klinochlor-Vertretern.

Der Lbgt ist sehr klein, nur 0,1-0,2 mm groß, bildet kleine, idioblastische, spät- bis postkinematisch gewachsene Scheiter. Meist findet er sich im Intergranularbereich, aber häufig wächst er auch unorientiert randlich um Hgl1.

Hellglimmer

Hgl1 wird bis 1 mm groß, das S biegt leicht um Hgl1 um. Randliche Umwandlungen zu Hgl2 und Lbgt sind häufig. Hgl2 wird etwa bis 0,15 mm groß und ist nur unwesentlich besser ins S eingeregelt als Hgl1. Auffällig sind Konzentrationen von kleinen Rutilen in Hgl2, die darauf hindeuten, daß sich zumindest ein Teil der Hgl2 aus Bio entwickelte.

Quarz

Qu bildet in diesem Gestein charakteristische, leicht asymmetrisch-ausgeschwänzte Augen, die bis zu 3 mm groß werden können. Die Qu Einzelkörner in diesen Augen sind bis 1 mm groß und undulös mit Subkornbildung, die teilweise soweit fortgeschritten ist, daß die kleinen, rekristallisierten Qu glatte Korngrenzen zeigen und nicht mehr undulös sind. In Bereichen, wo sich das Gestein zu einem S-C-C'-Mylonit entwickelt, verschwinden diese Augen zugunsten lang ausgezogener Qu-Linsen.

Disthen

Dist befindet sich durchwegs im Intergranularbereich und zeigt sich als 0,2-0,3 mm große, rechteckige Leisten mit typischer Dist-Spaltbarkeit. Texturelle Hinweise deuten auf eine gleichzeitige Blastese zusammen mit Lbgt hin.

Albit, Epidot, Apatit, Rutil

Ab ist selten und wird kaum größer als 0,3 mm. Er ist xenoblastisch, zeigt eine sehr undeutliche Verzwilligung. In seiner Nähe finden sich immer wieder Konzentrationen von etwa 0,04 mm kleinen, rundlichen Ep.

Ap erreicht eine Größe von 0,5 mm, ist oft zerbrochen und gehört zum metamorphen Altbestand.

Ansammlungen von kleinen, xenoblastischen Rut, bei denen es sich um deformierte Sagenitgitter handeln könnte, weisen auf einen ehemaligen Bio hin, von dem sonst jede Spur fehlt.

3.4.6. Dist-Lbgt-Quarzit ("white quartzites")

Während im ungarischen Teil des Ödenburger Gebirges viele und teilweise großflächige Vorkommen von Dist-Lbgt-Quarzit beschrieben sind (KISHÁZI & IVANCSICS 1985, 192 u. 209), findet sich dieses Gestein im österreichischen Teil nur an einer einzigen Stelle, 300 m SE Gruberkreuz am W-Abhang des Kronberges im Hangschutt. KISHÁZI & IVANCSICS (1986, 385) trennen die Dist-Lbgt-Quarzite nach ihrem Mu-Gehalt in „grey quartzites“ (hohe Mu-Gehalte) und in „white quartzites“ (Mu-arm). Auch in ihrer Verbreitung zeigt sich eine ganz klare Trennung, *grey quartzites* finden sich nur in der Öbrennberg-Kaltes Bründl Serie, während sich die *white quartzites* ausschließlich auf die Sopron Serie beschränken (KISHÁZI & IVANCSICS 1986, 377). Der Dist-Lbgt-Quarzit SE Gruberkreuz ist hinsichtlich seiner mineralogischen Zusammensetzung und seiner Lage in den Mu-Chl-Gr-Schiefern der Sopron Serie eindeutig zu den *white quartzites* zu zählen.

Das Gestein verwittert bräunlich-grau, zeigt im Anschlag eine blau-graue Farbe und bricht weniger plattig als die Glimmerschiefer. Im Anschnitt erkennt man bereits mit freiem Auge große, wirr wachsende, bläuliche Dist und Lbgt, die im Gegensatz zum Dünnschliff, wo sie fast farblos sind, blaß braun-grau gefärbt sind (Abb. 3-22).



Abb. 3-22: Handstück eines Dist-Lbgt-Quarzites. Die blauen Dist und die gelblich-olivgrünen Lbgt sind bereits makroskopisch leicht zu erkennen. Auffällig ist die Diskrepanz zwischen Qu-reichen mylonitischen Bereichen und Domänen mit sehr wenig Deformation.

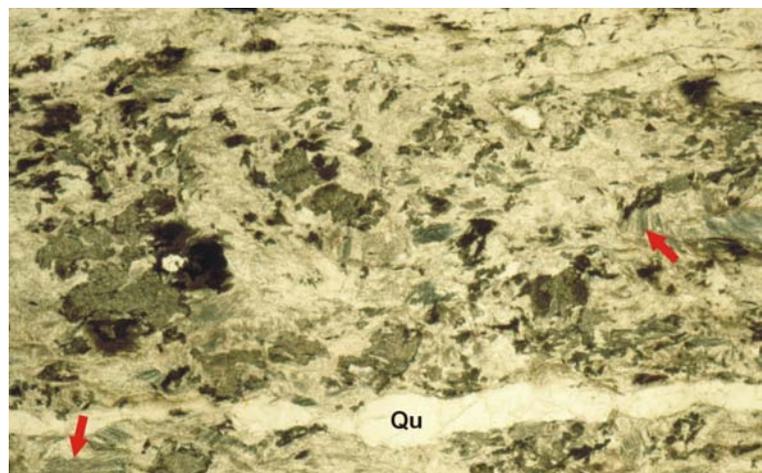


Abb. 3-23: Dist-Lbgt-Quarzit mit großen, eckigen Dist (schwarzer Pfeil) und Lbgt-Pseudomorphosen nach Bio (rote Pfeile); NM93/89; BB 15 mm; =N.

Das Gestein zeigt Bereiche mit fast ausschließlich statisch gewachsenen Dist und Lbgt, die durch etwa 1 cm mächtige, parallele, Qu dominierte Mylonitzonen unterbrochen werden. Der hochdeformierte Charakter dieser Bewegungszonen ist im Anschnitt noch deutlich erkennbar, jedoch im Dünnschliff sind die Qu sehr gut rekristallisiert mit isogranularem Mosaikgefüge. Durch die oft rechteckige Form und das Aussehen der büschelig wachsenden Dist-Aggregate, die eine Pseudomorphose nach Stau wahrscheinlich machen und den Formrelikten von Lbgt + Sagenit nach grobkörnigen Bio, ist an dieser Stelle ein Gestein mit der ehemaligen Mineralogie, Bio, Stau, Qu, Erz, usw, naheliegend.

Leuchtenbergit

Es wurden zwar keine RDA- oder Mikrosondenanalysen am Chl durchgeführt, doch kann man aus den optischen Eigenschaften (weiße/blaßgelbliche Eigenfarbe, gelblich-beige Interferenzfarben) und aus der Literatur (LELKES-FELVÁRI & SASSI 1982, 607-608; KISHÁZI & IVANCSICS 1986, 384-386) darauf schließen, daß es sich um Leuchtenbergit, ein sehr eisenarmes Glied der Chl-Gruppe, handelt. Lbgt1 ist bis 1,3 mm groß, xenoblastisch und sehr einschlußreich. Bei den Einschlüssen handelt es sich um feine Rut, deren Anordnung als Sagenitgitter oft noch sehr gut zu erkennen ist (Abb. 8-2) und Lbgt1 als Pseudomorphosen nach Bio wahrscheinlich machen (Abb. 3-23).

Lbgt2 ist nur bis etwa 0,15 mm groß, bildet lange, schmale idioblastische Leistchen, die unorientiert wachsen und im Unterschied zu Lbgt1 einschlußarm sind.

Quarz

Qu ist durchschnittlich 0,12-0,20 mm groß, granoblastisch mit glatten Korngrenzen und nicht undulös. Er zeigt ein ausgeprägtes Mosaikgefüge mit 120° Korngrenzen-Tripelpunkten.

Disthen

Dist bildet bis 2,5 mm große, quadratische/rechteckige Blasten, die von ihrer Form her Pseudomorphosen nach porphyroblastischen Stau darstellen könnten. Innerhalb der Pseudomorphosen ist der Dist hypidio- bis xenoblastisch, nur kleinere Kristalle sind idioblastisch. Das Kristallwachstum dürfte unter sehr *strain*-armen Bedingungen abgelaufen sein, da sämtliche Mineralformen der älteren Metamorphose als Formrelikte erhalten sind.

Hellglimmer

Hgl1 bildet bis 0,35 mm große, xenoblastische Leisten, die ähnlich wie Lbgt1 viele feine opake Einschlüsse aufweisen. In einer Analogie zu den Lbgt gibt es auch bei den Hgl eine zweite Generation.

Hgl2 ist nur 0,15 mm groß und bildet wirt wachsende, schmale Leisten, die durchwegs einschlußärmer als Hgl1 sind.

Rutil

Eine weitere Pseudomorphose in diesem an Pseudomorphosen so reichen Gestein bildet Rut. Rut wird bis etwa 0,75 mm lang und bildet schmale, braun-gelbliche, längliche Aggregate, die durch ihre Form eine Pseudomorphose nach einem Fe/Ti-Erz wahrscheinlich machen. VENDEL (1972, 83) beschreibt ebenfalls winzige, grünliche Rut in einem Dist-Lbgt-Quarzit an der Sopron-Ritzing Landstraße.

Sillimanit, Epidot

Lange, schmale Nadeln in Qu zeugen vom seltenen Vorhandensein von fibrolithischem Sill. Auch Ep ist sehr selten und nur in Form von rundlichen bis 0,08 mm großen Körnchen vorhanden.

3.4.7. Pegmatite

Pegmatite treten in der Sopron Serie immer wieder auf, sie sind jedoch seltener als in der Óbrennberg-Kaltes Bründl Serie. Beispielsweise finden sich im S-Teil des Freiburger Steinbruchs 5 mm dünne Turm-Gängchen in den Mu-Chl-Gr-Schiefern, die mit den Raumdaten 073/56 quer durch das S durchschlagen, teilweise dringen von diesen Gängen aus feine Turm-Sekretionen seitlich S-parallel ins Nebengestein.

Neben mehreren kleinen, nicht aufgeschlossenen Pegmatitvorkommen 150 m SE Gruberkreuz, ist der kleine Steinbruch SE Kaltes Bründl relativ pegmatitreich. Dort finden sich im Vergleich zu den Pegmatiten in der Óbrennberg-Kaltes Bründl Serie feinkörnigere Pegmatite, die teilweise ins S des mittelkörnigen O-Gneise einrotiert wurden (NM93/134). Beim Turm handelt es sich um bis 2 cm große, schwarze Schörl, die oft zerbrochen und rotiert sind. Idiomorphe Hgl-Stapel können bis 15 mm groß werden, Fsp ist etwa zu gleichen Teilen durch polysynthetisch verzwilligte Plag und durch AlkF vertreten. Als Besonderheit befindet sich ein über 5 cm großer, länglicher Chl-Hgl-Gr-Xenolith in dem Pegmatit von NM93/135.

3.5. Óbrennberg-Kaltes Bründl Serie

3.5.1. Bio-And-Sill-Schiefer

Wie bereits in der Einleitung erwähnt, gibt es in den Ostalpen nur sehr wenige bekannte Vorkommen von prä-alpinem And, wodurch sich das Interesse an der geologischen Untersuchung dieses schlecht aufgeschlossenen Gebietes erklärt.

Der Bio-And-Sill-Schiefer in dem, nach den Ergebnissen dieser Arbeit der prä-alpine Mineralbestand am besten erhalten ist, ist strikt an die Óbrennberg-Kaltes Bründl Serie gebunden. Eine genaue Abgrenzung seines Auftretens von den Bio-Mu-Sill-Chltd-Schiefern war bei der Kartierung leider nicht möglich, sodaß gesicherte Vorkommen nur mit einer Übersignatur hervorgehoben wurden. Die wichtigsten Vorkommen liegen 100 m SE Kaltes Bründl, wo die Lange Leiten auf die Staatsgrenze trifft, 900 m SE Gruberkreuz am Kronberg und im Freiburger Steinbruch. Auch in dieser Serie gibt es keinerlei Hinweise auf das Vorkommen von karbonatischen Gesteinen, die beispielsweise in der Saualpe (PILGER & WEISSENBACH 1970, 8-10) häufig auftreten.

Das Gestein ist relativ massig, bildet eher groben Schutt, verwittert rötlich/dunkelbraun und bricht nur undeutlich nach dem S. Im Anschlag erscheint es grauschwarz mit ausnehmend vielen Bio-Blättchen. Parallele, bis 10 mm mächtige Qu-Lagen sind häufig. Pegmatite sind sehr häufig, zum Teil können sie sehr grobkörnig werden (NM93/98), bis auf das Zerbrechen von Turm sind sie kaum deformiert. LELKES-FELVÁRI & SASSI (1984, 601-603) beschreiben Leukosombildungen in dieser Lithologie, die darauf hindeuten könnten, daß es während der T-betonten Metamorphose teilweise zu einer

Migmatisierung kam. Hohe Sr- und niedrige Rb-Gehalte von vergleichbaren Leukosomen der Koralpe deuten nach FRANK et al. (1983, 265) auf eine sehr lokale Genese dieser Leukosome hin.

Im Anschnitt erscheint die Lithologie weiterhin dunkelgrau/schwarz. Bis 8 mm große, porphyroblastische And sind nur selten rechteckig im Umriß, zumeist sind sie unregelmäßig begrenzt und zeigen eine hellgraue Farbe, wodurch sie sich makroskopisch für „Nichteingeweihte“ nur wenig von den etwas weißlicheren Fdsp unterscheiden (Abb. 3-24).



Abb. 3-24: Handstück eines Bio-And-Sill-Schiefers. In den hellen Bereichen zwischen dem dunklen Bio findet sich And, er ist etwas dunkler als der hellere Fdsp, aber im Handstück nur schwer zu erkennen (x-z-Schnitt).

Grobschuppiger, schwarzbrauner Bio verleiht dem Gestein sein charakteristisches Aussehen, oft ist er zu größeren, büscheligen Aggregaten zusammengesetzt. Der meist nur untergeordnet vorkommende Hgl fällt makroskopisch kaum auf, eher noch Fsp, die in der Regel sehr feinkörnig sind und längliche Haufen bilden.

Allen Bio-And-Sill-Schiefern ist die geringe Deformation, die für eine eher statische Blastese spricht, gemeinsam, sowie der sehr geringe bis fehlende Gehalt an Chl, der in der ganzen Öbrennberg-Kaltes Bründl Serie (abgesehen von den Chl-Ser-Gr-Schiefen) generell sehr niedrig ist (KISHÁZI & IVANCSICS 1985, 197).

Andalusit

And wird durchschnittlich 4-6 mm groß. Er bildet meist hypidio- bis xenoblastische, länglich-rechteckige, poikiloblastische Minerale, die spät- bis postkinematisch gewachsen sein dürften. And hat eine hohe Lichtbrechung, eine mittelmäßige Spaltbarkeit und in etwas dickeren Dünnschliffen sieht man den charakteristischen blaß-rosa Pleochroismus. Aufgrund seiner relativen Größe zum restlichen Mineralbestand, ist der And sehr einschlußreich, die häufigsten Einschlüsse sind: Bio1, Hgl, opP, Turm, Ep, Ort, Stau, Zirk, wobei auffällt, daß opP (Ilm?) und Stau nur innerhalb des And erhalten sind.

Randliche Umwandlungen setzen dem And bereits innerhalb eines Aufschlusses in recht unterschiedlicher Art und Weise zu, sogar im Schlibfbereich gibt es sehr große Unterschiede - ein eindruckvolles Beispiel dafür, wie selektiv und komplex Metamorphose-Überprägungen sein können (vgl. auch BARKER 1990, Taf. 4d).

Randlich und in größeren Spalten wächst sehr grobkörniger, bis 1,5 mm großer Hgl, der von seinen textuellen Eigenschaften eine prograde Reaktion darstellen dürfte und den And, dort wo er auftritt, vor späteren Umwandlungen schützt (Abb. 3-25).

Oft erkennt man kleine, prismatische Dist, die randlich und in Rissen von And wachsen, typisch für sie ist, daß sie im rechten Winkel zum Rand oder Riß wachsen (Abb. 8-5). Diese Umwandlung kann soweit gehen, daß And ganzflächig von kleinen, unorientierten Dist überwachsen wird (Abb. 8-6 u. 8-7).

Immer wieder finden sich stark resorbierte And mit unregelmäßig begrenzten Resorptionsschläuchen bis tief ins das Mineral hinein (Abb. 3-25b), deren Bildung parallel zur Bildung der Sill verlaufen sein könnte. Diese Resorptionsschläuche wiederholen immer wieder das gleiche Schema, das Innere des Schlauches ist mit gut rekristallisiertem Qu gefüllt, in dieser Qu-Matrix „schwimmen“ kleine, längliche, idioblastische Bio2 parallel zu S_e , der stark gebuchtete Rand des Resorptionsschlauches ist mit einem dünnen Ser-Belag überzogen.

Biotit

Bio1 ist durchschnittlich 3 mm groß, selten bis 5 mm und ist sehr intensiv gefärbt: sein Pleochroismus reicht von gelbbraun bis dunkelstbraun. Er wächst hypidio- bis xenoblastisch, ist schlecht oder überhaupt nicht zu S eingeregelt, immer wieder geknickt und zeigt oft auffällige pleochroitische Höfe um Orthit und Zirkon. Durchwegs finden sich „Trauerränder“ (feinkörnige, randliche

Erzausscheidungen), zum Teil bemerkt man auch im Mineralinneren Ansätze von Sagenitgittern und Bleichungsbereiche, wo Bio1 dann etwas vergrünt. Randliche Umwandlungen zu fibrolithischem Sill sind sehr häufig und in Scherbändern meist intensiv, Umwandlungen zu winzigen Gr sind äußerst selten und meist nur lokal.

Bio2 wird im Gegensatz zu Bio1 nur maximal 0,4 mm groß. Er zeigt wie Bio1 einen sehr starken Pleochroismus und bildet länglich-schmale, idioblastische Leisten ohne beziehungsweise mit nur schwachen Erzausscheidungen. Diese Bio2 befinden sich entweder zusammen mit Bio1 zwischen den And, oder in den oben erwähnten Resorptionsschläuchen im And.

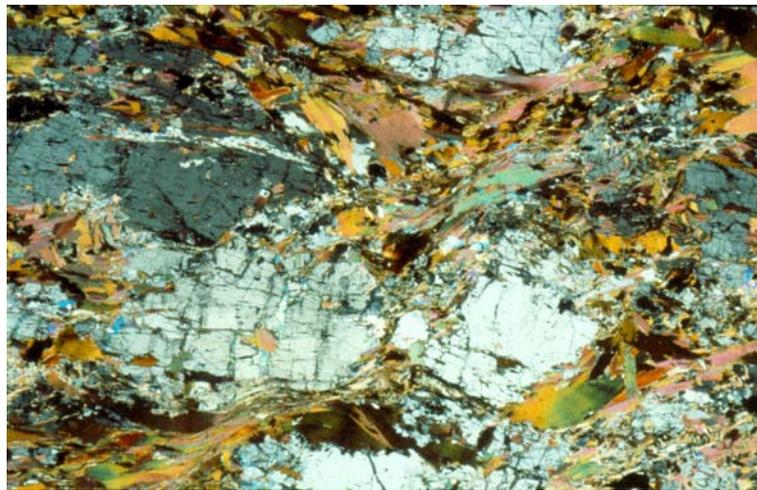
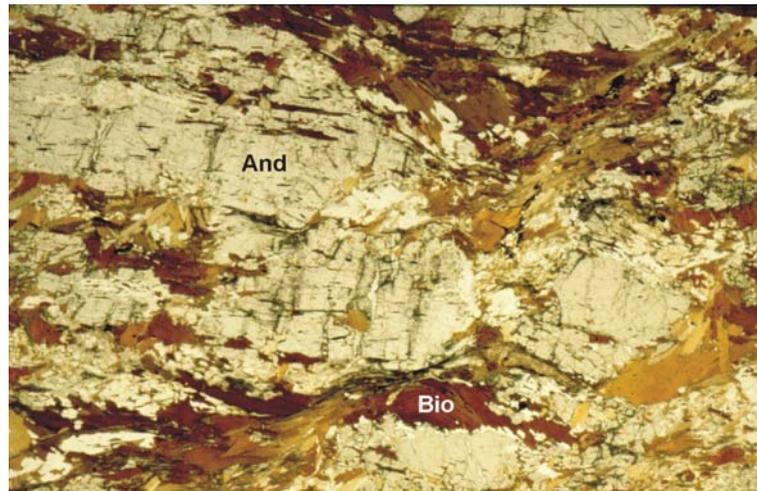


Abb. 3-25 a&b: Bio-And-Sill-Schiefer mit großen, porphyroblastischen And, in deren Spaltrissen großer Hgl wächst. Sill findet sich bevorzugt in Scherbändern. Im And in der linken, oberen Bildhälfte sieht man in Abb. 3-25 b einen Qu-gefüllten Korrosionsschlauch; NM92/71; BB 16 mm; =N und +N.

Sillimanit

Sill ist ein allgegenwärtiges Mineral in den Lithologien der Öbrennberg-Kaltes Bründl Serie. Meist tritt er als feinfaserig-büscheliger Fibrolith in Erscheinung, der zum überwiegenden Teil am Rand von Bio, seltener randlich um Hgl wächst. Oft sind diese Fibrolith-Büschel randlich serizitisiert.

Manchmal hat man die seltene Gelegenheit auch sehr dicke Büschel von Sill zu sehen. Diese werden bis 2,6 mm lang, bis 0,3 mm breit und sind immer wieder quer zu ihrer Längsrichtung gebrochen. An den Schmalseiten wächst Fibrolith syntaxial in der Verlängerung weiter. Dieser Sill zeigt blaß-bräunliche Eigenfarbe und Interferenzfarben der oberen I. bis mittleren II. Ordnung (besonders schön ist das in NM93/114 zu sehen). KERRICK (1990, 207-221) führt das "Fibrolith-Problem" (das Auftreten von fibrolithischem- und/oder prismatischem Sill) auf unterschiedliche *grain boundary energies* der beiden Modifikationen zurück.

Disthen

Dist findet sich als winzige, längliche Scheiter, durchschnittlich 0,03-0,08 mm groß. Er hat eine blaß bräunliche Eigenfarbe und gelbliche Interferenzfarben I. Ordnung, die Spaltbarkeit ist nur undeutlich entwickelt. Meist wächst Dist am Rand und in feinen Rissen von And - dort charakteristisch immer im rechten Winkel zum Rand beziehungsweise Riß (Abb. 8-5) - seltener findet er sich aber auch im Zentrum von Fibrolith-Bereichen und in Serizithaufen. Die Umwandlung von And zu Dist kann soweit gehen, daß unorientierter, feinkörniger Dist den And so flächig überwächst und der And kaum noch zu erkennen ist.

Alkali-Feldspat

AlkF ist xenoblastisch und häufig etwas trüb. Er kann bis 1,5 mm groß werden, meist ist er aber nur zwischen 0,2-0,8 mm groß. Der überwiegende Teil besteht aus Perthit mit zahlreichen, feinen oder etwas breiteren, subparallelen Entmischungen, nur ein kleiner Teil findet sich als Mikroklin.

Plagioklas

Plag1 tritt mengenmäßig hinter AlkF stark zurück. Die Korngröße beträgt maximal 1 mm, oft nur 0,3-0,6 mm und ist damit meist etwas kleiner als AlkF. Plag1 zeigt feine, polysynthetische Zwillingslamellen und ist stark getrübt, zum Teil vollständig serizitisiert. In diesen Serizit-Pseudomorphosen nach Plag1 wachsen häufig sehr feine, längliche Dist. Plag2 repräsentiert die Entmischungsphase innerhalb der Perthite.

Hellglimmer, Serizit

Hgl1 wird zwischen 0,5-1,5 mm groß, ist meist xenoblastisch und sehr stark resorbiert mit zahlreichen Korrosionsschläuchen in das Innere des Minerals.

Hgl2, der bis 0,8 mm groß wird, wächst grobkörnig um And, mit dem er keine Verdrängungsstruktur, eher noch ein Gleichgewichtsgefüge zeigt. Auf jeden Fall schützt er den And vor Umwandlungen.

Ser bildet sich häufig um Sill, sehr fein am Rand von Resorptionsschläuchen in And und in gefüllten Plag. Manche Bereiche sind vollständig in Ser umgewandelt, die dann auch einige unorientierte, winzige Dist aufweisen können. Bei diesen Bereichen handelt es sich zum Teil sicher um ehemalige Plag, wie kleine Ab-Relikte zeigen, aber auch vollständig pinitisierter Cord ist denkbar, besonders in Bereichen, wo zusätzlich zum Ser auch kleine Bio auftreten.

Quarz

Die Einzelkörner des Qu werden durchschnittlich etwa 0,5 mm groß, meist befinden sie sich in schmalen, parallelen Qu-Zeilen oder als Zwickelfüllung zwischen den größeren Mineralen. Die Korngrenzen sind relativ glatt, die Auslöschung ist nur schwach undulös - charakteristisch für die Óbrennberg-Kaltes Bründl Serie.

Staurolith, Epidot/Orthit, Turmalin, opake Phase

Stau ist nur mehr vereinzelt als xenoblastisches Relikt in And erhalten, wo er noch eine Größe bis 1,6 mm erreichen kann (Abb. 8-3). Randlich zeigt er feine Umwandlungserscheinungen, vermutlich nach Dist.

Ep - ein weiteres charakteristisches Mineral der Óbrennberg Serie - tritt in diesem Gestein relativ häufig auf. Er ist rundlich-xenoblastisch und findet sich in fast allen anderen Mineralen als Einschluß. Für Orthit, eine SEE-reiche Ep-Modifikation, gilt das Gleiche wie für Ep, zusätzlich ist er aber noch für einen Großteil der ausgeprägten pleochroitischen Höfe im Bio verantwortlich. Die auffällige Bindung der Vorkommen des Ep und speziell des Orts an die Lithologien der Óbrennberg-Kaltes Bründl Serie, wo diese Akzessorien im Vergleich zu den Schiefen der Sopron Serie viel häufiger sind, ist in Abb. 6-4 ersichtlich. SEE- und Th-reiche Minerale, wie sie FAZEKAS et al. (1975, 305) aus der Óbrennberg Kaltes Bründl Serie beschreibt, konnten abgesehen vom Orthit nicht festgestellt werden.

Turm ist generell eher selten vorhanden, er wird etwa 0,3-0,5 mm groß mit einem deutlichen olivgrünen-beigen Pleochroismus.

Die opP bilden bis 0,5 mm lange, schmale, tiefschwarze Leisten (Ilm?), die ausschließlich nur mehr als Einschlüsse in And erhalten sind, wo sie ein S_i (subparallel zum S_e) nachzeichnen (Abb. 3-25).

3.5.2. Bio-Ser-Sill-Schiefer

Bio-Ser-Sill-Schiefer ist eine der 3 Lithologien der Óbrennberg-Kaltes Bründl Serie, die sich zwar im Dünnschliff gut trennen lassen, die aber im Gelände aufgrund vielerlei Übergänge und der schlechten Aufschlußsituation nicht sinnvoll voneinander abgrenzbar sind. Sie umfassen daher in der geologischen Karte (Beilage 1) zusammen mit den Bio-Ser-Chltd-Gr-Schiefen jene Bereiche mit der braunen Signatur, die nicht durch eine Übersignatur als Bio-And-Sill-Schiefer ausgeschieden wurden.

Das Gestein verwittert im Gelände bräunlich grau, häufig finden sich dünne, orange Überzüge aus Fe-Oxiden/Hydroxiden (ähnliches beschreibt SCHWINNER (1932, 342-343) von den Strallegger Gneisen). In der Regel findet sich eher massiger Schutt, der nur undeutlich entlang vom S bricht. Im Anschlag ist das Gestein mittel- bis dunkelgrau.

Im Anschnitt fallen als erstes die etwa 2 mm großen, schwarzen büscheligen Bio auf, die kaum ins S eingeregelt sind. Relativ gut rekristallisierter Qu bildet schmale Zeilen parallel zu S aus, er tritt aber auch außerhalb dieser Zeilen in stark unterschiedlichen Mengen auf. Hgl und auch Gr, der bis 1,5 cm groß wird, spielen eine sehr untergeordnete Rolle. Es ist wegen der großen Ähnlichkeit dieser Lithologie zu den Bio-And-Sill-Schiefen, sowohl im Handstück als auch im Dünnschliff, augenscheinlich, daß es sich um einen metamorph stärker überprägten Bio-And-Sill-Schiefer handelt.

In der Beschreibung der Handstücke und des Dünnschliffs ergeben sich große Ähnlichkeiten zu den Strallegger Gneisen (SCHWINNER 1932, 342-343).

Sillimanit, Disthen

Sill erscheint ausschließlich als feinfaseriger Fibrolith, der bis 3 mm lange, linsig ausgewalzte Pseudomorphosen bildet. Neben diesen Pseudomorphosen findet sich Fibrolith auch als Umwandlung hauptsächlich aus Bio, weniger aus Hgl1, oft findet er sich in Qu, der Großteil des Sill ist in Serizit umgewandelt.

Im Zentrum der Pseudomorphosen wird Sill von kleinen, bis 0,05 mm großen Dist unorientiert überwachsen. In diesen Pseudomorphosen ist der Sill randlich in unterschiedlichem Ausmaß serizitisiert, in manchen Fällen ist der Fibrolith vollständig umgewandelt, sodaß die Dist-Leistchen in einer reinen Ser-Pseudomorphose zu liegen kommen.

Serizit

Ser findet sich als Umwandlungsprodukt von mehreren Mineralen. Sill wird wie bereits oben beschrieben recht unterschiedlich stark serizitisiert, meist ist Ser am Rand der Sill-Pseudomorphosen zu finden. Plag ist oft vollständig in Ser umgewandelt, es sind dann nur mehr Form-Relikte erhalten, wo kleine, rundliche Ab in einer feinen Ser-Matrix liegen. Von Probe zu Probe stark schwankend werden auch Hgl1 und Bio serizitisiert.

Biotit

Bio erreicht maximal eine Größe von 3 mm, durchschnittlich wird er etwa 0,8-2 mm groß. Er zeigt einen sehr starken Pleochroismus von hell- bis dunkelstbraun, häufig wird er von Gr überwachsen. Charakteristisch sind seine starken randlichen Erzausscheidungen und die Bildung von Sagenitgittern in seinem Inneren, pleochroitische Höfe um Zirkon sind häufig. Oft wird der Bio *in situ* von Hgl2 überwachsen, wobei die Form und die Anordnung der Sagenitgitter erhalten bleiben. Häufig sind die Bio-Blättchen stark verbogen und geknickt, in Scherbändern sind Umwandlungen zu Fibrolith häufig.

Quarz

Die Hauptmenge an Qu befindet sich in sehr langen, schmalen Qu-Zeilen, nur ein kleiner Teil ist als Zwickelfüllung zwischen den anderen Mineralen zu sehen. Die Einzelminerale, zwischen 0,2-0,35 mm groß, sind gut rekristallisiert, mit relativ glatten Korngrenzen. Einschlüsse von Fibrolith und von ehemaligem Fibrolith, der jetzt nur mehr als Ser vorliegt, sind häufig.

Hellglimmer

Hgl1 ist 0,3-0,5 mm groß, schlecht ins S eingeregelt, xenoblastisch und unterscheidet sich durch das Fehlen kleiner opP-Einschlüsse deutlich von Hgl2. Randlich kann etwas Fibrolith sprossen, meist erfolgt aber eine Umwandlung zu Ser, oft findet man kleine Korrosionsschläuche.

Hgl2 bildet häufig Formrelikte nach Bio und weist viele feinkörnige Sagenit-Einschlüsse auf.

Granat

Gr wird durchschnittlich 0,3-1 mm groß und ist üblicherweise idiomorph. Er wächst bevorzugt über Bio, sein Kern ist einschlußreich, der zum Rand hin kontinuierlich klarer wird (Abb. 4-4).

Alkali-Feldspat, Plagioklas

Der Großteil des AlkF wird von Perthit gebildet, diese sind xenoblastisch, stark getrübt und werden nur selten größer als 0,5 mm.

Plag ist mit durchschnittlich 0,1-0,3 mm Größe deutlich kleiner als AlkF, eine polysynthetische Verzwilligung ist nur selten gut erkennbar. Plag ist oft massiv in Ser umgewandelt, teilweise sind nur mehr kleine, rundliche Ab innerhalb von Ser-Flecken erhalten.

Epidot, Turmalin, opake Phase

Ep ist relativ selten zu sehen, er zeigt die übliche, rundlich-xenoblastische Form und wird kaum größer als 0,05 mm. Turmalin bleibt meist deutlich kleiner als 0,5 mm, er ist hypidioblastisch und variiert beim Pleochroismus in den Farben: ockergelb-beige-grün-blau. In NM92/21 ist die Durchdringung eines Turm durch fibrolithischen Sill feststellbar.

OpP, die normalerweise lange, schmale Leisten bilden, erscheinen in diesem Gestein zumeist rundlich-isometrisch bei einer Größe von rund 0,3-0,5 mm.

3.5.3. Bio-Ser-Chltd-Gr-Schiefer

Wie schon in Abschnitt 3.5.1. kurz angeschnitten wurde, war es kaum möglich, die Gesteine der Óbrennberg-Kaltes Bründl Serie kartenmäßig zu trennen. Die Gesteine der Bio-Ser-Chltd-Gr-Schiefer und Bio-Ser-Sill-Schiefer umfassen demnach alle jene Bereiche der Óbrennberg-Kaltes Bründl Serie, die nicht durch die Übersignatur als Bio-And-Sill-Schiefer ausgeschieden wurden (Beilage 1). Die Hauptvorkommen der Bio-Ser-Chltd-Gr-Schiefer befinden sich E Gruberkreuz, S Kaltes Bründl und 300 m SE Wiederkreuz. Den besten Einblick in die Vielfältigkeit dieser Lithologie bietet die Forststraße, die 100 m S des Steinbruchs beim Kalten Bründl beginnt und mit mehreren Kurven quer über den Mitterriegel in Richtung Kohlgraben Bründl führt.

Die Bio-Ser-Chltd-Gr-Schiefer verwittern graubraun, bilden im Gelände recht unterschiedlich große Schuttstücke, die kaum nach dem S brechen. Im Anschlag fallen sofort bis 10 mm große, stahlblaue, rechteckige bis linsenförmige Ser-Pseudomorphosen auf, in deren Zentrum auch makroskopisch oft zu erkennende, türkise Chltd-Haufen zu finden sind (Abb. 3-26). In sehr vielen Handstücken zeigt sich ein einprägsamer Lagenbau von feinkörnigen, Qu-reichen Lagen und Pseudomorphosen/Hgl/Gr-reichen Lagen im mm- und cm -Bereich, worauf die Bezeichnung „banded mica-schist“ der ungarischen Geologen zurückzuführen ist (KISHÁZI & IVANCSICS 1985, 196-199).

FAZEKAS et al. (1975, 305) beschreiben SEE-Mineralisationen in den “banded mica schists” (z.B. Monazit, Thorit, Florenzit). KIESL et al. (1983, 18) sieht in diesen SEE- und/oder Th-Anreicherungen im Unterostalpin weniger eine Mobilisation dieser Elemente über größere Distanzen, sondern eher eine metamorphosebedingte Extraktion aus der Gesteinsmatrix hin zu Ap, Zirk und Rut.

Qu ist bereits im Anschlag - im deutlichen Gegensatz zu den Schiefen der Sopron Serie - auffallend equigranular-körnig mit glatten Korngrenzen, bis etwa 1,5 mm großer Gr ist häufig. Als einprägsamer Unterschied zu den Chl-Ser-Gr-Schiefen, die ebenfalls große, bläuliche Ser-Pseudomorphosen aufweisen, sei der Gehalt an Bio und die fast völlige Abwesenheit von Chl erwähnt.

Serizit

Ser findet sich fast ausschließlich in den Pseudomorphosen, in deren Zentrum oft Chltd ist, als Umwandlungen aus Sill, seltener als schmale Serizitisation am Rand von Hgl1. Die Pseudomorphosen können eine Größe bis knapp 10 mm erreichen, meist sind sie unterschiedlich stark ausgewalzt, aber immer wieder ist ihre länglich-prismatische Form noch erkennbar.



Abb. 3-26: Handstück eines Bio-Ser-Chltd-Gr-Schiefers mit deutlichem Lagenbau und bläulichen Ser-Pseudomorphosen.

Chloritoid

Chltd wird durchschnittlich 0,15-0,3 mm groß, nur selten bis 0,5 mm. Er zeigt eine blasse graublau, pleochroistische Eigenfarbe, ist in der Regel verzwillingt und bildet längliche, leistenförmige Kristalle. Chltd findet sich fast ausschließlich im Zentrum der Ser-Pseudomorphosen, wo er unorientiert wächst. In den Pseudomorphosen, in denen auch Dist anwesend ist, überwächst Chltd den Dist.

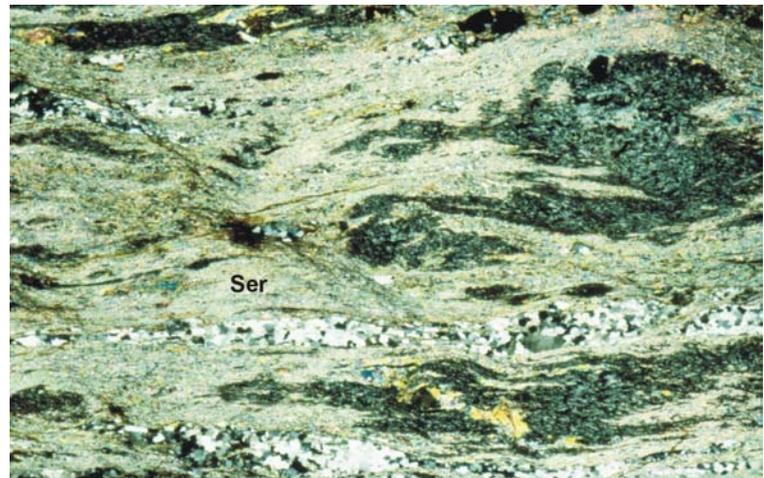


Abb. 3-27: Typisches Aussehen der Bio-Ser-Chltd-Gr-Schiefer im Dünnschliff mit etwas deformierten Pseudomorphosen von Chltd/Ser nach And?; NM93/80; BB 16 mm; +N.

In Probe NM92/32 zeigen sich zwei unterschiedliche Arten von Pseudomorphosen, die zwar eine ähnliche Form und Größe aufweisen, jedoch

überwiegt in dem einen Typ Dist bei weitem über Chltd, im anderen Typ ist nur Chltd enthalten. Zum einen besteht die Möglichkeit, daß in den Dist-freien Pseudomorphosen dieser vollständig in Chltd umgewandelt wurde, zum anderen wäre es denkbar, daß Pseudomorphosen, wo Dist vorherrscht, Pseudomorphosen nach ehemaligem And darstellen und dort, wo Chltd vorherrscht, ehemalige Stau gewesen wären, was durch ein relativ großes Stau-Relikt in einer solchen Pseudomorphose untermauert wird (Abb. 8-4).

Disthen, Sill

Dist kommt so gut wie ausschließlich nur innerhalb der Pseudomorphosen vor. Zum Teil findet man bis 3,2 mm große, fächerförmig auslöschende Dist-Paramorphosen nach And, die in Rissen oft Umwandlungen zu Chltd zeigen, bei weitem häufiger sind aber tafelige,

bis 0,2 mm große Dist-Leisten in den deformierten Ser-Pseudomorphosen. Randlich sind die Dist etwas serizitisiert.

Sill entsteht häufig aus Bio, zum einem gewissen Teil dürfte er aber auch aus ehemaligem And hervorgegangen sein. Er ist stark in Serizit umgewandelt, die Fibrolith-Nadeln sind meist nur mehr als Einschlüsse in Qu erhalten.

Staurolith

Stau findet sich nur in NM92/32 und auch dort nur einmal (Abb. 8-4). Er ist als Relikt innerhalb einer (Dist-armen/Chltd-reichen) Pseudomorphose erhalten; er ist rechteckig, bis 0,4 mm groß, die genaue Beziehung zum Chltd und Dist ist wegen der Verwitterung an dieser Stelle nicht klar zu beurteilen.

Biotit

Bio erreicht durchschnittlich eine Länge von 0,7-1,6 mm, er ist xenoblastisch, zeigt randlich starke Erzausscheidungen, im Inneren enthält er häufig Sagenitgitter und damit einhergehend eine grünliche Bleichung. Es finden sich oft Umwandlungen von Bio zu Hgl2 und feinen Sageniten. Winzig kleine Bio2 finden sich selten im Druckschatten von Gr.

Hellglimmer

Hgl1 ist recht einheitlich zwischen 0,4-0,7 mm groß, er liegt oft quer zu S und ist häufig gebogen und geknickt. Xenoblastischer Hgl1 wird randlich stark resorbiert und serizitisiert. Hgl2 wird kaum größer als 0,2 mm und bildet häufig Aggregate aus schuppigen Hgl2 und feinen, rundlichen Sageniten früherer Bio.

Granat

Gr wird zwischen 0,3-0,5 mm groß und zeigt einen einschlußreichen Kern mit einem relativ klaren Rand. Gr überwächst vor allem Bio und hat idioblastische Form, in seinem Druckschatten findet sich vereinzelt Bio2.

Quarz

Qu tritt vor allem in langen, dünnen Zeilen auf. Einzelkörner sind 0,2-0,4 mm groß, häufig sind gut rekristallisierte Kornformen, aber es finden sich auch oft Bereiche mit stark undulösem Qu mit suturierten Korngrenzen.

Plagioklas, Turmalin, Epidot, opake Phase

Plag ist bis 0,3 mm groß, xenoblastisch, stark serizitisiert und tritt nur sporadisch auf. Relativ häufig hingegen findet man Turm und Ep, wobei der erstere bis 0,2 mm groß wird und gelben-beigen Pleochroismus zeigt. Ep findet man als kleine rundliche Körner. OpP, die bis 1,2 mm lang werden können, sind tiefschwarz und oft resorbiert.

3.5.4. Chl-Ser-Gr-Schiefer

Die Verbreitung dieser Lithologie ist zumeist nur auf relativ kleine, von einander getrennte Bereiche beschränkt, das Gestein ist dennoch in seinem Aussehen überraschend einheitlich, teilweise sogar identisch. Die wichtigsten Vorkommen liegen direkt beim Kalten Bründl, beziehungsweise 400 m und 600 m SE davon. Daneben gibt es weitere sehr kleine Vorkommen 400 m SE Gruberkreuz, 200 m SE Wiederkreuz, 550 m WNW Wiederkreuz

am Rutscha Beri und im Freiburger Steinbruch (leider nirgends anstehend). Bei der Kartierung zeigte sich in allen Vorkommen ganz klar ihre Position im Liegenden der Öbrennberg-Kaltes Bründl Serie, im Kontaktbereich zu den Schiefen der Sopron Serie.

Die Chl-Ser-Gr-Schiefer bilden im Gelände sehr harte, relativ groben Schuttbildende, dunkelgrau/grün verwitternde Gesteine, die nicht parallel zu S brechen. Im Anschlag sind sie nach ihren Hauptkomponenten, Chl, Ser, Gr, farblich sehr



Abb. 3-28: Handstück eines Chl-Ser-Gr-Schiefers mit den typischen Qu-Zeilen und der charakteristischen bläulichen Farbe in den Ser-Bereichen (Pseudomorphosen-Charakter ist durch die Deformation nicht mehr zu erkennen).

einprägsam stahlblau mit grünen und roten Flecken (sehr vereinfacht ausgedrückt). In wenig verschieferten Bereichen bilden die Ser stahlblaue, bis 12 mm lange, rechteckige Pseudomorphosen in deren Zentren die Serizite manchmal bräunlich/rosa gefärbt sind (NM93/105) und teilweise winzige Chltd unorientiert wachsen.

Der Raum zwischen diesen Pseudomorphosen ist mit moosgrünen, bis 2 mm großen, wirrstrahligen Chl ausgefüllt, die von kleinen Gr überwachsen werden. Dünne Qu-Zeilen sind häufig und charakteristisch, oft sind sie im dm-Bereich stark verfaultet (Abb. 3-28).

In höher deformierten Bereichen geht der Pseudomorphosen-Charakter dieser Lithologie immer mehr verloren und damit wird die Unterscheidung dieser Gesteine von den Glimmerschiefen der Sopron Serie immer schwieriger und zum Teil unmöglich.

Serizit

Die bereits makroskopisch sehr gut erkennbaren, stahlblauen Serizit-Pseudomorphosen zeigen im Dünnschliff bis 12 mm lange und 5 mm breite rechteckige Aggregate aus feinkörnigen, unorientiert gewachsenen, farblosen Seriziten. Längliche opP (vermutlich Ilm) und dazu parallele, schmale Hgl-Zeilen deuten ein altes S_i an, das sub-parallel zu S_e ist. Im Zentrum der Pseudomorphosen findet man ab und zu unorientiert wachsende, kleine Chltd-Leisten. Häufig sind diese Pseudomorphosen so stark deformiert und ausgewalzt, daß ihr Charakter als Pseudomorphose verloren gegangen ist. Am wahrscheinlichsten stellen diese Aggregate Pseudomorphosen von Serizit nach einem poikiloblastischen, postkinomatisch gewachsenen And dar.

Hellglimmer

Hgl erscheint im Dünnschliff in zwei texturell unterscheidbaren Generationen. Hgl1 ist etwa 0,4-1 mm groß, hypidioblastisch, randlich serizitisiert, farblos und einschlußarm. Häufig sind diese Blasen geknickt und verbogen.

Hgl2 ist im Schliff deutlich von Hgl1 zu unterscheiden. Hgl2 bildet bis 2 mm große Anhäufungen aus durchschnittlich 0,3 mm großen Einzelkörnern, mit sehr vielen, feinen opP innerhalb dieser Aggregate. Bei diesen Anhäufungen könnte es sich teilweise um

Umwandlungen von Bio zu Hgl2 und opP handeln, was auch durch reliktsche Bio innerhalb dieser Haufen sehr wahrscheinlich gemacht wird. Andererseits jedoch erscheint eine Pseudomorphose von Hgl2 und Bio nach Cordierit als möglich (LELKES-FELVÁRI 1994, pers. Mitt.).

Chlorit

Chl1 wird bis 2,5 mm groß, bildet breite, fächerförmige, idioblastische Leisten mit blaß gelb/grünlicher Eigenfarbe und anomal lederbraunen Interferenzfarben. Er befindet sich ausschließlich zwischen den Serizit-Pseudomorphosen, nie innerhalb dieser. Randlich und in Rissen zeigt der $MgFe^{2+}$ -Chlorit syntaxiale Umwandlungserscheinungen zu einem $Fe^{2+}Mg$ -Chlorit.

Quarz

Qu tritt häufig in schmalen, langen Zeilen mit durchschnittlichen Einzelkorngrößen von 0,5 mm auf. Er ist nur mäßig undulös mit eher schwach suturierten Korngrenzen.

Granat

Gr ist meist idioblastisch und wird durchschnittlich 0,3-0,6 mm groß, maximal bis 1,3 mm. Er überwächst postkinematisch bevorzugt Chl-reiche Bereiche und ist nie im Inneren der Ser-Pseudomorphosen zu finden. Im Gegensatz zum Kern, der sehr reich an feinen Einschlüssen ist, ist der Rand klar (Abb. 4-4).

Plagioklas

Ab ist etwas trüb und weist fast immer einen schmalen Verwitterungsrand auf, was seine Unterscheidung zum Qu sehr erleichtert. Er wird bis 0,2 mm groß und erscheint als isometrische, xenoblastische Körner, die in S ausgewalzte Linsen bilden, was ehemals größere Fsp-Minerale vermuten läßt.

Biotit

Bio ist nur mehr als xenoblastisches Relikt erhalten. Er wird bis 0,3 mm groß, meist ist er aber deutlich kleiner. Bio zeigt starke Erzausscheidungen, er ist oft nur mehr blaß bräunlich gefärbt und wandelt sich häufig in Hgl2 und Sagenit um.

Chloritoid, Epidot, Turmalin, opake Phase

Chltd wird durchschnittlich 0,2-0,3 mm groß, teilweise bis 0,6 mm. Er zeigt eine blaß blaugraue Farbe, ist oft verzwilligt und ist, soweit im Schliff vorhanden, im Zentrum der Ser-Pseudomorphosen zu finden, wo er dann unorientiert wächst.

Ep ist meist kleiner als 0,06 mm und ist xenoblastisch-rundlich. Turm, der mit 0,35 mm maximaler Länge relativ klein ist, zeigt im Durchlicht einen deutlich erkennbaren Zonarbau, olivgrün-mittelbraun im Zentrum, mittelbraun-beige am Rand.

OpP ist relativ häufig, sie bilden bis 0,8 mm lange, schmale, randlich resorbierte, tiefschwarze Leisten, die als parallele Einschlußlinien in den Ser-Pseudomorphosen das alte S_i eindrucksvoll nachzeichnen. In Analogie zu den And in den Bio-And-Sill-Schiefer fehlen die opP außerhalb der Ser-Pseudomorphosen.

3.5.5. Gr-Bio-Fels

Ein seltenes aber sehr interessantes Gestein ist der Gr-Bio-Fels, der nur an einer einzigen Stelle, 900 m SE Kaltes Bründl am "Rutscha Beri" im Hangschutt zu finden ist (NM93/136). Genetische Beziehungen zu den übrigen Lithologien der Öbrennberg-Kaltes Bründl Serie sind wegen der außergewöhnlichen Mineralogie und Gesamtchemie schwierig herzustellen. Im Unterostalpin der näheren Umgebung ist diese Lithologie ebenfalls nicht bekannt (PAHR 1995, pers. Mitt.).

Das Gestein ist körnig brechend, immer sehr stark verwittert und oberflächlich von einer bräunlich-orangen Schicht aus Fe-Oxiden/Hydroxiden überzogen. Im Anschlag ist das Gestein durch die stark verwitterten Gr rötlich-braun gefärbt mit dunkelbraunen bis schwarzen Flecken wo Bio noch erhalten ist. Qu bildet weiß/graue, feine, parallele Lagen, an manchen Stellen mit Isoklinalfaltung im cm-Bereich (Abb. 3-29).



Abb. 3-29: Handstück vom Gr-Bio-Fels mit idiomorphem Gr der Bio überwächst (bei Interesse liegt das Originalfoto beim Autor auf).

Granat

Gr ist sehr einheitlich 0,8-1 mm groß, idio- bis hypidioblastisch mit blaß rötlicher Farbe im Durchlicht. Er ist sehr gleichmäßig über den Schliff verteilt, wenn er auch in Qu-Lagen seltener und kleiner ist. Gr ist einschlußarm, optisch einphasig und wächst sehr schön erkennbar postkinematisch über Bio1, randlich zeigt er feine Umwandlungen zu Bio2. Bei den wenigen Eischlüssen handelt es sich meist um Bio1, Qu, Ort, opP (Ilm?).

Quarz

Qu wird durchschnittlich 0,5 mm, maximal 0,7 mm groß. Er ist schwach undulös mit relativ glatten Korngrenzen. In den Qu-Zeilen finden sich immer wieder Anzeichen einer geringen, späten, relativ kühlen Deformation, von der in den Gr dominierten Bereichen im Qu-Gefüge nichts zu bemerken ist. In den Qu-Lagen ist Zirk relativ häufig.

Biotit

Bio1 ist zwischen 0,5-4 mm groß, zeigt sehr intensiven hell-/dunkelbraunen Pleochroismus, seltener auch leicht grünliche Eigenfarbe und pleochroitische Höfe um Ort-Einschlüsse. Überall im Schliff finden sich klare Hinweise auf eine postkinematische Überwachsung des Bio1 durch Gr.

Bio2 findet sich ausschließlich als sehr feinkörniger Saum in Rissen von Gr.

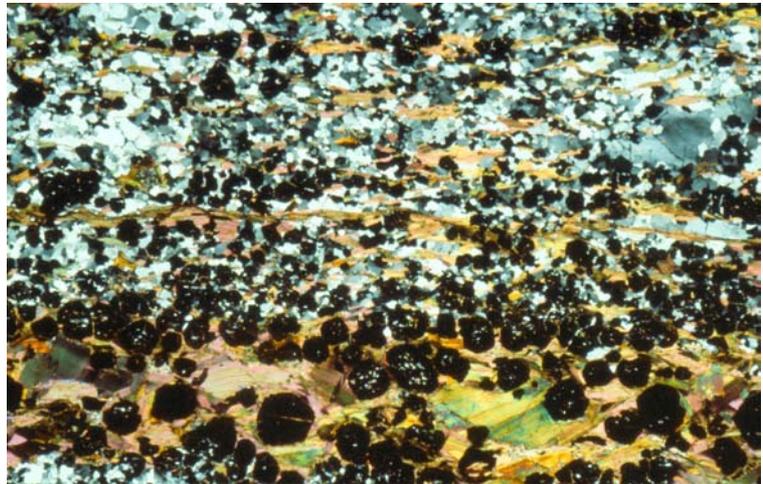
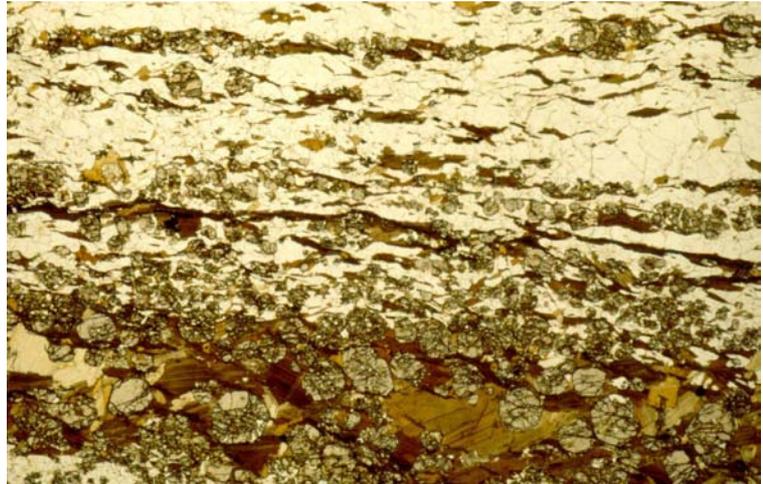
Hellglimmer

Hgl ist in dieser Lithologie sehr selten und klein. Er wird nur bis etwa 0.15 mm groß und überwächst als winzige Leistchen unorientiert Bio1.

Orthit, opake Phase

Ort bildet 0,02-0,04 mm große, rundlich-xenoblastische Kristalle, die optisch nicht von Ep zu trennen wären, sie fallen aber durch pleochroitische Höfe in Bio1 auf.

OpP kommt als etwa 1 mm lange, längliche, tiefschwarze Leisten (Ilm?) vor, die gut ins S eingeregelt sind.



3.5.6. Pegmatite

Pegmatite treten in der Öbrennberg-Kaltes Bründl Serie relativ häufig auf. Die wichtigsten Vorkommen befinden sich 1000 m SE Kaltes Bründl und 900 m SE Gruberkreuz, daneben gibt es mehrere kleine Vorkommen, die jedoch schlecht aufgeschlossen sind.

Besonders beeindruckend ist die Grobkörnigkeit einzelner Pegmatite, bei NM93/98

erreichen Fdsp, Turm und Qu eine Größe über 15 cm (Abb.3-31). Turm bildet dort 15 cm lange, 1 cm breite Kristalle (Schörl), die durch eine spätere Deformation gestreckt und zerbrochen sind. Abgesehen von diesen zerbrochenen Turm sind die Pegmatite kaum deformiert. Qu ist meist milchig grau, bei NM92/72 erkennt man 4 cm lange, 3 mm breite, idiomorphe Bergkristalle. Bei den Fdsp handelt es sich, soweit man das makroskopisch erkennen kann, um perthitische AlkF, die zum Teil graphische Verwachsungen mit Qu zeigen (NM93/98). Hgl bildet bis 4 cm große, idioblastische Glimmerpakete.

In NM92/74 ist Qu und feinkörniger Turm in einen sprödetektonischen Harnisch, der quer zum S läuft, eingedrungen und bildet dort auch viele, kleine, laterale Sekretionen in die S-Flächen hinein.

Abb. 3-30 a&b: In diesem Gr-Bio-Fels wird grobkörniger Bio von idioblastischem Gr überwachsen, in Qu-reichen Lagen ist deutlich weniger und auch kleinerer Gr zu sehen; NM93/136d; BB 16 mm; =N und +N.



Abb. 3-31: Grobkörniger AlkF-Turm-Mu-Pegmatit in der Óbrennberg-Kaltes Bründl Serie; NM93/98.

Tab. 3-1: Geschätzter modaler Mineralgehalt in Volumen-%

SOPRON SERIE

Mu-Chl-Gr-Schiefer																						
ProbenNr.	Qu	Hgl	Ser	Chl	Bio	Gr	PI	AlkF	Dist	Sill	And	Chltd	Amp	Ep	Kzoi	Turm	Rut	Tit	Zirk	Ap	Stau	opP
NM92/19	20	40		15	x	10	15								x				x	xx		x
NM92/55	16	21		32		3	28								x				x	x		x
NM92/57	26	28	5	25		4	12												x	x		x
NM92/64	23	53	6	16		11			9	x					x				x	x		x
NM92/69	24	37	12	14	x	3	7												x			x

Mu-Chl-Gr-Bio-Schiefer																						
ProbenNr.	Qu	Hgl	Ser	Chl	Bio	Gr	PI	AlkF	Dist	Sill	And	Chltd	Amp	Ep	Kzoi	Turm	Rut	Tit	Zirk	Ap	Stau	opP
NM92/10	5	25	20		3	5										40			x			x
NM92/25	25	60		3	2	8	x												x	x		x
NM92/59	31	24	15	15	8	2	6							x		x			x	x		x
NM92/60a	10	50	6	15	4	10	4									x			x			x
NM93/112a	15	62		3	7	8	3							x					x			1
NM93/112b	1	70		7	9	7	5							x					x			1

Mu-Chl-Gr-Schiefer mit Ser Pseudomorphosen																						
ProbenNr.	Qu	Hgl	Ser	Chl	Bio	Gr	PI	AlkF	Dist	Sill	And	Chltd	Amp	Ep	Kzoi	Turm	Rut	Tit	Zirk	Ap	Stau	opP
NM92/7	15	10	10	5												50						x
NM92/11	5	40	35	5		10	x												x	(x)		x
NM92/13	15	40	30	15	(x)	4	2												x			x
NM92/14	50	25	10	10	(x)	3	2												(x)			x
NM92/16	30	20	25	10	x	6	6												x			x
NM92/35	15	30	12	35	5	3								(x)		x			x			x
NM92/36	15	30	30	15		6	1									xx			x	x		x
NM92/47	15	60	5	10		6								x		xx			x	x		x
NM92/56	35	24	15	8		15	1									x			x	x		x
NM92/58	38	10	19	16		3	10							x					x	x		x
NM92/70	17	38	21	11	(x)	5	7												x			x
NM93/76	2	45	24	17		11										x			x			x
NM93/78	43	2	39	7	x	8	(x)							x		x			x	x		x

Mu-Chl-Gr-Bio-Schiefer mit Ser Pseudomorphosen																						
ProbenNr.	Qu	Hgl	Ser	Chl	Bio	Gr	PI	AlkF	Dist	Sill	And	Chltd	Amp	Ep	Kzoi	Turm	Rut	Tit	Zirk	Ap	Stau	opP
NM92/34	9	17	35	3	x	30	5									x			x			x
NM92/43	7	45	20	25	x	2								x		x			x	x		x
NM93/77	6	43	19	19	2	12										x			x	x		x
NM94/138a	11	20	40	1	2	36													x			1
NM94/138b	2	10	45	2	3	37													x			1

Mu-Chl-Gr-Schiefer mit Chltd-Pseudomorphosen																						
ProbenNr.	Qu	Hgl	Ser	Chl	Bio	Gr	PI	AlkF	Dist	Sill	And	Chltd	Amp	Ep	Kzoi	Turm	Rut	Tit	Zirk	Ap	Stau	opP
NM92/12a	10	45	20	x	5	8						5				(x)			x			x
NM92/12b	10	45	20	x	5	8						5				x			x			x
NM92/18	15	70	10	5	x	2						1							x			x
NM92/22a	10	40	10	6		8		5				6		x					x		15	3
NM92/22b	10	40	10	6		8		5				6		x					x		15	3
NM92/24	10	10	50	15		15						8					x		x	xx		
NM92/45	x	30	35	20		8						4							x			x
NM92/52	3	60	2	3	(x)	23		x				5				x	x		x	x		x
NM92/53	26	18	40	8	x	4						2		x					x	x		x
NM92/65	22	28	26	1	7	16			9			2				x	16		x		x	x
NM93/75	42	24	6	15	3	6						1				x			x			x

Mu-Chl-Bio-Gr-Schiefer mit Zois																						
ProbenNr.	Qu	Hgl	Ser	Chl	Bio	Gr	PI	AlkF	Dist	Sill	And	Chltd	Amp	Ep	Kzoi	Turm	Rut	Tit	Zirk	Ap	Stau	opP
NM92/60b	18	29		4	7	4	21								16				xx	xx		
NM93/108	30	12			23	3	16								19							
NM93/117	2	55	6	22	4	6	11								x				x			2

Amphibolit																						
ProbenNr.	Qu	Hgl	Ser	Chl	Bio	Gr	PI	AlkF	Dist	Sill	And	Chltd	Amp	Ep	Kzoi	Turm	Rut	Tit	Zirk	Ap	Stau	opP
NM92/23	5			x		2	10							75	x		x	x	x			x
NM92/50	15													15	x	68		3	x	x		
NM92/51	9													24	x	60		x	5	x		
NM93/79	3			27			8							57		3		x	x			
NM93/92a	8			x										4	85			x	1			x
NM93/92b	4			x										3	87			x	2			xx
NM93/96	14													72		8		1	4			
NM93/102	25			x		3	4							50	x	5		x	8			x
NM93/107	25			27	(x)	3	3							38		3		8				
NM93/119a	20	x		21	4	10								26		15		2		x		
NM93/119b	26	5		15	24	(x)	14							5		6		4		x		
NM93/131	10					2								63		22		(x)	3			

mittelkörniger Orthogneis																						
ProbenNr.	Qu	Hgl	Ser	Chl	Bio	Gr	PI	AlkF	Dist	Sill	And	Chltd	Amp	Ep	Kzoi	Turm	Rut	Tit	Zirk	Ap	Stau	opP
NM92/1	20	6	4		(x)	35	35												x	xx		
NM92/2	22	3	5		(x)	30	40												x	xx		
NM92/3	25	10	5		(x)	30	25								xx				x	xx		
NM92/8	20	5	5		x	x	20	45										(x)	x	xx		
NM92/33	20	5	15			x	25	35											x	x		x
NM92/42	30	5	13				15	40											x	x		x
NM92/66	19	4	17			x	32	28											x	x		x
NM92/68	32	3	17		x	x	30	18											x	x		x
NM93/100	28	3	10			x	35	20											x	x		
NM93/101	35	6	12		x	x	25	20											x	x		
NM93/113	25	2	18				35	20											x	x		

mittelkörniger Orthogneis mit Biotit

ProbenNr.	Qu	Hgl	Ser	Chl	Bio	Gr	PI	AlkF	Dist	Sill	And	Chltd	Amp	Ep	Kzoi	Turm	Rut	Tit	Zirk	Ap	Stau	opP
NM92/41	25	9	7		1	x	20	40											x	x		x
NM92/48a	45	11	(x)	8	4		10	20						x		x			x	x		x
NM92/48b	67	5		3	3	x	5	15						x					x	x		x
NM92/49	25	7	8	(x)	3	x	20	35						x					x	x		
NM93/82	26	9	14		2	x	20	30											x	xx		
NM93/91	25	10	8		1	x	40	17											x	x		
NM93/99	60	6	6	(x)	4	1	18							x		x			x	x		
NM93/116	30	6	8		5	x	12	40						(x)					x	x		

grobkörniger Orthogneis

ProbenNr.	Qu	Hgl	Ser	Chl	Bio	Gr	PI	AlkF	Dist	Sill	And	Chltd	Amp	Ep	Kzoi	Turm	Rut	Tit	Zirk	Ap	Stau	opP
NM92/62	23	8	4		3	x	25	36											x	x		
NM93/94	23	2	16	x	3	2	22	28						x					x	x		
NM93/109	25	11	4		5	2	23	30											x			
NM93/118	7	(x)		3	(x)		85							(x)					x	x		x
NM93/120	32	5			5		29	18											x			
NM94/141	35	3		1	x		60												x	xx		x

Mu-Lbgt-Schiefer

ProbenNr.	Qu	Hgl	Ser	Lbgt	Bio	Gr	PI	AlkF	Dist	Sill	And	Chltd	Amp	Ep	Kzoi	Turm	Rut	Tit	Zirk	Ap	Stau	opP
NM93/85	47	4	26	24			(x)		1					x					x	x		
NM93/87	42	4	23	27										x			(x)		x	x		

Dist-Lbgt-Quarzit

ProbenNr.	Qu	Hgl	Ser	Lbgt	Bio	Gr	PI	AlkF	Dist	Sill	And	Chltd	Amp	Ep	Kzoi	Turm	Rut	Tit	Zirk	Ap	Stau	opP
NM93/89	34	1		37					26	(x)				(x)		x	x		x			

ÖBRENBERG-KALTES BRÜNDL SERIE

Bio-And-Sill-Schiefer

ProbenNr.	Qu	Hgl	Ser	Chl	Bio	Gr	PI	AlkF	Dist	Sill	And	Chltd	Amp	Ep	Kzoi	Turm	Rut	Tit	Zirk	Ap	Stau	opP
NM92/20a	10	3	2		40		10	15	5	15	3			x		x			x			x
NM92/71	12	4	3	x	27	(x)	9	7	1	14	24			x		x			x		x	x
NM93/97	56	5	3		12		6			15	8			x		x			x			x
NM93/106	x	20	15		20					30				Ort								x
NM93/114	10	10	2		30	(x)	2	3	5	10	26			Ort		x					x	x
NM93/128a	25	4	8		18	x	3	20	x	9	15			Ort		x			x		x	x
NM93/128b	18	3	10		19	x	3	14	x	8	25			Ort		x			x			x

Bio-Ser-Sill-Schiefer

ProbenNr.	Qu	Hgl	Ser	Chl	Bio	Gr	PI	AlkF	Dist	Sill	And	Chltd	Amp	Ep	Kzoi	Turm	Rut	Tit	Zirk	Ap	Stau	opP
NM92/17	45	3	20		8	2			x	20		3		x	x	x			x			x
NM92/20b	15	3	15	x	15	20	5	10		15						x			x			x
NM92/21	65	2	10		8		2		x	15				x		x			x			x
NM92/29	80	x	15		x	x		5											x	x		x
NM92/74	14	20	19		23	6								x		16			x			x
NM93/88	51	4	19	1	4		10	7						x		x			x	x		
NM94/139a	61	4	3		17			4		11				x		x			x			x
NM94/139b	2	5	43		36		4	2	2	5				x					x			x

Bio-Ser-Chltd-Gr-Schiefer

ProbenNr.	Qu	Hgl	Ser	Chl	Bio	Gr	PI	AlkF	Dist	Sill	And	Chltd	Amp	Ep	Kzoi	Turm	Rut	Tit	Zirk	Ap	Stau	opP
NM92/32	15	5	40		2	2			25			5		x		x			x		x	x
NM92/37	20	3	40		4	5			6			12		x		x			x			x
NM92/61	40	10	20		7	4	5		7	2				x		x						x
NM92/73	26	3	35		21	5	3					7		x					x			x
NM93/80	16	7	47	1	6	3						20		x		x			x	x		x
NM93/93	30	5	45	5	4							10		x					x			x

Gr-Bio-Fels

ProbenNr.	Qu	Hgl	Ser	Chl	Bio	Gr	PI	AlkF	Dist	Sill	And	Chltd	Amp	Ep	Kzoi	Turm	Rut	Tit	Zirk	Ap	Stau	opP
NM93/136b	35	1			7	57								Ort					x			x
NM93/136c	26	x			9	64								Ort					x			x
NM93/136d	34	x			28	37								Ort					x			x

Chl-Ser-Gr-Schiefer

ProbenNr.	Qu	Hgl	Ser	Chl	Bio	Gr	PI	AlkF	Dist	Sill	And	Chltd	Amp	Ep	Kzoi	Turm	Rut	Tit	Zirk	Ap	Stau	opP
NM92/6a	5	25	50	20	x	2	(x)									x			x			x
NM92/6b	65	5	20	5	x	x	5							x					xx			x
NM92/38	40	35	10	8	x	3	2									x			x			x
NM92/39a	40	5	35	15	x	3	x							x					x			x
NM92/39b	85	1	10	2	x	x	x					x		x					x			x
NM93/90	16	10	42	15	x	12						2		(x)					x			x
NM93/105a	1	6	68	6	6	7						4		x								x
NM93/105b	x	10	58	14	9	7								x								x
NM93/127	20	16	20	15		3	18							x					x			x

4. Granattypologie

4.1. Allgemeines

In den letzten 15 Jahren wurden mehrere Diplomarbeiten und Dissertationen vergeben, die sich unter anderem mit den Gr-Generationen im Ostalpinen Kristallin auseinandersetzen. Von FRANK et al. (1983, 266-271) stammt die erste Zusammenfassung der Arbeiten, die bis zu diesem Zeitpunkt verfügbar waren. Diese Autoren entwickelten anhand der optischen Eigenschaften und der textuellen Beziehungen ein Schema, das in Kombination mit geochronologischen Daten auch eine zeitliche Einstufung ermöglichte. In diesem Modell wird eine 3-Teilung der Gr-Generationen favorisiert, wobei Gr1 und Gr2 als variszisch angesehen werden und Gr3 ein alpines Alter zugeordnet wird.

Der variszische Gr1 ist nach diesem Modell einschlußarm mit einer charakteristischen „Sternstruktur“ (vgl. mit „*sector-zoning*“ (RICE et al. 1991, 383-390)), der von einem Rand (Gr2) mit meist geraden Pigment-Einschlußzügen (Rut bzw. Graphit) umgeben ist. Der alpine Gr3 findet sich als kleiner, lokaler Rekristallisationssaum um Gr2 (FRANK et al. 1983, 266-271). Diese Dreiteilung ist als eine modellhafte Vereinfachung zu sehen, die auf Grund regionaler Unterschiede nicht in allen Serien streng durchgezogen werden kann.

Auf das Modell von FRANK et al. (1983, 266-271) aufbauend liefert SCHUSTER (1994, 32-52) eine umfassende, überregionale Synopsis der nach 1983 gesammelten Ergebnisse, zusammen mit eigenen Untersuchungen. Als ein Resultat unter vielen zeigte sich, daß die variszischen Gr-Generationen, Gr1 und Gr2, nicht immer und überall eindeutig trennbar sind und deshalb, wenn das der Fall ist, zu Gr1 a&b zusammengefaßt werden, der alpine Gr wäre nach dieser Nomenklatur Gr2.

In den Gesteinen des Ödenburger Kristallins spielt Gr eine Schlüsselrolle im Verständnis der poly-phasen Metamorphosegeschichte. Zum einen ist er in den Schieferen der Sopron Serie fast immer deutlich 2-phasig (z.B. Abb. 4-1), zum anderen fehlt er beinahe vollständig in den Gesteinen der Öbrennberg-Kaltes Bründl Serie wo prä-alpiner And gut erhalten ist und wird sukzessive häufiger, je stärker And umgewandelt wird. Auf diese Weise ist eine recht anschauliche Trennung der zwei Serien bereits mit den Gr möglich.

Die Gr1 dieser Arbeit schließen die G1a und Gr1b des Schemas von SCHUSTER (1994, 32-52) ein, Gr2 entspricht dem alpinen Gr2 beim selben Autor.

4.2. Granate der Sopron Serie

4.2.1. Optische Erscheinung

Gr ist in allen Glimmerschiefern (die folgende Gr-Beschreibung bezieht sich, abgesehen von den Atoll-Granaten und den Gr in den Amphiboliten, nur auf diese Gesteine) der Sopron Serie zu finden, wenn auch in stark unterschiedlicher Größe und Häufigkeit. CARLSON (1989, 12-13) stellt eine interessante Beziehung zwischen Gr-Größe und Gr-Häufigkeit in Gesteinen her. Er führt die oft glockenförmige Verteilung der Korngröße von Gr in Dünnschliffen auf eine Kontrolle dieser durch die intergranuläre Diffusion während des Gr-Wachstums hin. Demnach steigt die Nukleation der Gr im Idealfall exponentiell mit

steigender Temperatur, sinkt aber nach einiger Zeit wieder rasch ab, wenn bereits gebildete Gr in ihrem Diffusions-Einflußbereich ein weiteres Wachstum verhindern. BARKER (1994, 684) gibt für das Wachstum von unter 1,5 mm großen Gr Zeiträume von <1 Ma, zum Teil <0,1 Ma an, für Gr mit einem Durchmesser von 1-3 cm (wegen der durch die Größe verlangsamten radialen Wachstumsgeschwindigkeit) Zeiträume von <1 Ma-10 Ma.

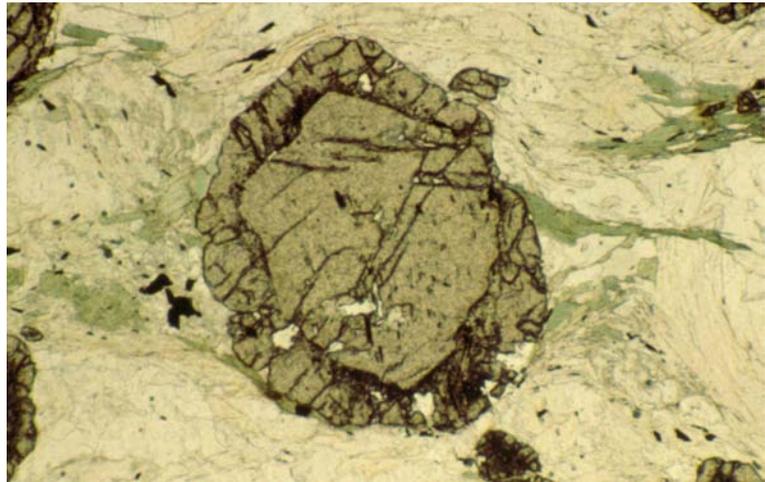


Abb. 4-1: 2-phasiger Gr, der so typisch ist für die Schiefer der Sopron Serie; NM92/47; BB 3,5 mm; =N.

In fast allen Dünnschliffen der Sopron Serie kann der Gr in

zwei Generationen getrennt werden (Abb. 4-2). Gr1 wird durchschnittlich 3-6 mm groß, oft aber auch deutlich größer, S₂ biegt markant um Gr1 um. Im Durchlicht ist er blaß rosa und sehr einschlußarm, nur manchmal zeigt er verstärkt Einschlüsse von Qu (z.B. NM92/47, NM92/52). Sehr selten ist er noch idioblastisch wie in NM92/47 erhalten (Abb. 4-1).

Gr2 ist den alpinen Gr, die PEINDL (1990, 143) beschreibt, sehr ähnlich, er ist in seinem frühen Wachstumsstadium sehr einschlußreich (meist feine Rut) und ist so einfach von Gr1 abgrenzbar. Diese Einschlüsse nehmen zum Rand hin kontinuierlich ab, bis der Gr2 randlich ganz klar ist. Dieser Trend ist sowohl bei Gr2, der am Rand von Gr1 wächst, zu sehen, als auch in den nur etwa 0,3-0,5 mm kleinen, idioblastischen Gr2-Blasten, die selbständig (ohne Gr1-Kern) wachsen (Abb. 4-2). In dieser Arbeit wird Gr1 ein prä-alpines Alter zuerkannt, Gr2 ein alpines Alter.

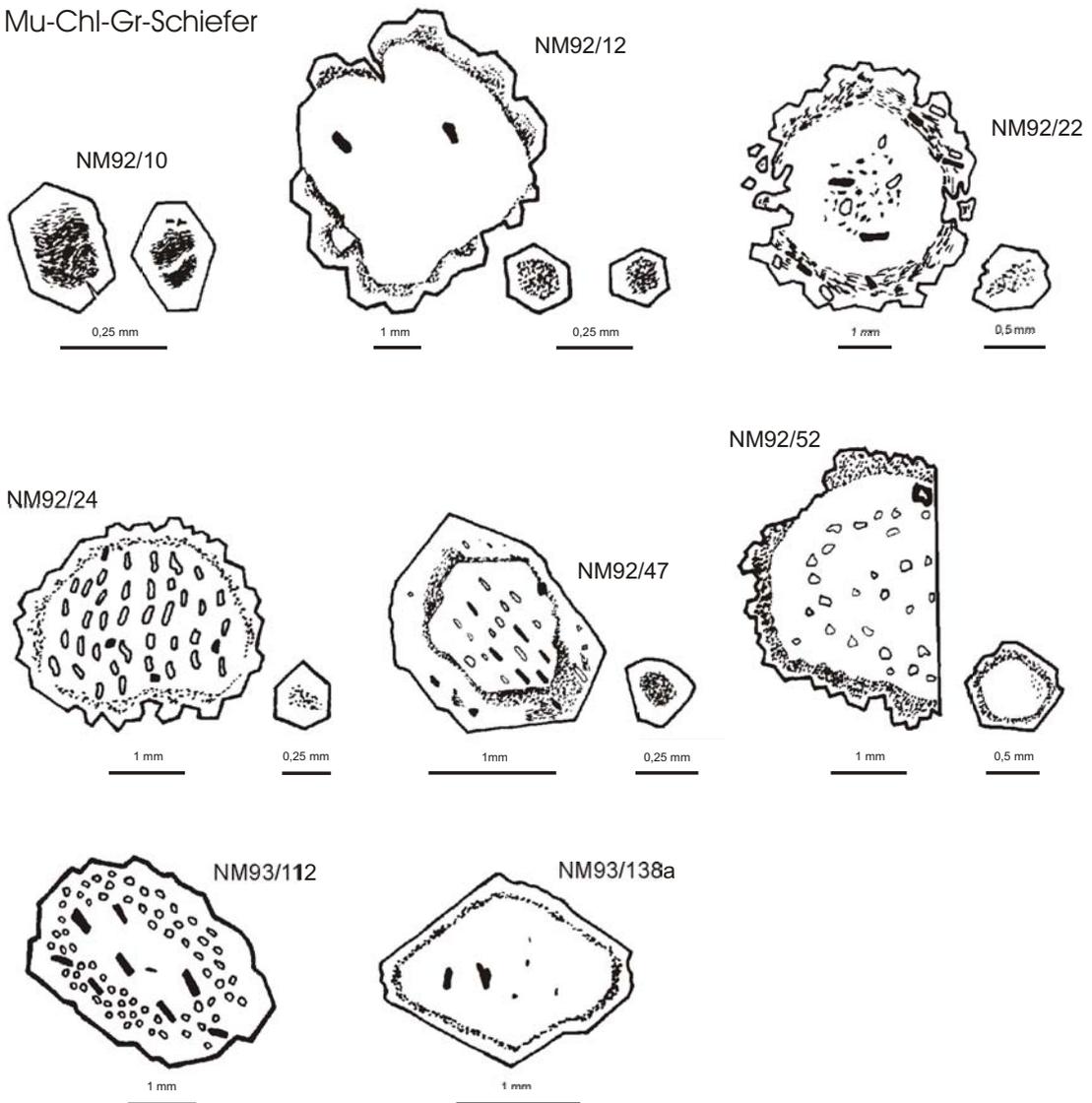
In NM92/10 zeigen die kleinen Gr2 S-förmige Einschlußzüge, wobei texturell nicht über eine Rotation oder Nicht-Rotation dieser Gr2 bezüglich geographischer Koordinaten entschieden werden kann (PASSCHIER et al. 1992, 283-294).

Selten finden sich Atoll-Granate in der Sopron Serie, die auch JUNG (1982, 134-135) aus dem Glimmerschiefer- und Marmorkomplex der Glein- und Stubalpe beschreibt sowie PEINDL (1990, Abb. 4.12) aus der südlichen Grobgneiseinheit. Die Genese von Atoll-Granaten (SMELLIE 1974, 878-888; HOINKES et al. 1991, 242; MADORE 1991), wie beispielsweise in NM93/94 (Grobgneismylonit), war lange Zeit in Diskussion, zum Teil wurden sie als eine Art von selektiver Umwandlung interpretiert, obwohl in Mikrosonden-Profilen von Atoll-Granaten zum Teil keine Sprünge im Chemismus festzustellen sind (COOPER 1972, 476), oder als Skelett-Textur in Folge eines sehr raschen Wachstums. KISHÁZI & IVANCSICS (1985, 203) beschreibt "garnets ... forming idioblastic skeletal crystals" in Metagraniten der Sopron Serie, für die er alpines Alter annimmt. Ob es sich dabei ebenfalls um Atoll-Granate handelt, sollte in Zukunft überprüft werden. Für die Atoll-Gr von NM93/94 erscheint ein alpines Alter ebenfalls am wahrscheinlichsten, weshalb auch eine Genese dieser Gr im Zuge eines raschen Wachstums, wo sie vor allem

Abb. 4-2 folgende Seite): Granatmorphologie: Die Gr der in der Sopron Serie sind durchwegs 2-phasig, mit einem einschlußarmen Kern und eine durch einen Pigmentsaum abtrennbare, jüngere Gr-Generation.

Sopron Serie

Mu-Chl-Gr-Schiefer



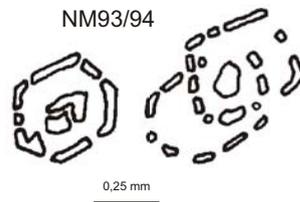
Amphibolit

NM92/23



Grobgneis-Mylonit

NM93/94



Hgl, aber auch Bio umwachsen, favorisiert wird.

Abgesehen von den Glimmerschiefern konnte in den übrigen Lithologien der Sopron Serie bei Gr keine Mehrphasigkeit beobachtet werden, weitere Details finden sich bei den Mineralbeschreibungen in den Abschnitten 3.4. und 3.5.. MÜLLER (1994, 86) stellt im Gegensatz dazu in der Semmering Einheit seines Arbeitgebietes keine Mehrphasigkeit bei den Gr der Hülschiefer fest. Für die Gr in den grobkörnigen Amphiboliten ergibt sich aus textuellen Beziehungen ein alpines Alter, auch WIESENEDER (1971, 348) gibt ihnen ein alpines Alter.

PEINDL (1990, Abb. 4.11) zeigt ein eindrucksvolles Beispiel, wie vorsichtig man bei rein optischen Gr-Interpretationen ohne Mikrosonden-Untersuchungen sein sollte. Im beschriebenen Fall wächst Gr an einem Reaktionssaum, an einer Seite zeigt er idioblastisches Wachstum, auf der anderen Hälfte wächst er xenoblastisch entlang der vorgegebenen Korngrenzen.

4.2.2. Granatchemie

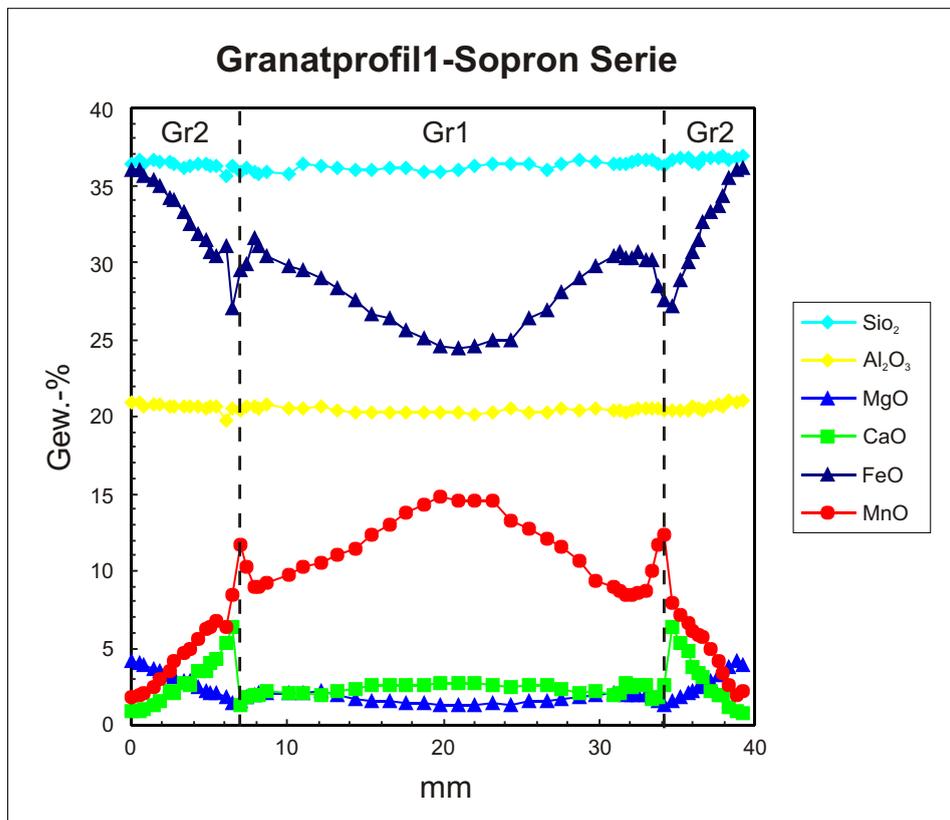
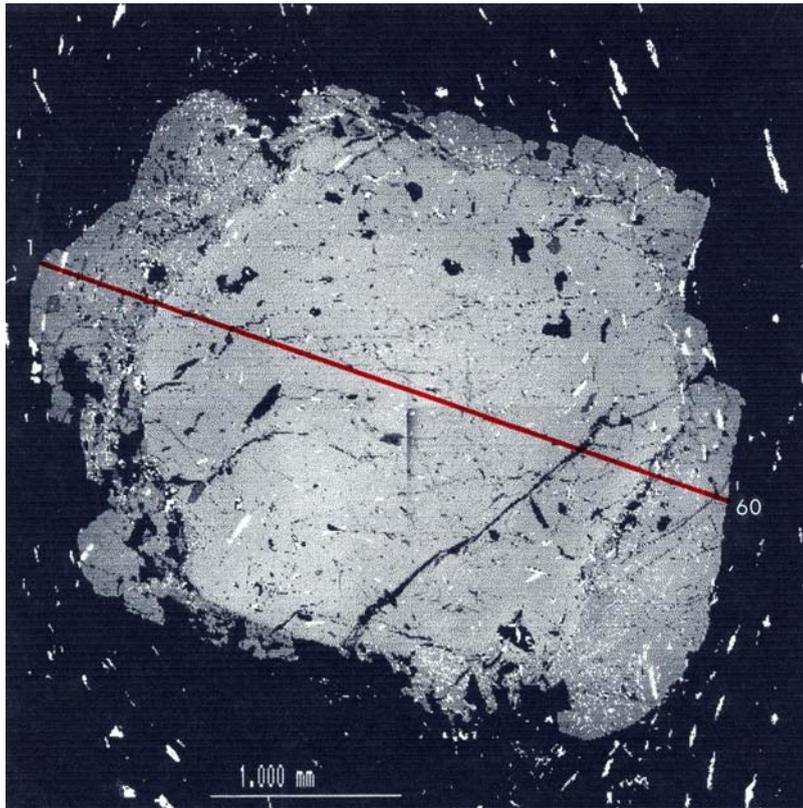
Die offensichtliche optische Zweiphasigkeit der Gr in Glimmerschiefern der Sopron Serie (Abb. 4-1 u. 4-2) bestätigt sich auch in den Ergebnissen der Mikrosonde (Abb. 4-3 und LELKES-FELVÁRI & SASSI 1984, Abb. 10). Im *back-scattered* Bild (Abb. 4-3a) ist ein einschlußarmer Gr1 im Kernbereich von einem etwas dunkleren Gr2 am Rand deutlich zu unterscheiden, wobei Gr1 noch gut seine idioblastisch 6-eckige Form erkennen läßt (siehe auch Abb. 4-1). Gr1 zeigt zusätzlich eine schwache interne Zonierung mit einem etwas helleren Zentrum, das Richtung Rand kontinuierlich dunkler wird, was aber nicht mit der abrupten Änderung zu Gr2 vergleichbar ist. Die konzentrische Zonierung und die Beteiligung von mehreren Elementen an dieser deuten auf eine Wachstumszonierung mit eher geringer Beteiligung von Volumendiffusion hin (SPEAR 1993, 582).

Die so erhaltene chemische Zonierung stellt einen *record* der Metamorphosegeschichte dar, der uns wichtige Einblicke in die unterschiedlichen Metamorphoseabläufe liefert. Grundvoraussetzung für die Erhaltung der Wachstumszonierung ist die Annahme einer langsamen Volumendiffusion in Gr (SPEAR 1993, 598), wofür es mehrere gute Argumente gibt, die Diffusionsgeschwindigkeit steigt jedoch mit steigender Temperatur, sodaß für höher-metamorphe Gr diese Annahme nicht gilt (siehe 4.3.2.).

Im Gr-Profil von NM92/22 (Abb. 4-3b) kann man die Wachstumszonierung lehrbuchhaft nachvollziehen (siehe auch Tab. 5-1). Die Konzentrationen von SiO₂ und Al₂O₃ sind konstant, jene von MnO und FeO zeigen augenscheinlich antipathetische Korrelation. Die MnO-Gehalte nehmen vom Zentrum zum Rand hin mit einer Gauß'schen Verteilung kontinuierlich ab. HOLLISTER (1966, 1647-1651) erklärt diese *bellshape*-Verteilung in seinem *fractionation-depletion* Modell mit einer fraktionierten Kristallisation des Gr, der im Vergleich zu anderen Mineralen sehr viel Mn in seine Struktur einbaut. Diese fraktionierte Kristallisation entzieht dem „Reservoir“, aus dem der wachsende Gr seine Kationen bezieht, ständig Mn und erniedrigt dort dessen Konzentration (Isochemie vorausgesetzt), sodaß für jüngere Wachstumsschichten des Gr weniger Mn zur Verfügung

Abb. 4-3 a (folgende Seite): *Backscattered* Aufnahme eines 2-phasigen Gr aus einem Glimmerschiefer der Sopron Serie mit der Lage des Anfangs- (1) und Endpunktes (60) des Mikrosondenprofils; NM92/22a.

Abb. 4-3 b (folgende Seite): Mikrosonden-Profil durch einen 2-phasigen Gr, die Lage des Profils ist aus Abb. 4-3 a ersichtlich; NM92/22a.



steht und diese deshalb auch niedrigere Mn-Werte zeigen.

In Gr1 fällt der MnO-Gehalt bis kurz vor dem Rand von Gr1, wo er stark ansteigt, um dann wieder bei Gr2 gegen den Rand hin etwas steiler als bei Gr1 abzunehmen. Diese reverse Mn-Zonierung am Rand verstehen TRACY et al. (1976, 66) und WOODSWORTH (1977, 238-239) als eine retrograde Resorption des Gr (vor allem durch Chl), bei der das dadurch frei werdende Mn kaum in den Chl eingebaut wird und deshalb in dem übrig bleibenden Gr angereichert wird.

CaO zeigt einen ähnlichen Trend wie MnO, innerhalb von Gr1 eine leichte Abnahme zum Rand hin und einem sehr steilen Anstieg zu Gr2 um dort wieder kontinuierlich abzunehmen. MgO steigt im Zentrum von Gr1 sehr schwach an, fällt am Rand wieder deutlich ab und steigt in Gr2 linear an (Abb. 4-3b).

In Summe zeigen die Trends der Elementkonzentrationen im Gr1 viele Übereinstimmungen mit jenen, die von SPEAR (1993, 578) und YARDLEY (1977, 793-800) aus Gesteinen der Stau-Dist Zone beschrieben wurden, was sich sehr gut mit der Mineralparagenese in NM92/22 in Übereinstimmung bringen läßt.

4.3. Granate der Óbrennberg-Kaltes Bründl Serie

4.3.1. Optische Erscheinung

Die Gr der Óbrennberg-Kaltes Bründl Serie unterscheiden sich kaum innerhalb der verschiedenen Lithologien (Abb. 4-4). Sie sind recht einheitlich etwa 0,5 mm groß, nur selten erreichen sie eine Größe von 1,5 mm (z.B. im Gr-Bio-Fels), womit sie sich bereits in der Korngröße deutlich von den Gr der Sopron Serie unterscheiden. Weiters sind sie durchwegs optisch 1-phasig und idioblastisch mit einem einschlußreichen Kern, der zum Rand hin kontinuierlich einschlußärmer wird, bis schließlich der Rand vollkommen klar ist. Der überwiegende Teil der Einschlüsse besteht aus feinem Rut und opP.

In jenen Lithologien, in denen die prä-alpine Mineralparagenese relativ gut erhalten ist, fehlt Gr vollständig oder er wächst nur lokal randlich um Bio. Mit steigender Überprägung wird auch der Gr häufiger, in einigen wenigen Lithologien, wie beispielsweise NM92/20b, NM93/136 finden sich sogar größere Mengen an Gr. Eine mögliche Erklärung für die geringe Menge an Gr in der Óbrennberg-Kaltes Bründl Serie geben die P-T-Diagramme in SPEAR (1993, 589), in der die molaren Gr-Isoplethen in der Paragenese Gr-Bio-Al₂SiO₅-Mu-Qu relativ weit auseinander liegen, d.h. es bedarf einer größeren P-T-Änderung damit Gr wächst, als etwa in der Paragenese Gr-Bio-Chl-Mu-Qu-H₂O.

In allen Schiefen kann ein spät- bis postkinematisches Wachstum vor allem über Bio und/oder Chl festgestellt werden. Bis auf vereinzelt, feines Bio-Wachstum in Rissen oder geringfügigen Korrosionserscheinungen zeigt der Gr keine Umwandlungen, all das deutet auf ein relativ spätes Wachstum hin. Aufgrund dieser textuellen Beziehung und der frappierenden Ähnlichkeit mit der 2. Gr-Generation in der Sopron Serie wird dieser Gr als alpiner Gr2 eingestuft, der in der Óbrennberg-Kaltes Bründl Serie die erste Gr-Generation darstellt (KISHÁZI & IVANCSICS 1985, 195). Auch in manchen Teilen der Gneisserie in der Koralpe (FRANK et al. 1983, 268) und der Klieningserie der Saulalpe (WEISSENBACH 1975a, 110-112) fehlt prä-alpiner Gr.

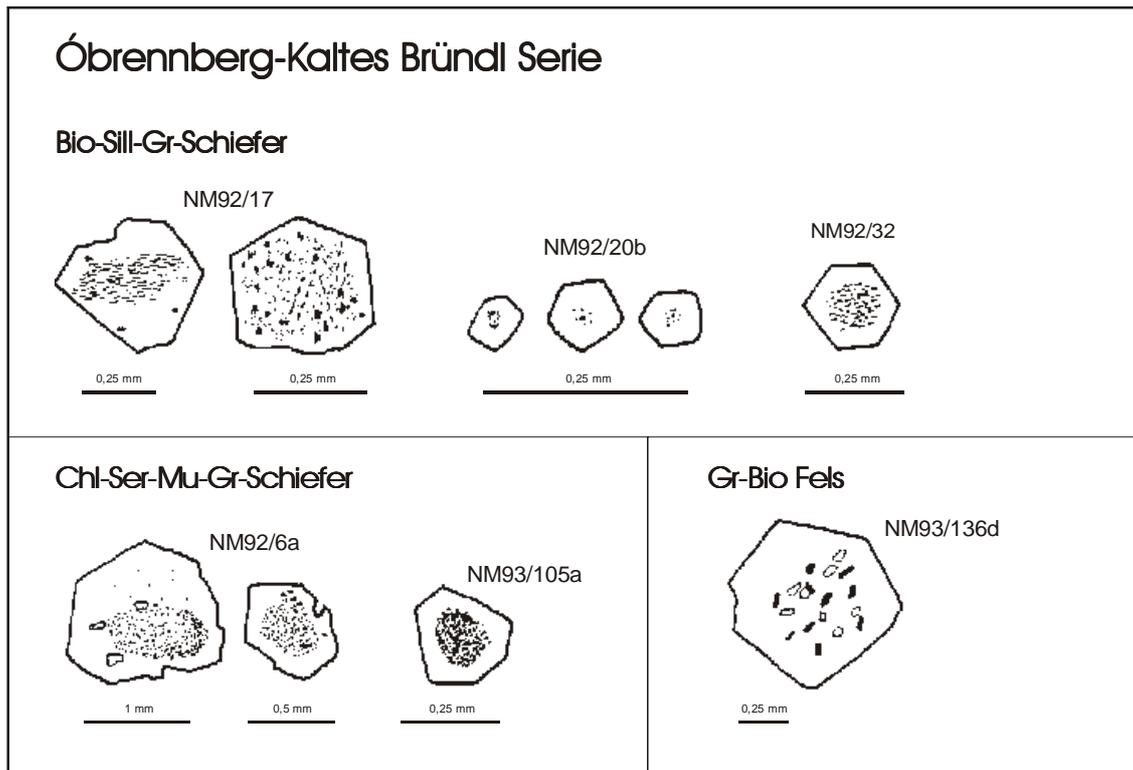


Abb. 4-4: Die Gr der Óbrennberg-Kaltes Bründl Serie sind ausschließlich 1-phasig-idioblastisch mit einschlußreichem Kern und klarem Rand und deutlich kleiner als die 2-phasigen Gr der Sopron Serie.

4.3.2. Granatchemie

Die Gr der Óbrennberg-Kaltes Bründl Serie werden aufgrund der textuellen Beziehungen bis auf wenige Ausnahmen als eine Bildung der letzten Metamorphose gesehen. Daraus ergibt sich zwangsläufig, daß diese Gr im Gegensatz zu den Gr der Sopron Serie in den Mikrosonden-Profilen einphasig sein sollten (vgl. LELKES-FELVÁRI & SASSI 1984, Abb. 9). Im Rahmen dieser Arbeit konnte leider nur ein Gr-Profil aus der Óbrennberg-Kaltes Bründl Serie gemessen werden.

Bei der Betrachtung des Profils zeigen sich sofort substantielle Unterschiede zum Gr-Profil aus der Sopron Serie (Abb. 4-3b). Sämtliche Elementgehalte zeigen erst bei genauerem Hinsehen leichte Schwankungen, die sich innerhalb einer Bandbreite von 1 % bewegen. Der SiO_2 -Gehalt ist konstant, Al_2O_3 steigt vom Zentrum zum Rand hin schwach an, während der Gehalt an MnO in Richtung Rand leicht abnimmt. MgO zeigt kaum Änderungen, nimmt aber am Rand etwas ab, die CaO-Gehalte sind im Zentrum am tiefsten, steigen Richtung Rand leicht an, um dann wieder etwas abzunehmen (Tab. 5-1).

Diese Art von flachen Elementverteilungen in Gr-Profilen wird vor allem aus hochmetamorphen Gesteinen beschrieben, nach ANDERSEN & OLIMPO (1977, 207-214) und SPEAR (1993, 582) sind die steilsten Mn-Verteilungskurven in der Stau-Zone zu finden, bei höherer Metamorphose werden die Verteilungskurven wegen der mit höherer Temperatur zunehmenden Diffusion immer flacher. Eine zweite Möglichkeit besteht darin, einen bereits bestehenden Gr durch eine Temperaturerhöhung und damit einer Erhöhung der Volumendiffusion sekundär zu homogenisieren. WOODSWORTH (1977, 239) gibt dafür eine Minimum-Temperatur von 600°C an, YARDLEY (1977, 793-800) $640 \pm 30^\circ\text{C}$.

Sekundär homogenisierte Gr zeigen häufig einen leichten Mn Anstieg am Rand, der auf retrograde Reaktionen zurückzuführen ist.

Anhand dieses einen Profiles läßt sich die Frage, ob es sich bei diesen Gr um eine progressive Homogenisierung während des Gr-Wachstums oder um eine sekundäre Homogenisierung handelt, nicht zufriedenstellend klären.

Gr-Profile aus ähnlichen Lithologien auf der ungarischen Seite des Ödenburger Gebirges (NAGY 1996, pers. Mitt) ergeben sehr ähnliche Elementverteilungen. Eine sekundäre Homogenisierung ist aus dem geologischen Umfeld auszuschließen. Am wahrscheinlichsten ist die Möglichkeit, daß die Gr durch ihre Kleinheit (geringes Volumen) den Matrixchemismus nur geringfügig veränderten und deshalb keine Zonierung zeigen.

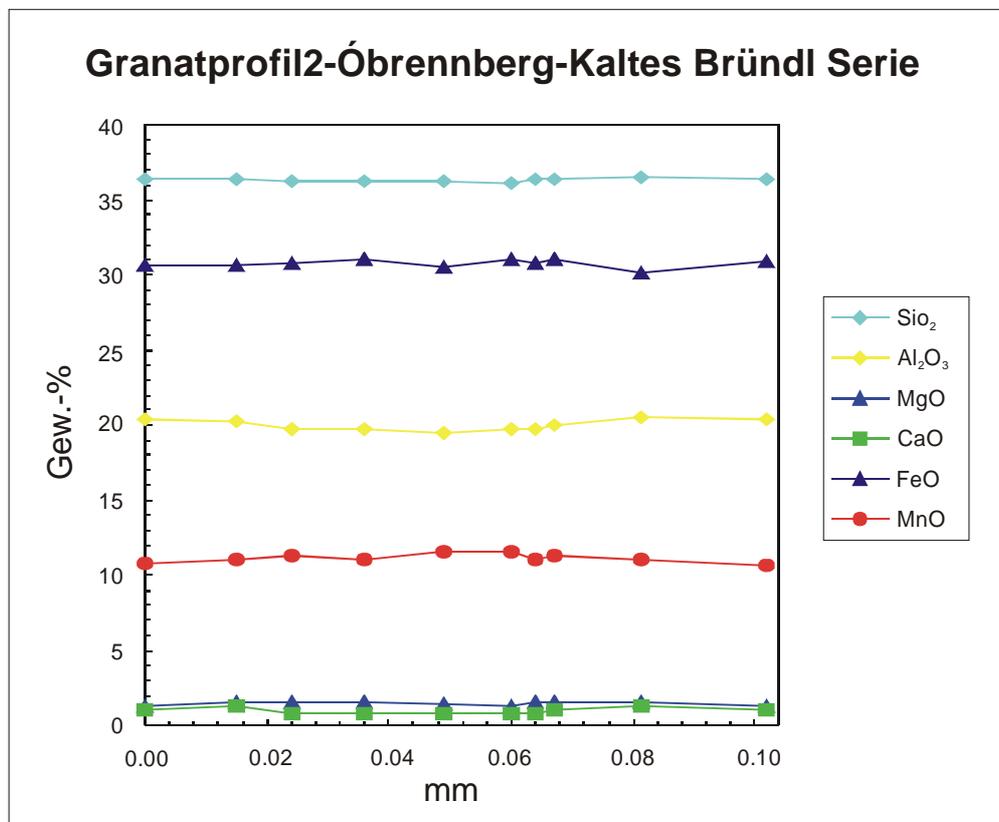


Abb. 4-5: Mikrosonden-Profil durch einen Gr eines Bio-Ser-Sill-Schiefers; NM92/20b.

5. Mineralchemie

5.1. Allgemeines

Meßbedingungen an der Mikrosonde

Vier Lithologien wurden anhand von insgesamt 5 Dünnschliffen mit der Mikrosonde untersucht. Es handelt sich dabei um Mu-Chl-Gr-Schiefer (NM92/12a, NM92/22), Amphibolit (NM92/23) und einen mittelkörnigen O-Gneis (NM93/121) aus der Sopron Serie, sowie einen Gr-Bio-Fels (NM92/20b) aus der Óbrennberg-Kaltes Bründl Serie (siehe die lithologische Beschreibung der Proben in Kap. 3 und die mineralogische Zusammensetzung in Tab. 3-1).

Die Herstellung der Dünnschliffe erfolgte am Institut für Petrologie der Universität Wien, die Bedampfung dieser mit Kohlenstoff und die Messungen an der Sonde wurden im Institut für Geologie der Universität Salzburg durchgeführt. Die Mikrosonde in Salzburg, eine JEOL Superprobe JXA-8600, arbeitet mit einer Beschleunigungsspannung von 15 kV, einem Probenstrom von 20 nA (auf Kupfer), LINK Energie-dispersiven Detektoren und verwendet eine ZAF-Korrektur (CITZAF V.3.03. nach AMSTRONG 1988) der Rohdaten. Als Standards diente eine Kombination von natürlichen und synthetischen Oxiden/Silikaten.

Das Bildverarbeitungssystem dieser Sonde erlaubt es, auf dem Prinzip von „*back scattered electrons*“ (BSE) sehr rasch flächige Analysen von Dünnschliffausschnitten herzustellen, die einen weitaus schnelleren und besseren Einblick in mineralchemische Alterationen und Zonierungen ermöglichen als mit zeitintensiveren konventionellen Punktanalysen erreicht werden könnte. Die Rückstrahlung der BSE ist primär von der durchschnittlichen Atommassenzahl pro Flächeneinheit abhängig, das heißt je schwerer die einzelnen Elemente sind, die ein Mineral aufbauen, umso mehr BSE werden zurück gestrahlt und umso heller erscheint es. Dadurch sind bereits kleinste chemische Unterschiede in Grauwert-Abstufungen deutlich zu erkennen (z.B. Abb. 4-3a; Abb. 5-2).

Um diese Kontraste noch mehr zu verdeutlichen, werden den unterschiedlichen Grauwertbereichen unterschiedliche Farben zugewiesen und erzielt dadurch einprägsame Falschfarbenbilder. Wichtig ist die Feststellung, daß diese BSE-Aufnahmen (seien sie nun in Grautönen oder bunt) einen Durchschnitt der Atomgewichte einer Flächeneinheit wiedergeben, der nicht unbedingt chemisch interpretierbar sein muß. Beispielsweise ist es möglich, daß zwei unterschiedliche Minerale gleiche Farben oder Grauwerte zeigen, wenn deren unterschiedlichen Elemente in Summe die gleiche Atommasse aufweisen.

Parameter bei der Kalkulation der Formeleinheiten und Endglieder

Die Berechnung der Kationen-Formeleinheiten aus den Oxidgewichtsprozent-Angaben der Mikrosonde erfolgte mit dem Programm MINTAB (ROCK & CAROLL 1990, 324-330), das die Kalkulation des Fe^{3+} -Gehaltes nach DROOP (1987, 331-335) durchführt.

Die Endgliederberechnung bei den Amphibolen erfolgte mit dem Programm EMP-AMPH (MOGESSIE et al. 1990, 309-330) auf der Basis von 23 Sauerstoff-Atomen und der Kalkulation des Fe^{3+} -Gehaltes nach SPEAR & KIMBALL (1984, 317-325). Die Bezeichnung der Amphibole basiert auf der *International Mineralogical Association-Nomenklatur* in LEAKE (1978, 533-563).

Die Berechnung der Endglieder bei den Gr erfolgte nach DEER et al. (1992, Appendix 3). Die Endgliederberechnung bei den Hellglimmern wurde mit folgenden Parametern durchgeführt: i) Verrechnung mit fixierter Strukturvorgabe der Oktaederposition auf 2,05 pro Formeleinheit, ii) Kalkulation auf der Basis von 11 Sauerstoff-Atomen, iii) Berechnung aller Valenzen in Tetraeder-Oktaeder Position, bei Verrechnung der überschüssigen positiven Valenzen als Fe^{3+} , iv) Wert der Bio-Komponente bei 5%. als konstant angenommen (weitere Details in DINGELDEY (1995, 96-99)). Die gesamten Meßergebnisse der Mikrosonde und deren weitere Verrechnung finden sich in Tab. 5-1 am Ende des Kapitels.

5.2. Sopron Serie

5.2.1. Mu-Chl-Gr-Schiefer mit Pseudomorphosen (NM92/12a, NM92/22)

Die Probe NM92/22 bietet durch ihre vielfältige Paragenese und besonders durch die Erhaltung von Teilen des Mineralbestandes und textueller Eigenschaften mehrerer Metamorphosen eine wichtige Einblicksmöglichkeit in die Metamorphosegeschichte der gesamten Serie.

Die Hgl dieses Gesteins lassen sich bereits im Dünnschliff in mindestens zwei Generationen trennen. Große, oft geknickte und verbogene Porphyroblasten, meist nur schlecht in S eingeregelt, unterscheiden sich von der deutlich kleineren, schlankeren und eher idioblastischen, jüngeren Hgl-Generation.

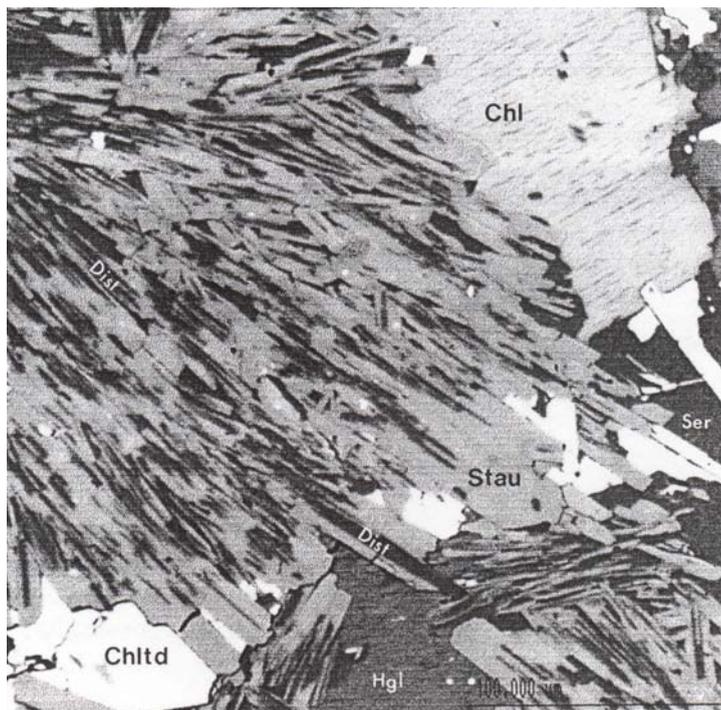
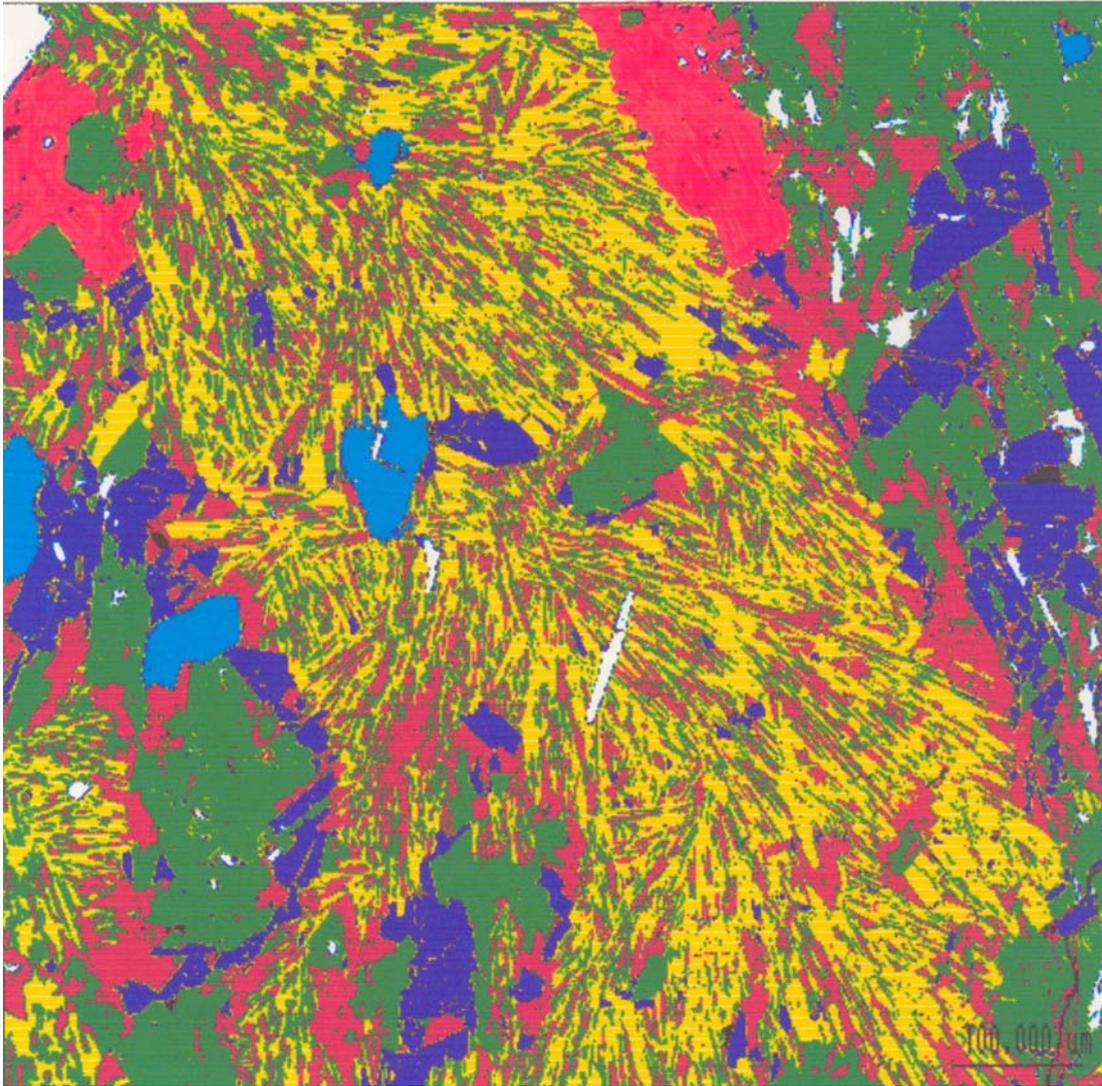
In den Mikrosonde Daten ist diese Trennung nachvollziehbar, wenn auch bei weitem nicht so klar wie bei den Hgl der mittelkörnigen O-Gneise. Abb. 5-2 zeigt die *backscattered* Aufnahme eines großen Hgl-Porphyroblasten wo nur mehr in dessen Zentrum der ursprüngliche Chemismus erhalten ist, der Rand ist deutlich heller und bereits dem Chemismus der jüngeren Hgl-Generation angepaßt.

In den Zentren der großen Hgl liegt der Anteil der Mu-Komponente um 74 %, die Paragonit-Komponente zwischen 12-16 %, jener der Phengit-Komponente ist mit 5-7 % relativ niedrig. Am Rand dieser Hgl nimmt die Mu-Komponente auf rund 77 % leicht zu, Paragonit (12 %) und Phengit (4-6 %) nehmen ab, und die TiO_2 - und BaO-Werte sind mit rund 0,74 % und 0,27 % unter den gemessenen Hgl am höchsten. Serizit unterscheidet sich in seinem Chemismus (Mu 60 %, Paragonit 19-25 %, Phengit 9-14 %) klar von den oben genannten Hgl.

Porphyroblastische, stark gefärbte Chltd (siehe Abb. 5-1a) sind, im Gegensatz zu den kleinen, fast farblosen, unorientiert wachsenden Chltd innerhalb von Pseudomorphosen, nur in den Glimmerschiefern der Sopron Serie zu finden, wo sie wahrscheinlich zum prä-alpinen Mineralbestand gehören (LELKES-FELVÁRI & SASSI 1984, 605).

Abb. 5-1 a (folgende Seite): *Backscattered* Falschfarben-Aufnahme einer Pseudomorphose von wirrstrahlig verwachsenem Stau und Dist nach porphyroblastischem Stau; **gelb** - Stau; **dunkelblau** - Chltd; **hellblau** - Qu, **weiß** - opP; **pink** - Ser, Chl; **grün** - Hgl und Dist; NM92/22a.

Abb. 5-1 b folgende Seite): Detail von Abb. 5-1 a; *backscattered* Aufnahme der Stau/Dist Pseudomorphose in Grauwerten, Stau überwächst Dist, von dem noch schmale Leisten in Stau erhalten sind; NM92/22a.



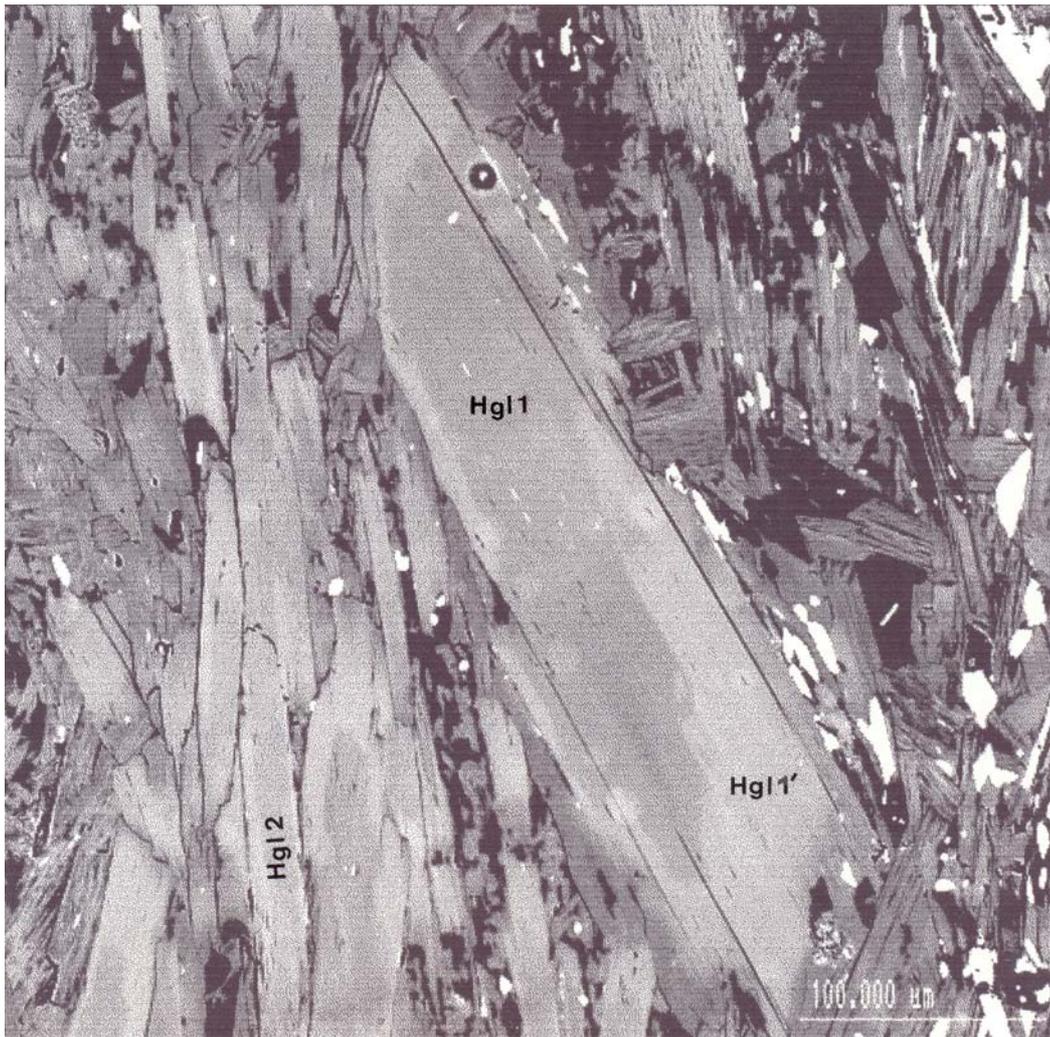


Abb. 5-2: *Backscattered* Aufnahme eines 2-phasigen Hg11 in Grauwerten. Der Rand der großen Hg11 ist deutlich alteriert und zeigt einen, mit der feineren Hg12-Generation vergleichbaren, Chemismus; NM92/22a.

Im Vergleich mit den Analysen an Chltd von LELKES-FELVÁRI & SASSI (1984, Tab. 7), bei denen es sich jedoch um feinkörnige Chltd innerhalb von Pseudomorphosen handelt, fällt bei den porphyroblastischen Chltd der niedrigere Gehalt an Al_2O_3 und FeO auf.

Jenes Mineral, das NM92/22 so wichtig macht, ist das Auftreten von Stau, für den aus textuellen Gründen ein alpines Alter sehr wahrscheinlich ist. Ein etwa doppelt so hoher Zn-Gehalt im Gesamtchemismus von NM92/22 verglichen mit den übrigen Glimmerschiefern ist möglicherweise für das Auftreten von Stau gerade in dieser Probe verantwortlich, weil das Zn als zusätzliche Komponente die Bildungstemperatur von Stau nach unten verschiebt (HOINKES 1981, 42).

Abb. 5-1a zeigt in einem *backscattered*-Falschfarbenbild die Überwachsung von fächerförmigem Dist, der nur mehr als feine Leisten (grün) innerhalb von Stau (gelb) erhalten ist. Der Stau behält dabei die Fächerform („eisblumenartig“; PEINDL 1990, 98) des Dist bei, d.h. er ist im Ganzen betrachtet weit von einer idioblastischen Kornform entfernt, im Detail weisen die Stau dennoch glatte Korngrenzen auf (Abb. 5-1b). Die Ergebnisse der Mikrosonde sind in Tab. 5-1 ersichtlich, der Dist ist erwartungsgemäß (STRENS 1968, 840; DEER et al. 1992, 51) sehr rein, lediglich FeO ist mit knapp 1 %

vorhanden. Texturell zeigen diese polyphasen Überwachungs-texturen große Ähnlichkeiten mit jenen, die RICE (1985, 284-287) aus der Kalak Decke (Finnmark, Norwegen) beschreibt.

Die Beschreibung und Diskussion des Gr-Profiles dieser Lithologie findet sich in Kap. 4.2.2.

5.2.2. Amphibolit (NM92/23)

In den Dünnschliffuntersuchungen zeigen sich die Amphibole in zwei texturell unterschiedlichen Situationen, zum einen als Aggregate bestehend aus parallelen, einheitlich auslöschenden, nematoblastischen Lamellen, die entlang der {110}-Spaltflächen getrennt sind, zum anderen als kleine, hypidioblastische Leisten randlich um die porphyroblastischen Amphibole.

Im Lichtmikroskop ist keinerlei Zonierung zu erkennen, umso wichtiger sind die Ergebnisse der Mikrosonde, die zwei chemisch gut trennbare Generationen von

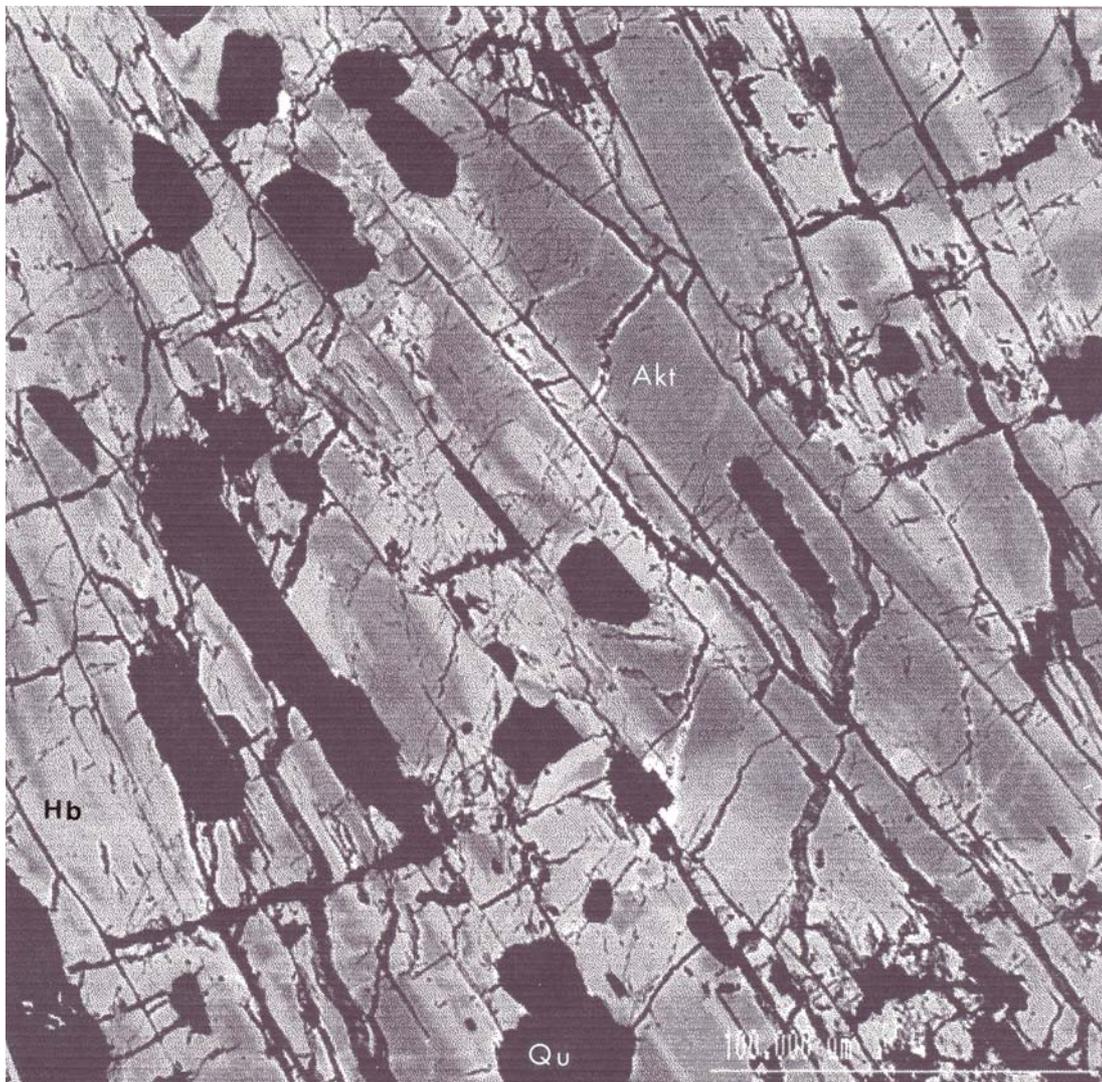


Abb. 5-3: *Backscattered* Aufnahme 2-phasiger Amphibole im grobkörnigen Amphibolit mit der metagabbroiden Textur; NM92/23.

Amphibolen zeigen. Im *backscattered* Bild von Abb. 5-3 ist ein dunklerer Kernbereich (Aktinolith) deutlich von einem etwas helleren Rand zu unterscheiden (verschiedene Hb; siehe Tab. 5-1).

Die kleinen Amphibolleisten lassen sich als tschermakitische Hb klassifizieren, ebenso die Ränder der Porphyroblasten, die chemisch der jüngeren Generation angepaßt sind, während die Kernbereiche noch ihre aktinolithische Zusammensetzung erhalten konnten. Ähnliche Zusammensetzungen mit aktinolithischem Kern und randlichem Hb-Wachstum beschreiben PUTIS et al. (1994, 81-87) und MOGESSIE & PURTSCHELLER (1986, 78-79). MÜLLER (1994, 90-91) findet in den Amphiboliten der Semmering-Einheit im Raum Kirchberg am Wechsel bei den erhaltenen Amphibolen genau die umgekehrte Reihenfolge, im Kern eine ferro-edenitische Hb und randlich Aktinolith.

Im Diagramm Al^{IV} versus (Na+K), wo Kern/Rand-Beziehungen ersichtlich gemacht werden, zeigen sich bei den Amphibolen des Ödenburger Gebirges mit dem Verhältnis von etwa 3:1 sehr ähnliche Verhältnisse wie bei den polyphasen Kalk-Amphibolen des Ötztals (MOGESSIE & PURTSCHELLER 1986, Abb. 4). Im Diagramm Al^{IV} versus Al^{VI} liegen die Zusammensetzungen der jüngsten Amphibolgeneration unterhalb der Pargasit-Substitutionslinie, was auf eine tschermakitische bis ferro-tschermakitische Substitution, ausgehend von einer tremolitischen Zusammensetzung, hindeutet. Der TiO_2 -Gehalt liegt bei den Aktinolithen zwischen 0,07-0,09 %, die Hb zeigen mit rund 0,45 % die etwa 5-fache Konzentration. Die abrupte Chemismusänderung zwischen Aktinolith und Hb ist nach BRADY (1974, 530) auf eine Mischungslücke zwischen diesen beiden Phasen zurückzuführen.

Eine grobe Abschätzung der P-T Bedingungen der Amphibole mit Variationsdiagrammen von Formel Proportionen in den Diagrammen Al^{VI} - Al^{IV} , Ti- Al^{IV} , K- Al^{IV} , nach LAIRD & ALBEE (1981, Abb. 2d, 2e und 2f) ergeben für die aktinolithischen Kernbereiche Bildungsbedingungen der Bio-Zone und für die jüngeren Hb jene der Gr-Zone nahe zum Stau-Dist Feld. Im Diagramm $100Na/(Ca+Na)$ - $100Al/(Si+Al)$ deutet sich für die jüngere Amphibol-Generation eine etwas stärkere Temperaturbetonung an (LAIRD & ALBEE (1981, 142-147).

Die Gr zeigen im *backscattered* Bild einen einheitlichen Grauwert mit keinerlei erkennbarer Zonierung. An der Mikrosonde wurden deshalb keine Profile, sondern nur Kern/Rand Beziehungen gemessen. Die Elementgehalte sind sehr einheitlich, nur bei einigen Elementen ergeben sich kleine Unterschiede. MgO und FeO sind am Rand etwas höher als im Inneren des Gr, im Gegensatz dazu sind TiO_2 und MnO leicht erniedrigt, während CaO nahezu konstant ist. Auf der Basis von Endgliederberechnungen variieren die Messungen bei Almandin zwischen 51-60 %, Andradit 1-6 %, Grossular 20-25 %, Pyrop 6-9 % und bei Spessartin zwischen 8-17 % und zeigen damit vergleichbare Werte wie die Gr in den Amphiboliten der Grobgneseinheit in der Buckligen Welt (PUTIS et al. 1994, 84-92) und des Ötztals (MOGESSIE & PURTSCHELLER 1986, 82).

Bei Plag ließen sich bereits im *backscattered* Bild Unterschiede in den Grauwerten feststellen, ohne daß aber eine schlüssige Kern/Rand-Beziehung ersichtlich gewesen wäre. Es zeigte sich vielmehr ein Mosaik von Domänen mit unterschiedlichen Chemismen. Bei den etwas dunkleren Domänen handelt es sich um Oligoklase mit An-Gehalten zwischen 13-20 %, bei den Plag der helleren Domänen handelt es sich um Albite mit An-Gehalten knapp über 3 %. Die Albite zeigen im Vergleich zu den Oligoklasen einen leicht höheren FeO Gehalt und einen etwas niedrigeren Anteil der Orthoklas-Komponente.

Zwischen Plag mit albitischer und oligoklaser Zusammensetzung existiert die peristeritische Mischungslücke, sodaß keine kontinuierlichen Änderungen im An-Gehalt

aufzutreten, sondern dieser sich bei progradierender Metamorphose schlagartig von etwa 3 % auf 18 % erhöht. An der Grenze zwischen Grünschiefer- und Amphibolitfazies findet man häufig Ab und Oligoklas metastabil koexistierend (SPEAR 1993, 405).

5.2.3. Mittelkörniger AlkF-Plag-Mu-Gr-Ortho Gneis (NM93/121)

Die Hgl dieses Gesteins treten in zwei unterschiedlichen textuellen Situationen auf (siehe Kap. 3.4.3.). Zum einen als große, farblose Porphyroblasten, oft geknickt und randlich rekristallisiert, zum anderen als sehr kleine Blättchen, die vor allem an den Bewegungsflächen konzentriert sind und im Unterschied zu den großen Hgl einen blaßgrünlichen Pleochroismus zeigen. Rb/Sr-Analysen zeigen erwartungsgemäß einen bedeutenden Altersunterschied zwischen diesen zwei Hgl-Generationen (siehe Kap. 7.2.1.). In den Mikrosondedaten bestätigt sich diese textuelle Trennung der Hgl auch in deren Mineralchemie. Im *backscattered*-Bild von Abb. 5-4 sind die kleinen Hgl deutlich heller als die großen Hgl, bei denen jedoch nur mehr im Zentrum ihre ursprüngliche

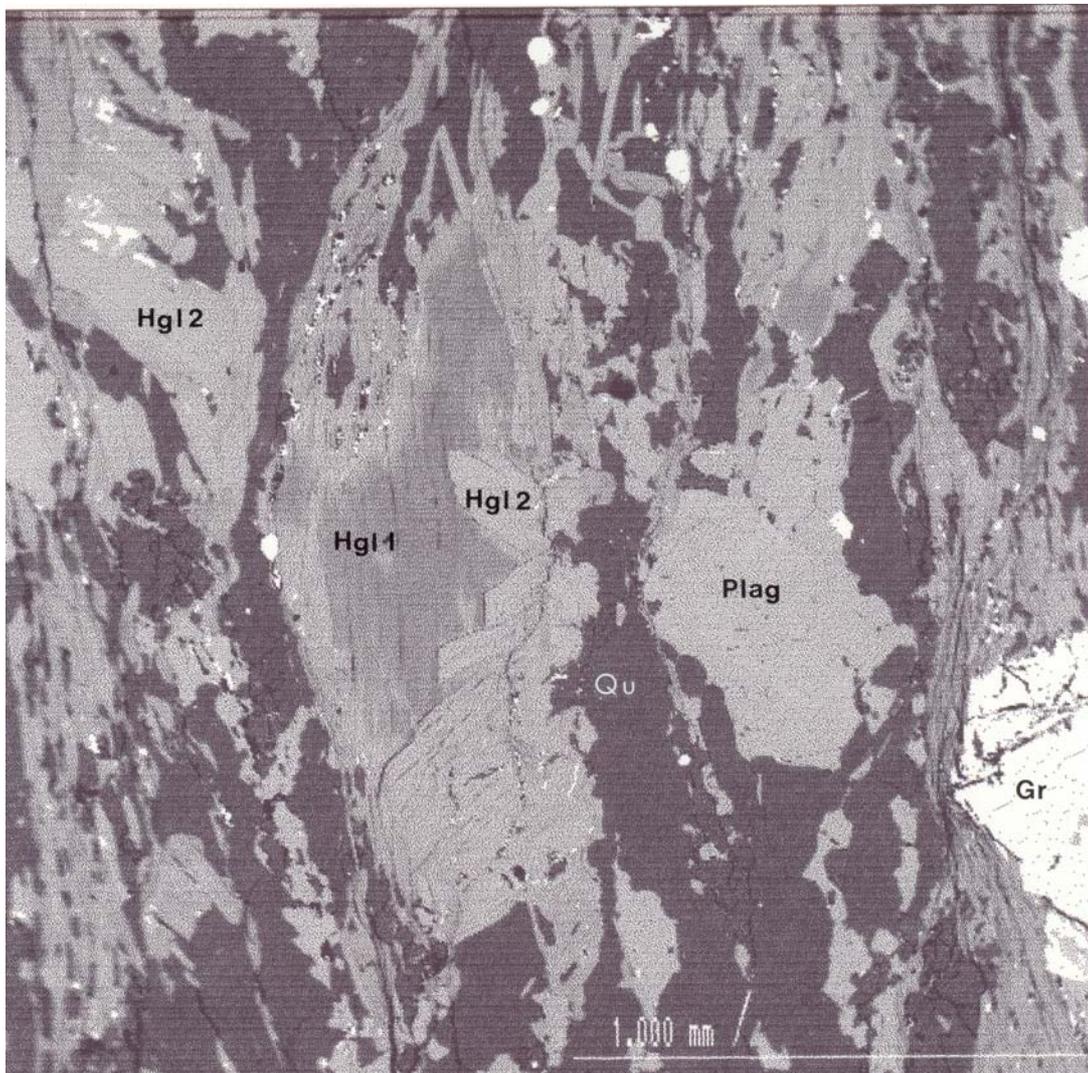


Abb. 5-4: *Backscattered* Aufnahme eines 2-phasigen Hgl0 im mittelkörnigen O-Gneis. Der Rand der grobkörnigen Hgl0 zeigt eine chemische Anpassung an die jüngere, feinkörnigere Hgl1-Generation; NM93/121.

Zusammensetzung erhalten ist, randlich ist der Chemismus bereits jenem der kleinen Hgl-Generation angepaßt. In den Zentren der großen Hgl liegt die Mu-Komponente um 75 %, die Paragonit -Komponente knapp über 10 %, während die Phengit-Komponente mit unter 8 % relativ niedrig ist.

Die jüngere, kleinere Hgl-Generation und der chemisch angepaßte Rand der großen Hgl zeigen ein deutlich anderes Bild. Dort sinkt der Mu-Gehalt auf rund 60 %, der Paragonit-Anteil ist mit knapp 2 % unbedeutend geworden, während die Phengit-Komponente zwischen 30-40 % pendelt. Aus diesem hohen Phengit-Gehalt resultiert auch der charakteristische grünliche Pleochroismus der jüngeren Hgl-Generation.

Die Menge der Phengit-Komponente in Hgl zeigt eine Abhängigkeit vom P_{H_2O} und von der WR-Chemie des Gesteins, beispielsweise beschreibt BERAN (1969, 127-128) Phengit-Bildungen aus der untersten Grünschieferfazies. Nach den Arbeiten von MASSONNE (1991, 52) ist keineswegs der Anteil der Phengit-Komponente im Hgl ein guter Anzeiger für Druckbedingungen, sondern der Si-Wert *per formula unit*. Druckabschätzungen anhand des Phengit-Barometers finden sich in Kap. 8.2.

Die Gr erscheinen im *backscattered*-Bild sehr einheitlich, Zonierungen sind nicht erkennbar. Die SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , TiO_2 und MnO Gehalte sind im Zentrum und am Rand eher konstant, im Unterschied dazu fällt CaO randlich etwas ab, FeO steigt leicht an.

LELKES-FELVÁRI & SASSI (1984, 596) nehmen aufgrund textueller und mineralchemischer Hinweise an, daß diese Gr als *xenocrysts* in die granitische Schmelze gelangten, worauf auch deren hohes $Ca/(Fe+Mg)$ -Verhältnis hinweist (GREEN 1977, Abb. 5). Die hypidio-xenoblastische Form, der Einschlußreichtum, die schwache normale Mn-Zonierung und das Vorhandensein von Gr-führenden Xenolithen (z.B. NM93/82, NM93/135) deuten nach RAITH (1995, 310-314) und ALLAN & CLARKE (1981, 19-24) ebenfalls auf eine solche Genese hin. Primäre, magmatische Gr, die in peraluminösen Granitschmelzen keine Seltenheit darstellen, sind im Gegensatz dazu üblicherweise idiomorph, einschlußarm und können eine reverse Mn-Zonierung zeigen ALLAN & CLARKE 1981, 19-24, CLARKE 1981, 8-10).

Nach den Ergebnissen dieser Arbeit sind nicht alle Gr in den O-Gneisen als *xenocrysts* zu betrachten, ein Großteil der Gr dürfte postmagmatischen, metamorphen Ursprungs sein. Gute Hinweise dafür finden sich in den textuellen Beziehungen im Handstück als auch im Dünnschliff, wo Gr fast ausschließlich in den glimmerreichen Lagen zu finden ist, kaum jedoch als Einschluß in anderen Mineralen.

5.3. Óbrennberg-Kaltes Bründl Serie

5.3.1. Bio-Ser-Sill-Schiefer

Bei den Plag in diesem Gestein handelt es sich durchwegs um Oligoklase, mit An-Gehalten zwischen 13-16 %, wobei die niedrigeren Werte am Rand zu finden sind, Fe ist randlich ebenfalls etwas erhöht. Stark alterierte Plag, wo ein Großteil der An-Komponente in Ser umgewandelt ist, sind fast reine Ab mit einem An-Gehalt von rund 3 % (Tab. 5-1).

Die Hgl lassen kaum eine Zonierung erkennen, Mu stellt mit mehr als 80 % die wichtigste Komponente, Paragonit und Phengit treten mit je etwa 6 % dagegen in den Hintergrund. Feine Pseudomorphosen von Hgl nach Sill zeigen einen etwas anderen Chemismus. Auch

dort liegt der Mu-Anteil bei etwa 80 %, jedoch sinkt die Paragonit-Komponente unter 3 %, während der Phengit-Gehalt auf 12 % verdoppelt wird.

Bio erscheint in *backscattered* Bildern homogen, der Anteil der Annit-Komponente liegt zwischen 30-36 %, die niedrigeren Werte sind eher am Rand zu finden. Die Al₂O₃-Gehalte sind am Rand und in den feinkörnigeren Bio etwas erniedrigt, im Gegensatz dazu erreichen die TiO₂-Konzentrationen randlich Werte über 3 %. Der besonders intensive Pleochroismus dieser Bio ist nach ROBBINS & STRENS (1972, 561-562) auf die hohen TiO₂-Gehalte zurückzuführen.

Die geochemische Beschreibung der Gr dieser Lithologie findet sich in Kap. 4.3.2.

Tab. 5-1: Mikrosonde-Daten:

Mu-Chl-Gr-Schiefer mit Pseudomorphosen

Hellglimmer								
Sample Label	NM92/22 in pseudo	NM92/22 dark core	NM92/22 dark core	NM92/22 rim	NM92/22 rim	NM92/22 sericite	NM92/22 sericite	NM92/22 sericite
Na ₂ O	1.78	1.23	0.98	0.98	0.98	1.81	1.46	1.84
SiO ₂	45.60	44.40	44.70	44.10	44.40	45.60	46.20	45.50
Al ₂ O ₃	33.90	34.10	34.10	33.80	33.70	34.30	32.80	33.90
MgO	0.71	0.54	0.54	0.59	0.60	0.67	1.11	0.85
K ₂ O	8.60	9.50	10.10	10.10	10.10	8.50	8.90	8.60
TiO ₂	0.23	0.39	0.24	0.73	0.75	0.28	0.31	0.25
BaO	0.12	0.18	0.13	0.24	0.29	0	0.21	0.14
FeO	2.46	2.75	2.62	2.76	2.79	2.40	2.62	2.55
Total	93.46	93.10	93.35	93.17	93.46	93.57	93.59	93.62
based on 22 oxygens								
Si	6.198	6.101	6.128	6.074	6.096	6.176	6.279	6.178
Al	5.431	5.523	5.509	5.487	5.453	5.475	5.254	5.425
Fe ²⁺	0.280	0.316	0.300	0.318	0.320	0.272	0.298	0.290
Mg	0.144	0.111	0.110	0.121	0.123	0.135	0.225	0.172
Na	0.469	0.328	0.260	0.262	0.261	0.475	0.385	0.484
K	1.491	1.665	1.766	1.775	1.769	1.469	1.543	1.490
Ti	0.024	0.040	0.025	0.076	0.077	0.029	0.032	0.026
Ba	0.006	0.010	0.007	0.013	0.016	0	0.011	0.007
X _{Mg} x100	33.971	25.928	26.869	27.592	27.712	33.228	43.027	37.273
Total Cat	14.043	14.094	14.106	14.125	14.115	14.030	14.026	14.071
New Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-
New FeO	-	-	-	-	-	-	-	-
New Calc Total	-	-	-	-	-	-	-	-
Paragonit	0.2393	0.1644	0.1285	0.1285	0.1285	0.2445	0.1996	0.2454
Muskovit	0.6056	0.7328	0.7508	0.7785	0.7660	0.6143	0.6078	0.6132
Phengit	0.1051	0.0528	0.0707	0.0430	0.0555	0.0912	0.1426	0.0914
Biotit	0.0500	0.0500	0.0500	0.0500	0.0500	0.0500	0.0500	0.0500

Chlorit

Sample Label	NM92/22 bright	NM92/22 dark
SiO ₂	24.70	25.10
Al ₂ O ₃	22.10	21.50
MgO	16.80	17.40
Na ₂ O	0	0
K ₂ O	0	0.06
TiO ₂	0	0
CaO	0	0
FeO	21.80	20.80
MnO	0.07	0
Cl	0.10	0.13
Total	85.52	84.94
based on 28 oxygens		
Si	5.244	5.337
Al	5.530	5.388
Fe ²⁺	3.870	3.698
Mg	5.317	5.515
K	0	0.016
Mn	0.013	0
Cl	0.036	0.047
X _{Mg} x100	57.873	59.859
Total Cat	20.009	20.001
New Fe ₂ O ₃	-	-
New FeO	-	-
New Calc Total	-	-

Erz

Sample Label	NM92/22 bright core	NM92/22 dark rim
SiO ₂	0	0.79
Al ₂ O ₃	0.08	0.46
MgO	0.08	0
TiO ₂	19.40	61.20
CaO	0	0.08
FeO	73.80	30.20
MnO	0.15	0.06
Total	93.53	92.82
32 oxygens		
Si	0	0.02
Al	0.030	0.014
Fe ³⁺	6.834	-
Fe ²⁺	12.491	0.632
Mg	0.037	0
Ca	0	0.002
Ti	4.568	1.152
Mn	0.040	0.001
3 oxygens		
X _{Mg} x100	0.298	0
Total Cat	24.000	1.821
New Fe ₂ O ₃	29.004	-
New FeO	47.701	-
New Calc Total	96.410	-

Chloritoid

Sample Label	NM92/22 near pseudo	NM92/22 near pseudo
Al ₂ O ₃	39.70	39.50
SiO ₂	23.90	23.80
MgO	3.93	3.95
TiO ₂	0	0.06
CaO	0	0
FeO	23.00	22.80
MnO	0.27	0.25
Total	90.81	90.32
based on 12 oxygens		
Si	2.001	2.002
Al	3.918	3.915
Fe ²⁺	1.611	1.604
Mg	0.491	0.495
Ca	0	0
Ti	0	0.004
Mn	0.019	0.018
X _{Mg} x100	23.348	23.596
Total Cat	8.040	8.037
New Fe ₂ O ₃	-	-
New FeO	-	-
New Calc Total	-	-

Staurolith

NM92/22 in pseudo	NM92/22 in pseudo
52.60	52.70
27.60	27.70
1.74	1.68
0.51	0.51
0	0
13.50	12.90
0.14	0.16
96.09	95.61
based on 46 oxygens	
7.791	7.829
17.499	17.554
3.187	3.049
0.732	0.708
0	0
0.108	0.108
0.033	0.038
18.683	18.841
29.351	29.286
-	-
-	-
-	-

Disthen

NM92/22 in pseudo	
62.30	
36.10	
0	
0	
0	
0.97	
0	
99.35	
20 oxygens	
3.942	
8.018	
0.089	
0	
0	
0	
0	
0	
12.049	
-	
-	
-	

Granat-Profil 1 (Abb. 4-3)

Sample Label	NM92/22 point 1	NM92/22 point 2	NM92/22 point 3	NM92/22 point 4	NM92/22 point 5	NM92/22 point 6	NM92/22 point 7	NM92/22 point 8
SiO ₂	36.40	36.60	36.40	36.60	36.50	36.50	36.40	36.10
Al ₂ O ₃	20.90	20.90	20.70	20.80	20.80	20.70	20.70	20.60
MgO	4.22	4.09	3.94	3.69	3.54	3.24	3.12	2.80
TiO ₂	0	0	0.07	0.10	0.12	0.08	0.08	0.13
CaO	0.85	0.88	1.02	1.25	1.61	2.17	2.06	2.76
FeO	36.00	36.00	35.60	35.30	35.00	34.20	34.00	33.20
MnO	1.77	1.90	2.08	2.51	3.00	3.50	4.10	4.70
Total	100.19	100.38	99.86	100.15	100.54	100.41	100.48	100.34
based on 12 oxygens								
Si	2.917	2.928	2.931	2.937	2.922	2.929	2.923	2.907
Al ^{IV}	0.083	0.072	0.069	0.063	0.078	0.071	0.077	0.093
Al ^{VI}	1.891	1.899	1.896	1.905	1.885	1.887	1.882	1.862
Fe ³⁺	0.193	0.173	0.165	0.145	0.178	0.173	0.185	0.216
Fe ²⁺	2.219	2.236	2.232	2.224	2.165	2.122	2.098	2.020
Mg	0.504	0.488	0.473	0.442	0.423	0.388	0.374	0.336
Ca	0.073	0.075	0.088	0.107	0.138	0.187	0.177	0.238
Ti	0	0	0.004	0.006	0.007	0.005	0.005	0.008
Mn	0.12	0.129	0.142	0.171	0.203	0.238	0.279	0.321
X _{Mg} X100	18.509	17.908	17.482	16.564	16.327	15.446	15.111	14.266
Total Cat	8	8	8	8	8	8	8	8
New Fe ₂ O ₃	3.20	2.87	2.72	2.41	2.96	2.87	3.06	3.56
New FeO	33.12	33.42	33.15	33.13	32.34	31.62	31.24	30.00
New Calc Total	100.46	100.66	100.08	100.49	100.87	100.68	100.77	100.65
Alm	76.10	76.37	76.05	75.54	73.92	72.30	71.65	69.30
Gros	2.50	2.56	3.00	3.63	4.71	6.37	6.05	8.16
Pyr	17.28	16.67	16.12	15.01	14.44	13.22	12.77	11.53
Sps	4.12	4.41	4.84	5.81	6.93	8.11	9.53	11.01

Sample Label	NM92/22 point 9	NM92/22 point 10	NM92/22 point 11	NM92/22 point 12	NM92/22 point 13	NM92/22 point 14	NM92/22 point 15	NM92/22 point 16
SiO ₂	36.20	36.30	36.30	36.20	36.20	34.60	36.20	35.80
Al ₂ O ₃	20.60	20.60	20.50	20.60	20.70	19.70	20.50	20.40
MgO	2.83	2.42	2.19	2.03	2.03	1.81	1.45	1.56
TiO ₂	0.08	0.11	0.11	0	0.08	0.14	0.20	0.06
CaO	2.62	3.57	3.47	4.09	4.35	5.38	6.30	1.35
FeO	32.50	31.80	31.40	30.70	30.40	31.00	27.00	29.50
MnO	4.90	5.60	6.20	6.40	6.80	6.40	8.40	11.70
Total	99.80	100.43	100.24	100.08	100.56	98.98	100.03	100.40
based on 12 oxygens								
Si	2.928	2.921	2.932	2.926	2.910	2.832	2.922	2.915
Al ^{IV}	0.072	0.079	0.068	0.074	0.090	0.168	0.078	0.085
Al ^{VI}	1.892	1.874	1.884	1.888	1.871	1.733	1.872	1.873
Fe ³⁺	0.170	0.192	0.171	0.186	0.210	0.418	0.182	0.204
Fe ²⁺	2.029	1.948	1.951	1.889	1.834	1.704	1.640	1.805
Mg	0.341	0.290	0.264	0.245	0.243	0.221	0.174	0.189
Ca	0.227	0.308	0.300	0.354	0.375	0.472	0.545	0.118
Ti	0.005	0.007	0.007	0	0.005	0.009	0.012	0.004
Mn	0.336	0.382	0.424	0.438	0.463	0.444	0.574	0.807
X _{Mg} X100	14.398	12.971	11.910	11.465	11.712	11.472	9.614	9.497
Total Cat	8	8	8	8	8	8	8	8
New Fe ₂ O ₃	2.79	3.17	2.81	3.06	3.47	6.78	3.00	3.33
New FeO	29.99	28.95	28.88	27.95	27.28	24.90	24.30	26.50
New Calc Total	100.01	100.72	100.45	100.33	100.91	99.71	100.35	100.70
	69.18	66.53	66.38	64.56	62.92	59.98	55.92	61.84
Alm	7.74	10.52	10.20	12.10	12.87	16.61	18.58	4.04
Gros	11.63	9.90	8.98	8.37	8.34	7.78	5.93	6.47
Pyr	11.46	13.05	14.43	14.97	15.88	15.63	19.57	27.65
Sps	7.74	10.52	10.20	12.10	12.87	16.61	18.58	4.04

Granat Profil 1 Fortsetzung

Sample Label	NM92/22 point 17	NM92/22 point 18	NM92/22 point 19	NM92/22 point 20	NM92/22 point 21	NM92/22 point 22	NM92/22 point 23	NM92/22 point 24
SiO ₂	36.10	35.80	35.70	35.90	35.70	36.30	36.20	36.10
Al ₂ O ₃	20.60	20.60	20.50	20.80	20.50	20.50	20.60	20.40
MgO	1.79	1.92	2.03	2.12	2.02	2.13	2.18	1.91
TiO ₂	0	0	0.07	0	0	0	0	0
CaO	1.82	1.99	1.93	2.15	2.10	2.09	1.98	2.22
FeO	29.90	31.50	31.00	30.40	29.80	29.50	28.90	28.30
MnO	10.30	9.00	9.00	9.20	9.70	10.30	10.50	11.00
Total	100.54	100.74	100.26	100.49	99.94	100.75	100.25	99.95
based on 12 oxygens								
Si	2.925	2.892	2.898	2.898	2.907	2.925	2.928	2.936
Al ^{IV}	0.075	0.108	0.102	0.102	0.093	0.075	0.072	0.064
Al ^{VI}	1.892	1.853	1.859	1.877	1.874	1.872	1.892	1.892
Fe ³⁺	0.182	0.255	0.235	0.224	0.220	0.202	0.181	0.172
Fe ²⁺	1.844	1.873	1.870	1.828	1.809	1.786	1.774	1.753
Mg	0.216	0.231	0.246	0.255	0.245	0.256	0.263	0.232
Ca	0.158	0.172	0.168	0.186	0.183	0.180	0.172	0.193
Ti	0	0	0.004	0	0	0	0	0
Mn	0.707	0.616	0.619	0.629	0.669	0.703	0.719	0.758
X _{Mg} x100	10.495	10.990	11.612	12.248	11.934	12.533	12.904	11.668
Total Cat	8	8	8	8	8	8	8	8
New Fe ₂ O ₃	2.99	4.20	3.84	3.70	3.59	3.34	2.97	2.81
New FeO	27.21	27.72	27.54	27.08	26.57	26.50	26.23	25.78
New Calc Total	100.81	101.23	100.61	100.94	100.18	101.15	100.66	100.21
Alm	63.04	64.76	64.42	63.08	62.25	61.06	60.59	59.71
Gros	5.40	5.95	5.79	6.42	6.30	6.15	5.87	6.57
Pyr	7.38	7.99	8.47	8.80	8.43	8.75	8.98	7.90
Sps	24.17	21.30	21.32	21.70	23.02	24.03	24.56	25.82

Sample Label	NM92/22 point 25	NM92/22 point 26	NM92/22 point 27	NM92/22 point 28	NM92/22 point 29	NM92/22 point 30	NM92/22 point 31	NM92/22 point 32
SiO ₂	36.00	36.00	36.10	36.10	35.80	35.90	36.00	36.20
Al ₂ O ₃	20.30	20.20	20.30	20.30	20.20	20.20	20.20	20.10
MgO	1.72	1.56	1.50	1.49	1.45	1.36	1.31	1.33
TiO ₂	0	0	0	0.08	0	0.07	0.10	0
CaO	2.37	2.62	2.55	2.62	2.59	2.71	2.75	2.79
FeO	27.50	26.60	26.40	25.60	25.10	24.60	24.40	24.50
MnO	11.40	12.30	13.00	13.80	14.30	14.80	14.50	14.50
Total	99.24	99.32	99.86	99.93	99.53	99.64	99.16	99.56
based on 12 oxygens								
Si	2.948	2.951	2.944	2.941	2.933	2.937	2.955	2.966
Al ^{IV}	0.052	0.049	0.056	0.059	0.067	0.063	0.045	0.034
Al ^{VI}	1.907	1.902	1.895	1.890	1.883	1.884	1.909	1.907
Fe ³⁺	0.144	0.147	0.160	0.160	0.184	0.171	0.124	0.126
Fe ²⁺	1.740	1.676	1.641	1.584	1.536	1.512	1.551	1.552
Mg	0.210	0.191	0.182	0.181	0.177	0.166	0.160	0.162
Ca	0.208	0.230	0.223	0.229	0.227	0.238	0.242	0.245
Ti	0	0	0	0.005	0	0.004	0.006	0
Mn	0.791	0.854	0.898	0.952	0.992	1.025	1.008	1.006
X _{Mg} x100	10.772	10.212	10.002	10.253	10.337	9.884	9.368	9.474
Total Cat	8	8	8	8	8	8	8	8
New Fe ₂ O ₃	2.34	2.39	2.60	2.61	2.98	2.77	2.01	2.05
New FeO	25.40	24.45	24.06	23.25	22.42	22.10	22.59	22.66
New Calc Total	99.52	99.52	100.11	100.25	99.74	99.92	99.46	99.63
Alm	59.00	56.79	55.74	53.77	52.39	51.41	52.38	52.34
Gros	7.05	7.78	7.57	7.77	7.74	8.09	8.17	8.27
Pyr	7.12	6.47	6.18	6.14	6.04	5.64	5.40	5.46
Sps	26.82	28.94	30.50	32.32	33.83	34.85	34.04	33.93

Granat Profil 1 Fortsetzung

Sample Label	NM92/22 point 33	NM92/22 point 34	NM92/22 point 35	NM92/22 point 36	NM92/22 point 37	NM92/22 point 38	NM92/22 point 39	NM92/22 point 40
SiO ₂	36.30	36.30	36.40	36.00	36.30	36.60	36.50	36.30
Al ₂ O ₃	20.30	20.50	20.20	20.20	20.50	20.40	20.50	20.40
MgO	1.38	1.36	1.57	1.57	1.74	1.83	1.99	2.03
TiO ₂	0	0	0	0	0	0	0	0
CaO	2.65	2.47	2.57	2.58	2.28	2.07	2.19	1.96
FeO	24.90	24.90	26.40	26.90	28.10	29.00	29.80	30.40
MnO	14.60	13.30	12.70	12.10	11.50	10.60	9.40	9.00
Total	100.12	98.90	99.79	99.34	100.38	100.48	100.43	100.01
based on 12 oxygens								
Si	2.954	2.987	2.967	2.949	2.941	2.963	2.954	2.948
Al ^{IV}	0.046	0.013	0.033	0.051	0.059	0.037	0.046	0.052
Al ^{VI}	1.901	1.975	1.908	1.899	1.899	1.909	1.909	1.900
Fe ³⁺	0.145	0.038	0.125	0.152	0.160	0.128	0.137	0.152
Fe ²⁺	1.549	1.675	1.675	1.691	1.744	1.836	1.879	1.912
Mg	0.167	0.167	0.191	0.192	0.210	0.221	0.240	0.246
Ca	0.231	0.218	0.224	0.226	0.198	0.180	0.190	0.171
Ti	0	0	0	0	0	0	0	0
Mn	1.006	0.927	0.877	0.840	0.789	0.727	0.644	0.619
X _{Mg} X100	9.753	9.056	10.226	10.182	10.756	10.739	11.327	11.387
Total Cat	8	8	8	8	8	8	8	8
New Fe ₂ O ₃	2.38	0.62	2.03	2.46	2.63	2.10	2.26	2.49
New FeO	22.76	24.35	24.57	24.69	25.74	27.11	27.77	28.16
New Calc Total	100.37	98.89	100.04	99.60	100.68	100.71	100.61	100.34
Alm	52.46	56.08	56.45	57.34	59.30	61.94	63.63	64.86
Gros	7.83	7.30	7.54	7.66	6.73	6.07	6.43	5.80
Pyr	5.66	5.59	6.44	6.51	7.14	7.46	8.13	8.34
Sps	34.07	31.03	29.56	28.48	26.83	24.53	21.81	21.00

Sample Label	NM92/22 point 41	NM92/22 point 42	NM92/22 point 43	NM92/22 point 44	NM92/22 point 45	NM92/22 point 46	NM92/22 point 47	NM92/22 point 48
SiO ₂	36.30	36.30	36.50	36.60	36.60	36.60	36.40	36.20
Al ₂ O ₃	20.40	20.30	20.40	20.50	20.50	20.50	20.50	20.40
MgO	2.11	1.95	1.98	1.92	1.96	1.86	1.53	1.31
TiO ₂	0	0	0.08	0	0	0	0	0.17
CaO	2.12	2.67	2.41	2.60	2.55	1.71	1.83	2.54
FeO	30.60	30.20	30.20	30.60	30.10	30.10	28.50	27.50
MnO	8.70	8.50	8.50	8.60	8.70	10.00	11.70	12.30
Total	100.22	99.80	100.00	100.81	100.40	100.73	100.39	100.38
based on 12 oxygens								
Si	2.942	2.950	2.962	2.949	2.959	2.957	2.955	2.941
Al ^{IV}	0.058	0.050	0.038	0.051	0.041	0.043	0.045	0.059
Al ^{VI}	1.890	1.894	1.913	1.896	1.912	1.909	1.916	1.895
Fe ³⁺	0.168	0.156	0.116	0.155	0.129	0.133	0.129	0.143
Fe ²⁺	1.905	1.896	1.933	1.907	1.906	1.901	1.806	1.725
Mg	0.255	0.236	0.240	0.231	0.236	0.224	0.185	0.159
Ca	0.184	0.232	0.210	0.224	0.221	0.148	0.159	0.221
Ti	0	0	0.005	0	0	0	0	0.010
Mn	0.597	0.585	0.584	0.587	0.596	0.684	0.804	0.846
X _{Mg} X100	11.799	11.079	11.023	10.789	11.027	10.544	9.299	8.422
Total Cat	8	8	8	8	8	8	8	8
New Fe ₂ O ₃	2.76	2.56	1.90	2.56	2.12	2.19	2.11	2.34
New FeO	28.12	27.90	28.49	28.30	28.19	28.13	26.60	25.39
New Calc Total	100.51	100.18	100.26	101.08	100.62	100.99	100.67	100.65
Alm	64.77	64.29	65.15	64.67	64.41	64.29	61.14	58.45
Gros	6.26	7.87	6.44	7.60	7.47	5.01	5.38	7.49
Pyr	8.67	8.00	8.09	7.83	7.98	7.58	6.26	5.39
Sps	20.30	19.84	19.68	19.91	20.14	23.13	27.22	28.67

Granat Profil 1 Fortsetzung

Sample Label	NM92/22 point 49	NM92/22 point 50	NM92/22 point 51	NM92/22 point 52	NM92/22 point 53	NM92/22 point 54	NM92/22 point 55	NM92/22 point 56
SiO ₂	36.60	36.80	36.80	36.50	36.40	36.80	36.80	36.70
Al ₂ O ₃	20.40	20.40	20.40	20.60	20.50	20.40	20.60	20.80
MgO	1.55	1.86	2.14	2.25	2.51	2.66	2.82	3.20
TiO ₂	0.19	0.16	0.14	0.07	0.08	0.15	0.08	0.10
CaO	6.40	5.26	4.76	3.79	3.32	3.12	2.22	1.95
FeO	27.20	28.80	30.00	30.60	31.40	32.60	33.20	33.70
MnO	7.90	7.20	6.60	6.10	5.80	5.70	4.90	4.20
Total	100.29	100.44	100.84	99.98	99.94	101.39	100.65	100.52
based on 12 oxygens								
Si	2.946	2.957	2.946	2.949	2.939	2.934	2.955	2.939
Al ^{IV}	0.054	0.043	0.054	0.051	0.061	0.066	0.045	0.061
Al ^{VI}	1.881	1.889	1.871	1.911	1.890	1.851	1.904	1.902
Fe ³⁺	0.150	0.134	0.165	0.131	0.162	0.198	0.132	0.146
Fe ²⁺	1.681	1.801	1.843	1.937	1.958	1.975	2.098	2.111
Mg	0.186	0.223	0.255	0.271	0.302	0.316	0.338	0.382
Ca	0.552	0.453	0.408	0.328	0.287	0.266	0.191	0.167
Ti	0.012	0.010	0.008	0.004	0.005	0.009	0.005	0.006
Mn	0.539	0.490	0.448	0.418	0.397	0.385	0.333	0.285
X _{Mg} x100	9.963	11.010	12.170	12.275	13.369	13.797	13.860	15.325
Total Cat	8	8	8	8	8	8	8	8
New Fe ₂ O ₃	2.48	2.22	2.74	2.15	2.67	3.31	2.18	2.43
New FeO	24.97	26.80	27.53	28.66	29.00	29.63	31.24	31.52
New Calc Total	100.49	100.70	101.11	100.13	100.28	101.76	100.84	100.89
Alm	56.83	60.70	62.39	65.57	66.51	67.13	70.88	71.68
Gros	18.66	15.27	13.81	11.10	9.75	9.04	6.45	5.67
Pyr	6.29	7.52	8.63	9.17	10.26	10.74	11.42	12.97
Sps	18.22	16.51	15.17	14.15	13.49	13.09	11.25	9.68

Sample Label	NM92/22 point 57	NM92/22 point 58	NM92/22 point 59	NM92/22 point 60
SiO ₂	36.90	36.60	36.80	36.90
Al ₂ O ₃	20.70	21.00	20.90	21.00
MgO	3.23	3.77	4.13	3.86
TiO ₂	0.09	0	0	0
CaO	2.00	1.15	0.96	0.82
FeO	34.30	35.50	36.00	36.10
MnO	3.40	2.56	1.91	2.16
Total	100.59	100.55	100.68	100.75
based on 12 oxygens				
Si	2.955	2.926	2.934	2.943
Al ^{IV}	0.045	0.074	0.066	0.057
Al ^{VI}	1.909	1.905	1.898	1.917
Fe ³⁺	0.125	0.169	0.168	0.140
Fe ²⁺	2.173	2.205	2.232	2.268
Mg	0.386	0.449	0.491	0.459
Ca	0.172	0.099	0.082	0.070
Ti	0.005	0	0	0
Mn	0.231	0.173	0.129	0.146
X _{Mg} x100	15.074	16.929	18.027	16.830
Total Cat	8	8	8	8
New Fe ₂ O ₃	2.07	2.80	2.80	2.33
New FeO	32.44	32.98	33.48	34.00
New Calc Total	100.83	100.86	100.98	101.07
Alm	73.36	75.36	76.07	77.06
Gros	5.81	3.38	2.79	2.38
Pyr	13.03	15.35	16.73	15.60
Sps	7.80	5.91	4.40	4.96

Amphibolit

Amphibol

Sample Label	NM92/23 dark core I	NM92/23 dark core I	NM92/23 dark core II	NM92/23 bright rim I	NM92/23 bright rim I	NM92/23 bright rim II	NM92/23 small bright III
SiO ₂	52.80	52.60	51.60	41.80	42.80	44.80	43.00
TiO ₂	0.09	0.07	0.08	0.47	0.47	0.41	0.45
Al ₂ O ₃	3.94	4.02	4.42	15.50	15.20	13.50	15.50
Cr ₂ O ₃	0.20	0.27	0.18	0	0	0.16	0
FeO	12.40	11.90	12.10	15.10	15.10	14.40	15.00
MnO	0.24	0.20	0.21	0.19	0.22	0.22	0.21
MgO	15.30	15.40	15.20	9.00	9.20	10.20	9.20
CaO	11.20	11.30	11.40	10.70	11.20	11.10	10.80
K ₂ O	0.09	0.09	0.08	0.40	0.43	0.32	0.44
Na ₂ O	0.65	0.61	0.66	1.83	1.52	1.61	1.88
Total	96.91	96.46	95.93	94.99	96.14	96.72	96.48
based on 23 oxygens							
Si	7.536	7.532	7.463	6.273	6.357	6.574	6.344
Ti	0.009	0.009	0.009	0.054	0.054	0.044	0.053
Al ^{IV}	0.464	0.468	0.537	1.727	1.643	1.426	1.656
Al ^{VI}	0.196	0.212	0.219	1.013	1.018	0.909	1.038
Cr	0.026	0.034	0.017	0	0	0.018	0
Fe ³⁺	0.600	0.542	0.546	0.566	0.408	0.426	0.490
Fe ²⁺	0.884	0.887	0.913	1.327	1.467	1.337	1.362
Mn	0.026	0.026	0.026	0.027	0.027	0.026	0.027
Mg	3.258	3.288	3.275	2.009	2.035	2.229	2.021
Ca	1.715	1.739	1.764	1.722	1.785	1.745	1.710
K	0.017	0.017	0.017	0.072	0.080	0.062	0.080
Na	0.180	0.172	0.182	0.532	0.437	0.459	0.541
X _{Mg}	0.787	0.788	0.782	0.602	0.581	0.625	0.597
Total Cat	14.911	14.926	14.969	15.321	15.311	15.255	15.322
Name	Actinolite	Actinolite	Actinolitic Hornblende	Alumino- Tscherm. Hb.	Alumino- Tscherm. Hb	Magnesio Hornblende	Alumino- Tscherm. Hb.

Granat

Sample Label	NM92/23 core, I	NM92/23 core, II	NM92/23 core, III	NM92/23 rim, I	NM92/23 rim, II	NM92/23 rim, III
SiO ₂	36.90	37.20	37.20	37.30	37.00	37.80
Al ₂ O ₃	20.90	20.70	20.80	20.70	20.80	21.20
MgO	1.71	1.51	1.58	2.00	1.94	2.13
TiO ₂	0.12	0.21	0.17	0.11	0.14	0
CaO	9.10	8.90	9.00	9.30	9.10	9.00
FeO	25.80	24.20	25.00	26.90	26.60	27.10
MnO	5.50	7.40	6.50	3.60	4.00	3.10
Total	100.11	100.14	100.24	99.93	99.64	100.33
based on 12 oxygens						
Si	2.947	2.975	2.968	2.976	2.963	2.997
Al ^{IV}	0.053	0.025	0.032	0.024	0.037	0.003
Al ^{VI}	1.915	1.926	1.924	1.922	1.926	1.978
Fe ³⁺	0.123	0.075	0.086	0.088	0.094	0.024
Fe ²⁺	1.600	1.544	1.582	1.706	1.688	1.773
Mg	0.204	0.180	0.188	0.238	0.232	0.252
Ca	0.779	0.762	0.769	0.795	0.781	0.765
Ti	0.007	0.013	0.010	0.007	0.008	0
Mn	0.372	0.501	0.439	0.243	0.271	0.208
X _{Mg} x100	11.289	10.444	10.620	12.235	12.067	12.437
Total Cat	8	8	8	8	8	8
New Fe ₂ O ₃	2.05	1.24	1.44	1.47	1.56	0.41
New FeO	23.95	23.08	23.70	25.57	25.20	26.73
New Calc Total	100.24	100.24	100.39	100.06	99.74	100.37
Alm	54.15	51.69	53.12	57.21	56.80	59.14
Andr	6.01	3.72	4.26	4.36	4.64	1.20
Gros	20.35	21.79	21.57	22.30	21.64	24.32
Pyr	6.90	6.03	6.31	7.98	7.81	8.41
Sps	12.59	16.77	14.74	8.15	9.12	6.94

Plagioklas

Sample Label	NM92/23 bright	NM92/23 dark/bright	NM92/23 dark	NM92/23 dark
Na ₂ O	9.20	10.00	11.60	11.50
SiO ₂	62.60	64.60	67.50	67.80
Al ₂ O ₃	22.60	21.60	19.60	19.50
CaO	4.20	2.83	0.51	0.49
K ₂ O	0.06	0.05	0.03	0.04
FeO	0	0	0.11	0.10
Total	98.90	99.12	99.33	99.41
based on 8 oxygens				
Si	2.804	2.869	2.974	2.983
Al	1.193	1.131	1.018	1.011
Fe ²⁺	0	0	0.004	0.004
Ca	0.202	0.135	0.024	0.023
Na	0.799	0.861	0.991	0.981
K	0.003	0.003	0.002	0.002
X _{Mg} x100	-	-	0	0
Total Cat	5.001	4.998	5.013	5.003
New Fe ₂ O ₃	-	-	-	-
New FeO	-	-	-	-
New Calc Total	-	-	-	-
Albite	79.582	86.231	97.466	97.482
Anorthite	20.077	13.485	2.368	2.295
Orthoclase	0.342	0.284	0.166	0.223

Chlorit

Sample Label	NM92/23 -	NM92/23 -
SiO ₂	25.90	26.00
Al ₂ O ₃	21.30	21.20
MgO	18.40	18.20
Na ₂ O	0	0
K ₂ O	0	0.04
TiO ₂	0.09	0.09
CaO	0	0
FeO	20.30	19.70
MnO	0.12	0
BaO	0	0
Cl	0	0
Cr ₂ O ₃	0	0.10
Total	86.10	85.48
based on 28 oxygens		
Si	5.408	5.459
Al	5.242	5.246
Fe ²⁺	3.545	3.459
Mg	5.727	5.696
K	0	0.011
Ti	0.014	0.014
Mn	0.021	0
Cr	0	0.017
X _{Mg} x100	61.770	62.220
Total Cat	19.957	19.901
New Fe ₂ O ₃	-	-
New FeO	-	-

mittelkörniger O-Gneis

Hellglimmer

Sample Label	NM93/121 dark core, l	NM93/121 dark core, l	NM93/121 bright rim, l	NM93/121 bright rim, l	NM93/121 bright	NM93/121 small grain	NM93/121 small grain
Na ₂ O	0.90	0.91	0.11	0.08	0.12	0.10	0.11
SiO ₂	45.20	44.90	48.80	48.50	47.80	48.30	47.10
Al ₂ O ₃	34.80	34.70	26.60	26.90	27.10	26.50	27.30
MgO	0.68	0.76	1.71	1.67	1.55	1.62	1.50
K ₂ O	10.10	10.30	10.90	11.10	11.20	11.10	10.90
TiO ₂	0.20	0.14	0.33	0.23	0.24	0.12	0.28
BaO	0	0	0	0	0.08	0	0
FeO	1.46	1.75	5.30	5.20	5.50	5.10	5.20
MnO	0	0	0	0	0.05	0	0
Total	93.39	93.48	93.71	93.64	93.60	92.94	92.45
based on 22 oxygens							
Si	6.147	6.120	6.745	6.715	6.651	6.747	6.620
Al	5.578	5.574	4.333	4.390	4.444	4.363	4.522
Fe ²⁺	0.166	0.199	0.613	0.602	0.640	0.596	0.611
Mg	0.138	0.154	0.352	0.345	0.322	0.337	0.314
Na	0.237	0.240	0.029	0.021	0.032	0.027	0.030
K	1.752	1.791	1.922	1.961	1.988	1.978	1.954
Ti	0.020	0.014	0.034	0.024	0.025	0.013	0.030
Mn	0	0	0	0	0.006	0	0
Ba	0	0	0	0	0.004	0	0
X _{Mg} x100	45.363	43.635	36.514	36.407	33.438	36.153	33.959
Total Cat	14.039	14.094	14.030	14.057	14.112	14.061	14.082
New Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-
New FeO	-	-	-	-	-	-	-
New Calc Total	-	-	-	-	-	-	-
Paragonit	0.1193	0.1184	0.0151	0.0108	0.0160	0.0135	0.0151
Muskovit	0.7444	0.7623	0.5562	0.5749	0.6052	0.5507	0.6243
Phengit	0.0863	0.0693	0.3787	0.3643	0.3288	0.3858	0.3106
Biotit	0.0500	0.0500	0.0500	0.0500	0.0500	0.0500	0.0500

Alkali-Feldspat

Sample Label	Nm93/121 mid	NM93/121 rim
SiO ₂	64.60	64.20
Al ₂ O ₃	18.50	18.50
Na ₂ O	0.81	0.71
K ₂ O	16.00	16.00
CaO	0	0
BaO	0.11	0.10
FeO	0	0.06
Total	99.98	99.64
based on 8 oxygens		
Si	2.988	2.984
Al	1.009	1.014
Fe ²⁺	0	0.002
Na	0.073	0.064
K	0.944	0.949
Ba	0.002	0.002
X _{Mg} x100	-	0
Total Cat	5.016	5.015
New Fe ₂ O ₃	-	-
New FeO	-	-
New Calc Total	-	-
Albite	7.144	6.318
Orthoclase	92.856	93.682

Plagioklas

Sample Label	NM93/121 mid	NM93/121 mid	NM93/121 within alk-fdsp	NM93/121 within alk-fdsp
SiO ₂	68.40	68.20	68.30	68.20
Al ₂ O ₃	19.40	19.40	19.50	19.60
Na ₂ O	11.40	11.40	11.40	11.40
K ₂ O	0.07	0.17	0.07	0.09
CaO	0.21	0.28	0.22	0.29
FeO	0.06	0	0	0
Total	99.51	99.50	99.48	99.58
based on 8 oxygens				
Si	2.999	2.995	2.996	2.990
Al	1.002	1.004	1.008	1.013
Fe ²⁺	0.002	0	0	0
Ca	0.010	0.013	0.010	0.014
Na	0.969	0.971	0.969	0.969
K	0.004	0.010	0.004	0.005
X _{Mg} x100	0	-	-	-
Total Cat	4.986	4.993	4.987	4.991
New Fe ₂ O ₃	-	-	-	-
New FeO	-	-	-	-
New Calc Total	-	-	-	-
Albite	98.598	97.715	98.551	98.111
Anorthite	1.004	1.326	1.051	1.379
Orthoclase	0.398	0.959	0.398	0.510

Biotit		
Sample Label	NM93/121 small relict	NM93/121 small relict
SiO ₂	47.70	35.10
Al ₂ O ₃	27.80	16.10
MgO	1.52	4.06
Na ₂ O	0.09	0
K ₂ O	11.10	9.20
TiO ₂	0.27	1.58
CaO	0	0
FeO	5.50	28.40
MnO	0	0.21
BaO	0	0
Cl	0	0.11
Cr ₂ O ₃	0	0
Total	93.94	94.81
based on 22 oxygens		
Si	6.601	5.637
Al	4.534	3.048
Fe ²⁺	0.636	3.815
Mg	0.314	0.972
Na	0.024	0
K	1.960	1.885
Ti	0.028	0.191
Mn	0	0.029
Cl	0	0.030
X _{Mg} x100	33.005	20.308
Total Cat	14.096	15.606
New Fe ₂ O ₃	-	-
New FeO	-	-
New Calc Total	-	-
Phlogopit	33.01	20.31
Annit	66.99	79.69

Granat				
Sample Label	NM93/121 mid I	NM93/121 mid II	NM93/121 rim I	NM93/121 rim II
SiO ₂	37.90	38.00	37.80	37.40
Al ₂ O ₃	20.80	20.80	20.90	20.90
MgO	0.17	0.14	0.19	0.16
TiO ₂	0.12	0.15	0.12	0.09
CaO	19.00	19.90	16.80	17.10
FeO	19.40	17.00	21.20	21.10
MnO	3.00	4.40	3.20	3.10
Total	100.37	100.31	100.24	99.89
based on 12 oxygens				
Si	2.976	2.977	2.987	2.964
Al ^{IV}	0.024	0.023	0.013	0.036
Al ^{VI}	1.901	1.898	1.933	1.916
Fe ³⁺	0.109	0.107	0.066	0.108
Fe ²⁺	1.165	1.007	1.335	1.291
Mg	0.020	0.016	0.022	0.019
Ca	1.599	1.671	1.422	1.452
Ti	0.007	0.009	0.007	0.005
Mn	0.200	0.292	0.214	0.208
X _{Mg} x100	1.679	1.598	1.649	1.444
Total Cat	8	8	8	8
New Fe ₂ O ₃	1.841	1.809	1.107	1.813
New FeO	17.743	15.372	20.204	19.469
New Calc Total	100.570	100.570	100.320	100.030
Alm	39.04	33.72	44.60	43.47
Andr	5.42	5.34	3.30	5.34
Gros	48.16	50.62	44.21	43.55
Pyr	0.67	0.54	0.74	0.64
Sps	6.70	9.78	7.15	7.00

Bio-Ser-Sill-Schiefer

Plagioklas

Sample Label	NM92/20b mid II	NM92/20b mid II	NM92/20b rim I	NM92/20b rim I	NM92/20b rim II	NM92/20b filled plag III	NM92/20b filled plag III	NM92/20b filled plag III
Na ₂ O	9.80	9.70	9.60	9.90	9.70	11.30	10.70	11.00
SiO ₂	64.10	63.50	63.10	64.20	63.30	66.80	70.90	66.60
Al ₂ O ₃	22.30	22.40	22.10	21.80	21.90	19.70	21.50	19.80
CaO	3.21	3.38	3.40	2.73	3.06	0.67	0.56	0.72
K ₂ O	0.16	0.19	0.23	0.23	0.29	0.08	0.10	0.10
FeO	0.05	0.06	0.14	0.16	0.09	0.11	0.13	0.22
Total	99.50	99.10	98.50	98.90	98.30	98.60	103.80	98.30
based on 8 oxygens								
Si	2.838	2.825	2.828	2.857	2.841	2.965	2.970	2.962
Al	1.164	1.175	1.167	1.144	1.158	1.031	1.062	1.038
Fe ²⁺	0.002	0.002	0.005	0.006	0.003	0.004	0.005	0.008
Ca	0.152	0.161	0.163	0.130	0.147	0.032	0.025	0.034
Na	0.841	0.837	0.834	0.854	0.844	0.972	0.869	0.948
K	0.009	0.011	0.013	0.013	0.017	0.005	0.005	0.006
Total Cat	5.006	5.011	5.012	5.005	5.010	5.008	4.936	4.996
New Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-
New FeO	-	-	-	-	-	-	-	-
New Calc Total	-	-	-	-	-	-	-	-
Albite	83.910	82.957	82.544	85.641	83.752	96.393	96.612	95.955
Anorthite	15.188	15.974	16.155	13.050	14.600	3.158	2.794	3.471
Orthoclase	0.901	1.069	1.301	1.309	1.648	0.449	0.594	0.574

Hellglimmer

Sample Label	NM92/20b mid l	NM92/20b mid l	NM92/20b rim l	NM92/20b Ser (ex-Sill)	NM92/20b Ser (ex-Sill)
Na ₂ O	0.51	0.42	0.47	0.21	0.16
SiO ₂	45.00	45.00	44.80	45.70	45.70
Al ₂ O ₃	35.20	35.70	35.00	33.50	32.70
MgO	0.47	0.44	0.46	0.94	1.17
K ₂ O	10.70	10.90	10.80	11.00	10.90
TiO ₂	1.11	0.67	1.14	0.12	0.21
BaO	0.11	0	0.09	0.29	0.25
FeO	0.81	0.88	0.86	2.25	3.27
Cr ₂ O ₃	0	0	0.09	0	0
Cl	0.02	0	0	0	0.03
Total	93.93	93.97	93.79	93.99	94.27
based on 22 oxygens					
Si	6.086	6.078	6.081	6.228	6.236
Al	5.611	5.683	5.599	5.381	5.259
Fe ²⁺	0.092	0.099	0.098	0.256	0.306
Fe ³⁺	-	-	-	-	0.066
Mg	0.095	0.089	0.093	0.191	0.238
Na	0.134	0.110	0.124	0.055	0.042
K	1.846	1.878	1.870	1.913	1.897
Ti	0.113	0.068	0.116	0.012	0.022
Cl	0.005	0	0	0	0.007
Cr	0	0	0.010	0	0
Ba	0.006	0	0.005	0.015	0.013
X _{Mg} x100	50.844	47.126	48.809	42.685	38.943
Total Cat	13.987	14.006	13.995	14.053	14.087
New Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-
New FeO	-	-	-	-	-
New Calc Total	-	-	-	-	-
Paragonit	0.0675	0.0553	0.0628	0.0282	0.0218
Muskovit	0.8133	0.8349	0.8199	0.7998	0.8174
Phengit	0.0692	0.0598	0.0668	0.1220	0.1108
Biotit	0.0500	0.0500	0.0500	0.0500	0.0500

Biotit

Sample Label	NM92/20b dark core I	NM92/20b dark core I	NM92/20b dark core I	NM92/20b rim I near plag	NM92/20b rim I near plag	NM92/20b small bio core	NM92/20b small bio core
SiO ₂	34.90	34.30	33.70	33.80	33.60	33.80	33.90
Al ₂ O ₃	22.20	20.50	19.10	18.80	18.60	18.70	18.50
MgO	6.12	6.14	6.25	5.98	6.18	5.77	6.04
Na ₂ O	0.09	0	0.09	0	0.06	0.09	0.09
K ₂ O	9.90	9.50	9.60	9.50	9.70	9.60	9.30
TiO ₂	2.02	2.59	2.76	3.08	3.10	2.90	3.13
FeO	19.30	20.90	22.80	23.00	23.40	23.90	23.30
MnO	0.28	0.23	0.26	0.37	0.29	0.52	0.47
Total	94.89	94.14	94.53	94.58	94.92	95.17	94.77
based on 22 oxygens							
Si	5.332	5.328	5.291	5.312	5.279	5.301	5.323
Al	3.998	3.753	3.534	3.482	3.444	3.457	3.423
Fe ²⁺	2.466	2.715	2.993	3.023	3.075	3.135	3.059
Mg	1.394	1.422	1.463	1.401	1.448	1.349	1.414
Na	0.027	0	0.027	0	0.018	0.027	0.027
K	1.930	1.883	1.923	1.905	1.944	1.921	1.863
Ti	0.232	0.303	0.326	0.364	0.366	0.342	0.370
Mn	0.036	0.030	0.035	0.049	0.039	0.069	0.063
X _{Mg} x100	36.113	34.370	32.825	31.670	32.009	30.088	31.605
Total Cat	15.415	15.434	15.592	15.536	15.614	15.602	15.541
New Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-
New FeO	-	-	-	-	-	-	-
New Calc Total	-	-	-	-	-	-	-
Phlogopit	36.11	34.37	32.82	31.67	32.01	30.09	31.61
Annit	63.89	65.63	67.18	68.33	67.99	69.91	68.39

Granat Profil 2 (Abb. 4-5)

Sample Label	NM92/20b point 1	NM92/20b point 2	NM92/20b point 3	NM92/20b point 4	NM92/20b point 5	NM92/20b point 6	NM92/20b point 7	NM92/20b point 8
SiO ₂	36.40	36.40	36.20	36.20	36.20	36.10	36.30	36.30
Al ₂ O ₃	20.40	20.20	19.80	19.70	19.50	19.70	19.80	20.00
MgO	1.24	1.50	1.54	1.54	1.41	1.33	1.57	1.55
TiO ₂	0.05	0.08	0.09	0.08	0.13	0.27	0.11	0.10
CaO	1.08	1.28	0.77	0.81	0.77	0.74	0.84	1.07
FeO	30.70	30.60	30.80	31.00	30.50	31.10	30.80	31.00
MnO	10.80	11.00	11.30	11.10	11.50	11.50	11.10	11.30
Total	100.62	101.04	100.52	100.45	100.01	100.77	100.56	101.23
based on 12 oxygens								
Si	2.962	2.948	2.953	2.956	2.972	2.946	2.960	2.936
Al ^{IV}	0.038	0.052	0.047	0.044	0.028	0.054	0.040	0.064
Al ^{VI}	1.919	1.876	1.857	1.852	1.859	1.840	1.863	1.843
Fe ³⁺	0.113	0.166	0.178	0.182	0.154	0.181	0.165	0.209
Fe ²⁺	1.976	1.906	1.923	1.935	1.940	1.941	1.936	1.888
Mg	0.150	0.181	0.187	0.187	0.173	0.162	0.191	0.187
Ca	0.094	0.111	0.067	0.071	0.068	0.065	0.073	0.093
Ti	0.003	0.005	0.006	0.005	0.008	0.017	0.007	0.006
Mn	0.744	0.755	0.781	0.768	0.800	0.795	0.767	0.774
X _{Mg} x100	7.074	8.677	8.874	8.833	8.169	7.694	8.974	9.006
Total Cat	8	8	8	8	8	8	8	8
New Fe ₂ O ₃	1.85	2.73	2.90	2.96	2.49	2.95	2.68	3.43
New FeO	29.04	28.14	28.19	28.33	28.26	28.44	28.39	27.92
New Calc Total	100.86	101.33	100.79	100.73	100.26	101.04	100.79	101.66
Alm	66.67	64.54	65.01	65.35	65.08	65.51	65.25	64.17
Gros	3.17	3.76	2.27	2.40	2.28	2.19	2.46	3.16
Pyr	5.06	6.13	6.32	6.32	5.80	5.47	6.44	6.36
Sps	25.10	25.57	26.40	25.94	26.84	26.83	25.85	26.31

Granat Profil 2 Forts.

Sample Label	NM92/20b point 9	NM92/20b point 10
SiO ₂	36.50	36.40
Al ₂ O ₃	20.50	20.40
MgO	1.54	1.31
TiO ₂	0.01	0.07
CaO	1.30	1.02
FeO	30.10	30.90
MnO	11.00	10.60
Total	100.88	100.77

based on 12 oxygens

Si	2.954	2.960
Al ^{IV}	0.046	0.040
Al ^{VI}	1.909	1.916
Fe ³⁺	0.135	0.115
Fe ²⁺	1.902	1.987
Mg	0.186	0.159
Ca	0.113	0.089
Ti	0.001	0.004
Mn	0.754	0.730
X _{Mg} x100	8.899	7.403
Total Cat	8	8
New Fe ₂ O ₃	2.22	1.88
New FeO	28.10	29.21
New Calc Total	101.17	100.89
Alm	64.37	67.02
Gros	3.82	3.00
Pyr	6.29	5.36
Sps	25.52	24.62

6. Gesteinschemie

6.1. Allgemeines

Dreiunddreißig RFA-Gesamtgesteins-Analysen (siehe Tab. 6-1) wurden an einem PHILIPS-Spektrometer PW2400 (PHILIPS Software X47, Vers. 3.9c) am Institut für Petrologie der Universität Wien durchgeführt. Die Herstellung des analysenfeinen Probenpulvers erfolgte durch 1-stündiges Mahlen in einer Achatmühle. Die Hauptelemente wurden an Glaspillen aus geschmolzenem Probenpulver gemessen (Lithium Tetraborat als Flußmittel), die Messung der Spurenelemente erfolgte an Preßpillen aus analysenfein-gemahlenem Probenpulver mit einem Polyvinylalkohol-Binder.

Die Matrixkorrektur für die Spurenelemente wurde direkt mit den gemessenen Hauptelement-Konzentrationen berechnet. Die resultierenden Konzentrationen der Haupt- und Spurenelemente wurden aus den beobachteten Intensitäten unter Verwendung des Programms MAJORS & TRACES Vers. 11/93 (PETRAKAKIS et al. 1993) kalkuliert, der Fe-Gehalt wurde als Fe_2O_3 (Gesamt-Fe als Fe^{3+}) dargestellt. *Loss on ignition* (LOI) wurde aus dem Gewichtsverlust durch Erhitzen bestimmt, wobei die Glimmerschiefer und O-Gneise bei 850°C , die Amphibolite zwischen $900\text{-}950^\circ\text{C}$ geglüht wurden. Weitere Details der grundsätzlichen Methodik und Probenpräparation finden sich in NISBET et al. (1979, 264-279).

Die geochemische und geotektonische Klassifizierung von Gesteinen anhand von Diskriminations-Diagrammen ist selbst bei nicht metamorphen Lithologien schwierig und bedarf einer kritischen Verwendung (McLENNAN et al. 1990, 2032-2037). Durch die Metamorphose und der damit verbundenen selektiven Elementmobilisierung kommen zusätzliche Unsicherheitsfaktoren dazu (BELL & CUFF 1989, 443-444). Die folgenden Diskriminierungsdiagramme stellen einen Versuch dar, die Gesteine des Arbeitsgebietes trotz dieser Problematik geochemisch zu klassifizieren.

6.2. Geochemie der unterschiedlichen Lithologien

Ortho-Gneise

Aufbauend auf den ersten systematischen Untersuchungen von PEARCE et al. (1984, 956-983) erwies sich die Geochemie als ein sehr brauchbares Instrument zur geotektonischen Klassifizierung von granitoiden Gesteinen.

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurden zehn Ortho-Gneise/Metagranite mit der RFA geochemisch untersucht. Die anhand der Dünnschliff-Untersuchung durchgeführte Trennung in mittelkörnigen O-Gneis ohne Bio, mittelkörnigen O-Gneis mit Bio und grobkörnigen O-Gneis erwies sich in der Geochemie wegen der überraschenden Einheitlichkeit der Werte als nicht zielführend, weshalb in den Diskriminations-Diagrammen lediglich die Grobgnese mit einem anderen Symbol versehen wurden (Abb. 6-1). Die Gneise sind durchwegs peraluminös und relativ arm an Na, als kleine Unterschiede innerhalb der drei Gruppen fallen die leichte Anreicherung von Rb und Pb

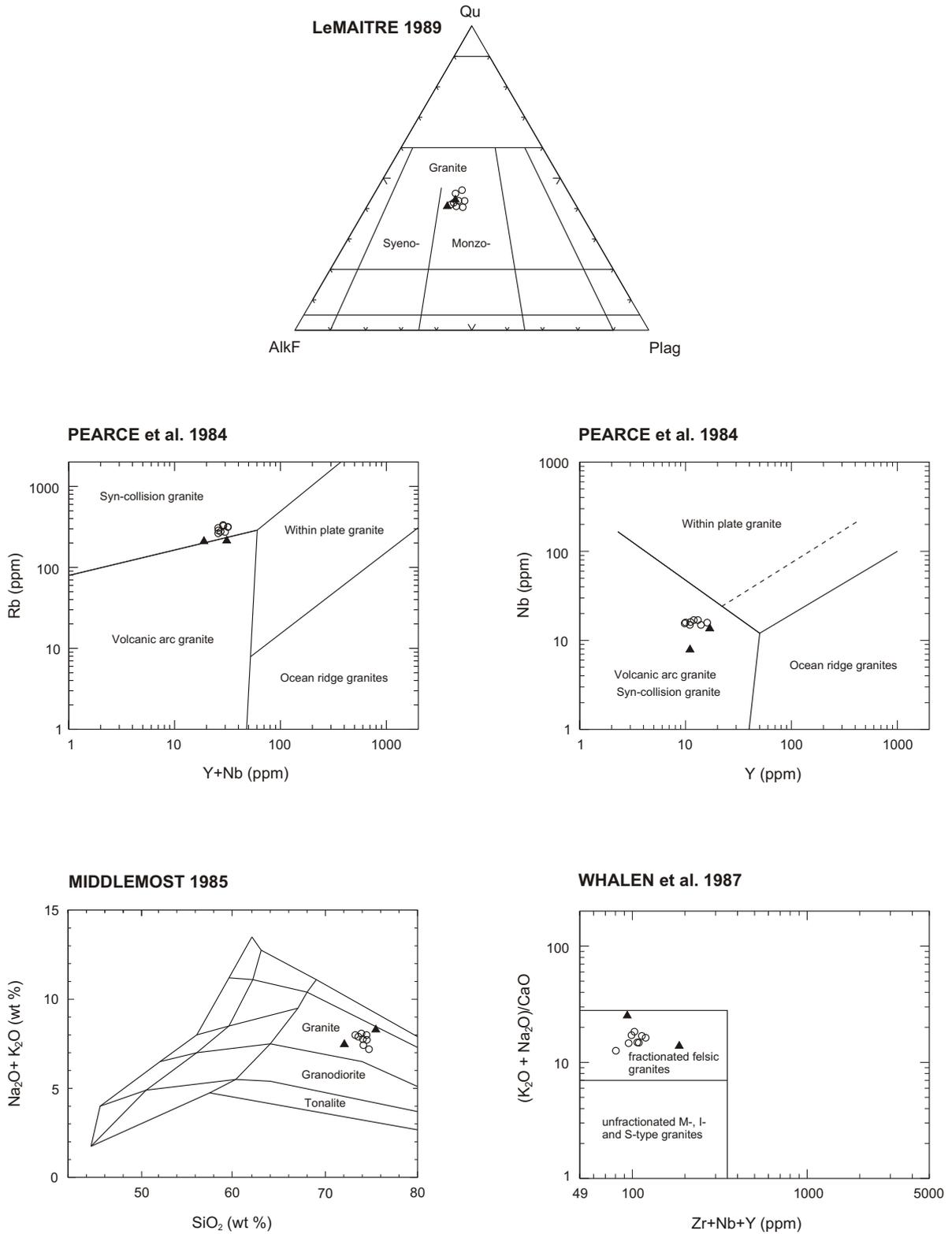


Abb. 6-1: Haupt- und Spurenelement Diskriminations-Diagramme der Ortho-Gneise:
 ▲ Grobgneiss, ○ mittelkörniger O-Gneiss; normative Position im Streckeisen-Diagramm.

beim mittelkörnigen O-Gneis mit Bio und die Verarmung an Zn beim Grobgnais relativ zum Durchschnitt auf (Tab. 6-1).

In der Darstellung von LeMAITRE (1989, Abb. B.4), wo die chemischen Daten in ein normatives Qu-Plag-AlkF Diagramm umgerechnet werden, sind die O-Gneise klar als ehemalige Monzo-Granite zu klassifizieren (NEUBAUER et al. 1992, 104-105), nach WHALEN et al. (1987, Abb. 5.b) handelt es sich um fraktionierte felsische Granite (Abb. 6-1). Über die geotektonische Einstufung geben die Rb-(Y+Nb) und Nb-Y Diagramme von PEARCE et al. (1984, Abb. 4 u. 3) Auskunft, demnach zeigen die Gesteine eine *syn-collision* Granit Signatur, wobei die Grobgnais bereits im Grenzbereich zur *volcanic-arc* Signatur zu liegen kommen. Diese Ergebnisse stimmen sehr gut mit den geochemischen Eigenschaften der 2-Glimmergranite bei PEINDL (1991, 32) überein, für die dieser Autor wegen der hohen Al- und Sr-Gehalte und der *SEE-pattern* eine anatektische Bildung aus Metapeliten annimmt.

Die mittelkörnigen O-Gneise zeigen sich in allen Diskriminations-Diagrammen sehr homogen, was auch sehr gut mit dem relativ einheitlichen Aussehen im Gelände zusammenpaßt, lediglich die Grobgnais verhalten sich leicht unterschiedlich, die aber durch eine größere Datenmenge und besonders durch SEE- und isotopengeologische Untersuchungen besser charakterisiert werden müßten.

Amphibolite

Von den fünf mit der RFA untersuchten Amphiboliten werden alle Proben bis auf NM93/119, die einen Übergang zu den Glimmerschiefern darstellt, in diesem Abschnitt behandelt und auf ihre geochemische und geotektonische Klassifizierung hin untersucht.

In diesem aufschlußarmen, polymetamorphen und stark tektonisierten Gebiet stellt die Geochemie, und dort vor allem die weniger mobilen Spurenelemente, die einzige Möglichkeit dar, etwas über die Ausgangsgesteine der Amphibolite aussagen zu können.

Die Proben zeigen sehr homogene Elementgehalte, eine Ausnahme stellt NM93/79 dar, die durch stark erhöhte MgO, Ni und Cr Gehalte auffällt, SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Na₂O und Sr sind erniedrigt (Tab. 6-1). Der SiO₂-Gehalt der Amphibolite liegt bis auf NM93/102 durchwegs unter 50%, im Diagramm SiO₂ versus Na₂O+K₂O nach LeMAITRE (1989, Abb. B14) zeigen die Proben eine basaltische Zusammensetzung.

Die TiO₂-Gehalte sind durchwegs relativ hoch (MILLER et al. 1988, 107), die Werte der *transitions-metals* Ni, Sc, Cr, V und Ti bewegen sich innerhalb der Bandbreite normaler MOR-Basalte (SUN et al. 1979, 120-125). Im Diagramm Cr versus Ti nach PEARCE (1975, Abb. 5) können die Proben als Ozeanboden-Basalte klassifiziert werden, zum gleichen Ergebnis kommt man im Diagramm Ti versus V nach SHERVAIS (1982, Abb. 2), wo zusätzlich eine lineare Korrelation zwischen diesen beiden Elementen feststellbar ist, die aber durch mehr Daten untermauert werden müßte (Abb. 6-2).

Die Konzentration der *large-ion-lithophile*- und *high-field-strength*-Elemente ist generell niedrig (z.B. Y, Nb), was ebenfalls eher auf einen Ozeanboden-Basalt als Protolith der Amphibolite hinweist. Das Verhältnis von Nb/Zr beläuft sich auf $0,099 \pm 0,033$, jenes von Zr/Y ist mit $3,60 \pm 0,08$ relativ hoch, in den Variationsdiagrammen TiO₂-Zr und Y-Zr ergibt sich ein sehr ähnlicher Trend zu den *N-type high-Ti eclogites* von der Kor- und Saualpe (MILLER et al. 1988, 114). In den Diskriminations-Diagrammen Zr-Nb-Y (MESCHÉDE, 1986, Abb. 1) und Zr-Ti-Y (PEARCE & CANN 1973, Abb. 3) sind die Gesteine ebenfalls klar als Ozeanboden-Basalte zu klassifizieren. Die geotektonische

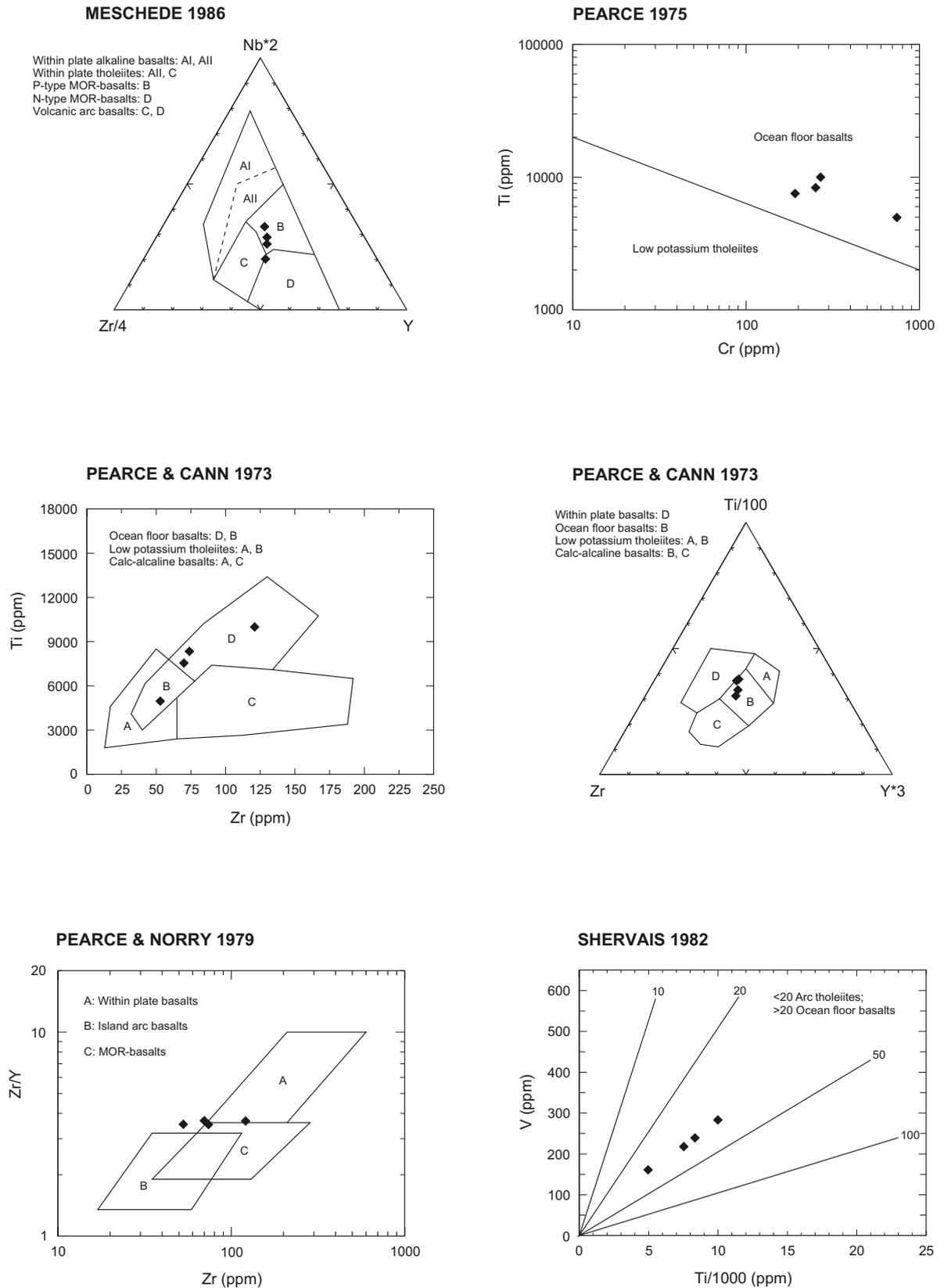


Abb. 6-2: Spurenelement Diskriminations-Diagramme von den Amphiboliten ohne Probe NM93/119 (Amphibolit-Schiefer).

Zuweisung anhand des Diagrammes (Zr/Y)-Zr (PEARCE & NORRY 1979, Abb. 3) ist nicht ganz eindeutig, da die Probenpunkte genau zwischen dem *within plate basalts*- und dem *island arc* Feld plotten, wo sie einen linearen Trend bilden (Abb. 6-2). In den Diagrammen TiO_2 -(Zr/P₂O₅) und P₂O₅-Zr von WINCHESTER & FLOYD (1976, Abb. 6 u. 7) ergibt sich ebenfalls ein tholeiitischer Trend.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, daß die Haupt- und Spurenelementdaten der Amphibolite aus der Sopron Serie große Ähnlichkeiten mit jenen der *N-type high-Ti eclogites* von der Kor- und Saualpe (MILLER et al. 1988, 106-116) aufweisen. Im K-Rb Diagramm aus MOGESSIE et al. (1985, Abb. 10) plotten die Amphibolite gemeinsam mit den Amphiboliten des zentralen Ötztales im gleichen Feld, am Rand benachbart zum Gabbro-Feld von ZECK et al. (1983, Abb. 2).

Die Geochemie und die textuellen Eigenschaften der Amphibolite deuten auf einen Gabbro mit Ozeanboden-Basalt-Signatur als Protolith hin, wodurch sich diese von den Metagabbros mit kontinentaler Signatur, die von KOLLER (1996 im Druck) aus der Buckligen Welt beschrieben werden, unterscheiden. PUTIS et al. (1994, 81-96) leiten von ihren geochemischen Untersuchungen an Amphiboliten und Metagabbros der Grobgneis- und Semmering-Einheit im Raum Siegraben eine *supra subduction*-Herkunft für deren basaltische Protolith ab.

Eine größere Probenmenge und vorallem REE- und isotopengeochemische Untersuchungen sind notwendig, um diese Ergebnisse besser zu fundieren. Die paläogeotektonische Interpretation dieser Ergebnisse ist nur in einem größeren, überregionalen Maßstab möglich.

Glimmerschiefer

Die geochemische Diskrimination von Sedimenten und deren metamorphen Äquivalenten steckt im Vergleich beispielsweise mit jener der Vulkanite noch in den Kinderschuhen. Abb. 6-3 zeigt Haupt- und Spurenelement-Diskriminations-Diagramme von den Glimmerschiefern der Sopron- und der Óbrennberg-Kaltes Bründl-Serie, die wegen ihrer sehr ähnlichen Geochemie in diesem Kapitel gemeinsam beschrieben werden. Eine Möglichkeit, die Metasedimente der zwei Serien genetisch doch etwas zu differenzieren, stellt ihr Schwermineralspektrum, speziell ihr Epidot- beziehungsweise Ort-Gehalt dar. In den Dünnschliffuntersuchungen zeigte sich, daß in der Óbrennberg-Kaltes Bründl Serie weit mehr Ep und Ort auftritt, als in den Schiefen der Sopron Serie, wo Ort vollständig fehlt. Aus den textuellen Beziehungen erscheint eine detritäre Herkunft dieser Minerale möglich, womit sich eine gewisse Differenzierung des sedimentären Liefergebietes der beiden Serien, die sich WR-chemisch kaum unterscheiden lassen, andeutet. Interessant ist die Tatsache, daß SCHWINNER (1932, 343) aus den Strallegger Gneisen, die der Óbrennberg-Kaltes Bründl Serie ähnlich sind, ebenfalls Ort beschreibt.

Im Diagramm Ti-Zr (GARCIA 1991, Abb. 1) liegen sämtliche Analysen sehr überzeugend im *shale*-Feld. Die Annahme, die diesem Diagramm zugrunde liegt, besagt, daß bei sedimentären Prozessen Zr in Form von Zirk eher in Sandsteinen angereichert wird, während das Ti hauptsächlich in den Tonmineralen der Pelite zu finden ist, wobei ein direkter Vergleich zwischen Sandsteinen und Peliten einer Sequenz notwendig wäre, um diese Fraktionierung zu bestätigen und sie von der Zusammensetzung des Liefergebietes unabhängig zu sehen.

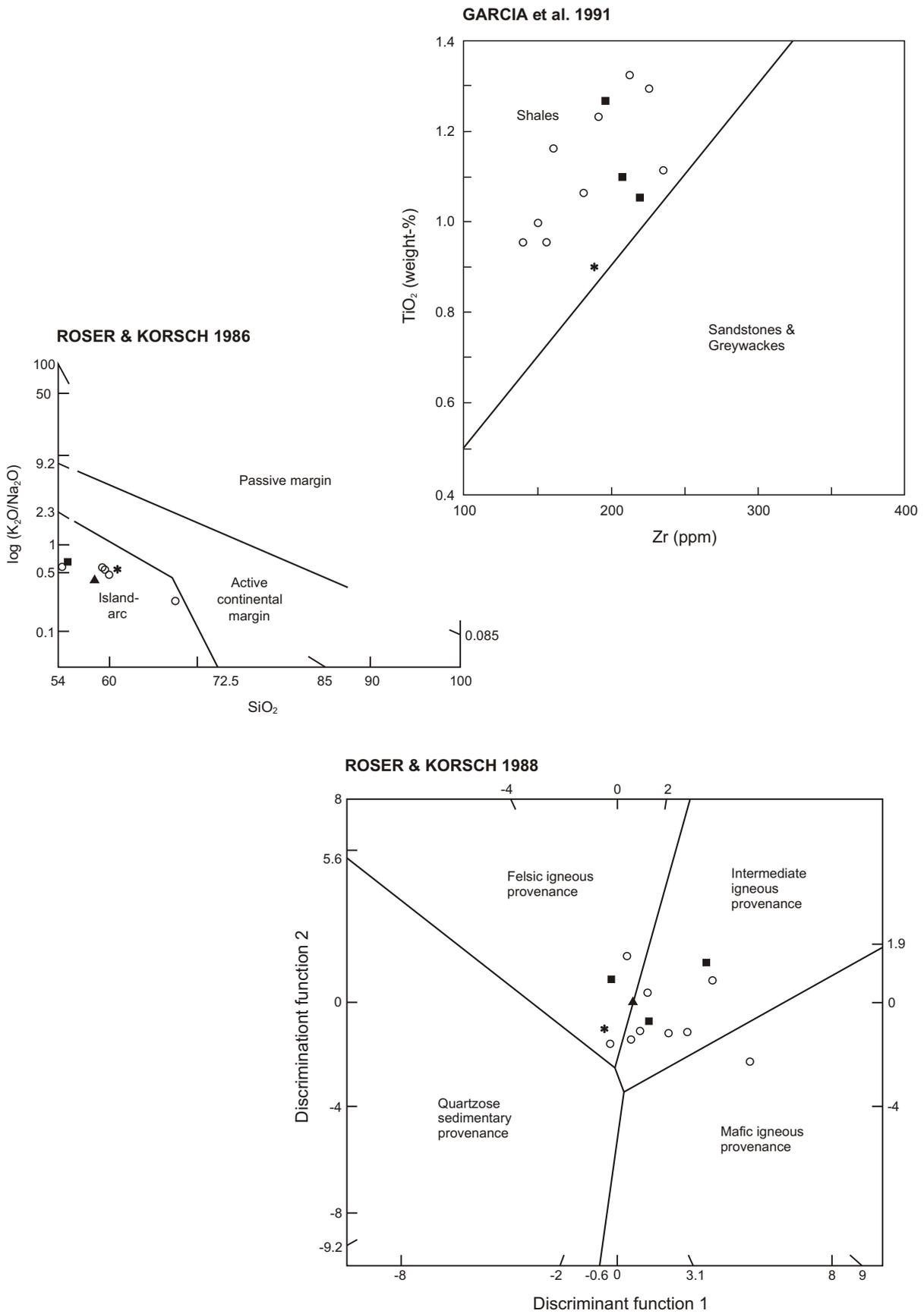


Abb. 6-3: Haupt- und Spurenelement Diskriminations-Diagramme der Glimmerschiefer:
 ○ Glimmer-schiefer der Sopron Serie, * Bio-And-Schiefer, ▲ Bio-Ser-Chltd-Gr-Schiefer,
 ■ Chl-Ser-Gr-Schiefer.

Magyarország
**Auftreten von Epidot und
 Orthit in den Schiefern**

Abb. 6-4

1 : 25.000

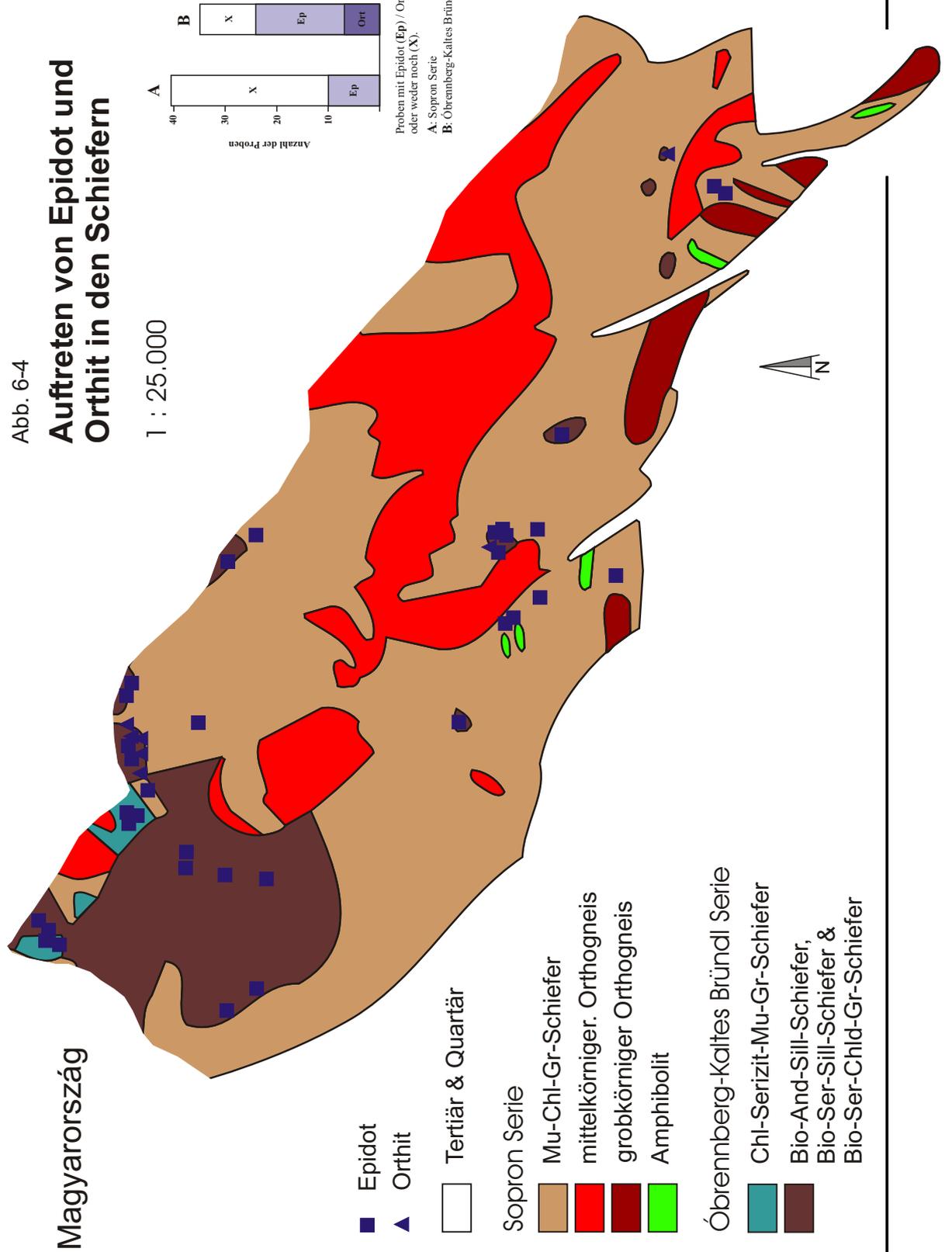


Abb. 6-4 (vorhergehende Seite): Verteilung von Ep und Ort im Kartierungsgebiet an Hand von Dünnschliffuntersuchungen.

Im Diagramm $(K_2O/Na_2O)-SiO_2$ (ROSER & KORSCH 1986, Abb. 2) zeigen die Proben einen klaren Trend zu einer *island-arc* Signatur. Bei diesem Diagramm ist die Korngrößenabhängigkeit dieser Diskrimination zu beachten, weshalb wenn möglich mehrere Korngrößen-Spektren eines Terranes untersucht werden sollten, um diesen Effekt zu minimieren (KORSCH et al. 1993, 30).

Im Multi-Element-Diskriminations-Diagramm von ROSER & KORSCH (1988, Abb. 4) kommen die Proben in den Feldern von intermediären bzw. felsischen magmatischen Liefergebieten zu liegen, was sich gut mit den Ergebnissen im Diagramm $(K_2O/Na_2O)-SiO_2$ deckt, ihre WR-Chemismen bewegen sich in den nach HOSCHEK (1967, 127-135) für Stau- und Chltd-Wachstum günstigen Bereichen.

Geochemisch verhalten sich die Glimmerschiefer der Sopron und der Öbrennberg-Kaltes Bründl Serie sehr ähnlich. Für beide Serien kann ein Pelit mit einer *island-arc* Signatur als Protolith der Meta-Sedimente angenommen werden. FRANK et al. (1983, 266) gibt ein jungproterozoisches-kambrisches Alter für diese Protolithe an. In dieses *environment* (WILLNER et al. 1990, 225-238; WILLNER 1992, 306-312) passen auch sehr gut die hydrothermalen Turmalinitbildungen, die RAITH (1988, 280-285) im Unterostalpin beschreibt.

Leukophyllite

Die Genese der Leukophyllite, die im Unterostalpin nicht selten vorkommen, stand lange Zeit in Diskussion, wobei zwei grundlegend unterschiedliche Ansichten vertreten wurden: i) eine Genese durch eine „normale“ Metamorphose eines Gesteins mit einer speziellen prä-metamorphen Zusammensetzung (z.B. Kaolinsande) und ii) eine Genese durch eine spezielle Metamorphose (z.B. besonders hohe Drucke oder Metasomatose) eines Gesteins mit einer durchschnittlichen prä-metamorphen Zusammensetzung. In den letzten Jahren scheint sich das zweite Modell mit guten Argumenten durchzusetzen, besonders die Arbeit von HUBER (1993, 1-136) liefert eine Reihe von Daten, die eine Entstehung dieser

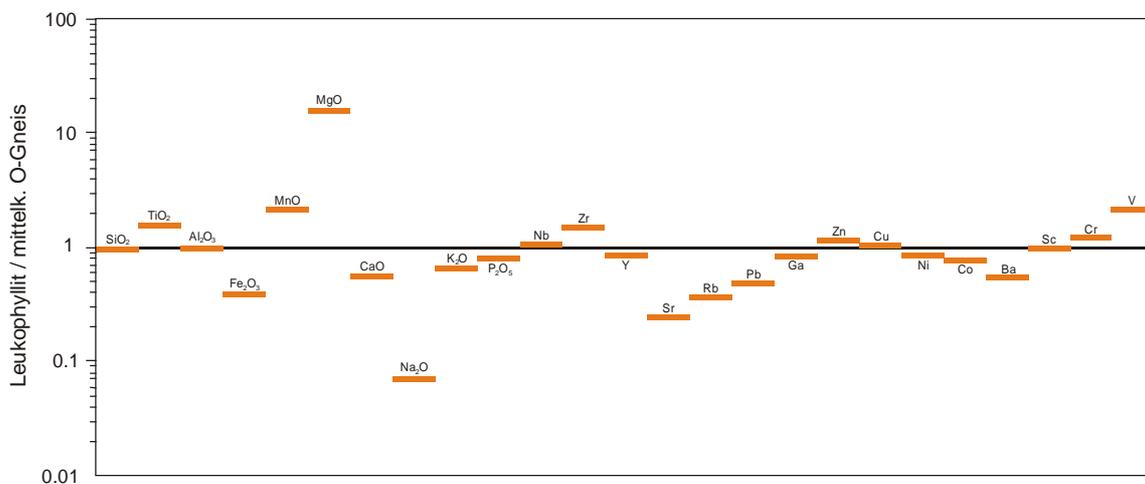


Abb. 6-5: Anreicherung und Verarmung der Elementkonzentrationen der Leukophyllite, bezogen auf den Durchschnittschemismus der mittelkörnigen O-Gneise.

Leukophyllite hauptsächlich aus O-Gneisen durch eine Metasomatose mit hochsalinaren Formationswässern entlang von alpinen Bewegungszonen unterstützen.

In der Geochemie der Leukophyllite des Arbeitsgebiet zeigt sich genau jener Trend der Elementgehalte, der auch in HUBER (1993, 89-92) beschrieben ist. Im Verhältnis Leukophyllit/Durchschnitt mittelkörniger O-Gneis sind die Leukophyllite bei MgO (bis zum 18-fachen), TiO₂, MnO, Zr und V angereichert, im Gegensatz dazu bei Fe₂O₃, CaO, Na₂O, K₂O, Sr, Rb, Pb und Ba verarmt (Abb. 6-4).

Tab. 6-1 (folgende Seiten): Ergebnisse der RFA-Analysen.

	mittelkörniger Orthogneis				mittelk. Orthogneis mit Bio				Grobgneis	
SAMPLE	NM92/1	NM92/66B	NM93/121	NM93/137	NM92/41	NM93/82	NM93/116	NM93/123	NM92/62	NM93/109
SiO ₂	74.47	74.69	74.06	74.12	73.25	73.92	74.48	73.57	75.48	72.04
TiO ₂	0.19	0.18	0.20	0.21	0.24	0.18	0.15	0.17	0.14	0.36
Al ₂ O ₃	14.41	14.68	14.28	15.03	14.82	14.63	14.39	14.25	14.11	14.38
Fe ₂ O ₃	1.09	1.24	1.35	1.35	1.45	1.30	1.04	1.20	1.03	2.01
MnO	0.02	0.03	0.03	0.03	0.04	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03
MgO	0.27	0.32	0.32	0.33	0.33	0.25	0.17	0.21	0.14	0.37
CaO	0.45	0.49	0.46	0.50	0.49	0.44	0.63	0.53	0.33	0.54
Na ₂ O	2.82	2.50	2.56	2.37	2.63	2.48	2.83	2.48	2.42	2.40
K ₂ O	4.91	4.70	5.21	5.06	5.38	5.60	5.15	5.44	5.89	5.10
P ₂ O ₅	0.26	0.26	0.26	0.27	0.30	0.28	0.27	0.30	0.13	0.18
LOI	1.19	1.21	1.15	1.23	1.33	1.26	0.91	1.29	1.06	1.47
Summe	100.08	100.29	99.86	100.50	100.25	100.35	100.06	99.45	100.77	98.90
Nb	16	15	17	16	17	15	16	16	8	14
Zr	73	69	84	81	90	74	55	77	75	155
Y	10	11	13	11	12	14	10	16	11	17
Sr	53	39	50	47	66	49	51	57	54	81
Rb	285	264	275	277	327	334	304	315	215	217
Pb	16	20	22	16	29	29	30	35	26	17
Ga	15	15	16	16	17	16	16	15	13	16
Zn	51	45	41	46	55	49	47	51	22	25
Cu	9	6	<5	<5	10	10	15	11	11	10
Ni	8	11	7	9	9	9	9	8	8	10
Co	5	5	6	5	6	5	<5	<5	6	7
Ba	175	163	216	182	237	206	180	203	193	326
Sc	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	5
Cr	10	12	8	8	11	8	7	6	7	12
V	10	11	9	11	14	8	6	6	5	19

	Phyllonit		Mu-Chl-Gr-Schiefer			mit Bio		mit Chltd		
SAMPLE	NM92/18I	NM92/18II	NM92/11	NM92/15	NM92/20	NM92/35	NM92/25	NM93/112	NM92/22	NM92/24
SiO ₂	58.03	58.32	49.53	47.57	60.00	54.81	69.48	49.21	51.70	53.39
TiO ₂	0.96	0.96	1.23	1.32	1.07	1.11	0.75	1.29	1.17	0.99
Al ₂ O ₃	22.19	21.25	27.37	28.48	20.79	22.64	15.83	26.15	26.48	23.73
Fe ₂ O ₃	7.26	7.24	7.15	8.54	7.51	8.75	4.92	8.41	9.07	9.34
MnO	0.10	0.11	0.10	0.11	0.10	0.16	0.10	0.14	0.47	0.27
MgO	2.16	2.06	2.70	2.30	2.23	1.95	1.27	2.26	2.05	1.99
CaO	0.57	0.58	0.31	0.46	0.23	0.39	1.33	0.75	0.41	0.80
Na ₂ O	1.20	1.11	1.32	1.69	1.10	1.09	1.47	0.89	1.05	0.66
K ₂ O	4.18	4.04	5.23	5.04	4.11	4.29	2.64	6.64	3.71	4.80
P ₂ O ₅	0.12	0.11	0.08	0.09	0.13	0.12	0.13	0.09	0.17	0.25
LOI	3.70	3.60	4.80	4.50	2.63	3.74	1.80	3.47	3.46	3.13
Summe	100.49	99.39	99.81	100.11	99.91	99.07	99.72	99.30	99.74	99.34
Nb	18	17	22	22	20	20	15	23	19	18
Zr	153	141	191	214	184	285	277	225	157	150
Y	24	25	18	39	32	38	21	26	30	33
Sr	116	121	132	205	95	127	80	66	181	111
Rb	204	196	206	227	186	204	111	284	179	234
Pb	23	24	25	36	19	23	14	13	31	23
Ga	28	26	31	35	27	29	20	35	34	32
Zn	106	102	71	124	133	85	65	74	180	104
Cu	47	57	22	34	27	49	37	15	17	45
Ni	46	44	42	49	45	43	22	44	59	62
Co	20	21	15	20	22	18	8	15	24	23
Ba	731	698	809	888	614	664	580	957	605	627
Sc	17	17	19	21	20	16	9	16	19	18
Cr	110	110	131	139	112	112	66	147	137	121
V	133	125	137	143	144	120	86	168	179	155

	Leukophyllit		Amphibolit					Chl-Ser-Gr-Schiefer		
SAMPLE	NM93/85	NM93/87	NM92/23	NM93/79	NM93/96	NM93/102	NM93/119	NM92/6	NM93/105	NM93/127
SiO ₂	73.00	70.66	48.69	46.12	48.09	50.34	54.31	54.69	48.86	52.70
TiO ₂	0.17	0.45	1.39	0.83	1.67	1.26	1.37	1.06	1.27	1.10
Al ₂ O ₃	13.98	15.22	15.64	12.06	16.47	16.30	17.75	24.16	28.29	24.47
Fe ₂ O ₃	0.31	0.71	13.23	10.25	10.23	11.62	8.19	7.84	7.50	7.04
MnO	0.10	0.01	0.34	0.24	0.17	0.17	0.09	0.09	0.09	0.05
MgO	3.33	5.15	6.73	14.93	7.29	5.69	5.76	2.19	1.86	2.06
CaO	0.30	0.26	9.07	9.76	10.88	9.26	6.53	0.31	0.35	0.14
Na ₂ O	0.20	0.15	2.35	0.94	2.59	3.38	3.35	1.05	1.76	1.04
K ₂ O	3.48	3.32	0.48	0.18	0.25	0.28	0.37	4.70	5.10	5.63
P ₂ O ₅	0.21	0.18	0.11	0.08	0.16	0.10	0.25	0.13	0.11	0.08
LOI	3.06	3.70	1.34	3.43	1.64	1.10	2.07	4.26	4.30	4.44
Summe	98.15	99.82	99.38	98.81	99.43	99.49	100.04	100.50	99.48	98.76
Nb	15	18	8	5	8	9	12	19	22	21
Zr	71	186	74	53	121	70	171	216	195	205
Y	9	13	21	15	33	19	31	25	44	26
Sr	14	13	175	80	205	242	299	120	172	107
Rb	109	92	15	6	<5	<5	14	208	203	246
Pb	5	18	25	<5	14	15	11	32	54	34
Ga	13	13	22	15	20	22	20	29	34	30
Zn	11	88	137	83	149	113	44	140	196	132
Cu	8	9	76	25	82	54	14	38	83	83
Ni	6	9	65	428	85	52	53	43	28	23
Co	<5	7	34	64	33	35	27	18	11	11
Ba	106	117	38	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	722	914	960
Sc	<5	5	34	30	45	32	26	17	22	21
Cr	8	13	252	742	269	192	194	116	137	118
V	5	37	239	161	283	218	164	140	161	145

	Gr-Bio-Fels		Bio-And-Sch.
SAMPLE	NM93/136A	NM93/136B	NM93/128
SiO ₂	56.06	54.91	61.57
TiO ₂	0.57	0.59	0.90
Al ₂ O ₃	12.47	12.43	20.28
Fe ₂ O ₃	25.24	24.40	7.10
MnO	0.69	1.17	0.09
MgO	0.69	0.94	1.87
CaO	1.59	2.08	0.32
Na ₂ O	0.23	0.04	1.00
K ₂ O	0.08	0.38	4.43
P ₂ O ₅	0.03	0.04	0.11
LOI	0.05	0.03	1.71
Summe	97.68	97.01	99.38
Nb	10	11	17
Zr	445	522	188
Y	28	32	32
Sr	<5	<5	99
Rb	<5	30	180
Pb	5	7	31
Ga	15	18	25
Zn	44	69	86
Cu	46	57	21
Ni	31	38	42
Co	<5	<5	17
Ba	125	592	699
Sc	<5	<5	19
Cr	37	33	92
V	47	69	124

7. Isotopengeologie

7.1. Allgemeines

Von den Gesteinen des Ödenburger Gebirges liegen aus dem ungarischen Abschnitt bereits einige Isotopenuntersuchungen vor (BALOGH 1994, pers. Mitt.; DUNKL 1995, pers. Mitt.), vom österreichischen Teil fehlten diese bislang. Von großem Interesse war es, die Unterschiede, die in der Metamorphose, Mineralogie und Struktur zwischen der Sopron - und der Óbrennberg-Kaltes Bründl Serie bestehen, auch isotopengeologisch zu fassen. Wegen der Aufschlußarmut und der damit verbundenen tiefgreifenden Verwitterung eigneten sich nur wenige Proben bezüglich ihrer Frische und Größe für diese Untersuchungen.

Obwohl Temperaturerhöhungen von 100-200° C, die noch keine nennenswerten textuellen oder mineralogischen Änderungen hervorrufen, bereits drastische Effekte auf die Verhältnisse von Mutter-/Tochterisotopen-Paaren haben können (FAURE 1986, 123), so bleiben doch oft auch bei deutlich höheren Temperaturen Informationen über frühere Metamorphosebedingungen erhalten, wie in diesem hier vorliegenden Fall. Insgesamt wurden 6 Proben untersucht:

Sopron Serie

PROBE	LITHOLOGIE	Rb/Sr	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$
NM93/121	mittelk. O-Gneis	WR, Hgl (>0,15mm; <0,15mm)	-
NM93/134	Pegmatit in mittelk. Gneis	WR, Hgl (0,15 - 0,30 mm)	Hgl

Óbrennberg-Kaltes Bründl Serie

PROBE	LITHOLOGIE	Rb/Sr	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$
NM93/98	Pegmatit	AlkF & Hgl (>20 mm)	Hgl & AlkF (>20mm)
NM93/128	Bio-And-Sill-Schiefer	WR, Bio (0,15 - 0,30 mm)	-
NM93/136c	Gr-Bio-Fels	WR, Bio (0,15 - 0,30 mm)	-
NM94/139	Bio-And-Ser-Schiefer	WR, Bio (0,15 - 0,30 mm)	Bio

Tab. 7-1: Übersicht über die untersuchten Proben

Probenaufbereitung

Die Probenaufbereitung und Mineralseparation erfolgte für beide Isotopensysteme auf die gleiche Art und Weise. Die einzelnen Proben wurden, nachdem die Verwitterungsschicht entfernt worden war, in einem Backenbrecher vorzerkleinert. Anschließend wurde von dem in einem Walzwerk weiter zerkleinerten Probengut ein repräsentativer Teil für die Gesamtgesteins-Analysen abgetrennt, während der Rest durch fortgesetztes Zerkleinern im Walzwerk und Trockensiebung in großen Rüttelsieben in die Fraktionen 0,15-0,30 mm und >0,30 mm geteilt wurde.

Unter Verwendung von Formtrenntischen wurden von den Phyllosilikaten durch die Abtrennung von den eher isometrischen Mineralen Vorkonzentrate erzeugt, die dann in

einer Achatpistillmühle in Alkohol gemahlen und durch wiederholtes Waschen mit Aceton, Dekantierung und Trockensiebung durch das Zermahlen der isometrischen Körner und der Einschlüsse weiter angereichert wurden. Diese fast reinen Glimmerkonzentrate wurden anschließend in einem Magnetscheider entsprechend ihrer magnetischen Eigenschaften voneinander getrennt.

Bei dem mittelkörnigen O-Gneis (NM93/121) zeigte die feinkörnigere Hgl-Fraktion, die auch im Dünnschliff einen blaß grünlichen Pleochroismus aufwies, eine etwas stärkere magnetische Suszeptibilität als die gröberen, farblosen Hgl im selben Gestein. Dieser Unterschied bestätigte sich auch in den Mikrosondenuntersuchungen (Tab. 5-1).

Die Herstellung der Mineralkonzentrate bei dem Pegmatit von NM93/98 erfolgte wegen seiner Grobkörnigkeit (siehe Kap. 3.5.6.) händisch, wobei verwitterte Bereiche entfernt und von den Hgl vor allem die zentralen Teile verwendet wurden.

Der während der Grobseparation abgetrennte Gesamtgesteinssplit (WR) wurde in einer Achatmühle trocken auf eine analysenfeine Korngröße gemahlen.

Analytik Rb/Sr System

Die zu untersuchenden Proben wurden in verschlossenen Teflon-Behältern mit einer Lösung aus HF/HNO₃ (4:1) aufgeschlossen. Anschließend erfolgte die für die Isotopenverdünnungsanalyse notwendige Zugabe eines *spikes*. Die Abtrennung von Rb und Sr erfolgte in standardisierten Ionentauschern. Die Messung erfolgte durch thermische Ionisierung der Probe in Chlorid-Form auf einem Trägerfilament aus Ta an einem Festkörper-Massenspektrometer VG Micromass M 30 am Labor für Geochronologie in Wien.

Der *blank* der analytischen Prozedur betrug ≤ 2 ng für beide Elemente. Als Konstanten wurden jene von STEIGER & JÄGER (1977, 359-362) verwendet, weitere Details der Analytik finden sich in THÖNI & JAGOUTZ (1992, 349-350) und MILLER & THÖNI (1995, 202).

Analytik ⁴⁰Ar/³⁹Ar System

⁴⁰Ar/³⁹Ar-Untersuchungen stellen eine methodische Weiterentwicklung der konventionellen K/Ar-Methode dar, die gegenüber dieser mehrere Vorteile mit sich bringt: i) gemeinsame Messung des radiogenen Tochterisotops (⁴⁰Ar) und des durch Bestrahlung mit schnellen Neutronen erzeugten ³⁹Ar in einem einzigen Meßvorgang ohne vorherige chemische Aufbereitung, ii) durch inkrementelles Aufheizen bei der *stepwise-heating method* erhält man auf Grundlage der Diffusionsmodelle einen Einblick in die Altersverteilung im Mineralkorn (wichtig beispielsweise bei Polymetamorphose), iii) Überschuß-Ar ist teilweise nachweisbar. Die Grundlagen, die Beschreibung der Methode und weiterführende Literatur finden sich in FAURE (1986, 93-116).

Die einzelnen ⁴⁰Ar/³⁹Ar-Proben dieser Arbeit wurden in hochreine SiO₂-Glasröhrchen (4 mm Außendurchmesser bei einer Wandstärke von 0,5 mm) eingeschweißt und zusammen mit einem Monitor im Forschungsreaktor Seibersdorf (9 MW) einer Neutronen-Bestrahlung von etwa 3 h Dauer ausgesetzt. Die so aktivierten Mineralkonzentrate wurden nach einer Abklingzeit von zwei Monaten an einem Micromass VG 5400 Gasmassenspektrometer am Labor für Geochronologie in Wien mit der *stepwise-heating method* gemessen. Als Konstanten wurden jene von STEIGER & JÄGER (1977, 359-362) verwendet.

7.2. Rb/Sr System

7.2.1. Sopron Serie

In der Sopron Serie wurde ein mittelkörniger O-Gneis und ein Pegmatit innerhalb dieses Gesteins untersucht (siehe Tab. 7-2 und Abb. 7-1).

Die Hgl des mittelkörnigen Orthogneises - PEINDL (1990, 2) gibt für die sehr ähnlichen 2-Glimmergranite der SE Grobgnais-Einheit ein Rb/Sr-Bildungsalter von 326 ± 11 Ma mit einem Initial von $0,7068 \pm 0,0019$ an - lassen sich nach der Korngröße, der Eigenfarbe, den textuellen Beziehungen und dem Mineralchemismus in mindestens zwei unterschiedliche Generationen trennen (siehe Kap. 3.4.3. und 5.2.3.). Die feinkörnigere, phengitreichere Fraktion (Si pro Formeleinheit rund 3,3) ergibt mit dem WR ein Zweipunktisochronen-Alter von 101 ± 2 Ma.

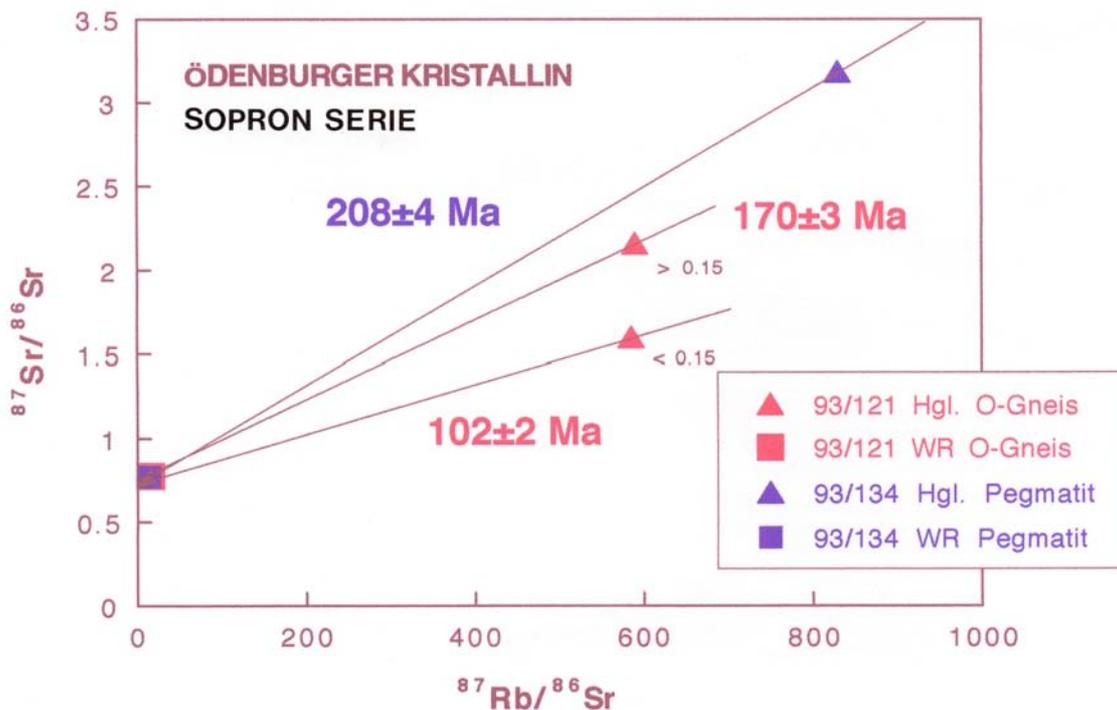


Abb. 7-1: Rb/Sr-Diagramm von Proben der Sopron Serie. Es zeigt sich ein klarer Trend dahingehend, daß die grobkörnigen Hgl die höheren Alterswerte zeigen, je feinkörniger sie sind, desto intensiver wirkt die alpine Verjüngung.

Dieses Ergebnis paßt sehr gut zu den schon bekannten früh-alpinen Altern aus dem Unterostalpin am Ostrand der Alpen (FRANK et al. 1983, 278-292; FRANK et al. 1987, 271-275; DALLMEYER 1992, 51-52). Neue K/Ar-Daten aus dem ungarischen Teil des Ödenburger Gebirges an feinkörnigen Bio von mittelkörnigen O-Gneisen ergeben etwas jüngere Alter zwischen 84-91 Ma, die in Anbetracht der niedrigeren *blocking temperature* dieses Systems ebenfalls gut mit dem Ergebnis dieser Arbeit übereinstimmen (BALOGH & DUNKL 1995, pers. Mitt.).

Die grobkörnigeren Hgl in derselben Lithologie zeigen in den *backscattered*-Bildern der Mikrosonde einen starken Zonarbau mit einem eher unveränderten Kern (Si pro

Formeleinheit rund 3,06) und einem der jüngeren Hgl-Generation chemisch angepaßten Rand. Da sich diese Art der Zonierung nur sehr beschränkt bei der Mineralseparation trennen läßt, ergeben diese Hgl gemeinsam mit WR ein Zweipunktisochronen-Alter von 169 ± 4 Ma, das erwartungsgemäß als ein teilverjüngtes Alter ("Mischalter") zu interpretieren ist, das keine zeitliche Relevanz besitzt, aber doch wichtige Hinweise auf die Intensität der alpinen Überprägung gibt (siehe Kap. 8.2.2.).

Bei den Pegmatitkörpern innerhalb der mittelkörnigen O-Gneise im Steinbruch beim Kalten Bründl handelt es sich um sehr schmale Gänge mit bis 1 cm großen Hgl, die randlich von der Schieferung des Gneises erfaßt und teilweise in diese einrotiert wurden. Diese grobkörnigen Primär-Muskovite der Pegmatite, bei denen sich die alpine Verjüngung wegen der Korngröße deutlich schwächer auswirkte, ergeben mit dem WR ein Zweipunktisochronen-Alter von 207 ± 4 Ma. FRANK et al. (1983, 278-292) beschreiben mehrere vergleichbare Hgl-Alter zwischen 205-277 Ma von grobkörnigen Pegmatiten aus der Glein-, Stub- und Koralpe, für die sie ebenfalls nur eine geringe Verjüngung annehmen.

7.2.2. Óbrennberg-Kaltes Bründl Serie

Sämtliche Rb/Sr-Zweipunktisochronen-Alter aus der Óbrennberg-Kaltes Bründl Serie zeigen bis auf eine Ausnahme markant ältere Werte als jene der Sopron Serie und bestätigen so die bereits in der Feldgeologie und Dünnschliffmikroskopie getroffene Annahme einer schwächeren alpinen Überprägung in dieser Serie (Tab. 7-2).

Bio-WR Zweipunktisochronen-Alter von einem Bio-And-Sill-Schiefer und einem Bio-Ser-Sill-Schiefer ergeben Werte von 209 ± 4 Ma beziehungsweise 198 ± 4 Ma, wobei die And-führende Lithologie das höhere Alter aufweist, was mit den Dünnschliffbeobachtungen, die den Bio-Ser-Sill-Schiefer als einen alpin stärker überprägten Bio-And-Sill-Schiefer zeigen, gut übereinstimmt (Kap. 3.5.). Der Umstand des großen Altersunterschiedes zwischen der Sopron Serie und der Óbrennberg-Kaltes Bründl Serie ist nachdrücklich hervorzuheben, besonders wenn man sich die unterschiedlichen *blocking temperatures* von Hgl und Bio (Tab. 7-2) vor Augen hält (JÄGER et al. 1967, 42-49); ARMSTRONG et al. 1966, 13-19). Umso mehr verblüfft der enge Kontakt von Lithologien mit deutlich unterschiedlichen Mineralaltern (d.h. deutlicher Unterschied in der alpinen Überprägung), was einigermassen sinnvoll nur tektonisch erklärt werden kann (z. B. Abb. 3-14), aber wegen der Aufschlußarmut nur schlecht faßbar ist. Ähnlich hohe Mineralalter sind außerhalb des Ödenburger Gebirges am Ostrand der Zentralalpen sehr selten, vergleichsweise hohe Alter sind beispielsweise aus der Teigitschserie in der Koralpe beschrieben (FRANK et al. 1983, 279). DALLMEYER et al. (1992, 53) erklärt die im Ostalpin häufig zu beobachtende Verjüngung der Mineralalter vom Hangenden ins Liegende mit einer *footwall propagation* der alpinen *master fault* und einem damit verbundenen *piggy-back transport* von Hangendeinheiten.

Das Mu-AlkF Isochronenalter von 215 ± 4 Ma aus einem sehr grobkörnigen Pegmatit (Abb. 3-31) stellt das höchste gemessene Rb/Sr-Alter im Untersuchungsgebiet dar, was nicht von ungefähr kommt, denn die Primär-Muskovite in diesem Pegmatit erreichen eine Größe bis 4 cm, wobei für die Isotopenuntersuchung die Ränder der Mu entfernt und nur die inneren Teile verwendet wurden. Dieses Alter ist dem oben erwähnten Hgl-Alter des Pegmatites aus der Sopron Serie überraschend ähnlich.

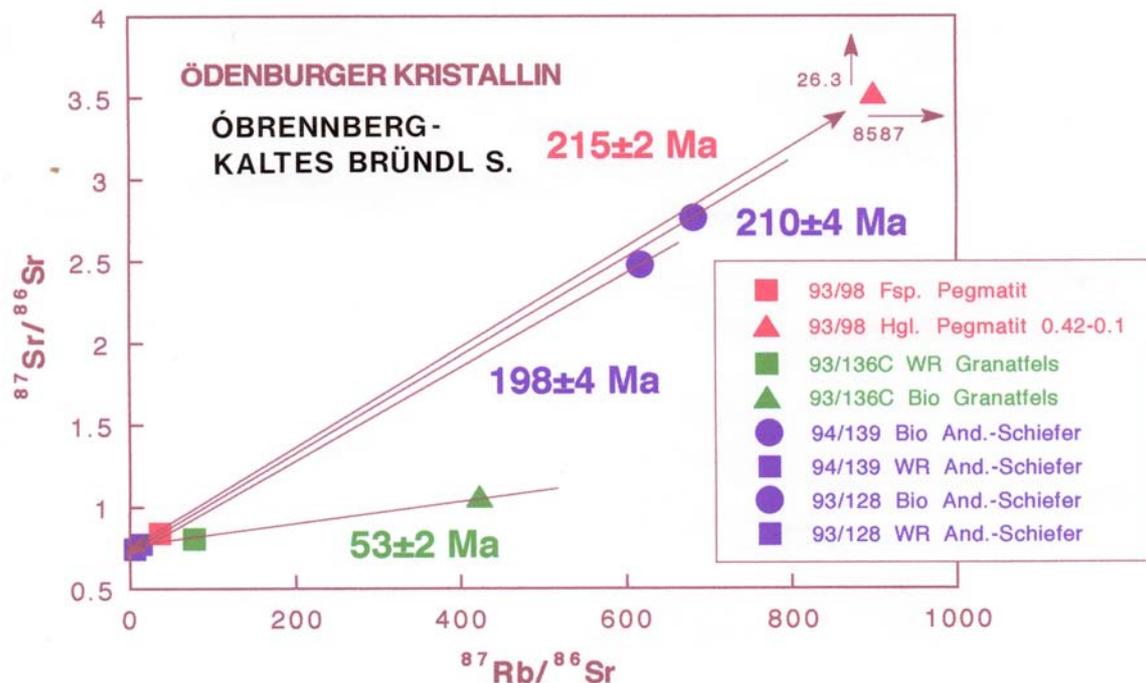


Abb. 7-2: Rb/Sr-Diagramm von Proben der Óbrennberg- Kaltes Bründl Serie. Die Alterswerte liegen recht einheitlich um 200 Ma, wieder mit dem Trend, je grobkörniger die Minerale, desto höher Alterswerte. Das Ergebnis der Probe NM93/136c ist möglicherweise auf einen ungünstigen Chemismus oder auf ein sehr lokal beschränktes Ereignis zurück zu führen.

Der Gr-Bio-Fels von NM93/136c stellt sowohl von seiner Paragenese, Textur und Geochemie als auch von seiner Isotopie einen Sonderfall innerhalb der Óbrennberg-Kaltes Bründl Serie dar. Sein Bio-WR Alter von 53 ± 2 Ma ist mit Abstand das jüngste gemessene Alter dieser Arbeit und ist nur schwer interpretierbar, wenn man davon ausgeht, daß in der Óbrennberg-Kaltes Bründl Serie schon in der eo-alpinen Entwicklung der Schließtemperaturbereich für Bio unterschritten wurde. Nach der mit *fission track* Daten gut belegten jüngeren Abkühlungsgeschichte des Ödenburger Kristallins (DUNKL 1992, 137-139), erfolgte diese ab der späten Kreide bis ins mittlere Eozän relativ gleichmäßig mit einer durchschnittlichen Abkühlungsrate von $8-9^\circ \text{C/Ma}$. Das bedeutet, daß vor 53 Ma das Kristallin schon auf etwa 100°C abgekühlt war und dem zu Folge das Rb/Sr-Alter des Bio zu jung wäre. Möglicherweise stellen der besondere Chemismus oder die starke Verwitterung der Probe die Ursachen für dieses Ergebnis dar.

Nahezu ident junge Bio-Alter sind allerdings vereinzelt auch aus der Saualpe (THÖNI & JAGOUTZ 1992, 359-361) bekannt. Weiters existieren einige Rb/Sr Bio-Alter aus O-Gneisen im ungarischen Teil des Ödenburger Gebirges, die ebenfalls erstaunlich junge Alter von rund 45 Ma ergeben (DUNKL 1996, pers. Mitt.), man kann deshalb das Bio-Alter von NM93/136c nicht einfach als Einzelfall abtun, jedoch ist eine sinnvolle Interpretation mit den bisherigen Daten kaum möglich.

Probe	Lithologie	Material	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ $\pm 2\sigma_m$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	Initial	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Alter (Ma)
NM93/121	mittelk. O-Gneis	WR	0.78134 ± 9	15.73		283.39	52.52	
NM93/121	mittelk. O-Gneis	Hgl >0.15mm	2.16471 ± 31	588.83	0.7434 ± 7	901.59	5.08	169.75 ± 3.51
NM93/121	mittelk. O-Gneis	Hgl <0.15mm	1.60411 ± 18	584.2	0.7586 ± 4	871.17	4.71	101.86 ± 2.00
NM93/134	Pegmatit	WR	0.77762 ± 8	13.09		251.17	55.90	
NM93/134	Pegmatit	Hgl 0.15-0.30mm	3.18903 ± 102	829.29	0.7389 ± 8	802	3.49	207.75 ± 4.19
NM93/98	Pegmatit	AlkF	0.84216 ± 15	36.59		513.22	41.13	
NM93/98	Pegmatit	Hgl >20mm	24.606 ± 255	7812.69	0.7304 ± 6	971.25	1.22	214.88 ± 4.62
NM93/128	Bio-And-Sill-Sch.	WR	0.74705 ± 9	5.30		187.89	102.92	
NM93/128	Bio-And-Sill-Sch.	Bio 0.15-0.30mm	2.76552 ± 126	682.31	0.7312 ± 2	570.54	2.91	209.64 ± 4.02
NM94/139	Bio-Ser-Sill-Sch.	WR	0.76737 ± 7	8.09		136.51	49.11	
NM94/139	Bio-Ser-Sill-Sch.	Bio 0.15-0.30mm	2.48028 ± 56	617.17	0.7446 ± 7	622.47	3.43	197.76 ± 4.00
NM93/136c	Gr-Bio-Fels	WR	0.81009 ± 15	79.14		84.82	3.13	
NM93/136c	Gr-Bio-Fels	Bio 0.15-0.30mm	1.06765 ± 9	421.61	0.7506 ± 15	755.45	5.39	52.94 ± 1.60

Tab. 7-2: Ergebnisse der Rb/Sr-Untersuchungen; der Fehlerbereich bei den Altersangaben bezieht sich auf den analytischen Fehler.

7.3. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ System

7.3.1. Sopron Serie

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Untersuchungen an Gesteinen des Unterostalpins am Alpenostrand (und dort besonders aus den basalen Abschnitten) zeigen über weite Strecken ein häufiges Auftreten von *excess- ^{40}Ar* (LANPHERE & DALRYMPLE 1976, 141) und ergeben so in diesen Messungen zu hohe Alter, die auch mit der *stepwise heating method* nicht immer klar zu erkennen sind (FAURE 1986, 104). Meerwasser-ähnliche niedrige He und Rb Werte in *fluid-inclusions* deuten auf eine Herkunft dieser ^{40}Ar -reichen *fluids* aus Formationswässern überschobener Sedimentserien hin. Die überschobenen permotriadischen Sedimente der Wechsel-Einheit sind plausible Kandidaten für den Ursprung dieser Wässer (FRANK 1995, pers. Mitt.). Auch im Ödenburger Gebirge ist mit *excess- ^{40}Ar* zu rechnen, jedoch konnten bei den 4 untersuchten Proben nie die charakteristischen hohen ^{40}Ar -Werte in den ersten Aufheizungsschritten festgestellt werden.

Ein grobkörniger Primär-Muskovit aus einem Pegmatit innerhalb der Sopron Serie ergibt ein *total gas* Alter von rund 208 Ma, mit einem kleinen Plateau in den ersten Aufheizungsschritten im Bereich von 167 Ma (Abb. 7-3). Insgesamt weist die Unstetigkeit des Diagramms auf gestörte Verhältnisse hin, das höhere Alter im Vergleich zu Pegmatitglimmern der Koralpe (FRANK 1983, 278) könnte auf *excess- ^{40}Ar* hindeuten.

7.3.2. Öbrennberg-Kaltes Bründl Serie

Die Primär-Hgl eines sehr grobkörnigen Pegmatites zeigen einen Altersanstieg in den ersten Aufheizungsinkrementen und nach einem kleinen Abfall bei etwa 40 % des abgegebenen ^{39}Ar wieder einen sehr flachen Anstieg (Abb. 7-4). Das *total gas* Alter beträgt knappe 155 Ma. Der AlkF aus derselben Probe ergibt im *stepwise heating*-Diagramm eine flache Verjüngungstreppe bis zur Hälfte des freigesetzten ^{39}Ar durch einen diffusiven ^{40}Ar -Verlust und eine ähnliche Verjüngung bei höheren Aufheizungsschritten (Abb. 7-5). Der Altersabfall bei den hohen Temperaturen kann als Beimengung einer anderen Mineralphase interpretiert werden.

Der Bio aus einem Bio-Ser-Sill-Schiefer unterscheidet sich gravierend von den anderen $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Messungen dieser Arbeit. Er zeigt ein sehr gut definiertes Plateau Alter von 287 Ma (*total gas* Alter 285 Ma), was deutlich älter ist als die anderen Messungen in diesem System, ja auch viel älter als die Rb/Sr-Alter. Dieses hohe Alter steht in klarem Widerspruch zu einem Rb/Sr-Alter an Bio der gleichen Probe (NM94/139), das 197 Ma beträgt und auch von der Intensität der alpinen Metamorphose würde man eine Neueinstellung des $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Alters erwarten.

VERSCHURE et al. (1980, 245-252) beschreiben Bio aus den Kaledoniden SW-Norwegens, die trotz einer kaledonischen Aufheizung von rund 400° C ihr svecokarelisches Bildungsalter (rund 870 Ma) sowohl im K/Ar- als auch im Rb/Sr-System erhalten konnten. Wenn man diese Tatsachen akzeptiert, bleibt für den vorliegenden Fall immer noch das Problem, daß das Rb/Sr-Alter der Bio in der gleichen Probe weitaus jünger ist, was bedeuten würde, daß während der alpinen Metamorphose diese Bio bezüglich $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geschlossen und bezüglich Rb/Sr teilgeöffnet waren. Ein Anteil an *excess*- ^{40}Ar könnte das hohe Alter klären, jedoch spricht das beinahe ideale Plateau dagegen, weil man bei einem nachträglichen Einbau von *excess*- ^{40}Ar in ein bereits bestehendes Mineral kaum eine derart gleichmäßige ^{40}Ar -Verteilung erwarten würde. Einige wenige Rb/Sr-Bio-Alter aus dem ungarischen Teil des Ödenburger Gebirges mit um 300 Ma (FRANK 1995, pers. Mitt.) könnten das $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Alter dieser Probe unterstützen, jedoch sollte man dem hohen Bio-Alter bis zum Vorliegen einer größeren Anzahl von verlässlichen Daten keinen allzu großen Wert beimessen.

Die Möglichkeit einer verstärkten Diffusion von ^{40}Ar entlang der Glimmerspaltflächen ist wenig untersucht, sie könnte jedoch die Ursache für das schöne Plateau in Abb. 7-3 darstellen. Trotzdem zeigen Bio weit seltener bedeutungslose Plateaus als beispielsweise Hb (DICKIN 1995, 261). DAHL (1996, 31-36) zeigt große Unterschiede in der Diffusionsabhängigkeit der Alterswerte in den Systemen $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ und Rb/Sr zwischen Bio und Hgl und innerhalb deren Endgliedern auf und unterstreicht so die Wichtigkeit von begleitenden Mikrosonde-Untersuchungen.

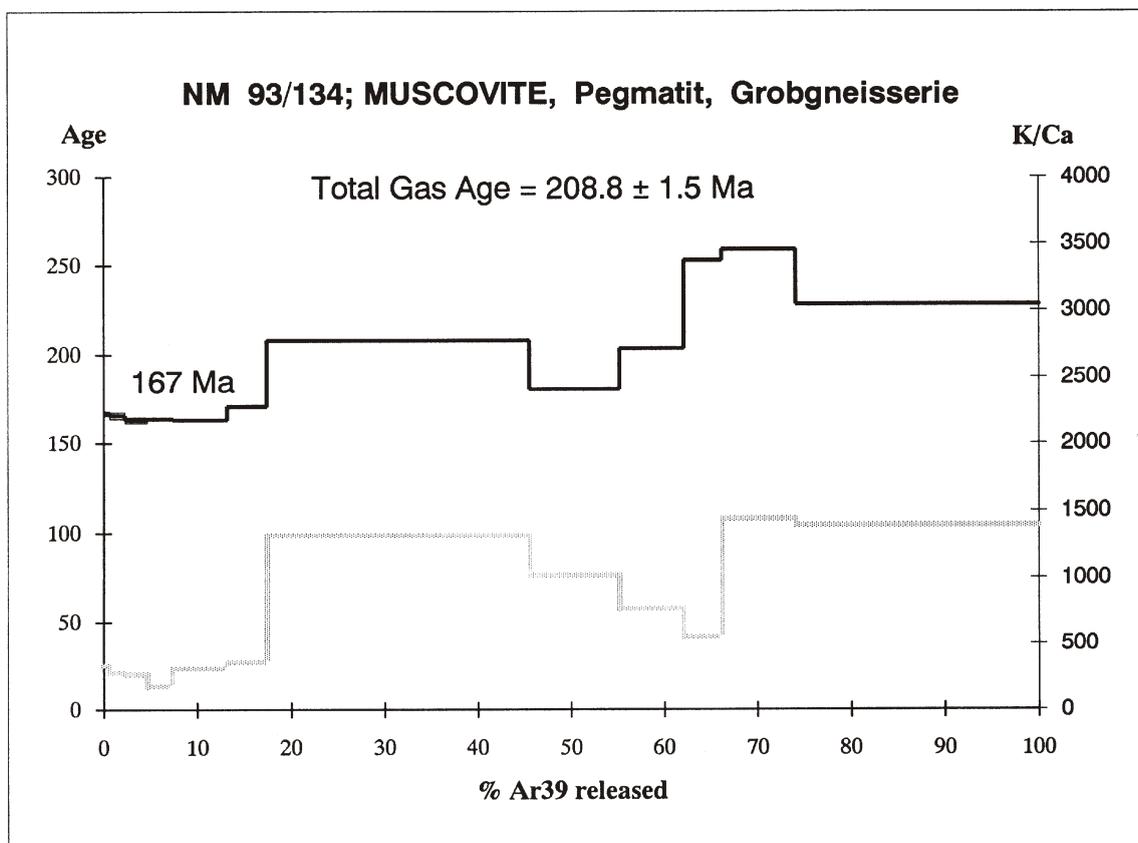
Abb. 7-3a-d (folgende Seiten): Ergebnisse der $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Untersuchungen.

NM 93/134; MUSCOVITE, Pegmatit, Grobgnaisseurie

Date of measurement : 26.05.95 Nr: 624
 Date of irradiation : 25.03.95
 Notes: ?

J = 0.002915 ± 0.4%

Step	T[°C]	%39	40*	%rad	39/37	%36Ca	40*/39	age
1	650	0.7%	36.34 mV	82.1%	1379	0.001%	31.75 ± 0.8%	166.9 ± 1.2
2	680	1.6%	89.36 mV	83.0%	1153	0.001%	31.52 ± 1.2%	165.7 ± 1.9
3	720	2.4%	129.87 mV	86.5%	1100	0.002%	30.98 ± 1.0%	163.0 ± 1.5
4	745	2.7%	147.80 mV	89.6%	723	0.003%	31.14 ± 0.5%	163.8 ± 0.8
5	780	5.8%	312.17 mV	92.7%	1276	0.003%	31.00 ± 0.5%	163.1 ± 0.8
6	805	4.2%	240.46 mV	96.6%	1477	0.005%	32.54 ± 0.2%	170.8 ± 0.3
7	840	28.1%	1963.71 mV	98.8%	5333	0.004%	40.04 ± 0.1%	208.1 ± 0.2
8	880	9.6%	580.22 mV	99.1%	4128	0.007%	34.49 ± 0.4%	180.6 ± 0.7
9	920	6.9%	472.23 mV	98.6%	3104	0.006%	39.12 ± 0.2%	203.5 ± 0.4
10	960	4.1%	348.93 mV	99.6%	2233	0.022%	49.31 ± 0.3%	253.2 ± 0.8
11	1000	8.0%	703.11 mV	99.1%	5831	0.004%	50.58 ± 0.3%	259.3 ± 0.7
12	1200	25.9%	1991.87 mV	99.5%	5630	0.009%	44.19 ± 0.2%	228.4 ± 0.5
							total gas age:	208.8 ± 1.5

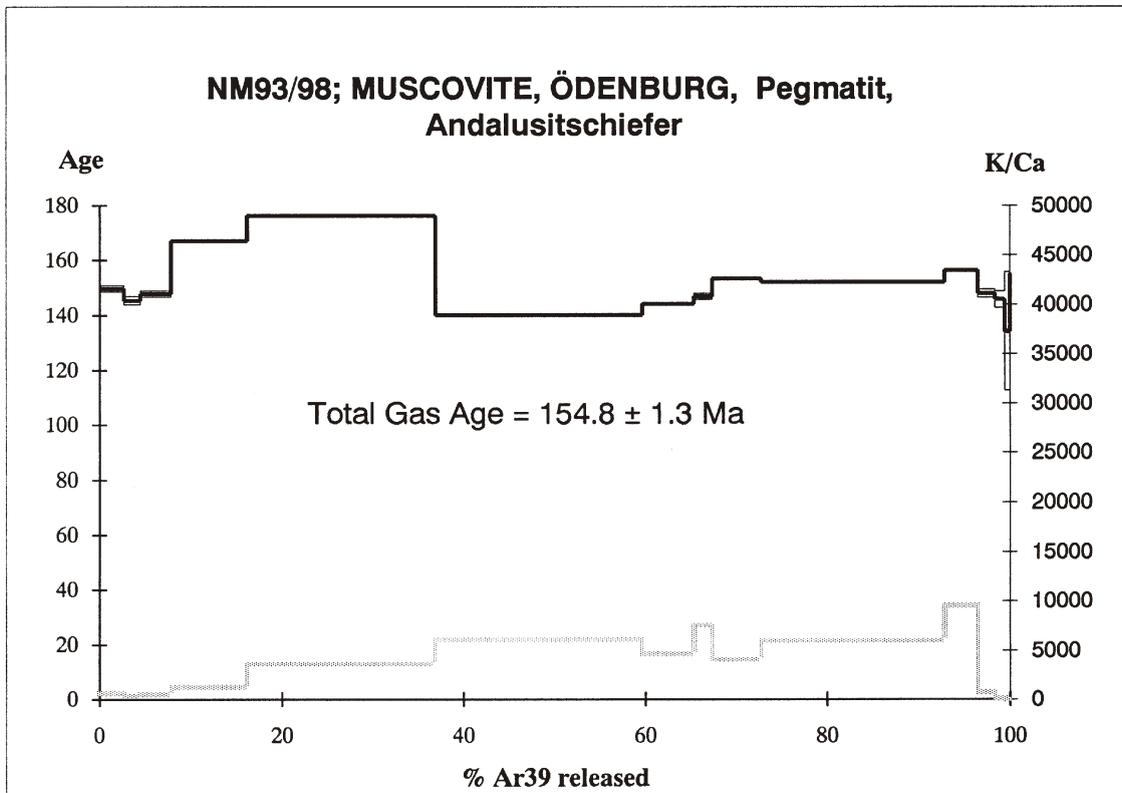


93/98; MUSCOVITE, ÖDENBURG, Pegmatit, Andalusitschiefer

Date of measurement : 25.03.95 Nr: 622
 Date of irradiation : 25.03.95 Nr. 23
 Notes: 0

J = 0.002816 ± 0.4%

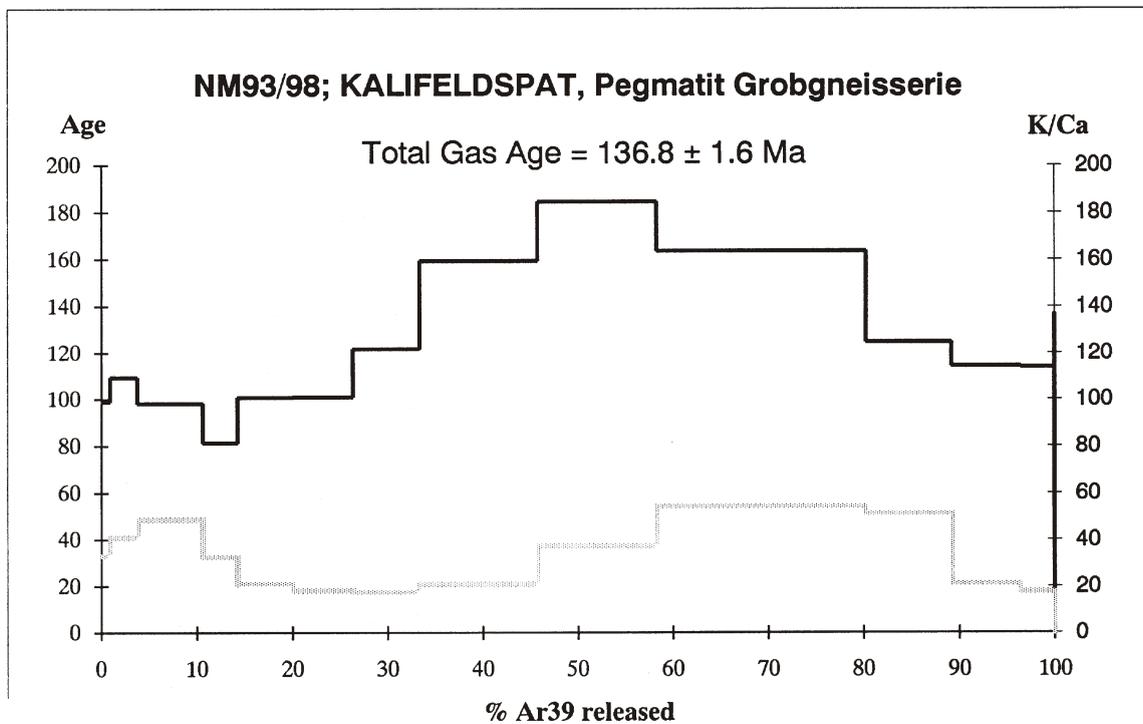
Step	T[°C]	%39	40*	%rad	39/37	%36Ca	40*/39	age
1	680	2.7%	156.70 mV	86.6%	2539	0.001%	29.37 ± 0.8%	149.8 ± 1.2
2	700	1.8%	103.73 mV	87.7%	1581	0.001%	28.48 ± 1.1%	145.4 ± 1.5
3	750	3.3%	191.40 mV	91.7%	2020	0.002%	28.97 ± 0.8%	147.8 ± 1.1
4	790	8.4%	550.35 mV	97.4%	5177	0.002%	32.94 ± 0.3%	167.2 ± 0.5
5	820	20.6%	1431.80 mV	99.4%	14740	0.003%	34.86 ± 0.1%	176.5 ± 0.1
6	850	22.8%	1245.37 mV	99.6%	24639	0.004%	27.42 ± 0.1%	140.2 ± 0.2
7	880	5.7%	320.97 mV	99.2%	18939	0.003%	28.25 ± 0.3%	144.3 ± 0.4
8	900	2.0%	114.76 mV	98.4%	30679	0.001%	28.78 ± 0.8%	146.9 ± 1.1
9 ¹	950	5.4%	324.63 mV	98.1%	16584	0.001%	30.12 ± 0.2%	153.4 ± 0.3
10 ¹	1010	20.1%	1194.51 mV	99.2%	24257	0.002%	29.81 ± 0.2%	152.0 ± 0.3
12 ¹	1050	3.6%	220.08 mV	98.9%	38665	0.001%	30.71 ± 0.3%	156.3 ± 0.4
13 ¹	1080	1.9%	111.14 mV	94.2%	2889	0.002%	29.01 ± 1.1%	148.0 ± 1.6
14 ¹	1100	1.0%	58.22 mV	74.7%	466	0.002%	28.57 ± 2.1%	145.9 ± 3.0
15	1130	0.6%	29.88 mV	47.8%	69	0.005%	26.22 ± 16.6%	134.3 ± 21.5
							total gas age:	154.8 ± 1.3



NM93/98; KALIFELDSPAT, Pegmatit Grobgnaisseurie

Date of measurement : 31.05.95 Nr: 628 J = 0.002915 ± 0.4%
 Date of irradiation : 25.03.95 Nr. 25
 Notes: ?

Step	T [°C]	%39	40*	%rad	39/37	%36Ca	40*/39	age
4		0.9%	152.40 mV	85.9%	133	0.02%	18.46 ± 0.4%	98.8 ± 0.4
5		2.9%	529.85 mV	87.9%	165	0.02%	20.50 ± 0.3%	109.4 ± 0.3
6		6.8%	1114.80 mV	89.0%	196	0.02%	18.33 ± 0.4%	98.1 ± 0.4
7		3.7%	495.29 mV	88.8%	131	0.04%	15.13 ± 0.3%	81.4 ± 0.2
8		5.8%	977.79 mV	86.6%	85	0.04%	18.82 ± 0.3%	100.7 ± 0.3
9		6.3%	1062.94 mV	93.2%	73	0.09%	18.87 ± 0.3%	100.9 ± 0.3
10		7.0%	1434.42 mV	91.0%	70	0.06%	22.91 ± 0.3%	121.9 ± 0.4
11		12.4%	3354.03 mV	89.8%	85	0.03%	30.25 ± 0.2%	159.3 ± 0.4
12		12.6%	3973.29 mV	89.0%	151	0.01%	35.31 ± 0.2%	184.7 ± 0.3
13		22.0%	6117.55 mV	88.6%	219	0.01%	31.14 ± 0.2%	163.8 ± 0.3
14		9.0%	1884.32 mV	90.9%	207	0.02%	23.46 ± 0.2%	124.7 ± 0.2
15		7.2%	1387.69 mV	92.0%	86	0.06%	21.46 ± 0.1%	114.4 ± 0.2
16		3.5%	676.44 mV	92.5%	71	0.07%	21.39 ± 0.2%	114.0 ± 0.3
							total gas age:	136.8 ± 1.6
							100% ⁴⁰plateau age:	136.8 ± 1.6

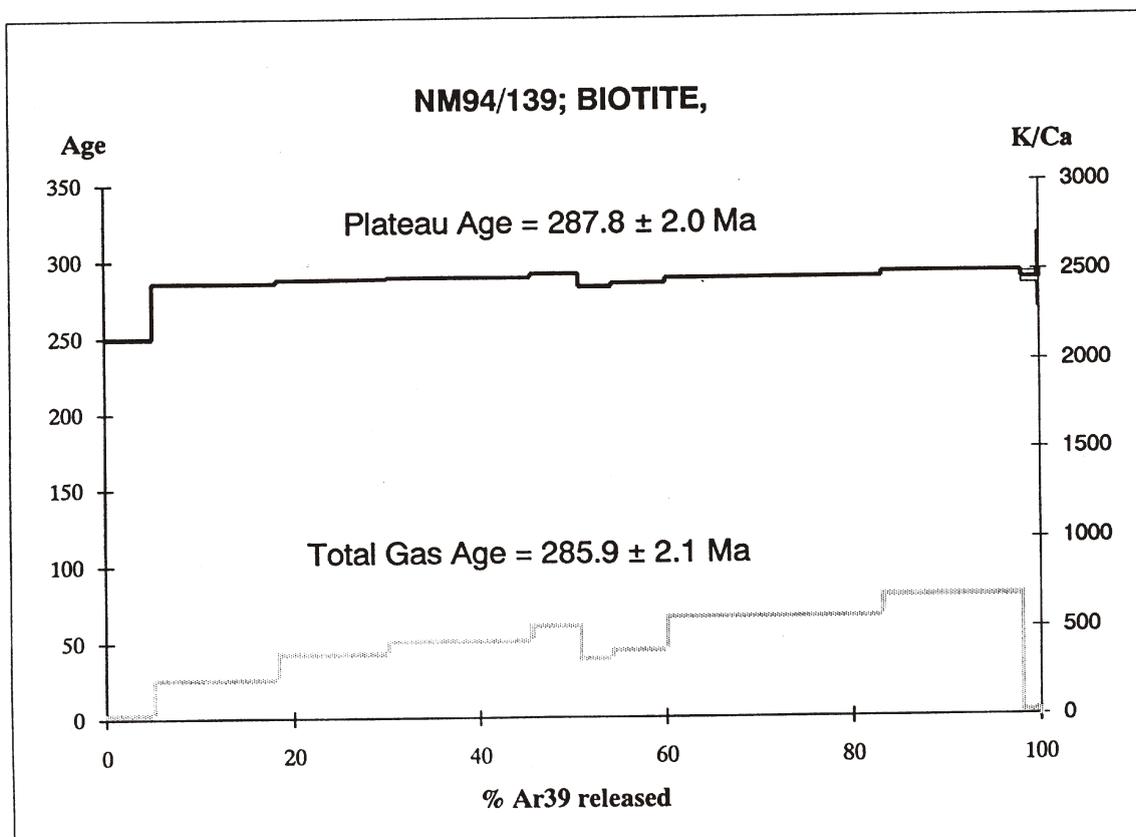


NM94/139; BIOTITE,

Date of measurement : 07.06.95 Nr: 631 J = 0.002915 ± 0.4%
 Date of irradiation : 25.03.95 Nr. 26

Notes:

Step	T[°C]	%39	40*	%rad	39/37	%36Ca	40*/39	age
2		5.1%	468.39 mV	92.0%	91	0.02%	48.57 ± 0.6%	249.6 ± 1.5
3 ¹		13.2%	1408.35 mV	98.7%	901	0.01%	56.12 ± 0.2%	285.6 ± 0.5
4 ¹	800	11.9%	1279.04 mV	99.1%	1486	0.01%	56.58 ± 0.1%	287.8 ± 0.3
5 ¹	825	15.4%	1658.55 mV	99.3%	1761	0.01%	56.75 ± 0.2%	288.6 ± 0.5
6 ¹	840	5.2%	563.82 mV	98.9%	2104	0.01%	57.21 ± 0.4%	290.7 ± 1.0
7 ¹	880	3.5%	372.38 mV	97.8%	1350	0.01%	55.46 ± 0.5%	282.5 ± 1.2
8 ¹	920	5.7%	608.37 mV	97.9%	1543	0.00%	55.94 ± 0.4%	284.8 ± 1.0
9 ¹	950	23.1%	2485.21 mV	99.1%	2292	0.01%	56.56 ± 0.3%	287.7 ± 0.9
10 ¹	1010	15.0%	1625.43 mV	99.3%	2763	0.01%	57.23 ± 0.3%	290.8 ± 0.9
11 ¹	1060	1.7%	178.11 mV	97.4%	104	0.06%	56.26 ± 1.3%	286.2 ± 3.6
12 ¹	1100	0.2%	21.65 mV	87.0%	120	0.01%	57.34 ± 9.0%	291.3 ± 24.3
							total gas age:	285.9 ± 2.1
							95% plateau age:	287.8 ± 2.0



8. Metamorphose

8.1. Allgemeines

Die Gesteine des Ödenburger Gebirges eignen sich durch die häufige Erhaltung von textuellen und mineralogischen Bestandteilen mehrerer Metamorphosen ausgezeichnet für die Erforschung der polyphasen Metamorphosegeschichte dieses Raumes, Einschränkungen dazu ergeben sich aus mehreren Gründen: i) die „Inselsituation“ des Ödenburger Kristallins inmitten tertiärer Sedimente erschwert die Korrelation dieser Lithologien mit den Serien der Buckligen Welt; ii) die schlechte Aufschlußsituation verhindert eine sinnvolle Erstellung von Metamorphoseprofilen; iii) durch die tiefgreifende Verwitterung steht nur wenig frisches Probenmaterial zur Verfügung; iv) eine aussagekräftige Thermobarometrie ist durch die Mineralogie der Gesteine nur bedingt möglich.

Im Folgenden wird die Metamorphose anhand jener Lithologien beschrieben, von denen genug Probenmaterial zur Verfügung steht und die sich durch ihre vielfältigen Paragenesen besonders dafür eignen. In unserem Fall sind das vor allem die Glimmerschiefer beider Serien, die O-Gneise werden eher nur cursorisch behandelt, bei den Mu-Lbgt-Schiefen und Dist-Lbgt-Quarziten sei auf die neusten Ergebnisse in HUBER (1994, 8-13 u. 89-92) hingewiesen.

LELKES-FELVÁRI & SASSI (1984, 603) erkennen in den Lithologien des Ödenburger Gebirges eine inverse Metamorphosezonierung. Sie beginnt mit Serien der Unteren Sill-Zone in den obersten Teilen des Gebirges (entsprechend der Óbrennberg-Kaltes Bründl Serie dieser Arbeit), darunter folgen in ihrer Interpretation Gesteine der Oberen Grünschieferfazies (i.e. Sopron Serie) und das Liegendste bilden Lithologien der Unteren Grünschieferfazies, die aus der über 650 m tiefen Bohrung Sopron-8 NW Nagyfűzes bekannt sind.

Grundsätzliche Unterschiede zwischen der Sopron Serie und der Óbrennberg-Kaltes Bründl Serie können bereits an dieser Stelle vorweg genommen werden, auf eine Abschätzung der Metamorphosebedingungen wird in Kap. 8.4. näher eingegangen:

SOPRON SERIE	ÓBRENNEBERG-KALTES BRÜNDL SERIE
⇒Ortho-Gneise,Glimmerschiefer, Amphibolite ⇒stark deformierte, zerscherte Gesteine ⇒in den Glimmerschiefen: Pseudomorphosen nach Stau, 2-phasige große Gr, viel Chl, selten Ep und nie Ort	⇒Glimmerschiefer/-gneise ⇒eher statische Mineralblastese ⇒in den Glimmerschiefen: 1-phasige, kleine Gr, kaum Chl, häufig Ep und Ort, rekristallisierte Qu, sehr viel Bio, Fsp, And und Sill

Tab. 8-1: Übersicht über die auffälligsten Unterschiede zwischen der Sopron- und der Óbrennberg-Kaltes Bründl Serie

8.2. Metamorphose in der Sopron Serie

8.2.1. Prä-alpine Metamorphose

In den Lithologien der Sopron Serie sind durch die intensivere alpine Überprägung die prä-alpinen Paragenesen, trotzdem noch viele Formrelikte zu erkennen sind, viel schlechter erhalten als in der Óbrennberg-Kaltes Bründl Serie (KISHÁZI & IVANCSICS 1985, 200). Die alpine Überprägung verläuft sehr selektiv, mineralogische und textuelle Änderungen sind hauptsächlich auf Bewegungszonen konzentriert, während Bereiche außerhalb dieser Zonen zwar die Paragenese ändern, aber die alte Textur weitgehend beibehalten.

Glimmerschiefer

Die petrographische Unterteilung von den Glimmerschiefern der Sopron Serie in Kap. 3.4. ist kaum auf primäre Unterschiede zurückzuführen, sondern vielmehr auf eine unterschiedlich intensive alpine Überprägung von relativ einheitlichen prä-alpinen Stau-Glimmerschiefern.

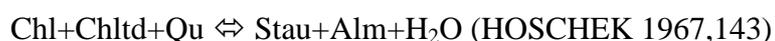
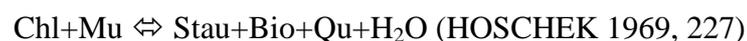
Der prä-alpine Mineralbestand umfaßt in leicht variierender Weise die Phasen (Kap. 3.4.1.):

Stau-Chltd-Gr-Chl-Bio-Mu-Plag-Qu-Akz

Die Schieferung wird vor allem durch relativ grobkörnige Hgl (im Kern mit 75 % Mu, 12 % Par, 7 % Pheng) und Bio gebildet, wobei der Bio nach der alpinen Metamorphose nur mehr reliktsch zu finden ist, jedoch deuten viele kleine Anhäufungen von deformierten Sagenitgittern innerhalb von feinen Hgl-Aggregaten auf das früher häufigere Vorhandensein von Bio hin. Chl wurde hauptsächlich im Verlauf der alpinen Metamorphose gebildet, er ist aber auch in der prä-alpinen Metamorphose nicht selten. Er erscheint als relativ grobkörniger, spät- bis postkinematischer (bezüglich der prä-alpinen Metamorphose) Blast, der in seinem Kern relativ Mg-reich ist.

Die Fsp treten ausschließlich als Ab-reiche Plag in Erscheinung, es fällt auf, daß sie nur in Lithologien ohne Chltd-Pseudomorphosen zu finden sind (Tab. 3-1).

Stau1 ist das charakteristische Mineral der prä-alpinen Metamorphose in diesen Glimmerschiefern, er ist aber nur sehr selten reliktsch erhalten, durchwegs deuten jedoch zahlreiche Pseudomorphosen auf seine weite frühere Verbreitung hin. Teilweise machen diese Pseudomorphosen einen großen Teil des Mineralbestandes in diesen Gesteinen aus (NM92/45), ihre textuelle Stellung zeigt ein postkinematisches Wachstum bezüglich der prä-alpinen Metamorphose an (z.B. Abb. 3-7), für das die zwei folgenden Reaktionen gut denkbar sind:



Gr widerspiegelt, abgesehen von den Pseudomorphosen, am deutlichsten die polyphase Metamorphosegeschichte dieser Glimmerschiefer (Kap. 4.2.; Abb. 4-2 bis 4-4). Der innere Gr1 ist bis auf Qu-Einschlüsse meist einschlußarm, der Rand zum Gr2 hin ist resorbiert.

Mikrosondenprofile zeigen eine normale Wachstumszonierung mit einer *bell-shaped* Mn-Verteilung im Inneren und einer randlichen reversen Zonierung, die auf den retrograden Teil der prä-alpinen Metamorphose zurückzuführen ist (Abb. 4-3).

Amphibolite

Der durchschnittliche prä-alpine Mineralbestand der Amphibolite rekrutiert sich aus folgenden Phasen:

Aktinolith-Zois-Ab-(Chl)-Qu-Akz

Die Amphibolite sind von ihrer Mineralogie her sehr einheitlich, sie unterscheiden sich jedoch stark in ihrer Textur, was hauptsächlich auf die unterschiedliche alpine Deformation zurückzuführen ist. Es überwiegen hoch deformierte, feinkörnige Gesteine über wenig deformierte, grobkörnige Typen, die sich noch gut von benachbarten, schwachmetamorphen unterostalpinen Meta-Gabbros herleiten lassen. In den grobkörnigen Amphiboliten zeigen die Kerne der Amphibole, die hier als prä-alpin angesehen werden, eine aktinolithische Zusammensetzung (Kap. 5.2.2.), mit welcher der albitreiche Plag gut korrelierbar ist und die auf Metamorphosebedingungen maximal der mittleren-oberen Grünschieferfazies hindeuten. Die Zois-Gehalte variieren je nach Probe stark, Chl ist eher selten.

Mittelkörnige Orthogneise

Die primär-magmatische mineralogische Zusammensetzung war vermutlich wie folgt beschaffen (Gr als *xenocrysts* ?):

AlkF-Plag-Hgl-Bio-Qu-Akz

WIESENEDER (1971, 347-349) beschreibt die prä-alpine Metamorphose in den O-Gneisen des Unterostalpins als eher statisch, während er die alpine Metamorphose für die deutliche Verschieferung und Bildung der Augentextur verantwortlich hält. Bio wird resorbiert, die An-Komponente in Plag wird instabil und wandelt sich in Ser und Zois um, während AlkF perthitische Entmischungen bildet. Alle diese Änderungen finden jedoch auch während der alpinen Metamorphose statt, weshalb eine Trennung der beiden Metamorphosen schwerfällt. Zusätzlich reagieren O-Gneise auf Grund ihrer mineralogischen Zusammensetzung weitaus weniger sensibel und auffällig auf P-T-Änderungen als Metapelite und eignen sich aus diesem Grund weniger zur Abschätzung von Metamorphosebedingungen als diese, weshalb die Trennung der Metamorphosen weiter erschwert wird.

8.2.2. Alpine Metamorphose

Glimmerschiefer

Der Rand der großen Hgl zeigt eine deutliche Anpassung des Mineralchemismus an jenen der feinkörnigen, jungen Hgl-Generation, die unter einem höheren *strain* als die alte

Generation gewachsen ist (Abb. 5-2). Die randliche Bildung von jungem Bio, der vor allem auf Kosten der Phengit-Komponente wächst, ist auf eine Druckentlastungs-Reaktion zurückzuführen. Chl wächst in Rissen von Gr und in NM92/22 postkinematisch sehr großflächig um die Stau-Pseudomorphosen.

Die Pseudomorphosen nach Stau1 sehen durch die unterschiedlich intensive alpine Metamorphose sehr verschieden aus (Kap. 3.4.1.1.). Es handelt sich um bis 20 mm lange, 4 mm breite Leisten, die oft noch einen recht-

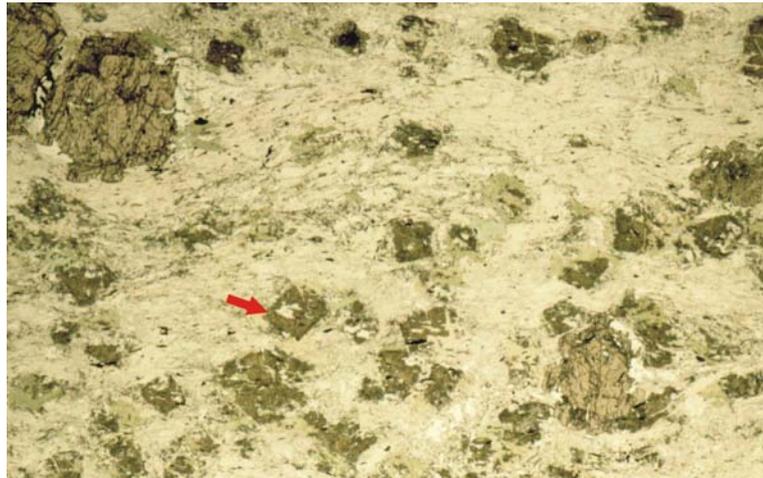


Abb. 8-1: Rechteckige, gelbliche, wirrstrahlig verwachsene Stau/Dist-Pseudomorphosen nach Stau (roter Pfeil), daneben 2-phasige Gr; NM92/22a, BB 16 mm; =N.

eckigen Umriß erkennen lassen, häufig sind sie jedoch rautenförmig gelängt oder nur mehr als längliche Linsen erhalten. In den besser erhaltenen Pseudomorphosen sind meist noch winzige, wirrstrahlige, weitgehend farblose, längliche Chltd erhalten, randlich findet sich Ser. In den stärker deformierten Pseudomorphosen findet sich nur mehr Ser. In einem Fall enthalten diese Pseudomorphosen zusätzlich zum Chltd auch Dist (NM92/22), über die (relativ spät) alpin ein junger Stau2 wächst, der vermutlich nach der unten angegebenen Reaktion gebildet wurde (Abb. 5-1). Das heißt, daß ein porphyroblastischer, prä-alpiner Stau1, alpin von unorientiertem Dist und etwas Chltd2 überwachsen wird, die ihrerseits in einem späteren Abschnitt der alpinen Metamorphose wieder von Stau2 überwachsen werden. Texturell zeigen sich überraschende Ähnlichkeiten mit den komplexen Überwachungs-texturen, die RICE (1985, 284-287) aus der kaledonischen Kalak Decke (Finnmark, Norwegen) beschreibt. Nach ALBEE (1972, 3264) zeichnen sich Chltd-Stauführende Paragenesen, abhängig von ihrem WR-Chemismus, durch das Auftreten von entweder Chl oder Bio als Hauptgemengteil aus, sie treten jedoch nie zusammen auf.



Gr2 zeigt in seinen älteren Bereichen zahlreiche kleine Erz-Einschlüsse, deren Form auf ehemalige überwachsene Phyllosilikate hindeutet, zum Rand hin nehmen diese jedoch stark ab. Gr2 ist relativ klar und hat idioblastische Korngrenzen. Im Profil zeigt sich von der abrupten Änderung von Gr1 weg eine normale Wachstumszonierung.

Amphibolite

Die auffälligste Auswirkung der alpinen Metamorphose in den Amphiboliten ist die starke Deformation dieser Lithologien mit der Ausbildung eines straffen L-S-Gefüges. Daneben deutet die Paragenese auf eine höhergradige Metamorphose als die vorhergehende prä-alpine Metamorphose hin. Die Zonierung der Amphibole mit Aktinolith im Kern und Hb am Rand ist genau das Gegenteil jener Zonierung, die man normalerweise erwarten würde.

Ähnliche Amphibol-Zonierungen beschreiben MOGESSIE & PURTSCHELLER (1986, 78-79) aus dem Ötztal-Kristallin und PUTIS et al. (1994, 81) aus dem Unterostalpin der Buckligen Welt. In beiden Fällen wird dieser Sachverhalt als niedrig metamorphe Relikte innerhalb höher metamorpher Hb interpretiert.

Die Umwandlung von Aktinolith in Hb findet ziemlich genau am Übergang von Grünschiefer- zu Amphibolitfazies statt und zieht mehrere wichtige mineralogische Änderungen nach sich:



Durch diese Reaktionen nimmt der Gehalt an Ep/Zois ab, der Plag wird An-reicher, im Chl steigt der Mg-Gehalt (der effektive Chl-Chemismus hängt aber dennoch stark vom WR-Chemismus ab), ebenso nimmt in den Amph der Al-, Fe- und Na- Gehalt zu. Die Koexistenz von Ab und Oligoklas ist nach Spear (1993, 405) ein Hinweis darauf, daß die Intensität der alpinen Metamorphose nicht viel höher als die der untersten Amphibolitfazies war.

Gr findet sich ausschließlich in grobkörnigen Amphiboliten, die eher arm an Ep/Zois sind. Möglicherweise ist das Auftreten in diesen Lithologien auf die leicht erhöhten Mn-Gehalte beispielsweise in NM92/23 zurückzuführen, wenn man akzeptiert, daß Mn als zusätzliche Komponente die Gr-in Isograde zu etwas niedrigeren Temperaturen verschiebt.

Mittelkörnige Orthogneise

Die alpine Metamorphose geht mit einer penetrativen Verschieferung der O-Gneise einher, durch den kretazischen Deckenbau werden an vielen Stellen Mylonite gebildet (z.B. NM92/42, NM93/94, NM93/109).

Die porphyrischen, primär-magmatischen AlkF (93 % Orthoklas, 7 % Ab) sind hauptverantwortlich für die typische Augentextur des Gesteins, sie zeigen häufig perthitische Entmischungen, Mikroclinbildung ist selten.

Bei den Plag handelt es sich um fast reine Ab, Teile der An-Komponente sind im Zuge der Metamorphose (besonders im Kern) in Ser umgewandelt.

Bio tritt nur mehr reliktnisch in stark resorbierten und gebleichten Körnern auf, jedoch deuten zahlreiche Anhäufungen von Sagenit innerhalb der feinkörnigen, jüngeren Hgl-Generation auf eine früher weitaus häufigere Verbreitung von Bio hin. PEINDL (1990, 114) nimmt

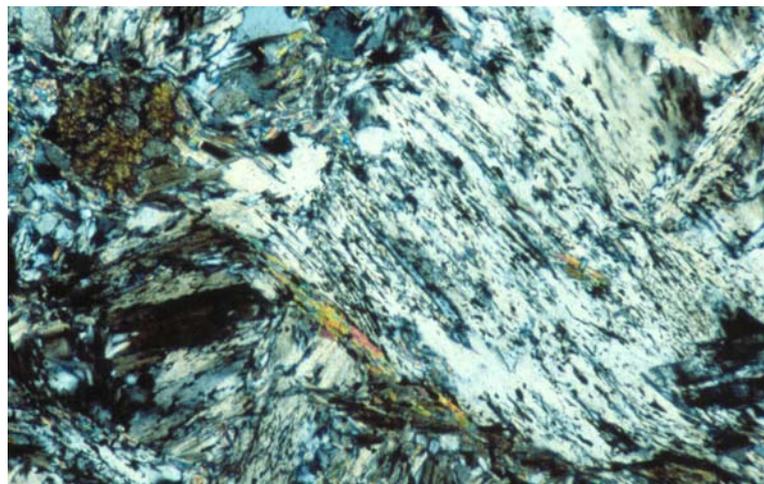


Abb. 8-2: Grobkörniger Lbgt (beige) mit vielen Rut-Einschlüssen bildet Pseudomorphosen nach Bio; NM93/89; BB 2,5 mm; +N.

für diese Reaktion ebenfalls ein alpidisches Alter an.

Bei den großen, primär-magmatischen Hgl ist nur mehr im Kernbereich der ursprüngliche Chemismus (75 % Mu, 12 % Par, 8 % Phengit) annähernd erhalten, der Rand ist bereits stark dem Chemismus der jüngeren, feinkörnigen Hgl-Generation angepaßt (Abb. 5-4). Die feinkörnigen Hgl (56 % Mu, 1 % Par, 37 % Phengit) treten bevorzugt in den der alpinen Metamorphose zugeordneten Scherbändern auf; der Fe-Gehalt für die erhöhte Phengit-Komponente, deren Konzentration in Kap. 8.4. für die Abschätzung der alpinen Druckbedingungen Verwendung findet, wird offensichtlich von den ehemaligen Bio bezogen.

Gr ist ein charakteristisches Akzessorium in den mittelkörnigen O-Gneisen. Er findet sich vor allem in den Lagen, die reich an der jüngeren Hgl-Generation sind, die der Gr klar überwächst. Die textuelle Situation und die idioblastische Kornform sprechen überzeugend für ein alpines Alter des Gr (KISHÁZI & IVANCSICS 1985, 203; PEINDL 1990, 106). Bei einer guten Erhaltung des Gr, die jedoch wegen der späten semiduktilen Beanspruchung der glimmerreichen Scherbänder selten ist, kann man öfters eine Skelettextur des Gr feststellen, wobei vor allem die jüngere Hgl-Generation überwachsen wird.

8.3. Metamorphose in der Óbrennberg-Kaltes Bründl Serie

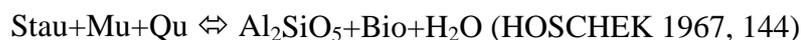
8.3.1. Prä-alpine Metamorphose

Bio-And-Sill-Schiefer

Die Gesteine in der Óbrennberg-Kaltes Bründl Serie sind mineralogisch sehr vielfältig und deshalb für die Abschätzung der Metamorphose-Intensität sehr wertvoll. Mineralogische Unterschiede, die in Kap. 3.5. zu unterschiedlichen Gesteinsbezeichnungen führten, haben zum Großteil unterschiedliche alpine Überprägungen als Ursache. Während der prä-alpinen Metamorphose bilden sich unterschiedliche Paragenesen in folgender Mineralgesellschaft, die KISHÁZI & IVANCSICS (1985, 194) einer Metamorphose vom Abukuma-Typ zuschreiben:



Stau ist nur mehr reliktsch als xenoblastischer Einschluß in And erhalten und bietet eine gute Analogie zu den And-Gesteinen des Ötztales, wo der And relativ spät in der variszischen Metamorphose wächst, zu einem Zeitpunkt als der etwas früher gesproßte Stau nicht mehr stabil war. Als Umwandlung erscheint folgende obere Abbaureaktion von Stau sehr plausibel:



Als weiteres wichtiges Indexmineral ist And zu nennen. And wächst spät- bis postkinematisch bezüglich der prä-alpinen Metamorphose poikiloblastisch über das Gefüge, die wichtigsten Einschlüsse sind Bio und längliche, schmale opP, bei der es sich um Ilm handeln dürfte und die nur innerhalb des And reliktsch erhalten ist. LELKES-FELVÁRI & SASSI (1984, 604) beschreiben zahlreiche Sill- und Dist-Einschlüsse in And, weshalb sie den And als jüngste der drei Phasen interpretieren. Eine sehr ähnliche zeitliche Abfolge zeigen die Al_2SiO_5 -Modifikationen im Öztalkristallin, wo And ebenfalls Dist und Sill Einschlüsse aufweist und deshalb als die jüngste Phase der drei Al_2SiO_5 -Modifikationen angesehen wird (TROPPER 1993, 34; HOINKES et al. in Prep).

Nach den Resultaten dieser Arbeit ergibt sich aus zahlreichen Dünnschliffuntersuchungen genau das umgekehrte Bild. Dist bildet

sehr kleine, längliche Scheiter am Rand und auch innerhalb von And, dort jedoch ausschließlich entlang von Rissen, wo er eindeutig den And überwächst. Typisch für die Überwachstextur, für die in dieser Arbeit ein alpines Alter angenommen wird (PEINDL 1990, 98), ist, daß die kleinen Dist meist im rechten Winkel zum Rand oder Riß des And wachsen (vgl. diese Textur mit jener in PHILIPPITSCH et al. 1986, 93-98).

Bei Sill, der in diesen Lithologien im Unterschied zur Koralpe in großen Mengen erhalten ist (FRANK et al. 1983, 265), ist die textuelle Beziehung zum And nicht so eindeutig wie bei Dist. Sill überwächst den And aber weitaus seltener als Dist und kaum in Rissen sondern überwiegend nur am Rand. Texturell ist es sehr wahrscheinlich, daß ein Teil des Sill gleichzeitig mit And oder etwas später als dieser gewachsen ist, woraus sich ein *anti-clockwise* P-T-Pfad ableitet. And und Sill weisen zueinander eine kleinere Entropiedifferenz als zu Dist auf, was einen breiteren P/T-Bereich entlang der univarianten Verbindungslinie ermöglicht, wo die beiden Phasen metastabil nebeneinander zu finden sind (STRENS 1968, 844-847). Ein gleichzeitiges Wachstum aller drei Al_2SiO_5 -Phasen ist

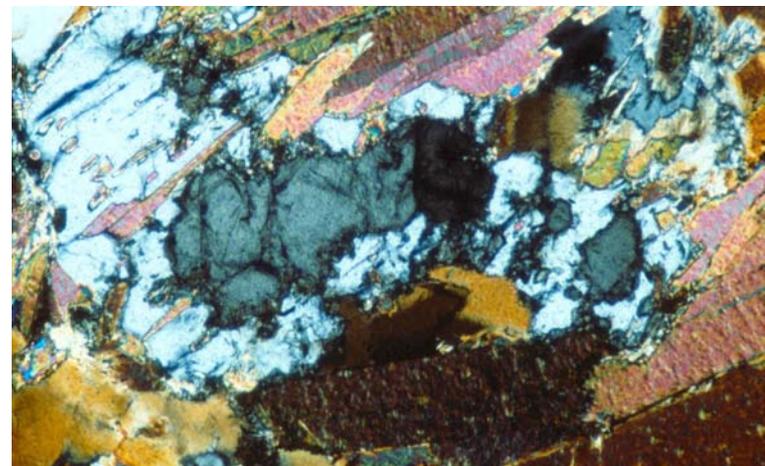
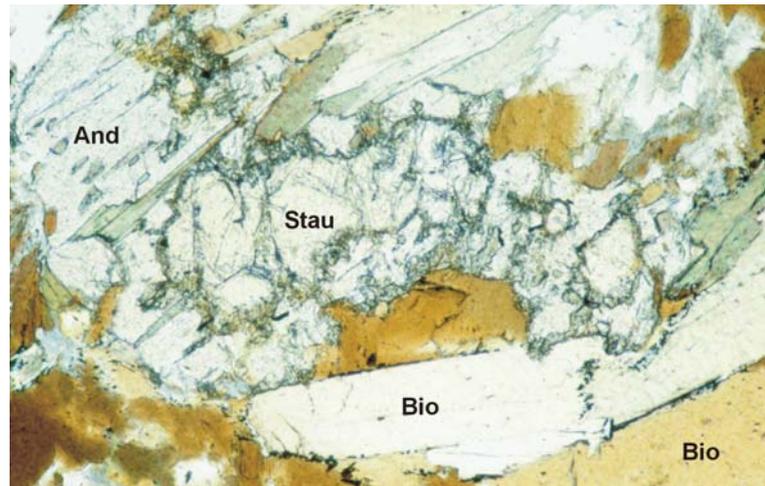
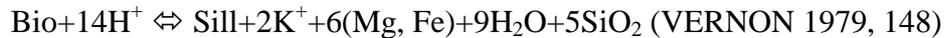


Abb. 8-3 a&b: Reliktischer Stau ist nur als Einschluß in And erhalten. Randlich vom Stau wächst in diesem Bild sehr feinkörniger Dist; NM92/71; BB 1,5 mm; =N und +N.

unwahrscheinlich, ein Großteil des Sill stammt vermutlich als relativ späte, retrograde Bildung unter Zufuhr von H^+ -Ionen aus Bio (VERNON 1979, 148).



Eine ganz charakteristische Textur ist die Umwandlung von And zu sehr grobkörnigem Hgl, was vor allem den Rand betrifft, aber auch in Rissen des And sehr häufig auftritt. In Gesteinen, in denen mehr als eine Al_2SiO_5 -Modifikation vorkommt, wird immer nur eine Modifikation bevorzugt von Mu überwachsen, während die andere(n) relativ unbehelligt bleibt (bleiben) (KWAK 1971, 200-203). Wichtig ist die Tatsache, daß dort, wo der And von diesen Hgl gepanzert ist, sich kein Dist (alpidisch) bildet. Die Qu-gefüllten Resorptionsschläuche innerhalb der And sollten ebenfalls mit dieser Reaktion in Zusammenhang stehen.



Grobkörnige Bio zeigen randlich Erzausscheidungen und sind häufig vergrünt, während kleinere und offensichtlich jüngere Bio nicht von diesen Umwandlungen betroffen sind. Auch Plag scheint in zwei Generationen aufzutreten, wenn auch nicht so klar zu trennen wie bei Bio. Die ältere und grobkörnigere Generation ist stark serizitisiert, während die jüngere Generation, die vor allem um AlkF zu finden ist, kaum in Ser umgewandelt ist. LELKES-FELVÁRI & SASSI (1984, 606) vermuten in Aggregaten, bestehend aus sehr feinkörnigen Ser-Chl-opP, mögliche Überreste von Cord, was vom Metamorphosetyp und dem Gesamtchemismus her gut denkbar ist.

8.3.2. Alpine Metamorphose

Die alpine Metamorphose, nach KISHÁZI & IVANCSICS (1985, 197) vom Barrow-Typ, wirkt sich in der Óbrennberg-Kaltes Bründl Serie weitaus schwächer aus als in der Sopron Serie. Die Gesteine der Óbrennberg-Kaltes Bründl Serie dürften schon in einer frühen Phase der alpinen Subduktions- und Kollisionsprozesse rasch in eine tektonisch höhere Position gebracht worden sein, noch bevor das Kristallin durchgehend aufgeheizt wurde. Hinweise dazu sind neben der Erhaltung eines Teiles der prä-alpinen Paragenese auch die Erhaltung der statischen Wachstumstextur der älteren Metamorphose. Die alpine Beanspruchung beschränkt sich - im Gegensatz zur Sopron Serie, wo die Deformation penetrativ ist - auf ganz konkrete Scherzonen, die Bereiche außerhalb davon sind kaum betroffen (z.B. Abb. 3-22).

Die alpine Überprägung gestaltet sich, je nach Verfügbarkeit von *fluid* und Deformation, sehr selektiv (z.B. Abb. 8-6). Eine ganz charakteristische Eigenschaft der Lithologien in der Óbrennberg-Kaltes Bründl Serie ist das Fehlen von Gr in Gesteinen, wo der And gut erhalten ist und dessen sukzessives Auftreten, wo der And stärker überprägt ist. Gr wächst in winzigen Blasten am Rand von Bio und wird nur dort größer und häufiger, wo die alpine Überprägung an Intensität zunimmt. Diese Beobachtung ist neben der 1-Phasigkeit, der starken optischen Ähnlichkeit mit der jüngeren Gr-Generation in der Sopron Serie und der eher idioblastischen Form ein zwingendes Argument für ein alpines Alter des Gr in diesen Gesteinen (KISHÁZI & IVANCSICS 1985, 195).

Die auffälligste Auswirkung der alpinen Überprägung ist die bereits in Kap. 8.3.1. angeschnittene Umwandlung von And zu Dist, die von unbedeutenden randlichen Umwandlungen bis zur vollständigen Überwachsung des And durch Dist führen kann. Dist überwächst in kleinen unorientierten Leisten häufig auch fibrolithische Sill-Aggregate, die zusätzlich sehr stark serizitisiert sind, wo oft nur mehr Pseudomorphosen von Ser nach Sill erhalten sind.

In Dünnschliffen mit vollständiger Umwandlung des And in Dist ist auch immer wieder Chltd innerhalb dieser Pseudomorphosen zu finden, der nach textuellen Hinweisen annähernd gleichzeitig mit Dist gewachsen sein könnte (KISHÁZI & IVANCSICS 1985, 196-197); vermutlich aber bildet er sich doch etwas später als Dist, Hinweise dazu finden sich beispielsweise in Abb. 8-7, wo der Chltd bevorzugt in den Rissen der Dist-Pseudomorphose wächst.

Weiters kommt es im Verlauf der alpinen Metamorphose zu einer massiven Bildung von Ser, wovon vor allem Sill, Plag und Hgl betroffen sind. Über die Herkunft der dafür notwendigen *fluids* kann man nur spekulieren, eine mögliche Quelle wäre überschobenes Permo-Mesozoikum (siehe Kap. 7.3.1.).

8.4. Metamorphose-Bedingungen

Über die P/T-Bedingungen der prä-alpinen Metamorphose im Unterostalpin des Alpenostrandes ist nur wenig bekannt, zum Teil existieren stark unterschiedliche Ergebnisse, die unter anderem wohl auch auf die heterogene Geologie des Raumes zurückzuführen sind.

Große Übereinstimmung herrscht bei einem Großteil der Autoren, daß die Intensität der alpinen Metamorphose von N nach S zunimmt, wo sie lokal sogar eklogitfazielle

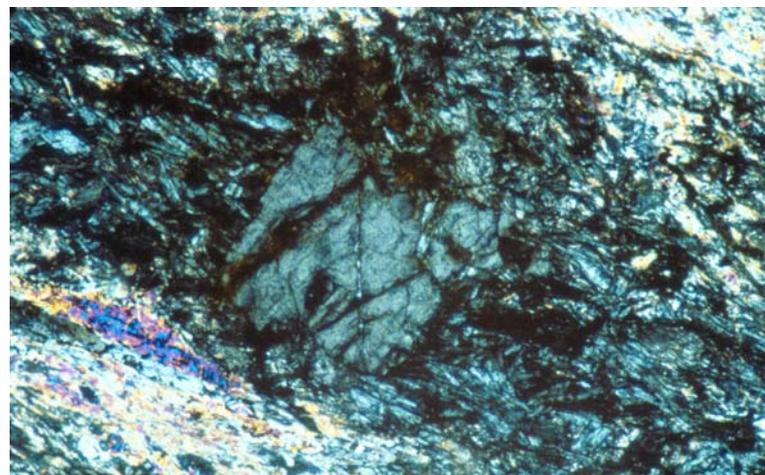
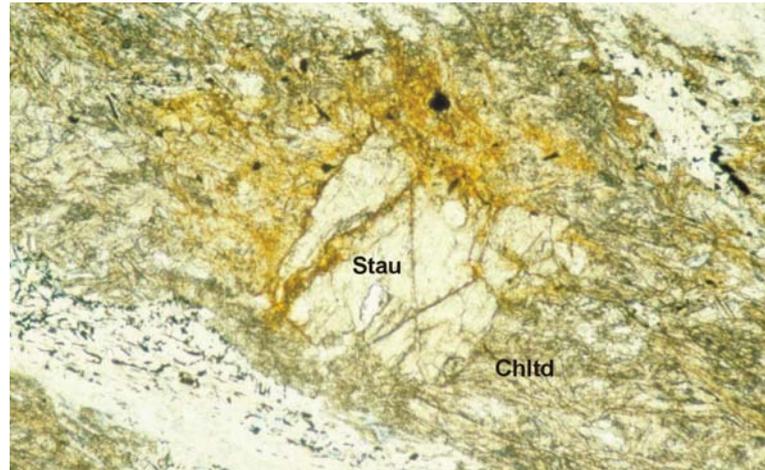


Abb. 8-4 a&b: Seltenes Stau-Relikt in einer Chltd/Dist-Pseudomorphose nach Stau; NM92/32; BB 1,5 mm; =N und +N.

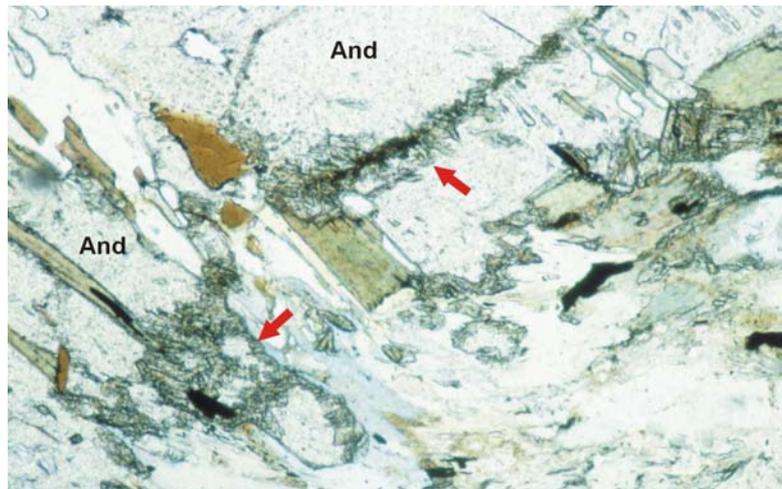


Abb. 8-5: Feine Umwandlungen zu kleinen, leistenförmigen Dist (rote Pfeile) am Rand und in Rissen von And; NM92/71; BB 3 mm; =N.

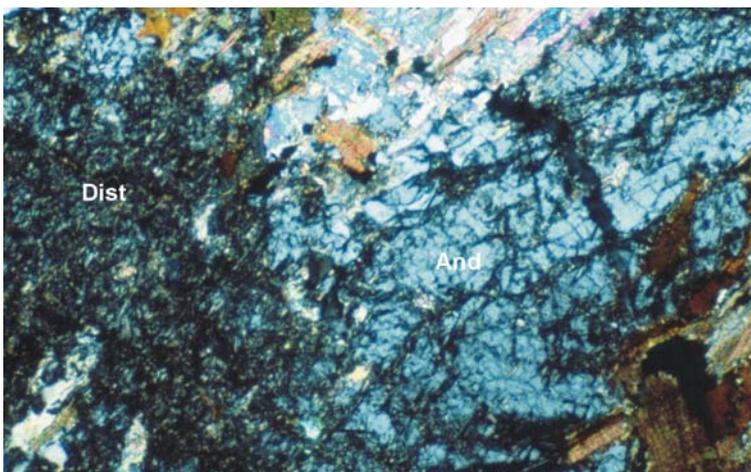


Abb. 8-6: Ein eindrucksvolles Beispiel, wie selektiv eine metamorphe Überprägung sein kann: And, der in der rechten Bildhälfte noch relativ gut erhalten ist, wird in der linken Bildhälfte fast zur Gänze in unorientiert wachsenden, feinkörnigen Dist umgewandelt; NM93/114; BB 2,5 mm; +N.

Abb. 8-7 a&b: Dist-Pseudomorphose nach And; der Dist ist seinerseits zerbrochen, in den Rissen wächst Chltd. In Abb. 8-7 b zeigt Dist blaue, Chltd gelb/rote Interferenzfarben; NM92/32; BB 3 mm; =N und +N mit Kompensator.

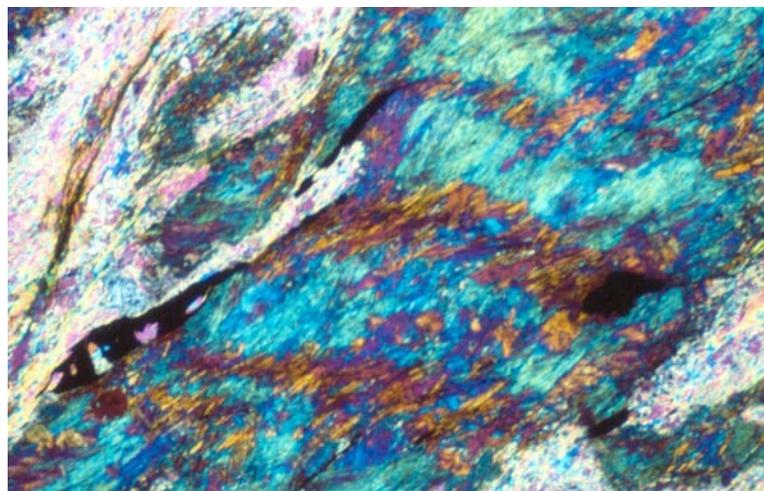
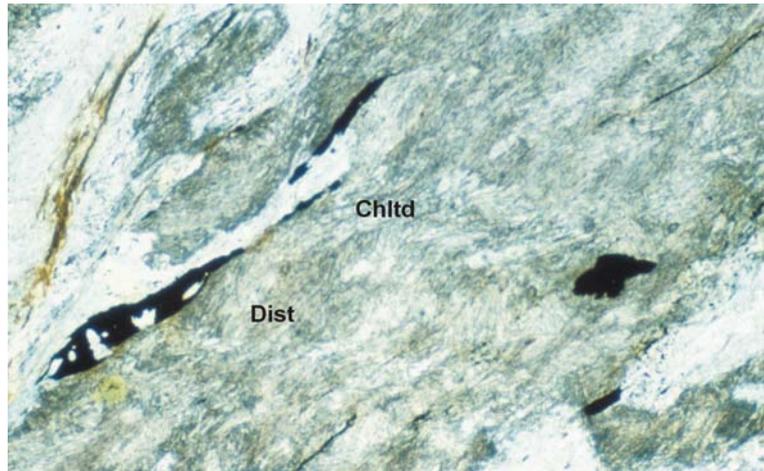
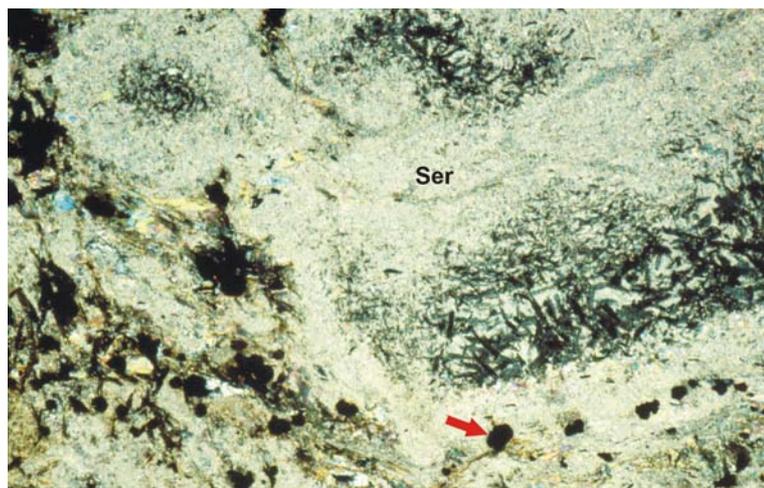


Abb. 8-8: Ser-Pseudomorphosen mit unorientiert wachsendem Chltd in deren Zentren nach Stau. Der rote Pfeil weist auf kleine, idioblastische Gr hin; NM93/105a; BB 15 mm; +N.



Bedingungen erreicht (KOLLER 1985, 120-123; FRANK et al. 1992, 10-11; NEUBAUER et al. 1992, 103), was durch *N-wards climbing basement-cover ramps* erklärt wird (DALLMEYER et al. 1992, 58; NEUBAUER et al. 1992, 112). Die relativ hohen Drucke im Unterostalpin führt PEINDL (1990, 234) auf die Überführung durch das Mittel- und Oberostalpin zurück. In der Literatur finden sich folgende P/T-Abschätzungen der alpinen Metamorphose im Ostteil des Ostalpins:

☞ MOREAU (1981, Abb. 42) berechnet die Bedingungen der alpinen Metamorphose im Rabenwaldgebiet mit 450-520° C und 5,5-6,5 kbar.

☞ WEBER (1982, 4) gibt für die alpine Metamorphose im tieferen Teil des Koralpen-Kristallins Bedingungen von $588 \pm 33^\circ \text{C}$ und $7,15 \pm 1$ kbar an.

☞ FRANK et al. (1983, 273) beschreiben die Bildung der alpinen Plattengneise bei 590-600° C und 14 kbar (Gr-Plag Barometer, Gr-Bio Thermometer).

☞ KOLLER (1985, 120-123) trennt die alpidische Metamorphose in der Rechnitzer Serie in zwei Phasen, für das altalpidische Ereignis (65 ± 6 Ma, K/Ar Hgl) nimmt er Bedingungen von 330-370° C bei 6-8 kbar an, für ein jungalpidisches Ereignis (19-22 Ma, K/Ar Hgl) Bedingungen von 390-430° C bei ≤ 3 kbar.

☞ Die Bildungsbedingungen der Talklagerstätte Rabenwald berechnen MOINE et al. (1989, 1412-1413) mit 500-550° C bei 8-9 kbar.

☞ MILLER (1990, 287) und THÖNI & JAGOUTZ (1993, 187) geben durchschnittliche Bildungsbedingungen der eoalpinen Eklogite mit rund 500-630° C bei 11-18 kbar an.

☞ EHLERS et al. (1994, 309) beschreiben die alpinen Metamorphosebedingungen in der Koralpe bei 600-700° C und 10-17 kbar.

☞ PUTIS et al. (1994, 9) kalkulieren die P/T-Bedingungen der alpinen (um 100 Ma) Hochdruckparagenesen in der Siegraben Einheit mit 750-700° C bei 13-14 kbar.

☞ STÜWE & POWELL (1995, 91-92) geben als Maximalwerte der alpinen Metamorphose im Plattengneises Temperaturen von rund 700° C und Drucke von über 18 kbar an.

☞ THÖNI & MILLER (in Druck) berechnen das Sm/Nd-Alter der alpinen Metamorphose in den Glimmerschiefernebergesteinen der Koralpeneklogite mit 88-91 Ma und geben Temperaturen von etwa 685° C bei 20 kbar an.

☞ Die jüngsten Untersuchungen der maximalen P/T-Bedingungen der alpinen Metamorphose im Ödenburger Gebirge ergeben nach TÖRÖK (in Druck) 450-550° C und 12 kbar.

Für die Abschätzung der P/T-Bedingungen der alpinen Metamorphose in der Sopron Serie ergeben mehrere Hinweise ein relativ konsistentes Bild. Die Teilverjüngung der Hgl im Rb/Sr-System deutet auf Temperaturen von über 500° C hin (THÖNI 1981, 153). Der Al₂O₅-Gehalt der jungen Hb-Generation von rund 15 Gew-%, das Fehlen von Chl (APTED & LIOU 1983, 337-346) und die metastabile Koexistenz von Ab und Oligoklas in den Gr-Amphiboliten (SPEAR 1993, 405-410) bieten gute Argumente für Temperaturen von rund 550° C bei etwa 7-8 kbar. Die Stau₂ bildende alpine Reaktion: Chltd+Al₂SiO₅ ⇔ Stau+Qu+H₂O in NM92/22 findet nach HOSCHEK (1967, 157) bei rund $545 \pm 20^\circ \text{C}$ bei Drucken von 4-8 kbar statt. Das Phengit-Barometer von MASSONNE (1991, 52) ergibt für die jüngere Hgl-Generation (3,35 Si/pfu) bei einer Temperatur von 550° C einen Druck von rund 9,5 kbar.

Zusammenfassend ergeben sich aus den bisherigen Untersuchungen gute Hinweise für die *peak*-Bedingungen der **alpinen Metamorphose** in der **Sopron Serie** von etwa $550 \pm 30^\circ \text{C}$ bei Drucken um $9,5 \pm 1,5$ kbar. Texturelle Beobachtungen, die ungewöhnlich gute Erhaltung des retrograden Abschnittes des Gr1-Profiles von NM92/22 (Abb. 4-3b) und die

unvollständige Neueinstellung der Rb/Sr-Mineralalter sprechen für einen sehr raschen Druckanstieg, der noch vor dem T-Höhepunkt etwas abfällt (Stau-Wachstum, Bio-Ränder um Hgl) und einer ebenso raschen Abkühlung nach Erreichen der maximalen Temperatur (vgl. PEINDL 1990, 129).

Die Öbrennberg-Kaltes Bründl Serie dürfte bereits in den Anfangsstadien der alpinen Metamorphose in eine tektonisch höhere Lage gebracht worden sein, bevor noch das Kristallin durchgehend aufgeheizt wurde. In jenen Bereichen, wo die prä-alpine Paragenese gut erhalten ist, lassen die gute Erhaltung des prä-alpinen Mineralbestandes und die nur teilweise erfolgte Verjüngung von Bio im Rb/Sr-System Temperaturen von kaum mehr als $300 \pm 20^\circ \text{C}$ erwarten (THÖNI 1981, 153). In alpin stärker überprägten Bereichen der Öbrennberg-Kaltes Bründl Serie wurden aber dennoch Bedingungen der oberen Grünschieferfazies erreicht (siehe Tab. 8-2).

Fission-track Untersuchungen an Zirkonen und Apatiten am Ostrand der Ostalpen von DUNKL (1992, 138) belegen für das Ödenburger Kristallin eine sehr rasche *exhumation* mit Zirkonaltern zwischen 80-70 Ma und Apatitaltern zwischen 80-50 Ma, die um rund 15-22 Ma älter sind als vergleichbare unterostalpine Serien der Buckligen Welt, was möglicherweise der Grund für die bessere Erhaltung des Mineralbestandes im Ödenburger Gebirge ist.

Die Abschätzung der prä-alpinen Metamorphose ist durch die alpine Überprägung deutlich erschwert, in der Literatur finden sich einige Angaben zu ähnlichen Paragenesen im Ostalpin. Für die hier vorliegende Arbeit wird die Lage des invarianten Punktes der Al_2SiO_5 -Modifikationen bei $530 \pm 20^\circ \text{C}$ und $4,2 \pm 0,3 \text{ kbar}$ nach (BOHLEN et al. (1991, 679-680) berücksichtigt.

☞ MOREAU (1981, Abb. 42) beschreibt die Bedingungen der prä-alpinen Metamorphose im Rabenwaldgebiet bei $520-750^\circ \text{C}$ und $0,5-4 \text{ kbar}$.

☞ HOINKES et al. (in Prep.) geben für den spätvariszischen Metamorphose-peak in den Metapeliten des Ötztals Bedingungen von rund 620°C bei $6-7 \text{ kbar}$ an.

☞ PEINDL (1990, 229) nimmt für die Migmatisierung der Strahlleger Gneise, für die er ein variszisches Alter vermutet, Drucke um 4 kbar an.

Die prä-alpinen Paragenesen der Öbrennberg-Kaltes Bründl Serie zeugen ganz klar von einer *highT/lowP*-Metamorphose der oberen Amphibolitfazies. P/T-Abschätzungen anhand der Reaktion $\text{Stau} + \text{Mu} + \text{Qu} \Leftrightarrow \text{Al}_2\text{SiO}_5 + \text{Bio} + \text{H}_2\text{O}$, welche die obere Stau-Stabilität bei progressiver Metamorphose anzeigt, kann auf $575-675^\circ \text{C}$ bei $2-5,5 \text{ kbar}$ geschlossen werden (HOSCHEK 1969, 217). Neueren Untersuchungen von GIARAMITA & DAY (1991, 1213-1221) zu Folge darf diese Reaktion nur mit Vorsicht verwendet werden, weil zusätzliche Komponenten in die Gleichung eingehen müßten.

Lokal dürfte die Stabilität von Mu überschritten worden sein, wie Umwandlungen von Mu in Sill zeigen. KERRICK & WOODSWORTH (1989, 553-562) geben für die unten angeführte Reaktion Bedingungen von 650°C bei 3 kbar an.



Wichtig für den Vergleich des Metamorphoseverlaufes im Untersuchungsgebiet mit anderen And-führenden Bereichen in den Ostalpen ist die Tatsache, daß der And etwa im Ötztal als die jüngste Al_2SiO_5 -Phase erachtet wird (HOINKES et al. in Prep.). Im Gegensatz dazu stellt der And in der Öbrennberg-Kaltes Bründl Serie die älteste Al_2SiO_5 -Modifikation dar.

In der Óbrennberg-Kaltes Bründl Serie finden sich eine große Anzahl von zum Teil sehr grobkörnigen Pegmatiten. Leukosombildungen in dieser Serie (LELKES-FELVÁRI & SASSI 1984, 601-603), von denen Frank et al. (1983, 265) in Analogie zu ähnlichen Lithologien der Koralpe wegen ihrer hohen Sr- und niedrigen Rb-Gehalte eine lokale Entstehung annehmen, deuten darauf hin, daß es während der prä-alpinen Metamorphose in diesen Gesteinen teilweise zu lokalen in situ-Aufschmelzungen kam. Zusammenfassend können aus den oben erwähnten Beobachtungen die Bedingungen der **prä-alpinen Metamorphose** in der Óbrennberg-Kaltes Bründl Serie auf etwa **650 ± 50° C** und **3-5 kbar** abgeschätzt werden.

8.5. Diskussion der Metamorphosegeschichte

	SOPRON SERIE		ÓBR-KB SERIE
	Glimmerschiefer	Amphibolit	Bio-And-Sill-Sch.
prä-alpin	Gr1, Stau1, Chl1, Hgl1, Bio1, Chltd1, Plag, Akz	Ab, Aktinolith , Ep/Zois, Akz	Stau, And, Sill , Hgl1, Bio1, AlkF1, Plag, Cord?, Akz
alpin	Gr2, (Stau2), Dist , Chl2, Hgl2, (Bio2), Chltd2, Ab, Akz	Oligoklas, Hb , Ep/Zois, Gr , Chl, Akz	Gr, Dist , Chltd, (Chl), Hgl2, Bio2, Ab, Akz

Tab. 8-2: Zusammenstellung der prä-alpinen und alpinen Mineralgesellschaften in den wichtigsten Lithologien des Ódenburger Gebirges.

Über die Metamorphosegeschichte am Alpenostrand ist im Vergleich mit dem Stand dieser westlich des Tauernfensters ungleich weniger bekannt und auf unsicherere Argumente gestützt als im Westabschnitt des Ostalpins. Gründe dafür sind vor allem die schlechtere Aufschlußsituation und ein weitaus komplexerer tektonischer Bau, der aus zahlreichen, kleinräumig zerstückelten Schuppen und Einheiten resultiert, die sich nur schwer überregional zu einem verständlichen Gebirgsbau zusammenfügen lassen. Eine detaillierte tektonische Auflösung dieses Raumes wurde bisher nur in Ansätzen durchgeführt, diese stellt jedoch eine Grundvoraussetzung dar, um darauf aufbauend, mit einer an Schlüsselstellen gezielt eingesetzten Geochronologie fundierte Argumente für die geologische Entwicklung dieses Raumes zu finden.

Lange Zeit wurde das „Altkristallin“ in diesem Raum für ein rein variszisches Produkt gehalten, erstmals deuten PILGER & WEISSENBACH (1970, 26-27) an, daß die Hauptmetamorphose und Hauptorogenese in der Saualpe alpidisch sein könnte. WEISSENBACH (1975, 131-141) beschreibt 4 Metamorphosephasen in der Saualpe, ohne diese Ereignisse jedoch geochronologisch fassen zu können: i) M1 an deren Schieferung nur noch Interngefüge in Fsp, Stau und Gr erinnern; ii) M2 eine statische temperaturbetonte

Metamorphose mit And und Stau Bildung; iii) M3 eine Hochdruckmetamorphose, die knapp auf M2 folgt und für den Deckenbau verantwortlich ist und als jüngste iv) M4 eine statische Metamorphose, bei der sich junger Stau bildet.

Ganz besonders ist für dieses Schema die Tatsache hervorzuheben, daß die komplexe Entwicklung von M2 zu M4 nicht im Sinne von getrennten Metamorphosen gesehen wird, sondern als zusammenhängender Ablauf mehrerer Phasen, zwischen denen ein „kontinuierlicher Übergang herrschte“ (PILGER & WEISSENBACH 1970, 19).

Das klassische Modell der Metamorphosegeschichte von FRANK et al. (1983, 273-275) für den Koralpe- und Stubalpe-Abschnitt postuliert drei amphibolitfazielle Metamorphosen: eine altvariszische, temperaturbetonte Metamorphose, auf die mit einer nur geringen Abkühlung eine Mitteldruckmetamorphose (Karbon-Perm?) folgt, das jüngste Ereignis stellt eine kretazische Mitteldruck-Metamorphose dar. Dieses Schema bringt die Bildung von And und Sill mit der ältesten Metamorphose in Zusammenhang, die mittlere Metamorphose bildet die Dist-Paramorphosen nach And und das jüngste Ereignis ist für die Bildung der Plattengneishorizonte verantwortlich. Die Problematik dieses Modells ist die Tatsache, daß zwar die alpine Metamorphose durch geochronologische Daten gut fundiert ist, solche Daten aber für die prä-alpinen Metamorphosen nicht vorhanden sind.

LELKES-FELVÁRI & SASSI (1984, 608) gliedern das Metamorphosegeschehen anhand ihrer Untersuchungen im Ödenburger Kristallin in drei Phasen: i) kaledonische Metamorphose, der sie das Wachstum von Stau, Dist und Sill zuschreiben; ii) variszisches *event*, das für das And und Sill Wachstum verantwortlich ist und iii) das alpidische Ereignis, in dem sich Chltd und Dist bilden.

Neuesten Untersuchungen zufolge (SCHUSTER & THÖNI 1996, 389-391) gibt es ein Sm/Nd-Alter von $269 \pm 3,5$ Ma an einem Gr-Kern aus dem Wölzer Kristallin, das sehr gut mit den im südlichen Ostalpin weit verbreiteten permischen Altern an Magmatiten korreliert und möglicherweise auf eine *high-T* Metamorphose zu dieser Zeit hindeutet. Zusätzliche geochronologische und petrologische Untersuchungen sind notwendig um dieses Ergebnis zu untermauern und die Verbreitung, vor allem aber auch die PT-Bedingungen dieses Ereignisses einzugrenzen.

In den folgenden Absätzen soll eine Diskussion des Metamorphoseablaufes im Ödenburger Kristallin in Verbindung mit den oben kurz vorgestellten überregionalen Schemata durchgeführt werden. Die in Kap. 7 dargestellten geochronologischen Ergebnisse sind für die alpine Metamorphose relativ klar. Es ergibt sich im Rb/Sr-System im mittelkörnigen O-Gneis ein Alter für die junge, feinkörnige Hgl-Generation von 101 ± 2 Ma, das, auch wenn man annimmt, daß die Mineraltrennung von der älteren Generation nicht ganz vollständig war und deshalb etwas zu alt ist, doch recht gut zu einem eo-alpinen Ereignis paßt.

Im Gegensatz dazu ergeben die primären Pegmatit-Hgl und die Bio aus der Óbrennberg-Kaltes Bründl Serie mehrere Rb/Sr-Alter zwischen rund 200-215 Ma, die keine geologische Relevanz im engeren Sinn haben dürften, sondern als teilverjüngte Alter interpretiert werden, die lediglich Hinweise auf die alpine Überprägung geben können (Tab. 7-2). Das bedeutet, daß man über das Alter der prä-alpinen Metamorphose nur wenig Konkretes weiß. Sm/Nd-Datierungen von separierten Gr-Kern-/Randbereichen könnten sehr schlüssige Aussagen über die Metamorphosealter bieten, jedoch eignen sich die bisher beprobten Gr von ihrer Korngröße und ihrem Verwitterungszustand her kaum für diese Untersuchungen.

Grundsätzlich kann von zwei amphibolitfaziellen Metamorphosen ausgegangen werden, eine 3-Teilung, wie es LELKES-FELVÁRI & SASSI (1984, 608) vorschlagen, scheint in diesem Raum nicht notwendig zu sein, die beiden älteren beiden Phasen sind

widerspruchlos auch innerhalb einer einzigen prograden Metamorphose unterzubringen (HOSCHEK 1967, 144; TROPPEL 1993, 136). Andererseits können natürlich keine älteren Metamorphoseereignisse, auf die in den Dünnschliffuntersuchungen der vorliegenden Arbeit keinerlei schlüssige Hinweise zu finden sind, gänzlich ausgeschlossen werden.

Das alpine Ereignis scheint recht klar zu sein. Die geochronologischen Daten dieser Arbeit sowie jene von BALOGH & DUNKL (1995 pers. Mitt.), die Petrographie und struktureologische Beobachtungen sprechen für ein Metamorphoseereignis in der oberen Grünschiefer- bis unteren Amphibolitfazies. Dieses Ereignis dürfte zwischen 100-85 Ma stattgefunden haben, was sich gut in die überregionale Geologie einfügen läßt.

Die prä-alpine Metamorphose ist für das Ödenburger Gebirge mit den vorhandenen Daten altersmäßig keineswegs eindeutig festlegbar, mehrere Modelle sind denkbar. Sie sollen an dieser Stelle kurz diskutiert werden:

❶ Die Óbrennberg-Kaltes Bründl Serie liegt nach der jüngsten paläogeographischen Rekonstruktion von SCHUSTER & FRANK (eingereicht) in prä-alpiner Zeit weit S der Sopron Serie und deshalb muß das Ereignis, das in dieser Serie für das Wachstum des And verantwortlich ist, nicht unbedingt mit dem Stau1-bildenden Ereignis in der Sopron Serie zeitlich korrelieren. Ausgeprägte alpine Mylonitzonen in den O-Gneisen und Phyllonite in den Glimmerschiefern bilden gute Argumente für einen weiträumigen Deckentransport und können eine separate prä-alpine Entwicklung der beiden Serien unterstützen.

Daraus ergibt sich die Möglichkeit, daß die unterostalpine Sopron Serie eine variszische Mitteldruckmetamorphose erlitt, von der die Óbrennberg-Kaltes Bründl Serie (i.e. Mittelostalpin im Sinne TOLLMANN) durch ihre südliche Lage relativ unbehelligt blieb, die aber ihrerseits ihre *high-T*-Metamorphose im Zuge eines permischen Dehnungsprozesses bei der beginnenden Bildung der Tethysbucht zwischen Laurasia und Gondwana (THÖNI & JAGOUTZ 1993, 179-181) und dem damit verbundenen Magmatismus erhielt.

Folgt man dem Entwicklungsschema von PILGER & WEISSENBACH (1970, 19) konsequent und berücksichtigt dabei das eo-alpine Alter der Eklogit-faziellen Metamorphose, so wäre die And-bildende, *lowP*-Metamorphose am ehesten mit einem spätpaläozoischen-frühmesozoischen Ereignis („late Hercynian event“ - im strengen Sinn postvariszisch!) in Verbindung zu bringen. In diesem Sinn könnten die Rb/Sr-Bio-Alter von 198-209 Ma aus And-führenden Lithologien der Óbrennberg-Kaltes Bründl Serie als nur leicht teilverjüngte Abkühlalter einer im Frühmesozoikum ausklingenden *low-P*-Metamorphose interpretiert werden, während das Rb/Sr-Alter des Pegmatit-Hgl (NM93/98) von 215 ± 4 Ma als mögliches Bildungsalter angesehen werden könnte.

Mit diesem Modell wäre auch die Umwandlung von Mu in Sill innerhalb der karbonen Granite in der südöstlichen Grobgnais Einheit, für die PEINDL (1990, 99-100) den Zeitraum Karbon-Perm annimmt, besser mit einem permischen T-Ereignis zu verstehen. Ein Problem für dieses Modell bildet die Beschreibung von WIESENEDER (1971, 348), der Grobgnaisintrusionen in bereits migmatisierte Strallegger Gneise angibt und damit die Migmatisierung als ältere Bildung versteht.

Dieses Modell ist relativ neu, es fehlen deshalb noch reproduzierbare geochronologische Daten vorallem aus den Glimmerschiefern und Gneisen. Auch eine Berechnung des Volumens der permischen Intrusionen und des damit verbundenen Wärmehalts sind für eine Abschätzung der Möglichkeit einer T-betonten Metamorphose von Wichtigkeit. In einem stark gedehnten und ausgedünnten Krustenbereich mit *rifting*-Erscheinungen ist mit

einiger Wahrscheinlichkeit mit einer relativen Mantelhochlage zu rechnen, das eine *lowP/highT*-Metamorphose sehr plausibel erscheinen läßt.

Zahlreiche permische Mineralalter in Granitoiden, Pegmatiten und Gabbros des Unter- und Mittelostalpins (DALLMEYER et al. 1992, 57; NEUBAUER & FRISCH 1992, 27; PUTIS et al. 1994, 64-70), die bisher als teilverjüngte Alter interpretiert wurden, unterstützen dieses Modell. Die Stellung der Amphibolite und Metagabbros in der Sopron Serie zu jenen der Buckligen Welt und der Koralpe und besonders deren Alter ist für die Paläogeographie von größter Wichtigkeit und sollte näher untersucht werden. PEINDL (1990, 24) kartierte etwa 100 Amphibolit-Vorkommen in den Schieferen der südlichen Grobgneis Einheit!).

② Eine andere Möglichkeit stellt die gleichzeitige variszische Metamorphose in der Sopron Serie und der Óbrennberg-Kaltes Bründl Serie dar, wo die Sopron Serie durch ihre nördlichere Position, näher zur variszischen Kollisionsfront, eine mitteldruckfazielle Überprägung erhält, während die Óbrennberg-Kaltes Bründl Serie durch ein thermisches Ereignis eine temperaturbetonte Metamorphose erleidet. Gegen dieses Modell spricht, daß der variszische Magmatismus dieser Zeit vor allem in den nördlicheren Einheiten zu finden ist und im Bereich des mittelostalpinen *basements* (im Sinne Tollmann), wo er für den Wärmeinhalt einer thermischen Metamorphose notwendig wäre, seltener auftritt. Hinweise auf eine druckbetonte Metamorphose, wie sie MÜLLER (1994, 202-204) zwischen 380-370 Ma aus der Wechseleinheit beschreibt, fehlen im Ödenburger Gebirge vollständig.

③ Die 3-Gliederung in zwei prä-alpine- und eine alpine Metamorphose im Sinne von FRANK et al. (1983, 273-275), wo die And-führenden Paragenesen zur ersten, ältesten Metamorphose zu zählen wäre, ist im Ödenburger Kristallin kaum machbar; zum einen weil schlüssige Hinweise auf drei amphibolitfazielle Metamorphosen fehlen, zum anderen ist es nur schwer vorstellbar, daß die And-Sill-Paragenese zwei amphibolitfazielle Metamorphosen in dieser heute erhaltenen Frische überstanden hätte. Zusätzlich sind, bis auf sehr wenige Ausnahmen, keine Mineralalter über 280 Ma bekannt, die für ein variszisches Alter sprechen würden.

9. Strukturgeologie

9.1. Allgemeines

Um von einem Gebiet, das durch seine schlechte Aufschlußsituation an der Grenze der lithologischen Kartierbarkeit liegt, ein eigenes Kapitel über die Strukturgeologie zu schreiben, bedarf es eines gesunden Optimismus oder vielen Mutes, wahrscheinlich sogar beides. Trotzdem wird hier versucht, die lückenhaften Informationen zu diesem Thema an dieser Stelle zu präsentieren und zumindest teilweise deren Stellung in regionalen tektonischen Modellen zu überprüfen, ohne jedoch einen Anspruch auf Vollständigkeit erheben zu können. In Abb. 9-1 sind die wichtigsten tektonischen Beobachtungen summiert.

9.2. Duktile Strukturen

Das Einfallen der Schieferungsflächen in der Sopron Serie ergibt kein sehr einheitliches Bild, was bei den starken tertiären Verstellungen nicht verwundert. Es überwiegen aber doch flach nach S bis SE einfallende Flächen mit einem Einfallwinkel meist zwischen 0-25°. In mehreren Proben (z.B. NM92/13, NM92/47 und NM93/112), leider ist keine davon anstehend, konnte eine *crenulation cleavage* festgestellt werden.

In der Óbrennberg-Kaltes Bründl Serie ergibt sich ein etwas heterogeneres Bild. Dort schwanken die Fallwerte der Schieferungsflächen stärker als in der Sopron Serie, was vermutlich auf die bessere Erhaltung eines prä-alpinen Faltenbaues in den Gesteinen der Óbrennberg-Kaltes Bründl Serie zurück zu führen ist (z.B. NM92/20a, NM93/81 und NM93/127). Eine Trennung in zumindest zwei Schieferungen wie in der Sopron Serie ist hier nicht möglich.

Die Orientierung der Mineralstreckungslineare ergibt zwei Trends, einen älteren, undeutlicheren, N-S streichenden Trend (gelb in Abb. 9-1) und ein relativ konsistentes NW-SE streichendes, jüngeres Linear (blau in Abb. 9-1). Sehr wichtig ist die Tatsache, daß, in den wenigen Fällen, wo zusätzlich zum Linear auch ein Schersinn festgestellt werden konnte, das N-S streichende Linear einen N-vergenten Schersinn zeigt im deutlichen Gegensatz zum NW-SE streichenden Linear, das eine SE-Vergenz aufweist. Ein sehr schönes Beispiel für diese SE-vergente Abschiebung sind die auffälligen asymmetrischen Chl-Druckschatten um Gr in NM93/117 (Abb. 9-2). Unterschiede zwischen den beiden lithologischen Serien hinsichtlich ihrer Linear-Orientierungen konnten nicht getroffen werden.

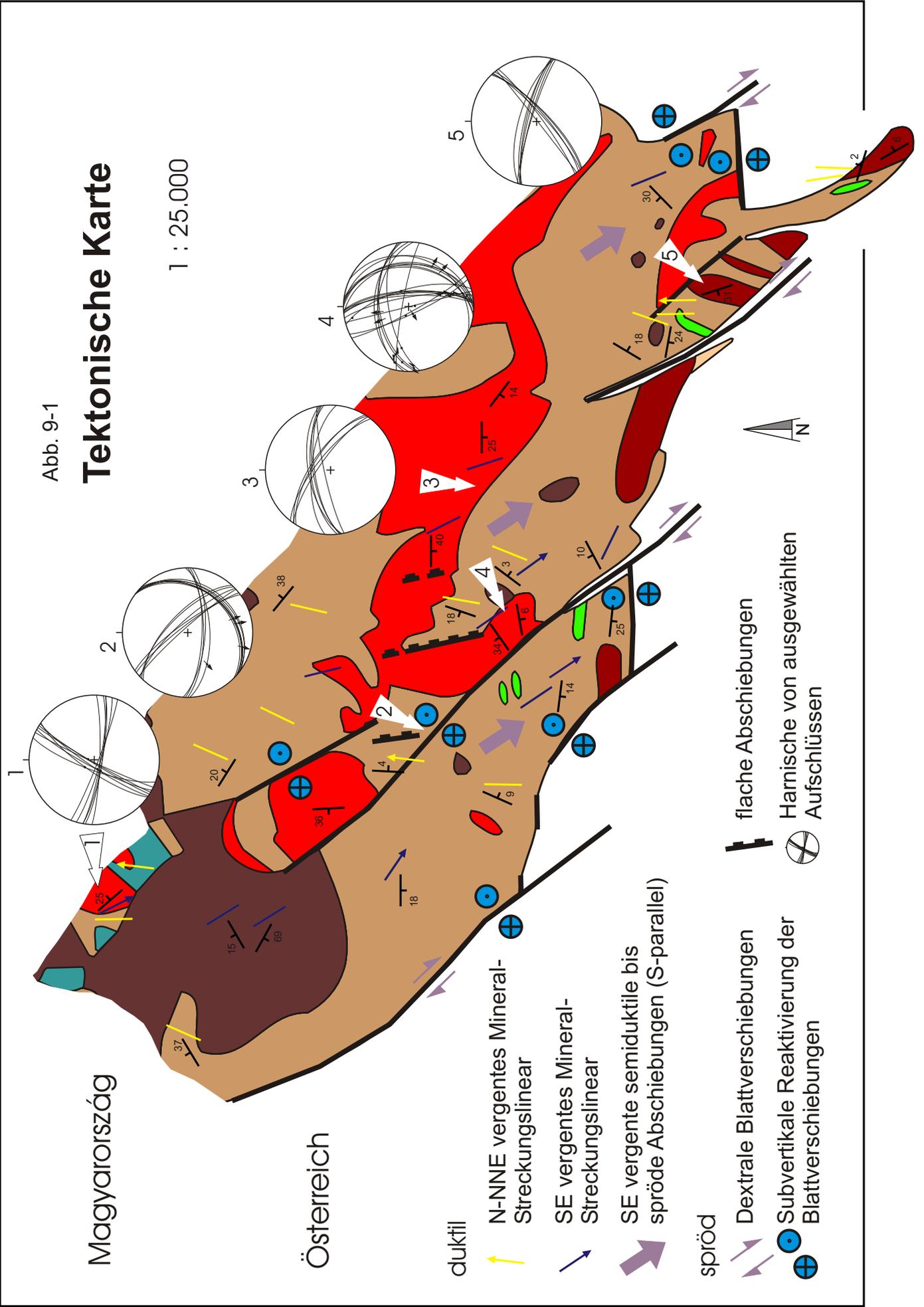
Die Frage der tektonischen Beziehung der Óbrennberg-Kaltes Bründl Serie zur Sopron Serie bleibt mit den hier vorliegenden Daten unklar. Während sich die beiden Serien im Untersuchungsgebiet, abgesehen von der Mineralogie, auch in ihrer Verformung und Textur deutlich von einander unterscheiden, in der Kartierung klar von einander trennbar sind und auch die stärkere Verschieferung (bis hin zu mylonitischen Texturen) der Sopron Serie am Kontakt zur Óbrennberg-Kaltes Bründl Serie am W-Abhang des Kronberges für

Abb. 9-1 (folgende Seite): Karte des südlichen Ödenburger Gebirges mit dem Einfallen der Schieferungsflächen, Orientierung der Mineral-Streckungslineationen sowie den wichtigsten sprödetektonischen Harnischen.

Abb. 9-1

Tektonische Karte

1 : 25.000



eine klare tektonische Trennung der beiden spricht, so ergaben Bohrungen auf der ungarischen Seite eine engere Verbindung und eine wiederholte Aufeinanderfolge der Lithologien (KISHÁZI & IVANCSICS 1985, 201), die man vermutlich am besten mit tektonischen Spänen an subhorizontalen Bewegungsflächen und/oder großmaßstäblichen Isoklinalfalten erklären kann. Die Position des in 3.4.5. beschriebenen Leukophyllites zwischen Sopron- und Óbrennberg-Kaltes Bründl Serie ist ein



Abb. 9-2: Asymmetrische Chl-Druckschatten um Gr, die auf eine SE-gerichtete Abschiebung (im Bild von links nach rechts) hindeuten; NM93/117; BB15 mm; =N; (x-z-Schnitt).

weiteres Argument für einen tektonischen Kontakt dieser beiden Serien.

Daß in diesem Gebiet mit mehreren, nicht zu unterschätzenden Bewegungszonen gerechnet werden muß, die aber wegen der Aufschlußsituation nur in Ansätzen faßbar sind, zeigen im duktilen Bereich beispielsweise der Mu-Chl-Gr-Phyllonit im Freiburger Steinbruch (Abb. 3-14), der O-Gneismylonit mit *kinks* am Mitter Riegel, die Grobgneismylonite am S-Rand des Kristallins und besonders NM92/48a (Abb. 9-3).

Interessant ist der Pseudotachylit von NM92/48a, der sich S-parallel in einem O-Gneismylonit befindet (Abb. 9-4, 9-5). Bei dieser Probe kam es anscheinend nicht zu einer vollen Aufschmelzung dieses Bereiches, wie beispielsweise bei TOYOSHIMA (1990, 510-513) erwähnt ist, sondern eher zu einer Pulverisierung, wie sie WENK (1978, 510-511) beschreibt. SCHOLZ (1988, 325) arbeitet zwischen der obersten Kruste mit spröden Eigenschaften und den Bereichen mit plastischem Verhalten darunter eine *brittle-plastic-transition-zone* heraus, die er hangend mit der Qu-Plastizität (300° C, 11 km Tiefe) und im Liegenden durch die Fsp-Plastizität (450° C, 22 km Tiefe) begrenzt. In dieser *brittle-plastic-transition-zone* entwickeln sich Mylonite und bei hohen *strain*-Raten auch Pseudotachylite, wodurch auch das relativ häufige Auftreten von Pseudotachyliten in Myloniten (z.B. ALLEN 1979, 241), besser verständlich wird. In eine ähnliche Kerbe schlägt SPRAY (1995, 1119-1122), der in Reibungsexperimenten

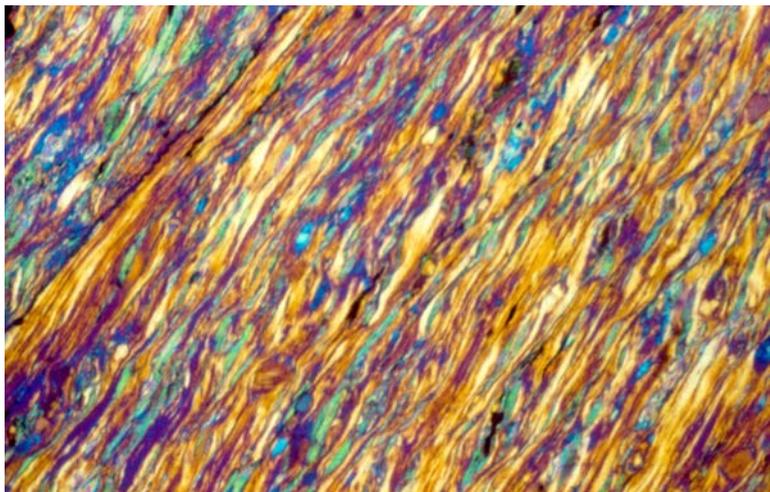


Abb. 9-3: Extrem gelängte und optisch sehr gut geregelte Qu eines SCC-Mylonitgneisses; NM92/48a; BB 3 mm; +N mit Kompensator.

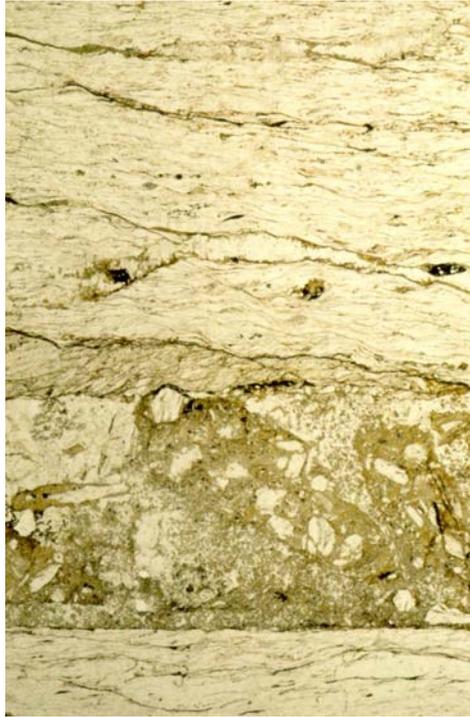


Abb. 9-4: O-Gneis Mylonit mit einem S-parallelen Pseudotachylit (siehe auch Abb. 9-3); NM92/48a; BB 15 mm, =N.

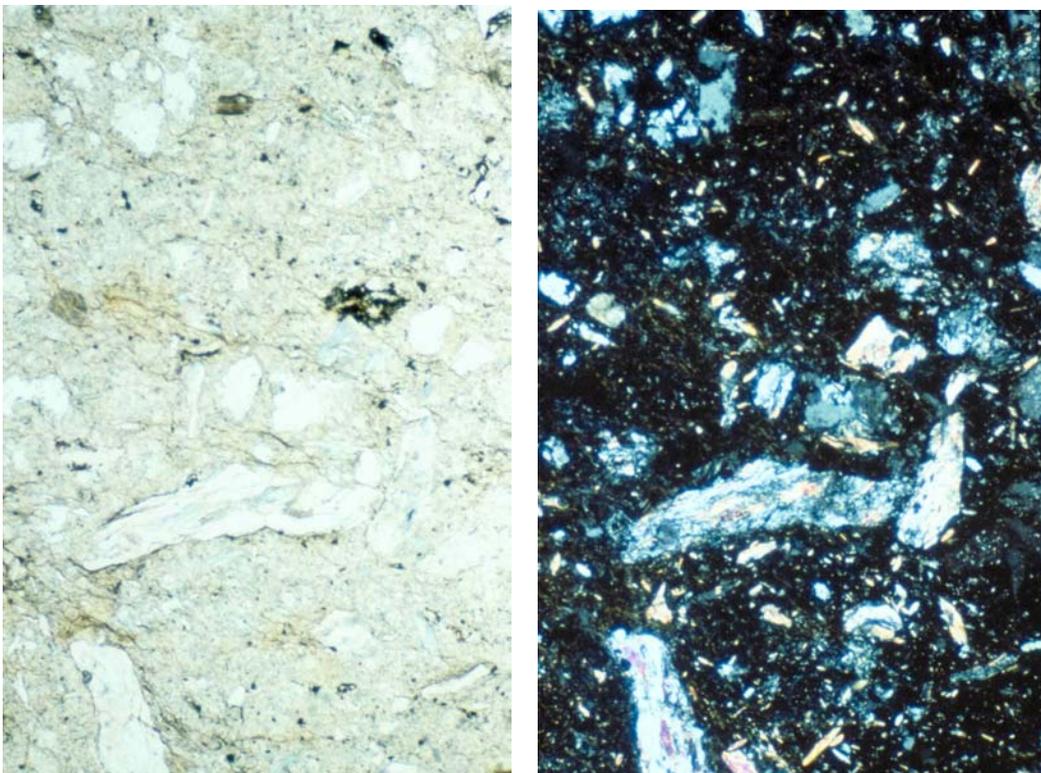


Abb. 9-5 a&b: Detail von Abb. 9-4: Pseudotachylit mit kryptokristalliner Matrix und Nebengesteinsfragmenten; NM92/48a; BB 3 mm; =N und +N.

mit granitoiden Gesteinen nachweist, daß sich die Bildung von Kataklasiten und Reibungsschmelzen keineswegs gegenseitig ausschließen, sondern daß eine vorangegangene kataklastische Zerkleinerung eine nachfolgende Aufschmelzung erleichtert und eben die Versatzgeschwindigkeit, Versatzweite und der *shear stress* die bestimmenden Faktoren darstellen, ob ein Pseudotachylit oder ein Kataklasit gebildet wird.

Nach DUNKL (1994, pers. Mitt.) belegen Zirkon-*fission track* Alter in der jüngsten Hebungsgeschichte eine Abkühlung des Ödenburger Kristallins unter 230-200° C im Zeitraum von 69-65 Ma (Maastricht), Apatit-*fission track* Alter ergeben eine Abkühlung unter 120-100° C zwischen 58-42 Ma (Thanet-Lutet).

Das NW-SE streichende Mineralstreckungslinear, das als Resultat der *extensional exhumation* angesehen wird, geht letztlich in eine semiduktile bis spröde *top-to-SE* vergente S-parallele Abschiebung über (Abb. 9-1). Ganz unterschiedlich wirkt sich die *exhumation* im unmittelbar benachbarten Kristallin der Buckligen Welt aus, dort beschreiben PUTIS et al. (1994, 102) einheitlich *top-to* WSW-Abschiebungen. Die lückenhaften strukturgeologischen Beobachtungen können mit folgendem Schema zusammengefaßt und mit der Metamorphoseentwicklung in Beziehung gesetzt werden:

D1: Bildung von S ₁ (≈ parallel SS) während einer Temperatur betonten, strain-armen Metamorphose
D2: Verfaltung von S ₁ , Isoklinalfalten in den Gr-Bio-Felsen und Chl-Ser-Gr-Schiefern, bildet S ₂ , crenulation cleavage in der Sopron Serie
D3: N-S Kompression, N-vergente Überschiebungen (N-S Mineralstreckungslinear), Deckenbau, Phyllonite, O-Gneis Mylonite kretazisch ?
D4: SE vergente duktile-semiduktile S-parallele Abschiebungen, Zerbrechen der Gr in den Amphiboliten, Scherbänder

Tab. 9-1: Gliederung der duktilen Struktur-Prägung

9.3. Spröde Strukturen

Die sprödetektonischen tertiären Störungen des Ödenburger Gebirges und seiner Umgebung erregten durch ihre immense Bedeutung für die Kohlenreviere von Brennborg und Ritzing bereits sehr früh das Interesse der mit diesen Bergbauen befaßten Geologen. WEBER & WEISS (1983, 157) beschreiben nach PETRASCHECK (1926/29) den flözführenden Bereich von Brennborg als in ein Mosaik von Schollen zerlegt, durchschnittlich mußte alle 50 m mit einer Verwerfung gerechnet werden. N-S streichende, steil nach W einfallende Störungen bewirkten meist eine Abschiebung nach W, E-W streichende, nach S einfallende Verwerfungen verursachten eine Abschiebung nach S. Diesen Geologen waren zwar die meisten der heute zum Grundrepertoire eines Strukturgeologen gehörenden mikrotektonischen Methoden unbekannt (vgl. HANCOCK 1985, 439-453), sie hatten jedoch durch die damaligen Bergbaue den großen Vorteil der vertikalen Einblicksmöglichkeit in die Geologie, den es heute nicht mehr gibt. Dadurch war es diesen Geologen möglich, einprägsame geologische Profile (siehe JANOSCHEK 1931, Fig. 1) durch dieses schlecht aufgeschlossene Gebiet zu machen, welche die „treppenweise absinkenden Bruchsysteme“ (VENDEL 1973, 22) mit Sprunghöhen von teilweise einigen 100 m eindrucksvoll zeigen. KÜMEL (1936, 229) beschreibt an der SW-Grenze des Ödenburger Gebirges ein System von mehreren NW-SE und O-W streichenden Störungen, die teilweise subvertikal, zum Teil aber auch in unterschiedlichem Ausmaß geneigt sind. Aber auch heute stellt sich bei sprödetektonischen Untersuchungen in kristallinen Gesteinen das Problem, daß die mikrostrukturelle Methodik dieser Untersuchungen (PETIT 1987, 598-607) vor allem in und für Karbonatgesteine entwickelt wurden und im Kristallin daher viele Beobachtungen und Kriterien nicht anwendbar sind beziehungsweise fehlen. Im Verlauf der Kartierung zeigte sich immer deutlicher der große Einfluß der jungen Sprödetektonik auch auf das Kristallin. Vor allem dominieren NW-SE streichende Störungen die sich deutlich in der Orientierung des Gewässernetzes niederschlagen und sehr häufig verschiedene Lithologien begrenzen. Bei der Störung, die zwischen Steinernes Stückl und Mitter Riegel verläuft und dann weiter südöstlich den Kronberg von der Spiegelbergmais trennt (siehe Abb. 9-1 & 9-6), ist das gut zu sehen. Mehrere Harnischgenerationen auf den Störungsflächen deuten eine primäre Anlage dieser Störungen als dextrale Blattverschiebungen an, die später als subvertikale Abschiebungen reaktiviert wurden.

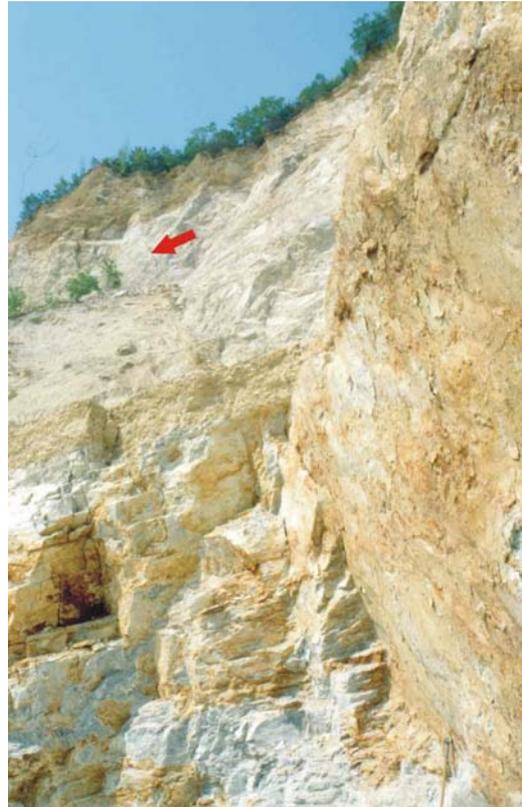


Abb. 9-6: Harnisch im Freiburger Steinbruch, parallel zur SE-streichenden Orientierung der Gräben mit vielen Parallelharnischen, ursprünglich als dextrale Blattverschiebung angelegt, wurde es später als subvertikale Abschiebung wiederbetätigt. Der rote Pfeil zeigt die Verlängerung nach oben.

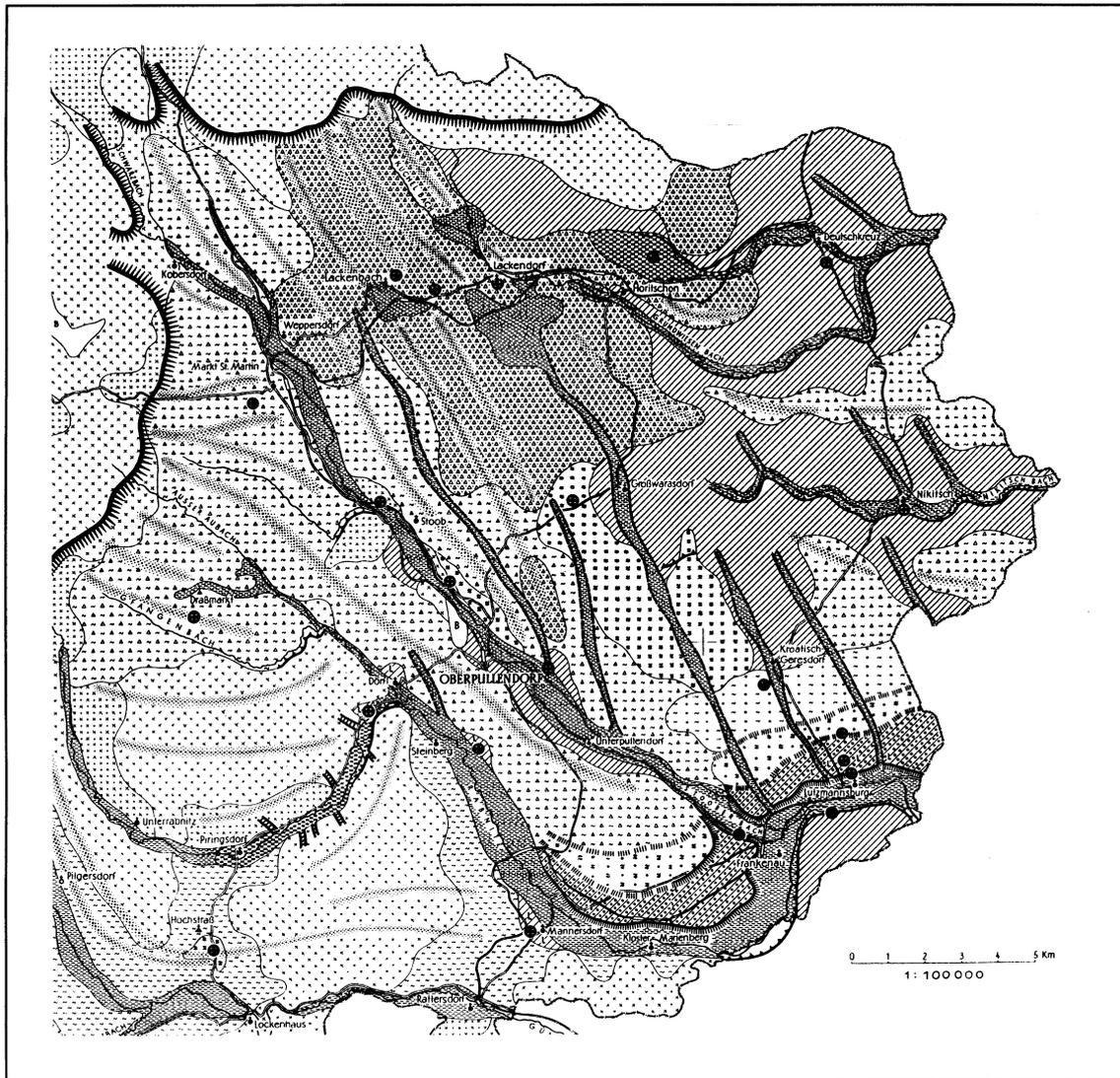


Abb. 9-7: In der Quartärgeologisch-bodenkundlichen Karte von FINK (1957, Taf. VII), kommt die SE-streichende Bruchtektonik, an dessen Streichen sich die Entwässerung größtenteils orientiert, eindrucksvoll zur Geltung. Dieses Störungsmuster bildet im ganzen Oberpullendorfer Becken ein dominierendes sprödektonisches Element.

O-W streichende Störungen, die meist steil nach N einfallen, stellen besonders am S-Rand des Kristallins ein wichtiges sprödektonisches Element dar, wo sie über weite Strecken das Kristallin vom Tertiär trennen (Abb. 9-1).

N-S streichende, nach E einfallende Abschiebungen sind im Freiburger Steinbruch und im kleinen Steinbruch NW von diesem aufgeschlossen, vermutlich sind sie auch am Spiegelberg zu finden (Abb. 9-1 u. Beilage 1). Diese Störungen fallen durch bis 40 cm mächtige Kataklasite und Bildung von dicken Kluffletten auf.

In einem größeren Maßstab betrachtet, spielen die oben erwähnten spröden Störungen auch in der Formung des Oberpullendorfer Beckens eine wichtige Rolle. Nach KOHLBECK & SCHEIDEGGER (1977, 304) zieht sich das Störungssystem mit NW-SE und NE-SW streichenden, konjugierten Störungen bis in die Mitterndorfer Senke. Dieses System spielt auch im Störungsmuster der Ungarischen Tiefebene eine bedeutende Rolle (WEIN 1973,

diese Arbeit	RATSCHBACHER et al. 1990	PERESSON & DECKER (eing.)
D5: N-S Kompression, NW-SE streichende strike-slip faults	D1: N-S-Kompression (Oligozän-?U-Miozän)	D2: N-S Kompression (Oligozän-unteres M-Miozän)
?	D2: ENE-WSW Extension, nur im Penninikum (Prä-Miozän)	?
D6: Reaktivierung der NW-SE streichenden strike-slip faults als subvertikale Abschiebungen	D3: NNW-SSE Kompression (U-M-Miozän)	D3: NE-SW Kompression, unter anderem dextrale NW-SE Störungen (M-Miozän)
D7: E-W Extension, E-vergente Abschiebungen	D4: E-W Extension < 12,5 Ma	D4: E-W Extension (M-Miozän)
D8: N-S Extension, E-W streichende Störungen und Reaktivierung älterer Störungen als Abschiebungen	?	D6: N-S Extension Reaktivierung älterer Störungen als Abschiebungen

Tab. 9-2: Vergleich der strukturgeologischen Daten mit den Modellen von RATSCHBACHER et al. (1990, 101) und PERESSON & DECKER (eingereicht).

95). In der geologischen Karte 138 Blatt Rechnitz sind NW-SE streichende Störungen noch im Unterostalpin des Rabnitztales bis zum N-Rand des Rechnitzer Penninikums zu finden, auch nach RATSCHBACHER et al. (1990, 95) stellt diese Orientierung das vorherrschende tertiäre Störungsmuster im Penninikum dar.

In der Karte der Landsat-Bildlineamente von BUCHROITHNER (1984) treten die NW-SE streichenden Störungen gut hervor, wenn auch nicht so deutlich wie man es anhand von Abb. 9-7 erwarten könnte, auch die NE-SW streichenden Störungen (die im Kristallin eher zurücktreten) finden sich zahlreich. Die E-W verlaufenden Störungen fallen besonders an der Linie Deutschkreutz-Lackendorf und im Bereich Sopron-Sieggrabener Sattel auf.

In Abb. 9-7 sieht man eindrucksvoll die starke Kontrolle der Entwässerung im Oberpullendorfer Becken durch die NW-SE streichenden Störungen (bei der Formgebung spielen neben der Tektonik natürlich auch periglaziale Prozesse eine große Rolle (WICHE 1970, 9-33)), deren Hauptverwurf, an der Linie Weppersdorf-Rattersdorf, das Draßmarkter Teilbecken vom restlichen Oberpullendorfer Becken abtrennt und nach KÜMEL (1936, 228) auch als Aufstiegsweg der miozänen Stoober- und Oberpullendorfer Vulkane fungierte (BALOGH et al. 1989, geben für den Basalt von Oberpullendorf ein Rb/Sr-Alter von $11,1 \pm 1,2$ Ma an). In der Karte der Schwermineralverteilung in tertiären Sedimenten des Oberpullendorfer Beckens von SCHOKLITSCH (1962, Beil. 1) bildet die Linie des Stoober Baches ebenfalls die ungefähre Grenze zwischen Turm-reichen, Stau-armen Sedimenten im W und eher monotonen Gr- und Stau-reichen, Turm-armen Ablagerungen im E. Eine ähnliche Trennung ergibt sich nach SCHOKLITSCH (1962, Beil. 2) im Karbonatgehalt der tertiären Sedimente, in diesem Fall ist es die Linie des Raiding Baches, die fast karbonatfreie Sedimente im W von karbonathältigen Sedimenten im E trennt. Nach TARI et al. (1992, Fig. 1) könnten diese dextralen NW-SE streichenden Störungen N Balaton See in eine WNW-ESE Richtung einschwenken.

In der Reliefkarte des prätertiären Untergrundes: "Steirisches Becken-Südburgenländische Schwelle im Maßstab 1 : 200.000 (KRÖLL et al. 1988, 1-49) sind erstaunlicherweise im Oberpullendorfer Becken nur NE-SW streichende Störungen von Bedeutung zu finden, NW-SE streichende Störungen treten vollkommen in den Hintergrund. Man beachte aber in

der Karte die beeindruckende Absenkung des Beckens auf 2200 m SE Deutschkreutz und auf 1300 m SE Oberpullendorf. Die Karte von TARI (1992, Fig. 1) zeigt ebenfalls gleich E des mittleren Burgenlandes eine tiefe, NE-SW streichende Absenkung.

10. Anmerkungen

- ¹⁾ TOLLMANN (1985, 552) bevorzugt den Begriff „Landseer Bucht“, zum einen wegen der Prioritätsregel (SUESS 1885, 177-178: „Einsenkung von Landsee“), zum anderen weil das Oberpullendorfer Becken nur durch das Ödenburger Gebirge im N, der Buckligen Welt im W und dem Günser Gebirge im S umrahmt wird und nach E offen ist und deshalb eher einer Bucht als einem Becken entspricht. Ich stimme Tollmann inhaltlich voll zu, verwende aber trotzdem den Begriff „Oberpullendorfer Becken“, weil er in der neueren geologischen und geographischen Literatur breitere Akzeptanz findet.
- ²⁾ Auf eine Darstellung der geologischen Erforschungsgeschichte dieses Raumes in einem eigenen Kapitel wird in dieser Arbeit bewußt verzichtet, da dies in neuerer Zeit bereits bei mehreren Autoren geschehen ist. Ich verweise dazu auf die Arbeiten von ERICH (1952, 6-10), PAHR (1955, 7-30), KÜPPER (1957, 4-6), MILOTA (1983, 4-7), KISHÁZI & IVANCSICS (1985, 6) und MÜLLER (1994, 8-20!).
- ³⁾ KISHÁZI & IVANCSICS (1985, 193) bezeichnet die gesamte unterostalpine Grobgneseinheit des Ödenburger Kristallins als „**Sopron Crystalline Schist Sequence**“. Im Gegensatz dazu verwende ich den Begriff „**Sopron Serie**“ dahingehend modifiziert, daß ich die Gesteine mit gut erhaltenem, prä-alpinem Mineralbestand als „**Öbrennberg-Kaltes Bründl Serie**“ ausgliedere (in Anlehnung an BALOGH (1994, pers. Mitt.), der die Bio-And-Sill-Schiefer als „**Öbrennberg Member of the Sopron Micaschist Formation**“ bezeichnet).
- ⁴⁾ Während die Karte von JANOSCHEK (1931, Taf. 1) durch ihre Fülle an Details besticht und sich zum größten Teil mit meinen Ergebnissen deckt, so habe ich doch größere Probleme in manchen Bereichen der Karte von MOSTAFAVI (1978, Taf. 21) die geologischen Verhältnisse des Geländes wiederzufinden.
- ⁵⁾ Nicht zu verwechseln mit dem Wiesmather Gneis in der Wechseleinheit am W-Rand des Oberpullendorfer Beckens, den LECHNER (1957, 11) folgendermaßen beschreibt: „Der Wiesmather Gneis ist feinkörnig und von kennzeichnendem rauhen, „zuckerkörnigem“ Bruch. Der fast völlige Mangel am Biotit läßt das Gestein reinweiß erscheinen... Auf den Schieferungsflächen ist das Gestein seidigglänzend und von grünlicher Tönung infolge von reichlichen feinen Muskovitschüppchen.“
- ⁶⁾ Die Bezeichnung „**-phyllit**“ ist nach KEAREY (1993, 465) nach heutigem Verständnis unglücklich gewählt, da man im Leukophyllit Glimmerminerale mit freiem Auge erkennen kann und deshalb streng nomenklatorisch der Terminus „**-schiefer**“ anzuwenden wäre. Da aber der Begriff „Leukophyllit“ einen breiten Eingang in die Fachliteratur gefunden hat und schon lange im Gebrauch ist (112 Jahre), sollte er meiner Meinung nach auch weiterhin verwendet werden.
- ⁷⁾ VENDL (1972, 85-87) empfiehlt der Verwirrung innerhalb dieser Gesteinsgruppe, die durch unterschiedliche mineralogische Zusammensetzungen gepaart mit vielfältigen Gesteinsnamen, beispielsweise „Leukophyllit, Serizitschiefer, Weißschiefer, Weißstein, Kornstein“ entstand (VENDL 1972, 77-78; MODJTAHEDI & WIESENEDER 1974, 191-192), dadurch Herr zu werden, indem man die unter diesen Namen laufenden Gesteine nach ihren modalen Hauptbestandteilen benennt. Der Terminus „Weißschiefer“ sollte nach SCHREYER (1974, 37) nur für Hochdruckmetamorphite mit den Paragenesen Talk und Disthen verwendet werden.

11. Literatur

- ALBEE, A. L.** 1972: Metamorphism of pelitic schists: Reactions of chloritoid and staurolite.- *Bull. Geol. Soc. Am.*, **83**, 3249-3268.
- ALLEN, A. R.** 1979: Mechanism of frictional fusion in fault zones.- *J. Struct. Geol.*, **1**, 231-243.
- ALLAN, B. D. & CLARKE, D. B.** 1981: Occurrence and origin of garnets in the South Mountain Batholith, Nova Scotia.- *Can. Mineral.*, **19**, 19-24.
- AMSTRONG, J. T.** 1988: CITZAF V3.03.- (software) California Institute of Technology, Pasadena.
- ANDERSON, D. E. & OLIMPIO, J. C.** 1977: Progressive homogenization of metamorphic garnets, South Morar, Scotland: Evidence for volume diffusion.- *Can. Mineral.*, **15**, 205-216.
- APTED, M. J. & LIU, J. G.** 1983: Phase relations among greenschist, epidote-amphibolite and amphibolite in a basaltic system.- *Am. J. Sci.*, **283**, 328-354.
- ARMSTRONG, R. L., JÄGER, E. & EBERHARDT, P.** 1966: A comparison of K-Ar and Rb-Sr ages on Alpine biotites.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, **1**, 13-19.
- BALOGH, K., LOBITZER, H., RAVASZ, C. & SOLTI, G.** 1989: K-Ar-bestimmtes Alter der tertiären Vulkanite von Oststeiermark und Burgenland.- unveröff. Bericht Geol. B.-A., Wien, 31 S.
- BARKER, A. J.** 1990: Introduction to metamorphic textures and microstructures. (Chapman & Hall) London, 162 S.
- BARKER, A. J.** 1994: Interpretation of porphyroblast inclusion trails: limitations imposed by growth kinetics and strain rates.- *J. Metamorphic Geol.*, **12**, 681-694.
- BELL, T. H. & CUFF, C.** 1989: Dissolution, solution transfer, diffusion versus fluid flow and volume loss during deformation/metamorphism.- *J. Metam. Geol.*, **7**, 425-447.
- BERAN, A.** 1969: Beiträge zur Verbreitung und Genesis phengitführender Gesteine in den Ostalpen.- *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, **13** (3. Folge), 115-130.
- BERMAN, R. G.** 1990: Mixing properties of Ca-Mg-Fe-Mn garnets.- *Am. Mineral.*, **75**, 328-344.
- BOHLEN, S. R., MONTANA, A. & KERRICK, D. M.** 1991: Precise determination of the equilibrium kyanite \leftrightarrow sillimanite and kyanite \leftrightarrow andalusite and a revised triple point for Al_2SiO_5 polymorphs.- *Am. Mineral.*, **76**, 677-680.
- BRADY, J. B.** 1974: Coexisting actinolite and hornblende from West-Central New Hampshire.- *Am. Mineral.*, **59**, 529-535.
- BUCHROITHNER, H. F.** 1984: Karte der Landsat Bildlineamente von Österreich 1 : 500.000, (Geol. B.-A.) Wien, 16 S.
- CARLSON, W. D.** 1989: The significance of intergranular diffusion to the mechanisms and kinetics of porphyroblast crystallisation.- *Contr. Mineral. Petr.*, **103**, 1-24.
- CARRARA, G.** 1981: Morphometric data on beach and river pebbles in Italy.- *Boll. Soc. Geol. Italiana*, **100**, 393-413.
- CLAR. E.** 1975: Die Stellung der Saualpe im Rahmen der Ostalpen.- *Clausth. Geol. Abh.*, Sdbd., **1**, 187-198.
- CLARKE, D. B.** 1981: The mineralogy of peraluminous granites: a review.- *Can. Mineral.*, **19**, 3-17.

COOPER, A. F. 1972: Progressive metamorphism of metabasic rocks from the Haast Schist Group of southern New Zealand.- *J. Petrol.*, **13**, 457-492.

CORNELIUS, H. P. & CLAR, E. 1939: Geologie des Großglocknergebietes (1. Teil).- *Abh. d. Zweigstelle Wien d. Reichsstelle f. Bodenforsch. (früher Geol. B.-A.)*, **25**, 1-305.

DAHL, P. S. 1996: The crystal-chemical basis for Ar-retention in micas: interferences from interlayer partitioning and implications for geochronology.- *Contr. Mineral. Petrol.*, **123**, 22-39.

DALLMEYER, R. D. 1978: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ incremental-release ages of hornblende and biotite across the Georgia Inner Piedmont: Their bearing on Late Paleozoic-Early Mesozoic tectonothermal history.- *Am. J. Science*, **278**, 123-149.

DALLMEYER, R. D., NEUBAUER, F., HANDLER, R., MÜLLER, W., FRITZ, H., ANTONITSCH, W. & HERMANN, S. 1992: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and Rb/Sr mineral age control for the pre-Alpine and Alpine tectonic evolution of the Austro-Alpine Nappe Complex, Eastern Alps.- In: NEUBAUER, F. (ed.): ALCAPA Field Guide - The Eastern Central Alps of Austria.- (IGP/KFU) Graz, 47-59.

DEER, W. A., HOWIE, R. A. & ZUSSMAN, J. 1992: The Rock-forming Minerals, (John Wiley & Sons) New York, 696 S.

DICKIN, A. P. 1995: Radiogenic Isotope Geology.- (Cambridge University Press) Cambridge, 452 S.

DINGELDEY, Ch. 1995: Die Bedeutung des Reckner-Komplexes für die geotektonische Entwicklung des Unterostalpins im Nordwesten des Tauernfensters.- Unveröff. Diss. Nat.-Wiss. Fak. Univ. Wien, 309 S.

DODSON, M. H. 1973: Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems.- *Contr. Min. Petr.*, **40**, 259-274.

DROOP, G. T. R. 1987: A general equation for estimating the Fe^{3+} concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria.- *Mineral. Mag.*, **51**, 431-435.

DUNKL, I. 1992: Final episodes of the cooling history of eastern termination of the Alps.- In: NEUBAUER, F. (ed.): ALCAPA Field Guide - The Eastern Central Alps of Austria.- (IGP/KFU) Graz, 137-139.

EHLERS, K., STÜWE, K., POWELL, R., SANDIFORD, M. & FRANK, W. 1994: Thermometrically inferred cooling rates from the Plattengneis, Koralm region - Eastern Alps.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, **125**, 307-321.

EMBRY, A. F. & KLOVAN, J. E. 1972: Absolute water depth limits of Late Devonian paleoecological zones.- *Geol. Rundsch.*, **61**, 672-686.

ERICH, A. 1952: Die Grauwackenzone von Bernstein im Burgenland.- Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 165 S.

ESSENE, E. J. 1989: The current status of thermobarometry in metamorphic rocks.- In: DALY, J. S., CLIFF, R. A. & YARDLEY, B. W. D. (eds.): Evolution of metamorphic belts.- *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **43**, 1-44.

FAURE, G. 1986: Principles of isotope geology.- (John Wiley & Sons) New York, 589 S.

FAZEKAS, V., KÓSA, L. & SELMECZI, B. 1975: Rare earth mineralisation in the crystalline schists of the Sopron Mountains.- *Földtani Közlöny*, **105**, 297-308, (ungarisch mit englischer Zusammenfassung).

FINGER, F., FRASL, G., HAUNSCHMID, B., QUADT, A. v., SCHERMAIER, A., SCHINDLMAYR, A. & STEYRER, H. P. 1992: Late Paleozoic plutonism in the Eastern Alps.- In: NEUBAUER, F. (ed.): ALCAPA Field Guide - The Eastern Central Alps of Austria.- (IGP/KFU) Graz, 37-45.

- FINK, J.** 1957: Quartär.- In: KÜPPER, H. (Hrsg.): Erläuterungen zur geologischen Karte Mattersburg-Deutschkreutz.- (Geol. B.-A.) Wien, 36-49.
- FLÜGEL, E.** 1978: Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken.- (Springer) Berlin-Heidelberg-New York, 454 S.
- FLÜGEL, H. W. & NEUBAUER, F.** 1984: Erläuterungen zur geologischen Karte der Steiermark.- (Geol. B.-A.) Wien, 127 S.
- FRANCIS, P. W.** 1972: The pseudotachylite problem.- *Comments on Earth Sciences-Geophysics*, **3**, 35-53.
- FRANK, W., ESTERLUS, M., FREY, J., JUNG, G., KROHE, A. & WEBER, J.** 1983: Die Entwicklungsgeschichte von Stub- und Koralpenkristallin und die Beziehung zum Grazer Paläozoikum.- Jahresbericht 1982 Hochschulschwerpunkt, S 15, 263-293.
- FRANK, W., KRALIK, M., SCHARBERT, S. & THÖNI, M.** 1987: Geochronological data from the Eastern Alps.- In: FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P. (eds.): Geodynamics of the Eastern Alps.- 272-281, (Deuticke) Wien.
- FRANK, W., GENSER, J. & NEUBAUER, F.** 1992: Overview of the Eastern Alps.- In: NEUBAUER, F. (ed.): ALCAPA Field Guide - The Eastern Central Alps of Austria.- (IGP/KFU) Graz, 7-16.
- FUCHS, G.** 1962: Neue tektonische Untersuchungen im Rosaliengebirge (NÖ-Bgld).- *Jahrb. Geol. B.-A.*, **105**, 19-37.
- FUCHS, G.** 1990: Zum Bau des Unterostalpins im Bereich der Buckligen Welt.- In: KOLLER, F. (Red.): Wandertagung 1990 der Österreichischen Geologischen Gesellschaft in Bernstein.- (Österr. Geol. Ges.) Wien, 28-29.
- FUCHS, W. & GRILL, R.** 1984: Geologische Karte von Wien und Umgebung 1 : 200.000, (Geol. B.-A.) Wien.
- GARCIA, D., COELHO, J. & PERRIN, M.** 1991: Fractionation between TiO₂ and Zr as a measure of sorting within shale and sandstone series (Northern Portugal).- *Eur. J. Mineral.*, **3**, 401-414.
- GIARAMITA, M. J. & DAY, H. W.** 1991: The four phase AFM assemblage staurolite-aluminium silicate-biotite-garnet: Extra components and implications for staurolite out isogrades.- *J. Petrol.*, **32**, 1203-1229.
- GRAMBLING, J. A.** 1981: Kyanite, andalusite, sillimanite and related mineral assemblages in the Truchas Peak region, New Mexico.- *Am. Mineral.*, **66**, 702-722.
- GREEN, T. H.** 1977: Garnet in silicic liquids and its possible use as a P-T indicator.- *Contr. Mineral. Petrol.*, **65**, 59-67.
- HANCOCK, P. L.** 1985: Brittle microtectonics: principles and practise.- *J. Struct. Geol.*, **7**, 437-457.
- HERRMANN, P. & PAHR, A.** 1988: Erläuterungen zu Blatt Rechnitz. 138, (Geologische Bundesanstalt) Wien, 40 S.
- HOINKES, G.** 1981: Mineralreaktionen und Metamorphosebedingungen in Metapeliten des westlichen Schneebergerzuges und des angrenzenden Altkristallins (Öztaler Alpen).- *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, **28**, 31-54.
- HOINKES, G., KOSTNER, A. & THÖNI, M.** 1991: Petrologic constraints for Eoalpine eclogite facies metamorphism in the Austroalpine Ötztal Basement.- *Mineral. Petrol.*, **43**, 237-254.

- HOINKES, G., PURTSCHELLER, F. & TESSADRI, R.** 1982: Polymetamorphose im Ostalpin westlich der Tauern (Ötztaler Masse, Schneeberger Zug, Brennermesozoikum).- *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **12**, 95-113.
- HOINKES, G., THÖNI, M., BERNHARD, F., KAINDL, R., LICHEM, Ch., SCHWEIGL, J. & TROPPEL, P.** (in Prep.): Prealpine magmatic and metamorphic evolution of the Austroalpine Ötztal basement in the Kaunertal area.
- HOLLAND, T. & BLUNDY, J.** 1994: Non-ideal interactions in calcic amphibolites and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry.- *Contrib. Mineral. Petrol.*, **116**, 433-447.
- HOLLISTER, L. S.** 1966: Garnet zoning: an interpretation on the Rayleigh fractionation model.- *Science*, **154**, 1647-1651.
- HOSCHEK, G.** 1967: Untersuchungen zum Stabilitätsbereich von Chloritoid und Staurolith.- *Contr. Mineral. Petrol.*, **14**, 123-162.
- HOSCHEK, G.** 1969: The stability of staurolite and chloritoid and their significance in metamorphism of pelitic rocks.- *Contr. Mineral. Petrol.*, **22**, 208-232.
- HUBER, M.** 1993: Bildung und geotektonische Bedeutung von Scherzonen (Leukophylliten) am Alpenostrand.- unveröff. Diss. Inst. f. Geowiss. Univ. Leoben, 136 S.
- JANOSCHEK, R.** 1931: Geschichte des Nordrandes der Landseer Bucht im Jungtertiär.- *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **24**, 88-132.
- JÄGER, E., NIGGLI, E. & WENK, E.** 1967: Rb-Sr Altersbestimmungen an Glimmern der Zentralalpen.- *Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F.*, **134**, 67 S.
- JUNG, G.** 1982: Geologische und Geochronologische Untersuchungen des Metamorphoseablaufes in Glein-, Stub- und Koralpe.- Unveröff. Diss. Nat. Wiss. Fak. Univ. Wien, 180 S.
- KEAREY, Ph.** (ed.) 1993: The Encyclopedia of the Solid Earth Sciences.- (Blackwell) Oxford, 713 S.
- KERRICK, D. M.** 1990: The Al₂SiO₅ polymorphs.- *Reviews in Mineralogy*, **22**, 406 S.
- KERRICK, D. M. & WOODSWORTH, G. J.** 1989: Aluminium silicates in the Mount Raleigh pendant, British Columbia.- *J. Metam. Geol.*, **7**, 547-563.
- KIESL, W., WIESENER, H. & KLUGER, F.** 1983: Untersuchungen des Vorkommens der Seltenen Erden und von Thorium in Gesteinen des unterostalpinen Kristallins des Semmering-Wechselfensters.- *Sitzungsber. d. Österr. Akad. d. Wiss. Mathem.-naturwiss. Kl., Abt. I*, **192** (1-4), 1-20.
- KISHÁZI, P.** 1977: Contributions to the knowledge of metamorphic rocks of Sopron Hills (Western Hungary).- *Verh. Geol. B.-A.*, **2**, 35-43.
- KISHÁZI, P.** 1979: Petrographische Untersuchungen über den nach Österreich hineinragenden Serienteil des Soproner kristallinen Schiefers. (ungarisch mit deutscher Zusammenfassung).- *Köz. Fanyaszati Fejlesztési Intezet, Sopron*, 32 S.
- KISHÁZI, P. & IVANCSICS, J.** 1985: Genetic petrology of the Sopron crystalline schist sequence.- *Acta Geologica Hungarica*, **28** (3-4), 191-213.
- KISHÁZI, P. & IVANCSICS, J.** 1986: On the genesis of some leuchtenbergite-bearing metamorphites of the Sopron region.- *Acta Geologica Hungarica*, **29** (3-4), 375-387.
- KLEINSCHMIDT, G.** 1979: Die Verteilung von Chloritoid in den südlichen Muralpen (Gurktaler Alpen, Saualpe, Koralpe) und ihre geologische Bedeutung.- *Clausth. Geol. Abh.*, **30**, 74-94.

- KOHLBECK, F. & SCHEIDEGGER, A. E.** 1977: Klüfte in der Umgebung des Pauliberger, Burgenland.- *Verh. Geol. Bundesanst.*, **1977**, 3, 303-311.
- KOLLER, F.** 1985: Petrologie und Geochemie der Ophiolithe des Penninikums am Alpenostrand.- *Jb. Geol. B.-A.*, **128**, 1, 85-150.
- KOLLER, F.** (im Druck): Metagabbros.- In: FUCHS, G., HERRMANN, P., PAHR, A. & SCHNABEL, W.: Erläuterungen zur geologischen Karte Blatt 106 Aspang.- (Geol. B.-A.) Wien.
- KOLLER, F. & WIESENER, H.** 1981: Gesteinsserien und Metamorphosen der Rechnitzer Serie im Burgenland und des Unterostalpins in der Oststeiermark, Exk.-Führer ÖMG-DMG-Tagung 1981, *Fortschr. Miner.*, **59**, Beih. 2, 167-178.
- KORSCH, R. J., ROSER, B. P. & KAMPRAD, J. L.** 1993: Geochemical, petrographic and grain-size variations within single turbidite beds.- *Sed. Geol.*, **83**, 15-35.
- KOVACH, A. & SVINGOR, E.** 1981: On the age of metamorphism in the Fertőrákos Metamorphic Complex, NW Hungary.- *Verh. Geol. B.-A.*, **1981**, 73-81.
- KRÖLL, A., FLÜGEL, H. W., SEIBERL, W., WEBER, F., WALACH, G. & ZYCH, D.** 1988: Erläuterungen zu den Karten über den prätertiären Untergrund des Steirischen Beckens und der Südburgenländischen Schwelle.- (Geol. B.-A.) Wien, 49 S.
- KÜMEL, F.** 1936: Vulkanismus und Tektonik der Landseer Bucht im Burgenland.- *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **86**, 203-235.
- KÜPPER, H. (Hrsg.)** 1957: Erläuterungen zur geologischen Karte Mattersburg-Deutschkreutz.- (Geol. B.-A.), Wien, 67 S.
- KWAK, T. A. P.** 1971: The selective replacement of the aluminium silicates by white mica.- *Contr. Mineral. Petrol.*, **32**, 193-210.
- KWAK, T. A. P.** 1974: Natural staurolite breakdown reactions at moderate to high pressures.- *Contr. Mineral. Petrol.*, **44**, 57-80.
- LAIRD, J. & ALBEE, A. I.** 1981: Pressure, temperature and time indicators in mafic schists: Their application to reconstructing the polymetamorphic history of Vermont.- *Am. Journ. Science*, **281**, 127-175.
- LANPHERE, H. A. & DALRYMPLE, G. B.** 1976: Identification of excess ^{40}Ar by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectrum technique.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, **32**, 141-148.
- LEAKE, B. E.** 1964: The chemical distinction between ortho- and para-amphibolites.- *J. Petrol.*, **5**, 238-254.
- LEAKE, B. E.** 1978: Nomenclature of amphiboles.- *Mineral. Mag.*, **42**, 533-563.
- LECHNER, K.** 1957: Kristallines Grungebirge.- In: KÜPPER, H. (Hrsg.): Erläuterungen zur geologischen Karte Mattersburg-Deutschkreutz, (Geol. B.-A.), Wien, 9-25.
- LELKES-FELVÁRI, G. & SASSI, F. P.** 1982: On the genesis of some leuchtenbergite-bearing metamorphic rocks and their phase relations.- *Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia*, **38** (2), 607-615.
- LELKES-FELVÁRI, G. & SASSI, F. P.** 1984: Pre-alpine and alpine developments of the austridic basement in the Sopron area (Eastern Alps, Hungary).- *Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia*, **39**, 593-612.

- LeMAITRE, R. W.** (ed.) 1989: A classification of igneous rocks and glossary of terms.- (Blackwell) Oxford, 193 S.
- LISTER, G. S. & SNOKE, A. W.** 1984: S-C mylonites.- *J. Struct. Geol.*, **6**, 617-638.
- MADORE, C.** 1991: Origin and implications of corona structures within diabase dykes intruding the Archean orthogneisses of the central Grenville Province, east of Chibougamou, Quebec.- Master's thesis Univ. Ottawa, 359 S.
- MASSONNE, H.-J.** 1991: High-pressure, low-temperature metamorphism of pelitic and other protoliths based on experiments in the system K_2O - MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O .- Habilitationsschrift Univ. Bochum, 172 S.
- McCAIG, A., WICKHAM, S. M. & TAYLOR, H. P.** 1990: Deep fluid circulations in Alpine shear zones, Pyrenees, France: field and oxygen isotope studies.- *Contrib. Mineral. Petrol.*, **106**, 41-60.
- McLENNAN, S. M., TAYLOR, S. R., McCULLOCH, M. T. & MAYNARD, J. B.** 1990: Geochemical and Nd-Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: Crustal evolution and plate tectonic associations.- *Geochim. Cosmochim. Acta*, **54**, 2015-2050.
- MEIXNER, H.** 1975: Die Mineralvorkommen der Saualpe.- In: PILGER, A. & SCHÖNENBERG, R. (Hrsg.): Geologie der Saualpe.- *Clausth. Geol. Abh.*, Sdbd., **1**, 199-219.
- MESCHÉDE, M.** 1986: A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram.- *Chem. Geol.*, **56**, 207-218.
- MIDDLEMOST, E. A. K.** 1985: Magmas and magmatic rocks: an introduction to igneous petrology.- (Longman Group Limited) London. 266 S.
- MILOTA, Ch.** 1983: Die Sieggabener Deckscholle im südlichen Rosalingebirge (Niederösterreich/Burgenland).- Unveröff. Vorarbeit Inst. f. Geol. Univ. Wien, 92 .
- MILLER, Ch.** 1990: Petrology of the type locality eclogites from the Koralpe and Saualpe (Eastern Alps), Austria.- *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **70**, 287-300.
- MILLER, Ch., STOSCH, H.-G. & HOERNESS, S. T.** 1988: Geochemistry and origin of eclogites from the type locality Koralpe and Saualpe, Eastern Alps, Austria.- *Chem. Geol.*, **67**, 103-118.
- MILLER, Ch. & THÖNI, M.** 1995: Origin of eclogites from the Austroalpine Ötztal basement (Tirol, Austria): geochemistry and Sm-Nd vs. Rb-Sr isotope systematics.- *Chem. Geol. (Isotope Geoscience Section)*, **122**, 199-225.
- MODJTAHEDI, M. & WIESENEDER, H.** 1974. Entstehung und Zusammensetzung der Leukophyllite (Weißschiefer) in den Ostalpen.- *Arch. f. Lagerst.forsch. Ostalpen*, Sonderb. 2, 189-213.
- MOGESSIE, A. & PURTSCHELLER, F.** 1986: Polymetamorphism of the Ötztal Stubai Basement Complex based on amphibolite petrology.- *Jb. Geol. B.-A.*, **129**, 69-91.
- MOGESSIE, A. & PURTSCHELLER, F. & TESSADRI, R.** 1985: Geochemistry of amphibolites from the Ötztal-Stubai Complex (Northern Tyrol, Austria).- *Chem. Geol.*, **51**, 103-113.
- MOGESSIE, A., TESSADRI, R. & VELTMAN, C. B.** 1990: EMP-AMPH - a hypercard program to determine the name of an amphibole from electron microprobe analyses according to the International Mineralogical Association scheme.- *Computers & Geosciences*, **16**, 309-330.
- MOINE, B., FORTUNE, J. P., MOREAU, Ph. & VIGUER, F.** 1989: Comparativ Mineralogy, Geochemistry and Conditions of Formation of two metasomatic Talc and Chlorite deposits: Trimouns (Pyrenees France) and Rabenwald (Eastern Alps Austria).- *Econ. Geol.*, **84**, 1398-1416.

- MOREAU, Ph.** 1981: Le Massif du Rabenwald (Autriche) et ses Minéralisations (Talc, Chlorite, Disthène, Leucophyllite).- Thèse, Univ. Franche-Comté Besançon, Fac. Sciences Techn., 327 S.
- MOSTAFAVI, M.** 1978: Die Neogenentwicklung am Nordrand des Oberpullendorfer Beckens (Burgenland).- *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **25**, 111-143.
- MÜLLER, W.** 1994: Neue geochronologische und strukturgeologische Daten zur geodynamischen Entwicklung des nördlichen Semmering- und Wechselgebietes (Niederösterreich).- Unveröff. Dipl. Nat. Wiss. Fak. Univ. Wien, 267 S.
- NEUBAUER, F. & FRISCH, W.** 1992: Pre-Mesozoic geology of Middle and Upper Austro-Alpine metamorphic basement east of the Tauern Window.- In: NEUBAUER, F. (ed.): ALCAPA Field Guide - The Eastern Central Alps of Austria.- (IGP/KFU) Graz, 17-36.
- NEUBAUER, F., GENSER, H., FRITZ, H. & WALLBRECHER, E.** 1992: Alpine kinematics of the eastern Central Alps.- In: NEUBAUER, F. (ed.): ALCAPA Field Guide - The Eastern Central Alps of Austria.- (IGP/KFU) Graz, 127-136.
- NEUBAUER, F., MÜLLER, W., PEINDL, P., MOYSCHWITZ, G., WALLBRECHER, E. & THÖNI, M.** 1992: Evolution of lower Austroalpine units along the Eastern Margin of the Alps: a review.- In: NEUBAUER, F. (ed.): ALCAPA Field Guide - The Eastern Central Alps of Austria.- (IGP/KFU) Graz, 97-114.
- NISBET, E. G., DIETRICH, V. J. & ESENWEIN, A.** 1979: Routine trace element determination in silicate minerals and rocks bei X-ray fluorescence.- *Fortschr. Mineral.*, **57**, 264-279.
- PACHER, F. & RIEPL, F.** 1978: Über die chemische Zusammensetzung von Gneisen und Glimmerschiefern der Koralpe, Steiermark.- *Mitt. Naturwiss. Ver. Stmk.*, **108**, 45-54.
- PAHR, A.** 1955: Untersuchungen über den Bau und die tektonische Stellung der Rechnitzer Schieferinsel (Burgenland).- Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 104 S.
- PAHR, A.** 1961: Aufnahme Bericht Blatt Oberwart (137), Kristalliner Anteil.- *Verh. Geol. B.-A.*, **1961**, A42-43.
- PAHR, A.** 1977: Ein neuer Beitrag zur Geologie des Nordostsporns der Zentralalpen.- *Verh. Geol. B.-A.*, **2**, 23-33.
- PAHR, A.** 1990: Zur Geologie der Rechnitzer Fenster und ihrer ostalpinen Rahmenzone.- In: KOLLER, F. (Red.): Wandertagung 1990 der Österreichischen Geologischen Gesellschaft in Bernstein.- (Österr. Geol. Ges.) Wien, 3-10.
- PASSCHIER, C. W., TROUW, R. A. J., ZWART, H. J. VISSERS, R. L. M.** 1992: Porphyroblast rotation: eppur si muove? - *J. metamorphic Geol.*, **10**, 283-294.
- PEARCE, J. A.** 1975: Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus.- *Tectonophysics*, **25**, 41-67.
- PEARCE, J. A. & CANN, J. R.** 1973: Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, **19**, 290-300.
- PEARCE, J. A., HARRIS, N. B. W. & TINDLE, A. G.** 1984: Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks.- *J. Petrol.*, **25**, 956-983.
- PEARCE, J. A. & NORRY, M.** 1979: Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb Variations in volcanic rocks.- *Contr. Mineral. Petrol.*, **69**, 33-47.

- PEINDL, P.** 1990: Variszische und alpidische Entwicklungsgeschichte des südöstlichen Raabalpenkristallins (Steiermark).- Unveröff. Diss. Nat. Wiss. Fak. Univ. Graz, 252 S.
- PERESSON, H. & DECKER, K.** (submitted): The tertiary dynamics of the northern Eastern Alps (Austria): Changing paleostresses in a collisional plate boundary.- *Tectonophysics*.
- PETIT, J. P.** 1987: Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks.- *J. Struct. Geol.*, **9**, 597-608.
- PETRAKAKIS, K. & NAGL, P.** 1993: Majors & Traces (Vers. 11/93).- (RFA-Software) Inst. f. Petrologie, Univ. Wien.
- PHILIPPITSCH, R., MALECKI, G. & HEINZ, H.** 1986: Andalusit-Granat-Staurolith-Glimmerschiefer im Gailtalerkristallin (Kärnten).- *Jb. G. B.-A.*, **129**, 93-98.
- PILGER, A. & WEISSENBACH, N.** 1970: Stand und Aussichten der Forschung über Stratigraphie, Tektonik und Metamorphose in der Saualpe in Kärnten.- *Clausthaler Geologische Abhandlungen*, **5**, 1-39.
- POWELL, C. McA.** 1979: A morphological classification of rock cleavage.- In: BELL, T. H. & VERNON, R. H. (eds.): Microstructural processes during deformation and metamorphism.- *Tectonophysics*, **58**, 21-34.
- PROCHASKA, W.** 1986: Talk- und Leukophyllitbildung als Folge hydrothormaler Methamorphose.- *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, **78**, 167-179.
- PURTSCHELLER, F.** 1969: Petrographische Untersuchungen an Alumosilikatengneisen des Ötztaler-Stubaijer Altkristallins.-*Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, **13**, 35-54.
- PURTSCHELLER, F.** 1971: Ötztaler und Stubaijer Alpen.- *Sammlung Geologischer Führer*, **53**, (Borntraeger) Berlin-Stuttgart, 111 S.
- PUTIS, M., KORIKOVSKY, S. P., PUSHKAREV, Y. A. & ZAKARIADZE, G. S.** 1994: Geology, tectonics, petrology, geochemistry and isotope dating of the Siegraben (Grobgnais and Wechsel) unit in the Eastern Alps.- unveröffentl. Projektber., (Geol. B.-A.) Wien, 235 S.
- RAITH, J. G.** 1988: Tourmaline rocks associated with stratabound Scheelite mineralization in the Austroalpine Crystalline Complex, Austria.- *Mineral. Petrol.*, **39**, 265-288.
- RAITH, J. G.** 1995: Petrogenesis of the Concordia Granite Gneiss and its relation to W-Mo mineralization in western Namaqualand, South Africa.- *Precamb. Research*, **70**, 303-335.
- RATSCHBACHER, L., BEHRMANN, J. H. & PAHR, A.** 1990: Penninic windows at the eastern end of the Alps and their relations to the intra-Carpathian basins.- *Tectonophysics*, **172**, 91-105.
- RATSCHBACHER, L., FRISCH, W., LINZER, H. G. & MERLE, O.** 1991: Lateral extrusion in the Eastern Alps, part 2: Structural analysis.- *Tectonics*, **10**, 257-271.
- RICE, A. H. N.** 1985: Staurolite growth and metamorphic zones in the Kalak Nappe Complex of northeastern Porsangerhalvøya, north Norway.- *Lithos*, **18**, 281-294.
- RICE, A. H. N. & MITCHELL, J. I.** 1991: Porphyroblast textural sector-zoning and matrix displacement.- *Mineral. Mag.*, **55**, 379-396.
- ROBBINS, D. W. & STRENS, R. G.** 1972: Charge-transfer in ferromagnesian silicates: the polarized electronic spectra of trioctahedral micas.- *Mineral. Mag.*, **38**, 551-563.
- ROCK, N. M. S. & CAROLL, G. W.** 1990: MINTAB: A general-purpose mineral recalculation and tabulation program for Macintosh microcomputers.- *American Mineralogist*, **75**, 424-430.

- ROLLINSON, H.** 1993: Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation.- (John Wiley & Sons) New York, 352 S.
- ROSER, B. P. & KORSCH, R. J.** 1986: Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio.- *J. Geol.*, **94**, 635-650.
- ROSER, B. P. & KORSCH, R. J.** 1988: Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminations functions of major-element data.- *Chem. Geol.*, **67**, 119-139.
- SCHARBERT, S.** 1990: Rb-Sr-Daten aus dem Raabalpenkristallin. Exkursionsführer "Raabalpen- und Wechselkristallin" der TSK III, (Inst. F. Geol. Paläont. Univ. Graz) Graz, 22-26.
- SCHOKLITSCH, K.** 1962: Untersuchungen an Schwermineralspektren und Kornverteilungen von quartären und jungtertiären Sedimenten des Oberpullendorfer Beckens (Landseer Bucht).- *Sitzber. Österr. Akad. Wiss. math.-naturwiss. Kl., Abt. I*, **171**, 79-141
- SCHOLZ, C. H.** 1988: The brittle-plastic transition and the depth of seismic faulting.- *Geol. Rundsch.*, **77**, 319-328.
- SCHREYER, W.** 1974: Weißschiefer, ein neuer Typ von Hochdruckmetamorphit und seine petrologisch-geologische Bedeutung.- *Fortschr. Mineral.*, **51** (Beih. 1), 37-38.
- SCHREYER, W. & CHINNER, G. A.** 1966: Staurolite-quarzite band in kyanite-quarzite at Big Rock, Rio Arriba county, New Mexico.- *Contr. Mineral. Petrol.*, **12**, 223-244.
- SCHUSTER, R.** 1994: Die alpine Großüberschiebung an der Basis des Bundschuhkristallins.- Dipl. Nat. Wiss. Fak. Univ. Wien, 120 S.
- SCHUSTER, R. & FRANK, W.** (eingereicht): The pre-alpine metamorphism and palaeography of the Austroalpine Units E of the Tauern Window.
- SCHUSTER, R. & THÖNI, M.** 1996: Permische Granate: Indizien für eine regionale Metamorphose im südlichen Ostalpin.- In: AMANN, G., HANDLER, R., KURZ, W. & STEYRER, H. P: Erweiterte Kurzfassungen, 6. Symposium Tektonik-Struktur-Kristallin, Salzburg 10. -15. April 1996, (Fakultas Universitätsverlag) Wien, 389-391.
- SCHWINNER, R.** 1932: Zur Geologie der Oststeiermark. Die Gesteine und ihre Vergesellschaftung.- *Sitzungsber. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., I*, **141**, 319-358.
- SCHWINNER, R.** 1935: Zur Geologie von Birkfeld.- *Mitt. naturwiss. Ver. Stmk.*, **72**, 67-100.
- SHELLEY, D.** 1993: Igneous and Metamorphic Rocks under the Microscope. (Chapman & Hall) London, 445 S.
- SHERVAIS, J. W.** 1982: Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, **59**, 101-118.
- SMELLIE, J. A. T.** 1974: Formation of atoll garnets from the aureole of the Ardara pluton, Co. Donegal, Ireland.- *Mineral. Mag.*, **39**, 878-888.
- SPEAR, F. S.** 1989: Petrologic determination of metamorphic pressure-temperature-time paths.- In: SPEAR, F. S. & PEACOCK, S. M.: Metamorphic pressure-temperature-time paths.- *Short Course in Geology*, **7**, 1-55.
- SPEAR, F. S.** 1993: Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths.- Mineralogical Society of America Monograph, Washington, 799 S.
- SPEAR, F. S. & Kimball, K. L.** 1984: RECOMP - a FORTRAN IV program for estimating the Fe³⁺ contents in amphiboles.- *Computers & Geosciences*, **10**, 317-325.

- SPEAR, F. S. PEACOCK, S. M., KOHN, M. J., FLORENCE, F. P. & MENARD, Th.** 1991: Computerprograms for petrologic P-T-t path calculation.- *Am. Mineral.*, **76**, 2009-2012.
- SPRAY, J. G.** 1995: Pseudotachylyte controversy: Fract or friction ?- *Geology*, **23**, 1119-1122.
- STARKL, G.** 1883: Über neue Mineralvorkommnisse in Österreich.- *Jahrb. k.k. Geol. Reichsanst.*, **33**, 635-658.
- STEIGER, R. H. & JÄGER, E.** 1977: Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, **36**, 359-362.
- STRENS, R. G. J.** 1968: Stability of Al₂SiO₅ solid solutions.- *Mineral. Mag.*, **36**, 839-849.
- STÜWE, K. & POWELL, R.** 1995: PT Paths from modal properties: application to the Koralm Complex, Eastern Alps.- *Contr. Mineral. Petrol.*, **119**, 83-93.
- Suess, E.** 1885: Das Anlitz der Erde.- Bd. 1, (Tempisky-Freytag) Prag-Wien-Leipzig, 778 S.
- SUN, S.-S., NESBITT, R. H. & SHARANSKIN, A.** 1979: Geochemical characteristics of mid-ocean ridge basalts.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, **44**, 119-138.
- TARI, G., HORVÁTH, F. & RUMPLER, J.** 1992: Styles of extension in the Pannonian Basin.- *Tectonophysics*, **208**, 203-219.
- TAYLOR, S. R. & McLENNAN, S. M.** 1985: The continental crust.- its composition and evolution.- (Blackwell Scientific Publications) Oxford-London-Edinburgh, 312 S.
- THOMPSON, A. B.** 1976: Mineral reactions in pelitic rocks: I. Prediction of P-T-X(Fe-Mg) phase relations.- *American Journal of Science*, **276**, 401-424.
- THÖNI, M.** 1981: Degree and evolution of the Alpine metamorphism in the Austroalpine unit W of the Hohe Tauern in the light of K/Ar and Rb/Sr age determination on micas.- *Jahrb. Geol. B.-A.*, **124**, 111-174.
- THÖNI, M.** 1994: Isotopengeologie und Geochronologie - Einsatzmöglichkeiten in der Geologie.- *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **39/40**, 187-209.
- THÖNI, M. & JAGOUTZ, E.** 1992: Some new aspects of dating eclogites in orogenic belts: Sm-Nd, Rb-Sr and Pb-Pb isotopic results from the Austroalpine Saualpe and Koralpe type locality (Carinthia/Styria, southeastern Austria).- *Geochim. Cosmochim. Acta*, **56**, 347-368.
- THÖNI, M. & JAGOUTZ, E.** 1993: Isotopic constraints for eo-Alpine high-P metamorphism in the Austroalpine nappes of the Eastern Alps: bearing on Alpine orogenesis.- *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **73**, 177-189.
- THÖNI, M. & MILLER, CH.** (in Druck): Garnet Sm-Nd data from the Saualpe and the Koralpe (Eastern Alps, Austria): chronological and P-T constraints on the thermal and tectonic history.- *J. Metam. Geol.*
- TOLLMANN, A.** 1959: Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchungen des zentralalpinen Mesozoikums.- *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **10**, 3-62.
- TOLLMANN, A.** 1975: Eine Serie neuer tektonischer Fenster des Wechselsystems am Ostrand der Zentralalpen.- *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, **68**, 129-142.
- TOLLMANN, A.** 1985: Geologie von Österreich.- Bd. 2, (Deuticke) Wien, 710 S.
- TÖRÖK, K.** (in Druck): High-pressure/low-temperature metamorphism of the Kö-Hegy Gneiss, Sopron (W-Hungary) - Phengite barometry and fluid inclusions.- *Europ. J. Mineral.*

- TOYOSHIMA, T.** 1990: Pseudotachylite from the Main Zone of the Hidaka metamorphic belt, Hokkaido, northern Japan.- *J. Metamorphic Geol.*, **8**, 507-523.
- TRACY, R. J., ROBINSON, P. & THOMPSON, A. B.** 1976: Garnet composition and zoning in the determination of temperature and pressure of metamorphism, Central Massachusetts.- *Am. Mineral.*, **61**, 762-775.
- TRIBOULET, C. & AUDREN, C.** 1985: Continuous reactions between biotite, garnet, staurolite, kyanite-sillimanite-andalusite and P-T-time-deformation path in micaschists from the estuary of the river Vilaine, South Brittany, France.- *J. Metamorphic Geol.*, **3**, 91-105.
- TRÖGER, W. E.** 1967: Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale, Teil 2, (Schweizerbart) Stuttgart, 822 S.
- TROPPER, P.** 1993: Petrologische Untersuchungen an Metapeliten und Amphiboliten des westlichen Ötztal-Stubai Kristallins (Kauertal).- Unveröff. Dipl. Nat. Wiss. Fak. Univ. Graz, 152 S.
- TULLIS, J. & YUND, R. A.** 1987: Transition from cataclastic flow to dislocation creep of feldspar: Mechanisms and microstructures.- *Geology*, **15**, 606-609.
- TWISS, R. J. & MOORES, E. M.** 1992: Structural Geology.- (Freeman and Company) New York, 532 S.
- VENDEL, M.** 1929: Die Geologie der Umgebung von Sopron. 1. Teil: Die kristallinen Schiefer.- *Bányamérv. és Erdömérv. Főiskola bány. koh. oszt. Köz. (Aus den Mitteilungen der berg- und hüttenmännischen Abteilung an der königlich ungarischen Hochschule für Berg- und Forstwesen Sopron)*, **1**, 225-291.
- VENDEL, M.** 1933: Die Geologie der Umgebung von Sopron. 2. Teil: Daten zur Geologie von Brennbérg und Sopron.- *Bányamérv. és Erdömérv. Főiskola bány. koh. oszt. Köz. (Aus den Mitteilungen der berg- und hüttenmännischen Abteilung an der königlich ungarischen Hochschule für Berg- und Forstwesen Sopron)*, **5**, 386-412.
- VENDEL, M.** 1972: Über die Genese der „Leukophyllite“.- *Tscherm. Min. Petr. Mitt.*, **17**, 76-100.
- VENDEL, M.** 1973: Skizze des geologischen Aufbaues der Stadt Sopron und ihrer Umgebung (W-Ungarn).- MÁFI kiadvány, Budapest, 1-28.
- VERNON, R. H.** 1979: Formation of late sillimanite by hydrogen metasomatism (base leaching) in high grade gneisses.- *Lithos*, **12**, 143-152.
- VERNON, R. H. & FLOOD, R. H.** 1977: Interpretation of metamorphic assemblages containing fibrolitic sillimanite.- *Contr. Mineral. Petrol.*, **59**, 227-235.
- VERSCHURE, R. H., ANDRIESSEN, P. A. M., BOELRIJK, N. A. J. M., HEBEDA, E. H., MAIJER, C., PRIEM, H. N. A. & VERDURMEN, E. A. T.** 1980: On the thermal stability of Rb/Sr and K/Ar biotite systems: Evidence from coexisting Sveconorwegian (ca. 870 Ma) and Caledonian (ca. 400 Ma) biotites in SW Norway.- *Contr. Mineral. Petrol.*, **74**, 245-252.
- WALL, V. J., CLEMENS, J. D. & CLARKE, D. B.** 1987: Models for granitoid evolution and source composition.- *J. Geol.*, **95**, 731-749.
- WEBER, J.** 1982: Metamorphosestudien an pelitischen Gesteinen der Wolfsberger Serie und den tieferen Anteilen des Koralpenkristallins in Kärnten.- Unveröff. Diss. Nat. Wiss. Fak. Univ. Wien, 123 S.
- WEBER, L. & WEISS, A.** 1983: Bergbaugeschichte und Geologie der Österreichischen Braunkohlevorkommen.- *Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A.*, **4**, 1-317.

- WEIN, G.** 1973: Zur Kenntnis der tektonischen Strukturen im Untergrund des Neogens von Ungarn.- *Jahrb. Geol. B.-A.*, **116**, 85-101.
- WEISE, O. R.** 1983: Das Periglazial. Geomorphologie und Klima in gletscherfreien, kalten Regionen. (Borntraeger) Berlin-Stuttgart, 199 S.
- WEISSENBACH, N.** 1975a: Gesteinsinhalt und Seriengliederung des Hochkristallins der Saualpe.- In: PILGER, A. & SCHÖNENBERG, R. (Hrsg.): Geologie der Saualpe.- *Clausth. Geol. Abh.*, Sdbd., **1**, 61-115.
- WEISSENBACH, N.** 1975b: Kristallisation, Deformation und Polymetamorphose im Saualpenkristallin.- In: PILGER, A. & SCHÖNENBERG, R. (Hrsg.): Geologie der Saualpe.- *Clausth. Geol. Abh.*, Sdbd., **1**, 131-141.
- WENK, H. R.** 1978: Are pseudotachylites products of fracture or fusion?- *Geology*, **6**, 507-511.
- WHALEN, R. B., CURRIE, K. L. & CHAPPEL, B. W.** 1987: A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis.- *Contrib. Mineral. Petrol.*, **95**, 407-419.
- WICHE, K.** 1970: Die Flächentreppe des mittleren Burgenlandes.- *Wissensch. Arb. Burgenland*, **44**, 5-38.
- WIESENER, H.** 1932: Studien über die Metamorphose im Altkristallin des Alpenostrandes, 1. Teil (Umgebung Aspang-Kirchsschlag).- *Min. Petr. Mitt.*, **42**, 136-181.
- WIESENER, H.** 1962: Die alpine Gesteinsmetamorphose am Alpenostrand.-*Geologische Rundschau*, **52**, 238-246.
- WIESENER, H.** 1971: Gesteinsserien und Metamorphose im Ostabschnitt der Österreichischen Zentralalpen.- *Verh. Geol. B.-A.*, **1971**, 344-357.
- WILLNER, A. P.** 1992: Tourmalinites from the stratiform peraluminous metamorphic suite of the Central Namaque Mobile Belt (South Africa).- *Mineral. Deposita*, **27**, 304-313.
- WILLNER, A., SCHREYER, W. & MOORE, J. M.** 1990: Peraluminous metamorphic rocks from the Namaqueland Metamorphic Complex (South Africa): Geochemical evidence for an exhalation-related sedimentary origin in a Mid-Proterozoic rift system.- *Chem. Geol.*, **81**, 221-240.
- WINKLER-HERMADEN, A.** 1962: Die jungtertiäre (sarmatisch-pannonisch-höherpliozäne) Auffüllung des Pullendorfer Beckens (= Landseer Bucht E. Sueß') im mittleren Burgenland und der pliozäne Basaltvulkanismus am Pauliberg und bei Oberpullendorf-Stoob.- *Sitzber. österr. Akad. Wiss., math.- natw. Kl., Abt. I*, **171**, 143-192.
- WINCHESTER, J. A. & FLOYD, P. A.** 1976: Geochemical magma type discrimination: Application to altered and metamorphosed basic igneous rocks.- *Earth and Planet. Sci. Lett.*, **28**, 459-469.
- WOLF, H.** 1870: II. Die Stadt Ödenburg und ihre Umgebung. Eine geologische Skizze zur Erläuterung der Wasserverhältnisse dieser Stadt.- *Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst.*, **20**, 15-64.
- WOODSWORTH, G. J.** 1977: Homogenisation of zoned garnets from pelitic schists.- *Can. Mineral.*, **15**, 230-242.
- YARDLEY, B. W. D.** 1977: An empirical study of diffusion in garnet.- *Am. Mineral.*, **62**, 793-800.
- YARDLEY, B. W. D., MACKENZIE, W. S. & GUILFORD, C.** 1990: Atlas of metamorphic rocks and their textures.- (Wiley & Sons) New York, 120 S.
- ZECK, H. P., MORTHORST, J. R. & KALSBECK, F.** 1983: Metasomatic control of K/Rb ratios in amphibolites.- *Chem. Geol.*, **40**, 313-321.

Lebenslauf

- Name: Erich Draganits
- Adresse: Bahngasse 17, A-7321 Lackendorf
- Eltern: Maria Magdalena (geb. Huber) und Robert Draganits
- Schulbildung: 1975 bis 1979: Volksschule in Lackendorf
1979 bis 1987: Naturwissenschaftliches Gymnasium in Oberpullendorf,
Matura am 2. 6. 1987
- Studium: WS 1987/88: Studium der Ur- und Frühgeschichte und Völkerkunde an
der Universität Wien,
ab SS 1988: Erdwissenschaften und Ur- und Frühgeschichte an der
Universität Wien, ab dem Sommer 1992: Diplomarbeit über das
Kristallin des südlichen Ödenburger Gebirges bei Ao.Prof. M. Thöni
- Präsenzdienst: Oktober 1994 bis Mai 1995 beim Österreichischen Garde Bataillon und
dem Militär-Geographischen Dienst in Wien

Anhang

Anhang 1: **Übersicht der Probenpunkte** (die Proben aus dem Freiburger Steinbruch sind gesondert in Abb. 3-14 eingetragen)

Anhang 2: **Flurnamen im Kartierungsgebiet**

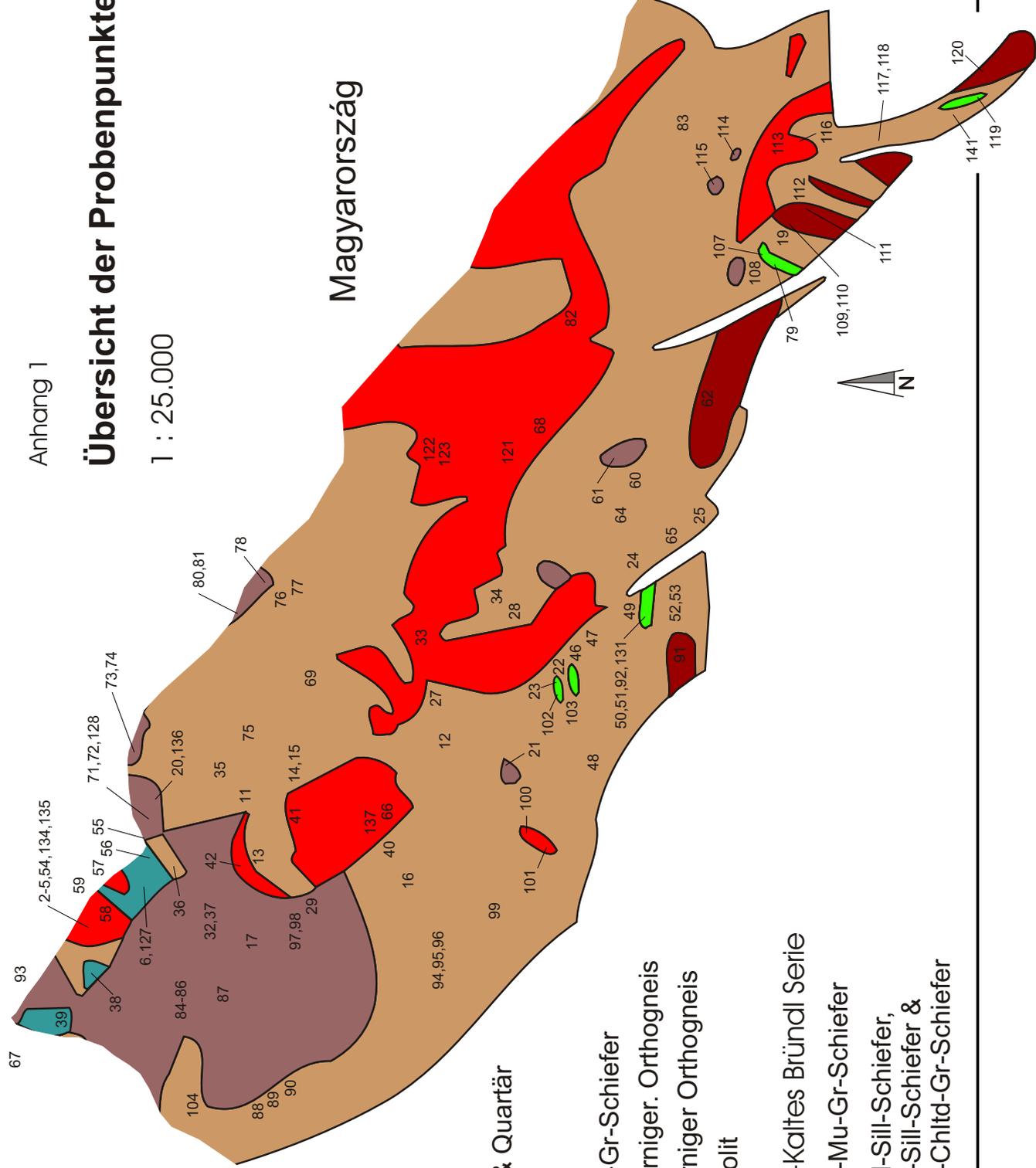
Anhang I

Übersicht der Probenpunkte

1 : 25.000

Österreich

Magyarország



□ Tertiär & Quartär

Sopron Serie

■ Mu-Chl-Gr-Schiefer

■ mittelkörniger Orthogneis

■ grobkörniger Orthogneis

■ Amphibolit

Öbrennberg-Kaltes Bründl Serie

■ Chl-Ser-Mu-Gr-Schiefer

■ Bio-And-Sill-Schiefer,

Bio-Ser-Sill-Schiefer &

Bio-Ser-Chltd-Gr-Schiefer

Beilagen

Beilage 1: Geologische Karte des südlichen Ödenburger Gebirges, 1 : 10.000

Beilage 1

Geologische Karte des südlichen Ödenburger Gebirges 1 : 10.000

aufgenommen von E. Draganits
in den Jahren 1992 und 1993

Legende

Quartär

□ Talverfüllungen

Tertiär

- Untere Auwaldschotter (schlecht gerundete Schotter lokaler Herkunft)
- Untere Auwaldschotter ? (überwiegend gut gerundete Grobgniesgerölle)
- Untere Auwaldschotter (Sand - Feinkies)
- Obere Auwaldschotter (sehr gut gerundete kalkalpine Gerölle)
- Corallinaceenschuttkalk
- Sandstein
- Kalksandstein mit Rodolithen

Grundgebirge

- Muskovit-Chlorit-Granat-Schiefer
- Muskovit-Chlorit-Granat-Biotit-Schiefer
- Muskovit-Chlorit-Granat-Schiefer mit Chloritoidpseudomorphosen
- Amphibolit
- mittelörniger Mikroklin-Plag-Mu-Gr-Orthogneis
- mittelörniger Mikroklin-Plag-Mu-Gr-Bio-Orthogneis
- grobörniger Mikroklin-Plag-Chl-Bio-Gr-Orthogneis
- Muskovit-Leuchtenbergit-Schiefer
- Chlorit-Serizit-Muskovit-Granat-Schiefer
- Bio-Ar d-Sill-Mu-Alk-Fdsp-Schiefer
- Bio-Mu-Sill-Dist-Plag-Chld-Schiefer

- ⊙ Fossilfundpunkt
- ⊙ Mikrofossilfundpunkt
- Streichen und Fallen der Schieferung
- - - - - Gesteinsgrenze (gesichert/vermutet)
- Störung (gesichert/vermutet)

