©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

JAHRBUCH DER GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT

Jb. Geol. B.-A. | ISSN 0016–7800 | Band 141 | Heft 2 | S. 113–146 | Wien, Oktober 1998

Seriengliederung im Kristallin des südlichen Ödenburger Gebirges (Burgenland) und deren Stellung zum Unterostalpin am Alpenostrand

ERICH DRAGANITS*)

15 Abbildungen und 4 Tabellen

Burgenland
Ostalpen
Ödenburger Gebirge
Unterostalpin
Metamorphose
Geochemie

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 107, 108

Inhalt

Zusammenfassung ... 114
Abstract ... 114
Összefoglolás ... 115
1. Einleitung ... 115
2. Petrographie ... 116
2.1. Sopron Serie ... 117
2.1.1. Muskowit-Chlorit-Granat-Schiefer mit Pseudomorphosen ... 117
2.1.2. Amphibolit ... 118
2.1.3. Mittelkörniger Kalifeldspat-Plagioklas-Muskowit-Granat-Orthogneis ... 119
2.1.4. Grobkörniger Kalifeldspat-Plagioklas-Chlorit-Biotit-Granat-Orthogneis (Grobgneis) ... 120
2.1.5. Muskowit-Leuchtenbergit-Schiefer (Leukophyllit) ... 120
2.1.6. Disthen-Leuchtenbergit-Quarzit („white quartzites“) ... 120
2.1.7. Pegmatite ... 121
2.2. Óbrennberg-Kaltes-Bründl-Serie ... 121
2.2.1. Biotit-Andalusit-Sillimanit-Schiefer ... 121
2.2.2. Biotit-Serizit-Sillimanit-Schiefer ... 124
2.2.3. Biotit-Serizit-Chloritoid-Granat-Schiefer ... 124
2.2.4. Chlorit-Serizit-Granat-Schiefer ... 124
2.2.5. Granat-Biotit-Fels ... 124
2.2.6. Pegmatite ... 125
2.3. Granattypologie ... 125
2.3.1. Sopron-Serie ... 126
2.3.2. Óbrennberg-Kaltes-Bründl-Serie ... 127
2.3.3. Mineralchemie der Granate ... 127
3. Geochemie ... 129
3.1. Analytik ... 129
3.2. Geochemie der unterschiedlichen Lithologien ... 129
3.2.1. Orthogneise ... 129
3.2.2. Amphibolite ... 129
3.2.3. Glimmerschiefer ... 133
3.2.4. Leukophyllite ... 133
4. Metamorphose ... 133
4.1. Sopron Serie ... 135
4.1.1. Prä-alpine Metamorphose ... 135
4.1.2. Alpine Metamorphose ... 136
4.2. Óbrennberg-Kaltes-Bründl-Serie ... 137
4.2.1. Prä-alpine Metamorphose ... 137
4.2.2. Alpine Metamorphose ... 138
4.3. Metamorphose-Bedingungen ... 138
5. Diskussion ... 141
Dank ... 142
Literatur ... 142

*) Anschrift des Verfassers: ERICH DRAGANITS, Institut für Geologie, Althanstraße 14, A-1090 Wien.
e-mail: erich.draganits@univie.ac.at.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Zusammenfassung

Aus dem ungarischen Teil des Ödenburger Gebirges sind seit mehreren Jahren andalusitführende 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. Es werden die Lithologien mit 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 Quarz-Gehalten nehmen flächenmäßig die wichtigste Stellung ein. Kennzeichnend für sie ist das vollständige Fehlen von Karbonat, der Chlorit-Reichtum und das häufige Auftreten von rechteckigen bis rautenförmigen Pseudomorphosen nach Staurolith. Diese Pseudomorphosen, die in seltenen Fällen noch reliktischen Staurolith enthalten können, bestehen heute, je nach der Intensität der alpinen Überprägung, aus Serizit, aus Serizit mit Chloritoid oder sehr selten aus Chloritoid und Disthen.

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

Charakteristischer Grobgneis mit bis zu 3 cm großen Kalifeldspat-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 Grobgneis keinerlei Übergänge aufweist. Diese gut geschieferten Gesteine bestehen aus perthitischem Kalifeldspat, Albit-reichem Plagioklas, Muskowit, Quarz, reliktischem Biotit, sowie akzessorisch aus Granat, Zirkon und relativ viel Apatit. An Bewegungszonen im Kontaktbereich zwischen Glimmerschiefer und mittelkörnigem Orthogneis tritt Leukophyllit auf.

Óbrennberg-Kaltes-Bründl-Serie: Feldgeologisch lassen sich die Gesteine dieser Serie durch ihren Biotit-Reichtum und ihren Mangel an Chlorit und Granat relativ leicht von der Sopron-Serie trennen.

Biotit-Serizit-Chloritoid-Granat-Schiefer stellen über weite Strecken die häufigsten Gesteine innerhalb der ÓKB-Serie dar. Charakteristisch für sie ist das Auftreten von linsigen Haufen, bestehend aus feinkörnigem, unorientiertem, blassem Chloritoid und/oder Disthen. Dabei könnte es sich um Pseudomorphosen nach Andalusit (disthenreiche Haufen) beziehungsweise nach Staurolith (chloritoidreiche Haufen) handeln, worauf einige wenige Relikte dieser Minerale innerhalb der Pseudomorphosen hindeuten.

Biotit-Andalusit-Sillimanit-Schiefer stellen jene Lithologie dar, in welcher der prä-alpine Mineralbestand am besten erhalten ist. Poikiloblastischer Andalusit 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 Disthen-Leistchen, die häufig bis zu einer vollständigen, flächigen Umwandlung des Andalusites zu unorientiert wachsendem Disthen führen können. In Gesteinen, wo der Andalusit gut erhalten ist, fehlt Granat vollständig. Staurolith ist fast ausschließlich reliktisch als Einschluss in Andalusit erhalten.

Ergebnisse: Im Kristallin des Ödenburger Gebirges sind zwei Serien hinsichtlich ihres Mineralbestandes, ihrer Strukturen und Metamorphosegeschichte klar zu trennen. Die hangende ÓKB-Serie zeigt nur schwache Anzeichen der alpinen Metamorphose mit gut erhaltener prä-alpiner Mineral-Paragenese und kaum verjüngten Rb/Sr-Altern in den Glimmerschiefern, während die liegende Sopron-Serie durch eine alpine Hochdruck-Metamorphose stark überprägt wurde. Die ÓKB-Serie zeigt gute Parallelen zur Strallegg-Einheit.

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 Orthogneise sind geochemisch als ehemalige peraluminöse Syn-Kollisionsgranite zu klassifizieren.

Die Granate 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 Granat-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 Granate der ÓKB-Serie keinerlei Mineralzonierung zeigen.

Für die prä-alpine Metamorphose in der ÓKB-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, die mit der Genese des Oberpullendorfer Beckens im Zusammenhang stehen, ist die lokale Feldbeziehung der beiden Serien weitgehend unklar. Die stärkere Verschieferung bis Mylonitisierung im Liegenden der Óbrennberg-Kaltes-Bründl-Serie und der Metamorphosesprung zwischen den beide Serien spricht für einen tektonischen Kontakt. Ein älteres N–S-streichendes Streckungslinear resultiert am wahrscheinlichsten aus einer früh-alpinen Überschiebungstektonik, während das dominierende, NW–SE-streichende Streckungslinear am ehesten mit SE-vergenten Abschiebungen im Zuge einer extensional exhumation des Kristallins in Verbindung zu setzen ist.

Two Crystalline Series of the Sopron Hills (Burgenland) and their Correlation to the Lower Austroalpine in Eastern Austria

Abstract

Andalusite-bearing lithologies of presumed pre-Alpine age have been recognized 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 relatively 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 mainly 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 quartz-contents and numerous rectangular to rhomboic pseudomorphs after staurolite are wide-spread. These pseudomorphs contain either sericite, or sericite with chloritoid or chloritoid with kyanite depending on their Alpine overprint; relicts of staurolite within these pseudomorphs are scarce.

These mica schists contain several small bodies of garnet 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, moderately foliated, medium-grained gneisses, which lack any transitions to the “Grobgneiss” are much more abundant.

Óbrennberg-Kaltes Bründl series: In the field these lithologies are easy to distinguish from the Sopron series by their abundance of biotite and scarcity of garnet and chlorite. Biotite-andalusite-sillimanite schists are the best preserved pre-Alpine rocks in this area. Andalusite shows kyanite overgrowth on its rims and in some samples it is possible to find the metastabil co-existence of andalusite, sillimanite, and kyanite. Staurolite mainly occurs as relicts within andalusite.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Biotite-sericite-chloritoid-garnet schists are the most frequent lithologies in this series, containing characteristic chloritoid/kyanite-pseudomorphs after andalusite or staurolite.

Results: In the Sopron Hills two different lithological series can be separated by their different metamorphic history. The mica schists of both series are geochemically relatively similar. According to major and traces 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.

Garnet is 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 decreases outwards to an inclusion free rim. Garnet of the Óbrennberg-Kaltes Bründl series appears to have formed in a single generation and, due to its textural development, is believed to be of alpine age.

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 Strallegg gneisses and to the "Disthen-Paramorphosenschiefer" (Koralpe), which are part of the Middle Austroalpine Units (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.

Összefoglolás

Andaluzit-tartalmú, pre-Alpi korúnak feltételezett közetek már ismertek a Soproni- hegység magyarországi területéröl. Ez a munka a soproni kristályos vonulat Ausztriába esö folytatásával foglalkozik. Az Óbrennberg-Kaltes Bründl sorozat föleg a hegység magasabb részein helyezkedik el, és viszonylag jól megörzödött pre-Alpi ásványeggyüttest tartalmaz, míg a többi kristályos képzödmény a Soproni sorozatba sorolható, amely Alpi diaftoritos palákból és gneiszböl áll. Mindkét sorozatra a karbonát ásványok és a szén hiánya a jellemzö.

Soproni Sorozat: Monoton diaftoritosodott csillámpala, változó kvarctartalommal, a téglalap, illetve romboéder alakú, Staurolit utáni pszeudomorfózák gyakoriak. A staurolit reliktum ritka, a pszeudomorfózák anyaga szericit, szericit kloritoiddal vagy kloritoid diszténnel – az Alpi felülbélyegzés szerint.

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

Óbrennberg-Kaltes Bründl Sorozat: A jelentös biotit és szórványos gránát valamint klorit tartalom alapján ezek a képzödmények terepen is könnyen elkülöníthetök a Soproni sorozattól. A biotit-andaluzit-szillimanit-palák tartalmazzák a terület legjobban megörzödött pre-Alpi ásványeggyüttesét. Az andaluzit disztén továbbnövekedési szegélyt hordoz sok mintában, és az andaluzit, szillimanit, disztén metastabil eggyüttese is megtalálható. Staurolit csak az andaluzitban, reliktumként fordul elö. A sorozat leggyakoribb közettípusa a biotit-szericit-kloritoid-gránát-pala, amely jellegzetes kloritoid/disztén pszeudomorfózákat tartalmaz andaluzit és staurolit után.

Eredmények: A Soproni-hegységben két sorozat különböztethetö 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 továbbnövekedéstöl. Az Óbrennberg-Kaltes Bründl sorozatban a gránátok csupán egy generációsak és a szöveti kép alapján Alpi korúnak feltételezhetök.

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

Geokémiai szempontból a két sorozat csillámpalái meglehetösen egyformák. A fö- és nyomelem diszkriminációs diagramok alapján a legvalószínübb protolitok szigetív geokémiai bélyegeket mutató agyagpalák voltak. Az amfibolitok hasonló osztályozása óceán-fenék protolitra utaló bélyegeket mutat, míg a gneiszek Al-gazdag szin-kolliziós gránitoidokként értelmezhetök.

Az Óbrennberg-Kaltes Bründl sorozat pre-Alpi nagyhömérsékletü metamorfózisa feltehetöen 650°C és 3–5 kbart ért el. Az Alpi felülbélyegzés csúcs értékei 550±30°C és 9.5±1,5 kbar voltak.

A Sopron sorozatot a szerzö az Alsó Keletalpi "Grobgneisz egység"-be sorolja, míg az Óbrennberg-Kaltes Bründl sorozat közettipusai feltünö hasonlóságot mutatnak Koralpok Strahllegger gneiszével, ami a Középsö Keletalpi egység része (TOLLMANN, 1959 alapjan). Ez az Alpi orogén nagy léptékü takarós elmozdulásainak eredménye, amit a milonit és leukofillit elöfordulások nagy száma igazol. Ezeket â-D irányú ásvány-lineáció és északra mutató takarós elnyíródás jellemzi. Az extenziós jellegü kiemelkedést âNY-DK irányú ásvány lineáció és délkeletre irányuló elmozdulás mentén következett be.

1. Einleitung

In den Ostalpen sind nur sehr wenige Vorkommen von Gesteinen mit prä-alpinem Andalusit bekannt. Neben den gut untersuchten And-Vorkommen im Ötztalkristallin (PURTSCHELLER, 1969; PURTSCHELLER, 1971; TROPPER, 1993), den Ky-Paramorphosen nach And in der Saualpe (WEISSENBACH, 1963; WEISSENBACH, 1975a; MEIXNER, 1975), den Ky-Paramorphosen nach And im Koralpenkristallin (FRANK et al., 1983) sind auch in den Treibachschiefern noch prä-alpine And erhalten (pers. Mitt. BERKA, 1997). Weiters sind sehr gut erhaltene And-führende Lithologien aus dem ungarischen Teil des Ödenburger Gebirges eingehend beschrieben (KISHÁZI, 1977; LELKES-FELVÁRI & SASSI, 1984; KISHÁZI & IVANCSICS, 1985).

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 Petrographie, Geochemie und Metamorphose-Entwicklung, soll hier näher untersucht werden. Die Geländetätigkeit wird besonders durch „die besonders ungünstigen Aufschlussverhältnisse in diesem Raum" (PAHR, 1977) erschwert.

Das Ödenburger Gebirge zählt zu den östlichsten Ausläufern der Ostalpen vor ihrem Abtauchen unter die tertiären Sedimente der Kleinen Ungarischen Tiefebene. Das

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

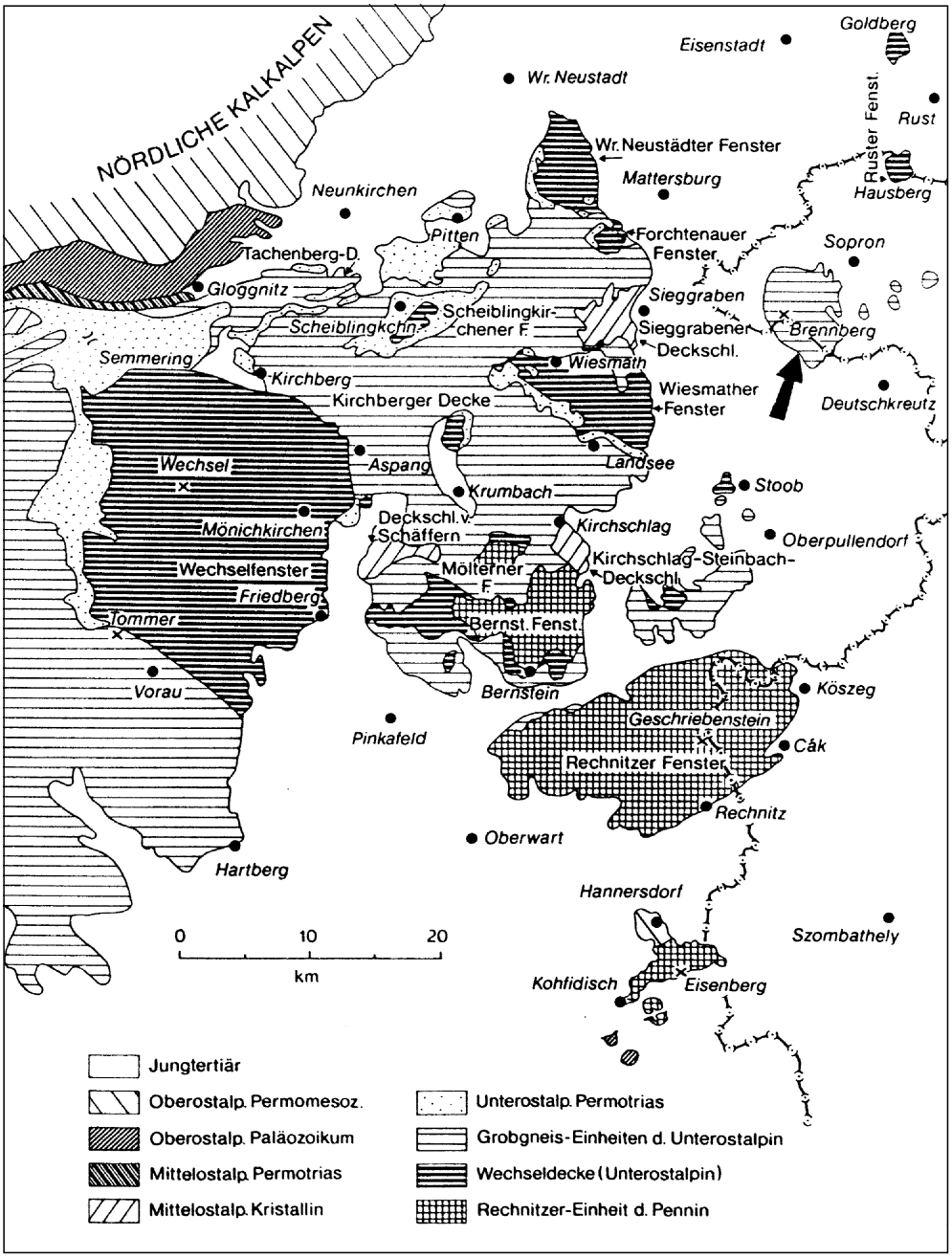


Abb. 1.
Tektonische Übersicht des Nordostendes der Zentralalpen (aus HERRMANN & PAHR, 1988) mit der Lage des Kartierungsgebietes.

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 Semmeringeinheit gezählt (FUCHS, 1990).

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

Flächenmäßig nimmt die Grobgneiseinheit einen weiten Teil des Nordostsporns der Alpen ein, die liegende Wechseleinheit tritt in insgesamt 8 Fenstern unter dieser hervor (Abb. 1): Wechsel-, Bernsteiner, Mölterner, Scheiblingskirchner, Wiesmather, Forchtenauer, Wiener Neustädter und Ruster Fenster. Das die Wechseleinheit unterlagernde Penninikum erscheint in den Fenstern von Eisenberg, Hannersdorf, Rechnitz und Möltern (TOLLMANN, 1975).

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

2. Petrographie

Im folgenden Kapitel werden die einzelnen Lithologien des Ödenburger Kristallins beschrieben, als Abkürzungen der Mineralnamen werden, wo vorhanden, jene von KRETZ (1983) verwendet. Zusätzliche Abkürzungen der Minerale sind: Akz = Akzessorien, Hgl = Hellglimmer, Lbgt = Leuchtenbergit, opP = opake Phase und Ser = Serizit. Im Verlauf der Kartierung und Bearbeitung des Ödenburger Kristallins zeigte sich die Existenz zweier Serien, die sich bezüglich ihrer Metamorphosegeschichte und Tektonik deutlich trennen lassen. Um dieser Erkenntnis Rechnung zu tragen, fasst der Autor die Bt-, Sil- und Dist-reichen Lithologien im Zentrum des Ödenburger Gebirges mit relativ gut erhaltenem prä-alpinem Mineralbestand und einphasigem Granatwachstum zur Óbrennberg-Kaltes-Bründl-Serie (ÓKB) zusammen (benannt nach den Zentren des Vorkommens in Ungarn und Österreich). Im Unterschied dazu wird die Serie mit den Chl-reichen, alpin-diaphthoritischen Glimmerschiefern mit zweiphasigem Granatwachstum und den hellen 2-Glimmer-Orthogneisen in Anlehnung an KISHÁZI & IVANCSICS (1985) als Sopron-Serie bezeichnet (Abb. 2).

Nach den feldgeologischen Beobachtungen stellt die Óbrennberg-Kaltes-Bründl-Serie die *hanging wall* einer flach nach SE einfallenden, SE-vergenten Abschiebung dar, die auf der Sopron Serie als *foot wall* liegt.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

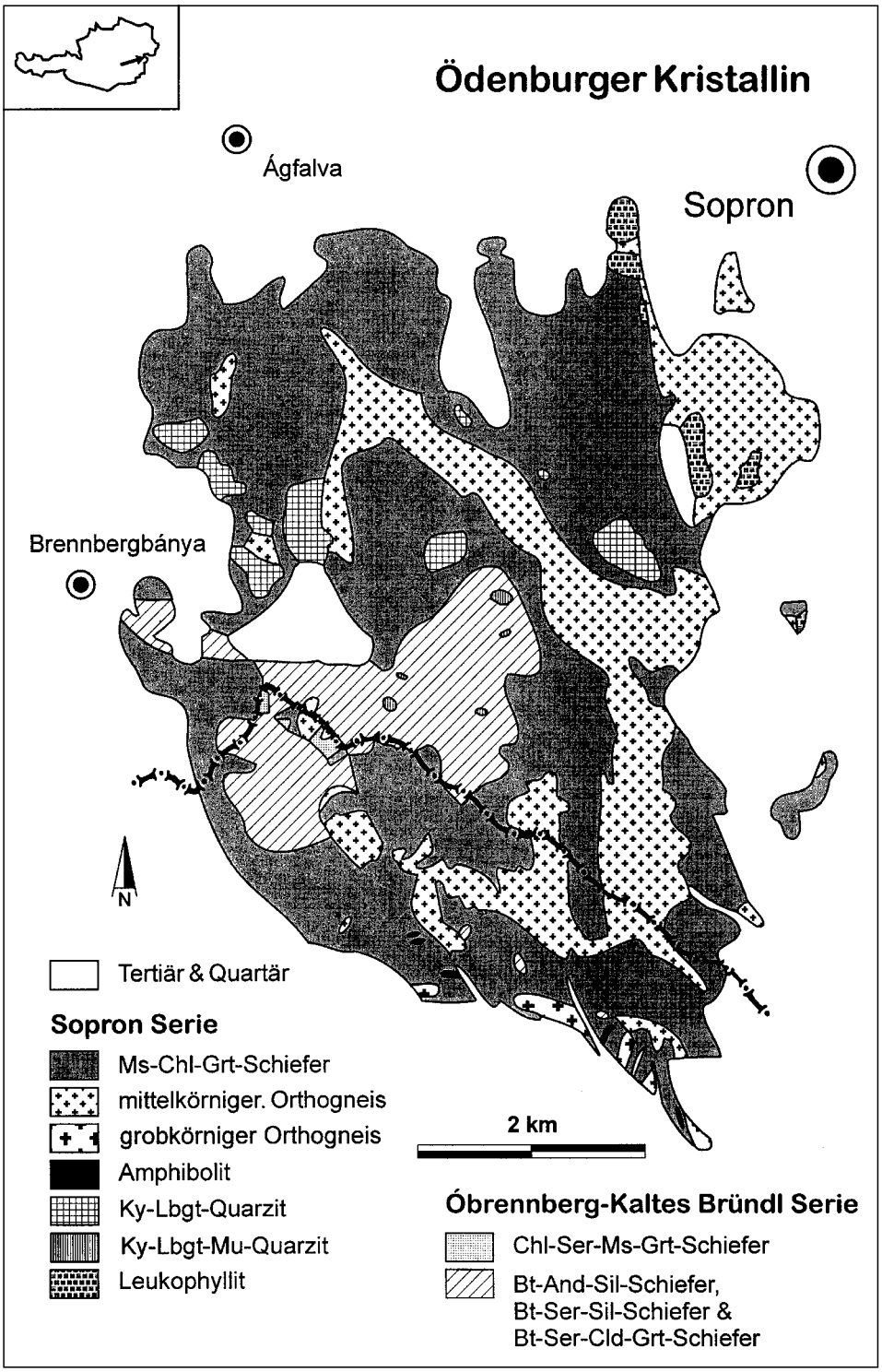


Abb. 2.
Geologische Übersichtskarte des Ödenburger Kristallins nach KISHÁZI & IVANCSICS (1985) und DRAGANITS (1996).

2.1. Sopron-Serie

2.1.1. Muskowit-Chlorit-Granat-Schiefer mit Pseudomorphosen

„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“ LECHNER (1957).

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 zahlreiche Scherbänder aufweist und in Kombination mit der Schieferungsfläche entsprechend leicht bricht. Im Anschlag ist es je nach Chl-Gehalt eher graublau oder graugrün. Typisch für die Glimmerschiefer sowohl der Sopron- als auch der Óbrennberg-Kaltes-Bründl-Serie ist das vollständige Fehlen von karbonatischen Gesteinen (LECHNER, 1957; KISHÁZI & IVANCSICS, 1985).

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. Besonders die Unterscheidung in Ms-Chl-Grt-Schiefer mit Pseudomorphosen und Ms-Chl-Grt-Schiefer ohne Pseudomorphosen, wie sie in den Übersignaturen in der Karte bei DRAGANITS (1996, Beilage 1) zum Ausdruck kommen, ist rein ein Artefakt einer unterschiedlich intensiven alpinen Deformation, ohne dass wichtige, genetische Aussagen möglich wären. Die Ms-Chl-Grt-Schiefer stellen demnach alpin stärker verschieferte Ms-Chl-Grt-Schiefer mit Pseudomorphosen dar, weshalb sie in der Beschreibung gemeinsam behandelt werden. Innerhalb der Gruppe mit noch erhaltenen Pseudomorphosen besteht die Möglichkeit der Trennung in Glimmerschiefer mit Ser-Pseudomorphosen und in Glimmerschiefer mit Cld/Ser-Pseudomorphosen, was letztlich ebenfalls nur das Resultat einer unterschiedlich intensiven alpinen Überprägung ist.

Es finden sich immer wieder nicht auskartierbare Turreiche Lagen in den Glimmerschiefern, die möglicherweise mit den schichtgebundenen Turmaliniten im Zusammenhang stehen, die RAITH (1988) 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. Eine Analogie zu den m-großen Linsen aus Turmalinfels innerhalb der Grobgneiseinheit, die WIESENEDER (1971) beschreibt, ist wahrscheinlich.

Die Grt variieren sehr stark in der Größe und Häufigkeit, sie werden bis zu 15 mm groß und lassen schon im Hand-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

stück sigmoidale, asymmetrische Druckschatten erkennen.

Qtz kommt häufig vor, meist in Linsen und unregelmäßigen Knauern, im Unterschied zu den straffen, parallelen Qtz-Zeilen in den Schiefern der Óbrennberg-Kaltes-Bründl-Serie. Bt 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 Kfs auf, wie er häufig in der Óbrennberg-Kaltes-Bründl-Serie zu finden ist, sondern fast ausschließlich als Pl.

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 feinem Cld, randlich aus stahlblauem Ser. Teilweise fehlt der Cld, dann besteht die gesamte Pseudomorphose aus Ser (z.B. NM92/11, NM94/138), oder der Cld 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).

Die Probe NM92/18 stellt eine extrem deformierte, feinkörnige Varietät dieser Gesteine am Kontakt zwischen mittelkörnigem Orthogneis 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 Cld-Häufchen, die Erze, Grt und der WR-Chemismus deuten auf eine Zugehörigkeit zu den Ms-Chl-Grt-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 (Grt, färbige Chl, Cld, usw.) gibt es deutliche Unterschiede. Der Grt

Abb. 3.
S-Fläche eines Muskowit-Chlorit-Granat-Schiefers mit kaum deformierten Serizit-Pseudomorphosen nach Staurolith.

ist im Unterschied zu den Grt aller anderen Lithologien in diesem Gebiet makroskopisch auffällig rosa. Der mittelkörnige Orthogneis im Liegenden des Phyllonits wird zum Kontakt hin immer stärker verschiefert.

2.1.2. Amphibolit

Während sehr viele, meist kleinräumige Amphibolitvorkommen in den Glimmerschiefern der Grobgneiseinheit bekannt sind (PEINDL, 1990), waren sie im Ödenburger Gebirge bisher nur aus einigen wenigen Bohrungen beschrieben (KISHÁZI & IVANCSICS, 1985). LELKES-FELVÁRI & SASSI (1984) beschreiben diese als 1–9 m mächtige, S-parallele Lagen in den Ms-Chl-Grt-Schiefern oder seltener assoziiert mit dem mittelkörnigen Orthogneis. Innerhalb dieser Amphibolite wechsellagern plagioklasreiche mit

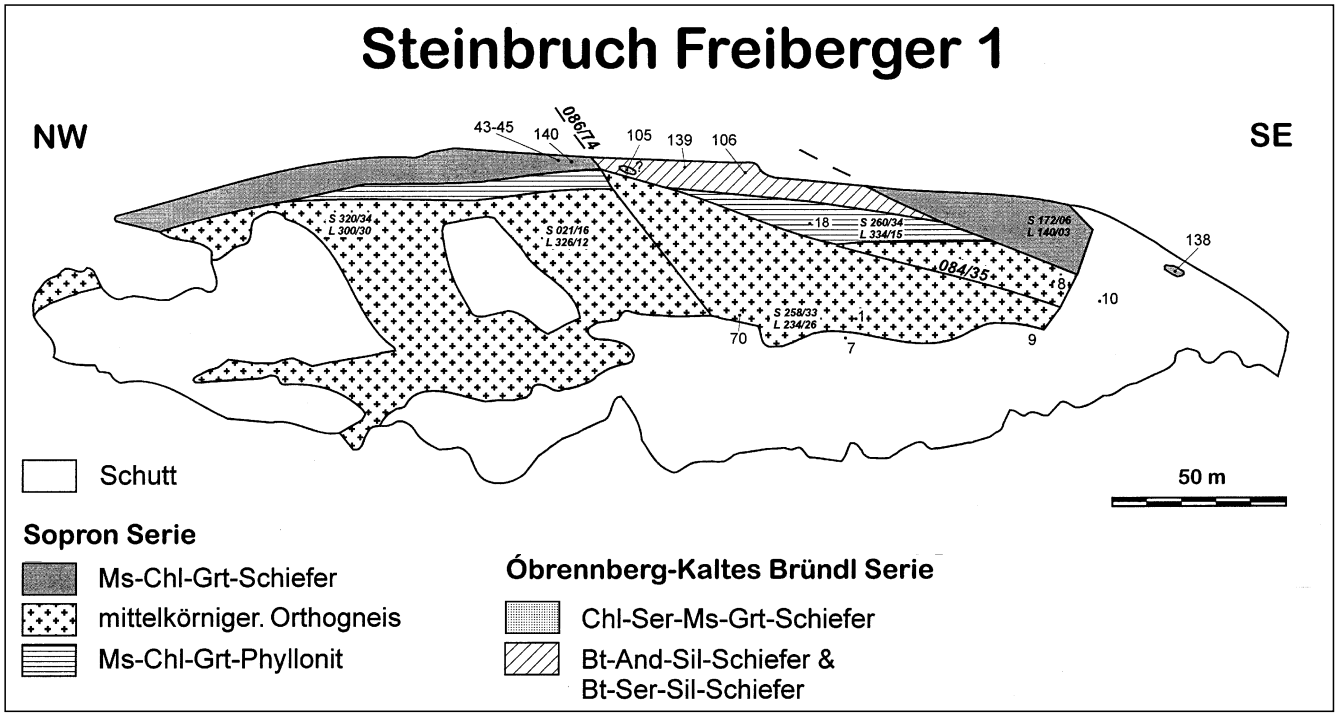


Abb. 4.
Lithologische Situation im Freiberger Steinbruch mit der Lage der Probenpunkte.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

amphibolreichen Lagen. Ebenso erwähnt LECHNER (1957) einige wenige, gering mächtige Amphibolitkörper in Schieferserien der Grobgneiseinheit in der westlichen Umrahmung des Oberpullendorfer Beckens.

Im Verlauf der Kartierung wurden im S-Teil des Ödenburger Gebirges mehrere, wenn auch kleine Amphibolitvorkommen gefunden, so am W-Abhang des Kronberges (1000 m SSE Gruberkreuz), 3 Vorkommen am Kronberg direkt gegenüber dem Freiberger Steinbruch, 450 m ENE Oswaldikapelle (anstehend), im Bereich der Zollhäuser (ebenfalls anstehend) und ein sehr kleines Vorkommen 650 m NW Weingartenkapelle im Kontaktbereich zwischen mittelkörnigem Orthogneis und Ms-Chl-Grt-Schiefer. Im Kartenbild fällt das gemeinsame Auftreten der Amphibolite und Grobgneise in einer NW–SE-streichenden Zone am S-Rand des Ödenburger Kristallins auf (Abb. 2).

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

Im Vorkommen am Kronberg, gegenüber dem Freiberger Steinbruch, zeigen sich grobkörnige Amphibolite mit einer metagabbroiden Augentextur, mit bis 10 mm großen Hbl und um diese herumbiegende, dünne, helle Ab-Lagen. Ebenso erkennt man an dieser Stelle bereits makroskopisch bis 1 mm große Grt. 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 reliktisch in einem stark deformierten, feinkörnigen Amphibolit erhalten ist. Ein genetischer Zusammenhang mit den grobkörnigen Bt-Hbl-Metagabbros, die WIESENEDER (1971) und KOLLER (im Druck) beschreiben, ist wahrscheinlich.

Im Kartierungsgebiet treten die grobkörnigen Amphibolite mengenmäßig hinter die feinkörnigen Varietäten zurück. Diese sind feinkörnige, brettartig brechende Gesteine, mit sehr gut eingeregelten Hbl und einem hohen Gehalt an Klinozoisit. Grt fehlt in diesen feinkörnigen Typen weitgehend. Am Kontakt zwischen Amphiboliten und Ms-Chl-Grt-Schiefern gibt es auch Übergangstypen zwischen diesen beiden Lithologien (z.B. NM93/119), wo dann Hbl, Bt, Hgl, Chl, etc. gemeinsam auftreten.

2.1.3. Mittelkörniger Kalifeldspat-Plagioklas-Muskowit-Granat-Orthogneis

Der mittelkörnige Orthogneis stellt nach den Ms-Chl-Grt-Schiefern flächenmäßig die zweitwichtigste Lithologie dar. Zahlreiche Steinbrüche in Ungarn und Österreich, wo der Orthogneis für Straßenschüttungsmaterial und teilweise, wenn es die Spaltbarkeit erlaubt, für Dekorsteine abgebaut wird, bilden oft die einzigen, brauchbaren Aufschlüsse.

Im Kartierungsgebiet bildet der mittelkörnige Orthogneis 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 ungarischen Grenze zieht. Kleinere Vorkommen existieren noch SE Kaltes Bründl und 500 m NNW Weingartenkapelle (Abb. 2).

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). Der häufigste Typ ist ein mittelkörniger, mittelmäßig verschieferter, leukokrater Ms-Gneis, der von KISHÁZI & IVANCSICS (1985) als „Sopron type gneiss“ bezeichnet wird. Die Lithologie zeigt im Anschlag eine gräulich-weiße Farbe, bricht unregelmäßig körnig, nur undeutlich nach dem S und verwittert hellgrau (Abb. 5). Als Protolith ist ein mittelkörniger 2-Glimmergranit anzunehmen, mineralogische, texturelle und geochemische Ähnlichkeiten ergeben sich, abgesehen vom Grt-Gehalt, zu den 2-Glimmergraniten in der südlichen Grobgneiseinheit (PEINDL, 1990), für die dieser Autor ein Rb/Sr-Alter von 326±11 Ma angibt.

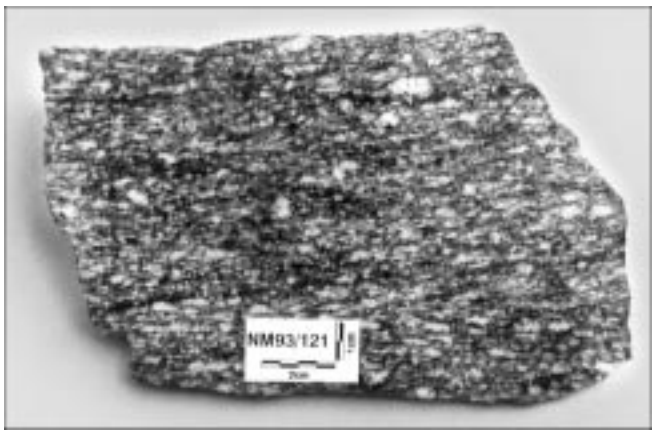


Abb. 5.
Handstück eines mittelkörnigen Orthogneises („Sopron type gneiss”) mit der typisch-einheitlichen Korngröße der Kalifeldspäte.
Bei genauem Hinsehen erkennt man die kleinen, idioblastischen Granate (x-z-Schnitt).

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 glänzen. Eine ältere, grobkörnigere Hgl-Generation ist makroskopisch zwar gut zu erkennen, sie tritt aber mengenmäßig gegenüber dem Ser stark zurück. Bt 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 zerschert sind, umso mehr auf (besonders NM93/121). Als primär-magmatische Minerale sind vermutlich Kfs, Pl, Hgl, Bt, Ap, Zrn und Qtz anzusehen. Ms-Chl-Grt-Schiefer-Xenolithe (KISHÁZI & IVANCSICS, 1985) sind sehr selten. Im Steinbruch SE Kaltes Bründl fand sich ein 40 mm großer, länglicher Glimmerschiefer-Xenolith mit bis 2 mm großem Grt innerhalb eines Pegmatites im mittelkörnigen Orthogneis, 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 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 Bt-Gehalt auf, der bis zu 5 % betragen kann (KISHÁZI & IVANCSICS, 1985). Daß diese Bt-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

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

groß), plausibler wäre eine Genese als bereits primär feinkörniger Granit (NM93/116, NM93/122, NM93/123), die auch SCHWINNER (1935) am Rand der Grobgneise beschreibt. Hochdeformierte „Sopron type gneiss"-Varietäten sind recht häufig. Erwähnenswert sind das schmale Orthogneis-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 und mit einem Pseudotachylit parallel zum S.

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

2.1.4. Grobkörniger Kalifeldspat-Plagioklas-Chlorit-Biotit-Granat-Orthogneis (Grobgneis)

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

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. 2). 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 Óbrennberg-Kaltes-Bründl-Serie auftreten, die sonst ausschließlich nur im zentralen Teil des Kristallins zu finden sind (Abb. 2). Eine Erklärung dafür ist wegen der schlechten Aufschlusssituation mit den derzeitigen Daten nicht möglich.

Beim Kartieren fällt sofort der helle, kantige Schutt auf, der im Vergleich zu den Schiefern weitaus grobkörniger ist, weiters bildet der Grobgneis im Gelände morphologische Härtlinge aus. Im Hohlweg bei den Zollhäusern (DRAGANITS, 1996, 31) findet man S-parallele Grobgneis-Injektionen in den Ms-Chl-Grt-Schiefern aufgeschlossen. Kartierungsmäßig zeigt sich der Grobgneis stets getrennt vom mittelkörnigen Orthogneis, 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 dünkler als der mittelkörnige Orthogneis) mit bis 3 cm großen Kfs-Augen, und oft erkennt man bereits makroskopisch den etwa 1 mm großen Grt. Nach WIESENEDER (1962) 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.

SCHARBERT (1990) gibt für den Grobgneis ein Rb/Sr-Gesamtgesteinsalter von 338±12 Ma mit einem Initial von 0,7071±0,0006 an. Wegen des Fehlens von chilled margins vermuten NEUBAUER et al. (1992), dass die Granite in warmes Nebengestein intrudierten.

2.1.5. Muskowit-Leuchtenbergit-Schiefer (Leukophyllit)

750 m S Kaltes Bründl findet man in einem bescheidenen Aufschluss an der Forststraße Leukophyllit (STARKL, 1883; VENDEL, 1972; MODJTAHEDI & WIESENEDER, 1974; LELKES-FELVÁRI & SASSI, 1982; KISHÁZI & IVANCSICS, 1986). 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). Die modernste Bearbeitung findet sich bei HUBER (1994).

Während Leukophyllit im ungarischen Teil des Ödenburger Gebirges nie innerhalb der Óbrennberg-Kaltes-Bründl-Serie auftritt und stets im Nahbereich des mittelkörnigen Kfsp-Pl-Ms-Grt-Orthogneises 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.

Der Leukophyllit verwittert hellgrau und ist im Anschlag schneeweiß, seidig-glänzend, dünnblättrig brechend. Qtz bildet leicht asymmetrische, bis 3 mm große Augen. Der Leukophyllit ähnelt makroskopisch auf den ersten Blick dem mittelkörnigen Orthogneis. Es finden sich aber auch hochdeformierte Bereiche im Aufschluss, wo der Leukophyllit eine ausgeprägte phyllonitische Textur zeigt, ohne jedoch ganz seine Qtz-Augen zu verlieren.

Die Nebengesteine im Nahbereich der Leukophyllite sind Schiefer, sie zeigen viele bläuliche, deformierte Ser-Pseudomorphosen, häufig mit Cld, etwas Bt und feinkörnigem, idioblastischem Granat. In einer Probe konnte der tektonische Kontakt dieses Schiefers mit einem hochdeformierten mittelkörnigen Orthogneis der Sopron-Serie beobachtet werden, weshalb für diesen lokalen Bereich der Óbrennberg-Kaltes-Bründl-Serie ein kleines Vorkommen der Sopron-Serie (Ms-Chl-Grt-Schiefer und Orthogneis) 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 Orthogneis sahen, und dort vor allem in Bewegungszonen besonders am Kontakt zwischen Grobgneis und den Glimmerschiefern, auch für diesen Raum (z.B. CORNELIUS & CLAR, 1939; FUCHS, 1962; MODJTAHEDI & WIESENEDER, 1974; HUBER, 1994).

HUBER (1994) gibt für diese Leukophyllite ein $^{40}Ar/^{39}Ar$-Bildungsalter 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 $\delta^{18}O$-Messungen an sekundären *fluid inclusions* deuten auf eine Formationswässer-ähnliche Zusammensetzung hin, deren Ursprung HUBER (1994) in der Permo-Trias der Wechsel-Einheit vermutet (vgl. MCCAIG, 1990).

2.1.6. Disthen-Leuchtenbergit-Quarzit („white quartzites")

Während im ungarischen Teil des Ödenburger Gebirges viele und teilweise großflächige Vorkommen von Ky-Lbgt-Quarzit beschrieben sind (KISHÁZI & IVANCSICS,

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

1985), 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) trennen die Ky-Lbgt-Quarzite nach ihrem Ms-Gehalt in „grey quarzites“ (hohe Ms-Gehalte) und in „white quarzizes“ (Ms-arm). Auch in ihrer Verbreitung zeigt sich eine ganz klare Trennung, grey quarzites finden sich nur in der Óbrennberg-Kaltes Bründl Serie, während sich die white quarzites ausschließlich auf die Sopron Serie beschränken (KISHÁZI & IVANCSICS, 1986). Der Ky-Lbgt-Quarzit SE Gruberkreuz ist hinsichtlich seiner mineralogischen Zusammensetzung und seiner Lage in den Ms-Chl-Grt-Schiefern der Sopron Serie eindeutig zu den white quarzites 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 Ky und Lbgt, die im Gegensatz zum Dünnschliff, wo sie fast farblos sind, blass braun-grau gefärbt sind.

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

2.1.7. 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 Freiberger Steinbruchs 5 mm dünne Tur-Gängchen in den Ms-Chl-Grt-Schiefern, die mit den Raumdaten 073/56 quer durch das S durchschlagen, teilweise dringen von diesen Gängen aus feine Tur-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_2 des mittelkörnigen Orthogneise einrotiert wurden (NM93/134).

Beim Tur 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 verzwillingte Pl und durch Kfs vertreten. Als Besonderheit befindet sich ein über 5 cm großer, länglicher Chl-Hgl-Grt-Xenolith in dem Pegmatit von NM93/135.

2.2. Óbrennberg-Kaltes-Bründl-Serie

2.2.1. Biotit-Andalusit-Sillimanit-Schiefer

Wie bereits in der Einleitung erwähnt, sind in den Ostalpen Lithologien mit ehemaligem prä-alpinem And weit verbreitet, es gibt jedoch nur sehr wenige bekannte Vorkommen von Gesteinen, in denen dieser And noch erhalten ist, wodurch sich das Interesse an der geologischen Untersuchung dieses schlecht aufgeschlossenen Gebietes erklärt (FLÜGEL & NEUBAUER, 1984).

Bt-And-Sil-Schiefer in denen nach den Ergebnissen dieser Arbeit der prä-alpine Mineralbestand am besten erhalten sind, sind strikt an die Óbrennberg-Kaltes-Bründl-Serie gebunden. Eine genaue Abgrenzung seines Auftretens von den Bt-Ms-Sil-Cld-Schiefern war bei der Kartierung leider nicht möglich, sodass gesicherte Vorkommen nur mit einer Übersignatur hervorgehoben werden konnten (DRAGANITS, 1996). 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 Freiberger Steinbruch. Auch in dieser Serie gibt es keinerlei Hinweise auf das Vorkommen von karbonatischen Gesteinen, die beispielsweise in der Saualpe (PILGER & WEISSENBACH, 1970) 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 Bt-Blättchen. Parallele, bis 10 mm mächtige Qtz-Lagen sind häufig. Pegmatite sind sehr häufig, zum Teil können sie sehr grobkörnig werden (NM93/98), bis auf zerbrochene Tur sind sie kaum deformiert. LELKES-FELVÁRI & SASSI (1984) 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) auf eine sehr lokale Genese dieser Leukosome hin.

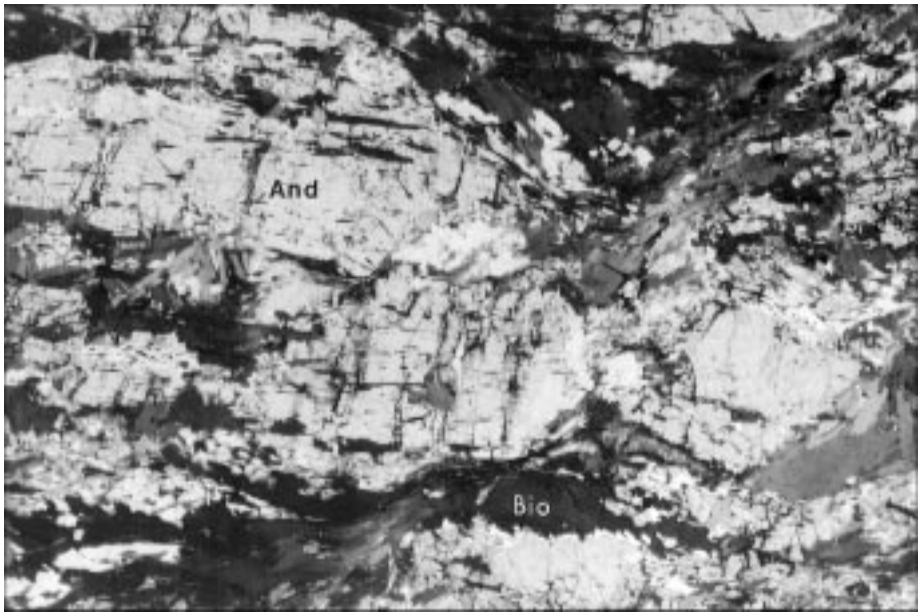


Abb. 6.
Biotit-Andalusit-Sillimanit-Schiefer mit großen, porphyroblastischen Andalusiten, in deren Spaltrissen großer Hellglimmer wächst.
Sillimanit findet sich bevorzugt in Scherbändern. Im Andalusit in der linken, oberen Bildhälfte sieht man einen quarzgefüllten Korrosionsschlauch.
NM92/71; Bildbreite 16 mm; parallele Polarisatoren.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

SOPRON-SERIE

Ms-Chl-Grt-Schiefer

ProbenNr.	Qtz	Hgl	Ser	Chl	Bt	Grt	Pl	Kfs	Ky	Sil	And	Cld	Hbl	Ep	Zo	Tur	Rt	Spn	Zrn	Ap	St	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

Ms-Chl-Grt-Bt-Schiefer

ProbenNr.	Qtz	Hgl	Ser	Chl	Bt	Grt	Pl	Kfs	Ky	Sil	And	Cld	Hbl	Ep	Zo	Tur	Rt	Spn	Zrn	Ap	St	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

Ms-Chl-Grt-Schiefer mit Ser Pseudomorphosen

ProbenNr.	Qtz	Hgl	Ser	Chl	Bt	Grt	Pl	Kfs	Ky	Sil	And	Cld	Hbl	Ep	Zo	Tur	Rt	Spn	Zrn	Ap	St	opP
NM92/7	*15*	*10*	*10*	*5*												*50*			*x*			*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			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

Ms-Chl-Grt-Bt-Schiefer mit Ser Pseudomorphosen

ProbenNr.	Qtz	Hgl	Ser	Chl	Bt	Grt	Pl	Kfs	Ky	Sil	And	Cld	Hbl	Ep	Zo	Tur	Rt	Spn	Zrn	Ap	St	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

Ms-Chl-Grt-Schiefer mit Cld-Pseudomorphosen

ProbenNr.	Qtz	Hgl	Ser	Chl	Bt	Grt	Pl	Kfs	Ky	Sil	And	Cld	Hbl	Ep	Zo	Tur	Rt	Spn	Zrn	Ap	St	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		x
NM92/65	22	28	26	1	7	16			9			2				x			x		x	x
NM93/75	42	24	6	15	3	6						1				x			x			x

Ms-Chl-Bt-Grt-Schiefer mit Zo

ProbenNr.	Qtz	Hgl	Ser	Chl	Bt	Grt	Pl	Kfs	Ky	Sil	And	Cld	Hbl	Ep	Zo	Tur	Rt	Spn	Zrn	Ap	St	opP
NM92/60b	18	29		4	7	4	21								16				xx	xx		
NM93/108	30	12			23	3	16								19					x		
NM93/117	2	55	6	22	4	6	11								x				x			2

Amphibolit

ProbenNr.	Qtz	Hgl	Ser	Chl	Bt	Grt	Pl	Kfs	Ky	Sil	And	Chtd	Hbl	Ep	Zo	Tur	Rt	Spn	Zrn	Ap	St	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						x						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.	Qtz	Hgl	Ser	Chl	Bt	Grt	Pl	Kfs	Ky	Sil	And	Cld	Hbl	Ep	Zo	Tur	Rt	Spn	Zrn	Ap	St	opP
NM92/1	20	6	4		(x)	(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		

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tabelle 1.
Übersicht der geschätzten modalen Mineralgehalte anhand der Dünnschliff-Untersuchungen in Volumens-% unter Zuhilfenahme von Dünnschliff-Schätzbildern (SHELLEY, 1993, 6).
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 %).

mittelkörniger Orthogneis mit Bt

ProbenNr.	Qtz	Hgl	Ser	Chl	Bt	Grt	Pl	Kfs	Ky	Sil	And	Chtld	Hbl	Ep	Zo	Tur	Rt	Spn	Zrn	Ap	St	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.	Qtz	Hgl	Ser	Chl	Bt	Grt	Pl	Kfs	Ky	Sil	And	Cld	Hbl	Ep	Zo	Tur	Rt	Spn	Zrn	Ap	St	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

Ms-Lbgt-Schiefer

ProbenNr.	Qtz	Hgl	Ser	Lbgt	Bt	Grt	Pl	Kfs	Ky	Sil	And	Cld	Hbl	Ep	Zo	Tur	Rt	Spn	Zrn	Ap	St	opP
NM93/85	47	4	26	24			(x)		1					x					x	x		
NM93/87	42	4	23	27										x			(x)		x	x		

Ky-Lbgt-Quarzit

ProbenNr.	Qtz	Hgl	Ser	Lbgt	Bt	Grt	Pl	Kfs	Ky	Sil	And	Cld	Hbl	Ep	Zo	Tur	Rt	Spn	Zrn	Ap	St	opP
NM93/89	34	1		37					26	(x)				(x)		x	x		x			

ÓBRENNBERG-KALTES BRÜNDL SERIE

Bt-And-Sil-Schiefer

ProbenNr.	Qtz	Hgl	Ser	Chl	Bt	Grt	Pl	Kfs	Ky	Sil	And	Chtld	Hbl	Ep	Zo	Tur	Rt	Spn	Zrn	Ap	St	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

Bt-Ser-Sil-Schiefer

ProbenNr.	Qtz	Hgl	Ser	Chl	Bt	Grt	Pl	Kfs	Ky	Sil	And	Chtld	Hbl	Ep	Zo	Tur	Rt	Spn	Zrn	Ap	St	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

Bt-Ser-Chldt-Grt-Schiefer

ProbenNr.	Qtz	Hgl	Ser	Chl	Bt	Grt	Pl	Kfs	Ky	Sil	And	Cld	Hbl	Ep	Zo	Tur	Rt	Spn	Zrn	Ap	St	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

Grt-Bt-Fels

ProbenNr.	Qtz	Hgl	Ser	Chl	Bt	Grt	Pl	Kfs	Ky	Sil	And	Cld	Hbl	Ep	Zo	Tur	Rt	Spn	Zrn	Ap	St	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-Grt-Schiefer

ProbenNr.	Qtz	Hgl	Ser	Chl	Bt	Grt	Pl	Kfs	Ky	Sil	And	Cld	Hbl	Ep	Zo	Tur	Rt	Spn	Zrn	Ap	St	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

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, wo-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

durch sie sich makroskopisch nur wenig von den etwas weißlicheren Fdsp unterscheiden.

Grobschuppiger, schwarzbrauner Bt 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, der in der Regel sehr feinkörnig ist und längliche Haufen bildet.

Allen Bt-And-Sil-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 Óbrennberg-Kaltes-Bründl-Serie (abgesehen von den Chl-Ser-Grt-Schiefern) generell sehr niedrig ist (KISHÁZI & IVANCSICS, 1985).

2.2.2. Biotit-Serizit-Sillimanit-Schiefer

Wie bereits kurz angeschnitten wurde, war es kaum möglich, die Gesteine der Óbrennberg-Kaltes-Bründl-Serie kartenmäßig zu trennen, in der Karte von DRAGANITS (1996) wurde dennoch versucht diese Lithologien zumindest mit Übersignaturen voneinander zu trennen. Das Gestein verwittert im Gelände bräunlich grau, häufig finden sich dünne, orange Überzüge aus Fe-Oxiden/Hydroxiden (ähnliches beschreibt SCHWINNER [1932] 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 Bt auf, die kaum ins S eingeregelt sind. Relativ gut rekristallisierter Qtz bildet schmale Zeilen parallel zu S aus, er tritt aber auch außerhalb dieser Zeilen in stark unterschiedlichen Mengen auf. Hgl und auch Grt, der bis 1,5 cm groß wird, spielen eine sehr untergeordnete Rolle. Es ist wegen der großen Ähnlichkeit dieser Lithologie zu den Bt-And-Sil-Schiefern, sowohl im Handstück als auch im Dünnschliff, augenscheinlich, dass es sich um einen alpin stärker überprägten Bt-And-Sil-Schiefer handelt.

In der Beschreibung der Handstücke und der Dünnschliffe ergeben sich große Ähnlichkeiten zu den Strallegger Gneisen (SCHWINNER, 1932).

2.2.3. Biotit-Serizit-Chloritoid-Granat-Schiefer

Die Hauptvorkommen der Bt-Ser-Cld-Grt-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 Bt-Ser-Cld-Grt-Schiefer verwittern graubraun, bilden im Gelände recht unterschiedlich große Schuttstükke, 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 Cld-Haufen zu finden sind. In sehr vielen Handstücken zeigt sich ein einprägsamer Lagenbau von feinkörnigen, Qtz-reichen Lagen und Pseudomorphosen/Hgl/Grt-reichen Lagen im mm- und cm-Bereich, worauf die Bezeichnung „banded mica-schist“ der ungarischen Geologen zurückzuführen ist (KISHÁZI & IVANCSICS, 1985).

FAZEKAS et al. (1975) beschreiben SEE-Mineralisationen in den „banded mica schists“ (z.B. Monazit, Thorit). KIESL et al. (1983) sehen 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, Zrn und Rt.

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

2.2.4. Chlorit-Serizit-Granat-Schiefer

Die Verbreitung dieser Lithologie ist zumeist nur auf relativ kleine, voneinander getrennte Bereiche beschränkt, das Gestein ist dennoch in seinem Aussehen überraschend einheitlich, teilweise sogar identisch. Die wichtigsten Vorkommen liegen direkt beim Kalten Bründl bzw. 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 Freiberger Steinbruch (leider nirgends anstehend). Bei der Kartierung zeigte sich in allen Vorkommen ganz klar ihre Position im Liegenden der Óbrennberg-Kaltes-Bründl-Serie, im Kontaktbereich zu den Schiefern der Sopron-Serie.

Die Chl-Ser-Grt-Schiefer bilden im Gelände sehr harte, relativ groben Schutt bildende, dunkelgrau/grün verwitternde Gesteine, die nicht parallel zu S brechen. Im Anschlag sind sie nach ihren Hauptkomponenten (Ser, Chl, Grt) farblich sehr einprägsam stahlblau mit grünen und roten Einsprenglingen (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 Cld unorientiert wachsen.

Der Raum zwischen diesen Pseudomorphosen ist mit moosgrünen, bis 2 mm großen, wirrstrahlig gewachsenen Chl ausgefüllt, die von kleinen Grt überwachsen werden. Dünne Qtz-Zeilen sind häufig und charakteristisch, oft sind sie im dm-Bereich stark verfaltet.

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

2.2.5. Granat-Biotit-Fels

Ein seltenes aber sehr interessantes Gestein ist der Grt-Bt-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 Óbrennberg-Kaltes-Bründl-Serie sind wegen der außergewöhnlichen Mineralogie und Gesamtchemie schwierig herzustellen. Im Unterostalpin der näheren Umgebung ist diese Lithologie ebenfalls nicht bekannt (PAHR, pers. Mitt., 1995).

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 Grt rötlich-braun gefärbt mit dunkelbraunen bis schwarzen Flekken, wo Bt noch erhalten ist. Qtz bildet weiß/graue, feine, parallele Lagen, an manchen Stellen mit Isoklinalfaltung im cm-Bereich.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

2.2.6. Pegmatite

Pegmatite treten in der Óbrennberg-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, Tur und Qtz eine Größe über 15 cm. Tur bildet dort 15 cm lange, 1 cm breite Kristalle (Schörl), die durch eine spätere Deformation gestreckt und zerbrochen sind. Abgesehen von diesen zerbrochenen Tur sind die Pegmatite kaum deformiert. Qtz 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 Kfs, die zum Teil graphische Verwachsungen mit Qtz zeigen (NM93/98). Hgl bildet bis 4 cm große, idioblastische Glimmerpakete. In NM92/74 ist Qtz und feinkörniger Tur in einen sprödtektonischen Harnisch, der quer zum S läuft, eingedrungen und bildet dort auch viele kleine, laterale Sekretionen in die S-Flächen hinein.

2.3. Granattypologie

In den letzten 15 Jahren wurden mehrere Diplomarbeiten und Dissertationen verfasst, die sich unter anderem mit den Grt-Generationen im Ostalpinen Kristallin auseinandersetzten. Von FRANK et al. (1983) stammt die erste Zusammenfassung der Arbeiten, die bis zu diesem Zeitpunkt verfügbar waren.

Diese Autoren entwickelten anhand der optischen Eigenschaften und der texturellen Beziehungen ein Schema, das in Kombination mit geochronologischen Daten auch eine zeitliche Einstufung ermöglichte. In diesem Modell wird eine 3-Teilung der Grt-Generationen favorisiert, wobei Grt_1 und Grt_2 als variszisch angesehen werden und Grt_3 ein alpines Alter zugedacht wird.

Der variszische Grt_1 ist nach diesem Modell einschlussarm mit einer charakteristischen „Sterntextur" (vgl. mit „sector-zoning" (RICE & MITCHELL, 1991), der von einem Rand (Grt_2) mit meist geraden Pigment-Einschlusszügen (Rt bzw. Graphit) umgeben ist. Der alpine Grt_3 findet sich als kleiner, lokaler Rekristallisationssaum um Grt_2 (FRANK et al., 1983). 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) aufbauend liefert SCHUSTER (1994) eine umfassende, überregionale Synopsis der nach 1983 gesammelten Ergebnisse, zusammen mit eigenen Untersuchungen. Als ein Resultat unter vielen zeigte sich, dass die variszischen Grt-Generationen, Grt_1 und Grt_2, nicht immer und überall eindeutig trennbar sind und deshalb, wenn das der Fall ist, zu Grt_1 a+b zusammengefasst werden, der alpine Grt wäre nach dieser Nomenklatur Grt_2.

In den Gesteinen des Ödenburger Kristallins spielt Grt eine Schlüsselrolle im Verständnis der polyphasen Metamorphosegeschichte. Zum einen ist er in den Schiefern der Sopron-Serie fast immer deutlich 2-phasig (Abb. 7, 8a), zum anderen fehlt er beinahe vollständig in den Gesteinen der Óbrennberg-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 Grt möglich.

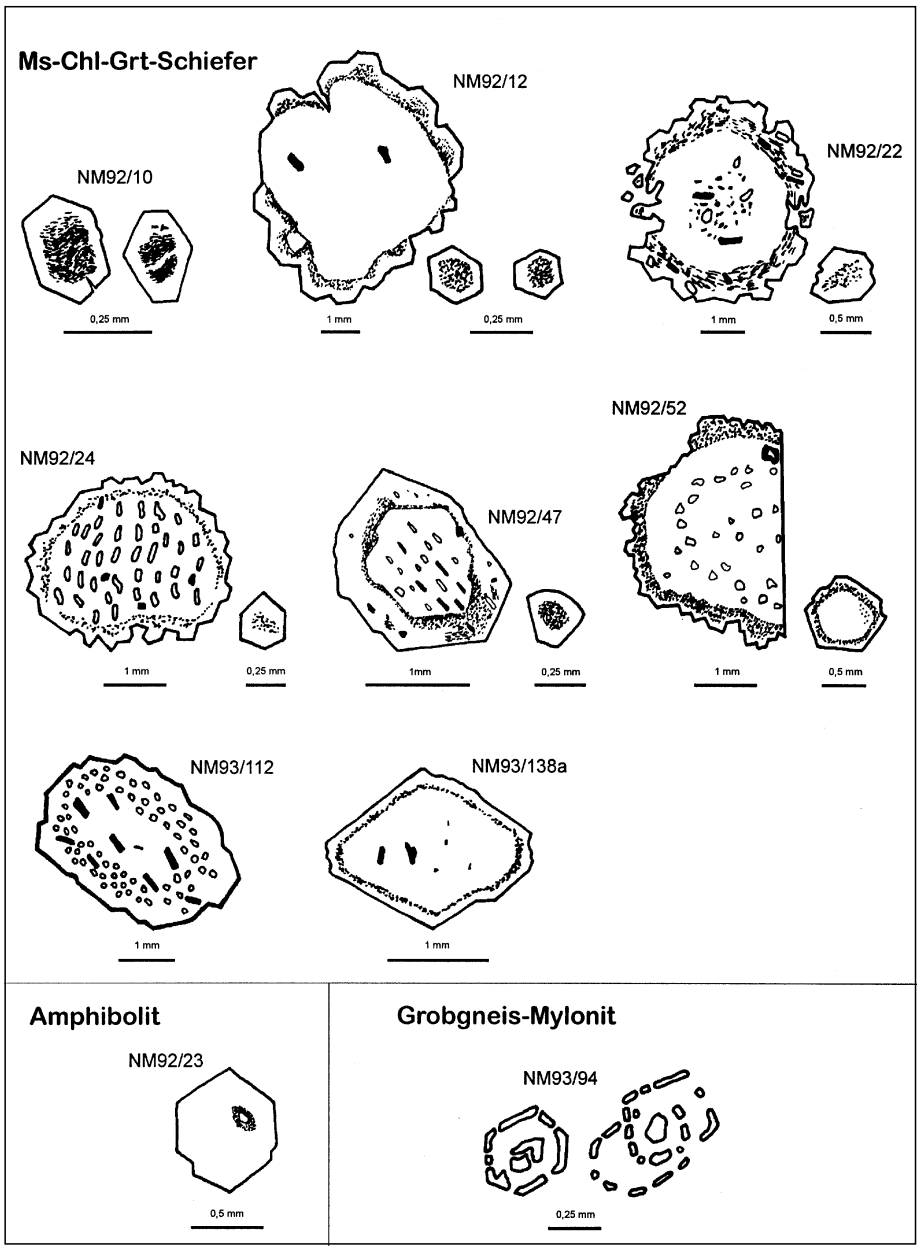
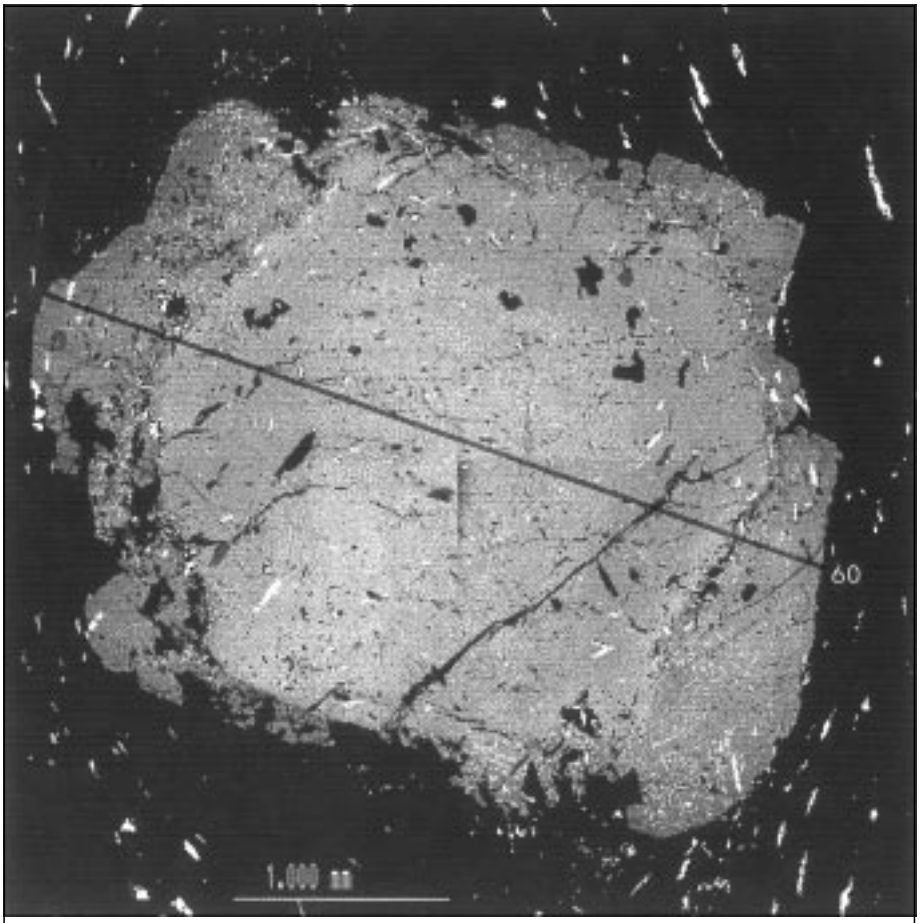
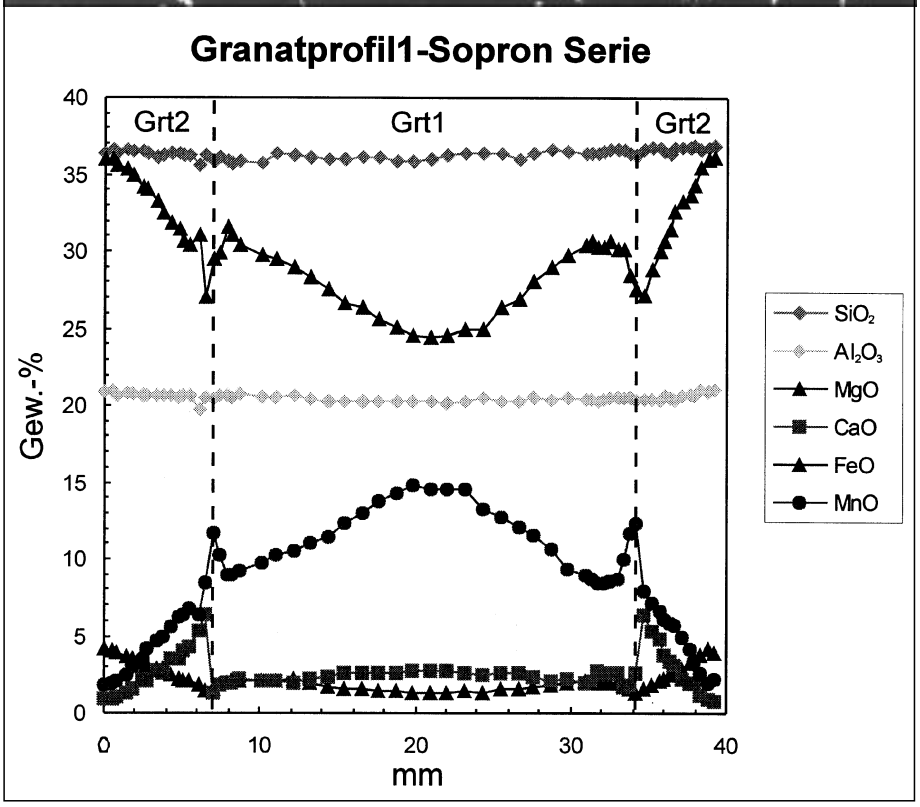


Abb. 7.
Granatmorphologie.
Die Granate in den Schiefern der Sopron-Serie sind durchwegs 2-phasig, mit einem einschlussarmen Kern und einer durch einen Pigmentsaum abtrennbaren, jüngeren Generation.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Abb. 8a und b.
Backscattered Aufnahme eines 2-phasigen Granats aus einem Glimmerschiefer der Sopron-Serie mit der Lage des Anfangs- (1) und Endpunktes (60) des dazu gehörenden Mikrosondenprofils.
NM92/22a.





Die Grt_1 dieser Arbeit schließen die Grt_{1a} und Grt_{1b} des Schemas von SCHUSTER (1994) ein, Grt_2 entspricht dem alpinen Grt_2 beim selben Autor.

2.3.1. Sopron-Serie

Grt ist in allen Glimmerschiefern (die folgende Grt-Beschreibung bezieht sich, abgesehen von den Atoll-Granaten und den Grt in den Amphiboliten, nur auf diese Gesteine) der Sopron-Serie zu finden, wenn auch in stark unterschiedlicher Größe und Häufigkeit. CARLSON (1989) stellt eine interessante Beziehung zwischen Grt-Größe und Grt-Häufigkeit in Gesteinen her. Er führt die oft glockenförmige Verteilung der Korngröße von Grt in Dünnschliffen auf eine Kontrolle dieser durch die intergranulare Diffusion während des Grt-Wachstums hin. Demnach steigt die Nukleation der Grt im Idealfall exponentiell mit steigender Temperatur, sinkt aber nach einiger Zeit wieder rasch ab, wenn bereits gebildete Grt in ihrem Diffusions-Einflussbereich ein weiteres Wachstum verhindern. BARKER (1994) gibt für das Wachstum von unter 1,5 mm großen Grt Zeiträume von <1 Ma, zum Teil <0,1 Ma an, für Grt mit einem Durchmesser von 1–3 cm (wegen der durch die Größe verlangsamten radialen Wachstumsgeschwindigkeit) Zeiträume von <1 Ma–10 Ma.

In fast allen Dünnschliffen der Sopron-Serie kann der Grt in zwei Generationen getrennt werden (Abb. 7). Grt_1 wird durchschnittlich 3–6 mm groß, oft aber auch deutlich größer, S_2 biegt markant um Grt_1 um. Im Durchlicht ist er blass rosa und sehr einschlussarm, nur manchmal zeigt er verstärkt Einschlüsse von Qtz (z.B. NM92/47, NM92/52). Sehr selten ist er noch idioblastisch wie in NM92/47 erhalten.

Grt_2 ist den alpinen Grt, die PEINDL (1990) beschreibt, sehr ähnlich, er ist in seinem frühen Wachstumsstadium sehr einschlussreich (meist feine Rt) und ist so einfach von Grt_1 abgrenzbar. Diese Einschlüsse nehmen zum Rand hin kontinuierlich ab, bis der Grt_2 randlich ganz klar ist. Dieser Trend ist sowohl bei Grt_2, der am Rand von Grt_1 wächst, zu sehen als auch in den nur etwa 0,3–0,5 mm kleinen, idioblastischen Grt_2-Blasten, die selbständig (ohne Grt_1-Kern) wachsen. In dieser Arbeit wird für Grt_1 ein prä-alpines Alter angenommen, für Grt_2 ein alpines.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Selten finden sich Atoll-Granate in der Sopron-Serie, die auch JUNG (1982) aus dem Glimmerschiefer- und Marmorkomplex der Glein- und Stubalpe beschreibt sowie PEINDL (1990) aus der südlichen Grobgneiseinheit. Die Genese von Atoll-Granaten (SMELLIE, 1974; HOINKES et al., 1991; 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), oder als Skelett-Textur in Folge eines sehr raschen Wachstums. KISHÁZI & IVANCSICS (1985) beschreiben „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-Grt von NM93/94 erscheint ein alpines Alter ebenfalls am wahrscheinlichsten, weshalb auch eine Genese dieser Grt im Zuge eines raschen Wachstums, wo sie vor allem Hgl, aber auch Bt umwachsen, favorisiert wird.

Abgesehen von den Glimmerschiefern konnte in den übrigen Lithologien der Sopron-Serie bei Grt keine Mehrphasigkeit beobachtet werden. Im Gegensatz dazu stellt MÜLLER (1994) in der Semmering-Einheit seines Arbeitsgebietes keine Mehrphasigkeit bei den Grt der Hüllschiefer fest. Für die Grt in den grobkörnigen Amphiboliten ergibt sich aus texturellen Beziehungen ein alpines Alter, auch WIESENEDER (1971) gibt ihnen ein alpines Alter.

2.3.2. Óbrennberg-Kaltes-Bründl-Serie

Das Aussehen der Grt in der Óbrennberg-Kaltes-Bründl-Serie unterscheidet sich kaum in den verschiedenen Lithologien (Abb. 9). Sie sind recht einheitlich etwa 0,5 mm groß, nur selten erreichen sie eine Größe von 1,5 mm (z.B. im Grt-Bt-Fels), womit sie sich bereits in der Korngröße deutlich von den Grt der Sopron-Serie unterscheiden. Weiters sind sie durchwegs optisch 1-phasig und meist 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 Rt und opP.

In jenen Lithologien, in denen die prä-alpine Mineralparagenese relativ gut erhalten ist, fehlt Grt vollständig oder er wächst nur lokal randlich um Bt. Mit steigender Überprägung wird auch der Grt häufiger, in einigen wenigen Lithologien, wie beispielsweise NM92/20b, NM93/136 finden sich sogar größere Mengen an Grt. Eine mögliche Erklärung für die geringe Menge an Grt in der Óbrennberg-Kaltes-Bründl-Serie geben die P-T-Diagramme in SPEAR (1993), in der die molaren Grt-Isoplethen in der Paragenese Grt-Bt-Al_2SiO_5-Ms-Qtz relativ weit auseinander liegen, d.h. es bedarf einer größeren P-T-Änderung, damit Grt wächst, als etwa in der Paragenese Grt-Bt-Chl-Ms-Qtz-H_2O.

In allen Schiefern kann ein spät- bis postkinematisches Wachstum vor allem über Bt und/oder Chl festgestellt werden. Bis auf vereinzeltes, feines Bt-Wachstum in Rissen oder geringfügigen Korrosionserscheinungen zeigt der Grt keine Umwandlungen, all das deutet auf ein relativ spätes Wachstum hin. Aufgrund dieser texturellen Beziehung und der frappierenden Ähnlichkeit mit der 2. Grt-Generation in der Sopron-Serie wird dieser Grt in den Glimmerschiefer als alpiner Grt_2 eingestuft, der in der Óbrennberg-Kaltes-Bründl-Serie die erste Grt-Generation darstellt (KISHÁZI & IVANCSICS, 1985). Eine Ausnahme dazu stellen die Grt im Grt-Bt-Fels dar, die nach jüngsten Untersuchungen ein prä-alpines Sm/Nd-Alter zeigen (SCHUSTER et al., in prep.).

2.3.3. Mineralchemie der Granate

Die Herstellung der hochpolierten Dickschliffe 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. Tabellen mit den gesamten Mikrosonden-Daten finden sich in DRAGANITS (1996).

Die offensichtliche optische Zweiphasigkeit der Grt in Glimmerschiefern der Sopron-Serie (Abb. 7) bestätigt sich auch in den Ergebnissen der Mikrosonde (Abb. 8 und LELKES-FELVÁRI & SASSI, 1984). Im back-scattered Bild

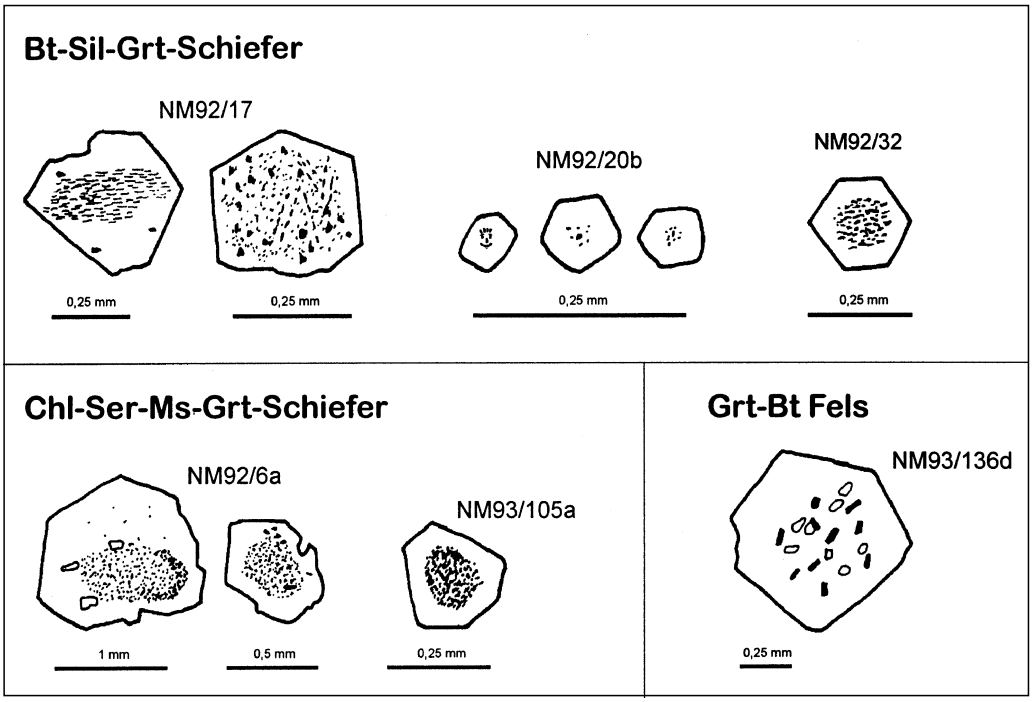


Abb. 9.
Die Granate der Óbrennberg-Kaltes-Bründl-Serie sind ausschließlich 1-phasig-idioblastisch mit einschlussreichem Kern und klarem Rand und deutlich kleiner als die 2-phasigen Granate der Sopron-Serie.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

(Abb. 8a) ist ein einschlussarmer Grt_1 im Kernbereich von einem etwas dunkleren Grt_2 am Rand deutlich zu unterscheiden, wobei Grt_1 noch gut seine idioblastisch 6-eckige Form erkennen lässt (siehe auch Abb. 8a). Grt_1 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 Grt_2 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).

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 Grt (SPEAR, 1993), wofür es mehrere gute Argumente gibt, die Diffusionsgeschwindigkeit steigt jedoch mit steigender Temperatur, sodass für höher-metamorphe Grt diese Annahme nicht gilt.

Im Grt-Profil von NM92/22 (Abb. 8b) kann man die Wachstumszonierung lehrbuchhaft nachvollziehen. Die Konzentrationen von SiO_2 und Al_2O_3 sind konstant, jene von MnO und FeO zeigen augenscheinlich eine antipathetische Korrelation. Die MnO-Gehalte nehmen vom Zentrum zum Rand hin mit einer Gaußschen Verteilung kontinuierlich ab. HOLLISTER (1966) erklärt diese *bell-shape*-Verteilung in seinem *fractionation-depletion*-Modell mit einer fraktionierten Kristallisation des Grt, der im Vergleich zu anderen Mineralen sehr viel Mn in seine Struktur einbaut. Diese fraktionierte Kristallisation entzieht dem „Reservoir", aus dem der wachsende Grt seine Kationen bezieht, ständig Mn und erniedrigt dort dessen Konzentration (Isochemie vorrausgesetzt), sodass für jüngere Wachstumsschichten des Grt weniger Mn zur Verfügung steht und diese deshalb auch niedrigere Mn-Werte zeigen.

In Grt_1 fällt der MnO-Gehalt bis kurz vor dem Rand von Grt_1, wo er stark ansteigt, um dann wieder bei Grt_2 gegen den Rand hin etwas steiler als bei Grt_1 abzunehmen. Diese reverse Mn-Zonierung am Rand verstehen TRACY et al. (1976) und WOODSWORTH (1977) als eine retrograde Resorption des Grt (vor allem durch Chl), bei der das dadurch frei werdende Mn kaum in den Chl eingebaut wird und deshalb in dem übrig bleibenden Grt angereichert wird.

CaO zeigt einen ähnlichen Trend wie MnO, innerhalb von Grt_1 eine leichte Abnahme zum Rand hin und einen sehr steilen Anstieg zu Grt_2, um dort wieder kontinuierlich abzunehmen. MgO steigt im Zentrum von Grt_1 sehr schwach an, fällt am Rand wieder deutlich ab und steigt in Grt_2 linear an (Abb. 8b).

In Summe zeigen die Trends der Elementkonzentrationen im Grt_1 viele Übereinstimmungen mit jenen, die von SPEAR (1993) und YARDLEY (1977) aus Gesteinen der St-Ky-Zone beschrieben wurden, was sich sehr gut mit der Mineralparagenese in NM92/22 in Übereinstimmung bringen lässt. Tabellen mit den Messergebnissen der Grt-Profile finden sich in DRAGANITS (1996).

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

Bei der Betrachtung des Profils zeigen sich sofort augenscheinliche Unterschiede zum Grt-Profil aus der Sopron-Serie (Abb. 10). Sämtliche Elementgehalte zeigen erst bei genauerem Hinsehen leichte Schwankungen, die sich innerhalb einer Bandbreite von 2 % 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.

Diese Art von flachen Elementverteilungen in Grt-Profilen wird vor allem aus hoch-metamorphen Gesteinen beschrieben. Nach ANDERSEN & OLIMPO (1977) und SPEAR (1993) sind die steilsten Mn-Verteilungskurven in der St-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 Grt durch eine Temperaturerhöhung und damit einer Erhöhung der Volumendiffusion sekundär zu homogenisieren. WOODSWORTH (1977) gibt dafür eine Minimum-Temperatur von 600°C an, YARDLEY (1977) 640±30°C. Sekundär homo-

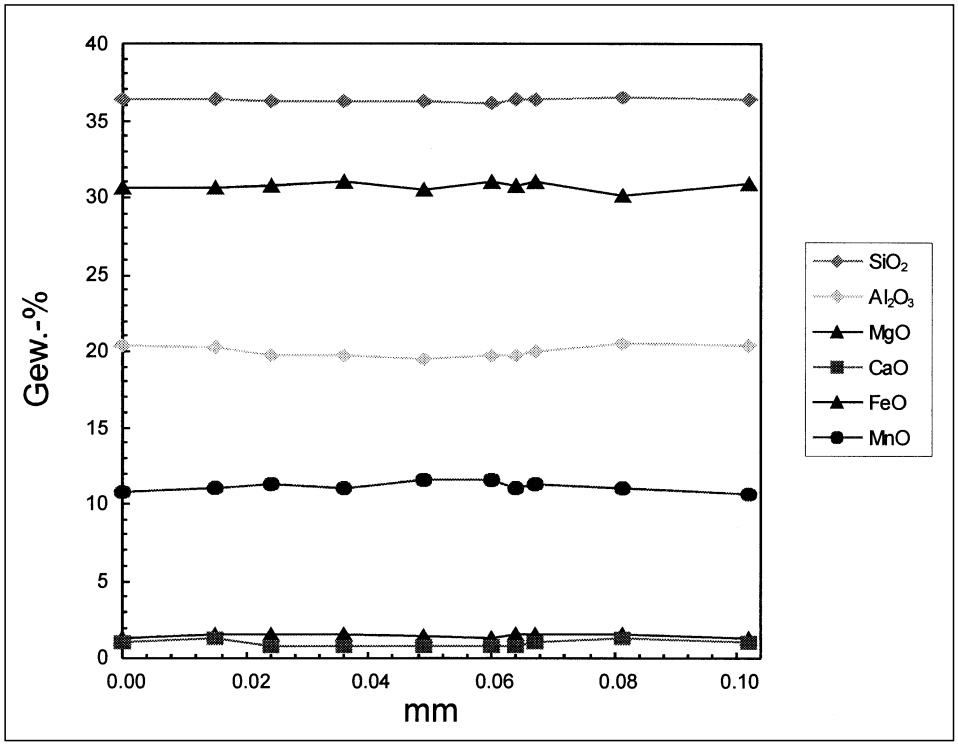


Abb. 10.
Mikrosonden-Profil durch einen Granat eines Biotit-Serizit-Sillimanit-Schiefers (NM92/20b).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

genisierte Grt zeigen häufig einen leichten Mn-Anstieg am Rand, der auf retrograde Reaktionen zurückzuführen ist. Grt-Profile aus ähnlichen Lithologien von der ungarischen Seite des Ödenburger Gebirges (NAGY, 1996, pers. Mitt) ergeben sehr ähnliche Elementverteilungen. Eine sekundäre, alpine Homogenisierung ist aus dem geologischen Umfeld auszuschließen, vielmehr deuten die Sm/Nd-Alter von SCHUSTER et al. (in prep.) auf ein prä-alpines Wachstum bei einer hochgradigen Metamorphose mit einer speziellen Gesteinschemie hin.

3. Geochemie

3.1. Analytik

Dreiunddreißig RFA-Gesamtgesteins-Analysen (siehe Tab. 2) 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 & NAGL, 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 Orthogneise bei 850°C, die Amphibolite zwischen 900–950°C geglüht wurden. Weitere Details der grundsätzlichen Methodik und Probenpräparation finden sich in NISBET et al. (1979).

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). Durch die Metamorphose und der damit verbundenen selektiven Elementmobilisierung kommen zusätzliche Unsicherheitsfaktoren dazu (BELL & CUFF, 1989). Die folgenden Diskriminierungsdiagramme stellen einen Versuch dar, die Gesteine des Arbeitsgebietes trotz dieser Problematik geochemisch zu klassifizieren.

3.2. Geochemie der unterschiedlichen Lithologien

3.2.1. Orthogneise

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

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurden zehn Orthogneise/Metagranite mit der RFA geochemisch untersucht (vgl. FINGER et al., 1992). Die anhand der Dünnschliff-Untersuchung durchgeführte Trennung in mittelkörnigen Orthogneis ohne Bt, mittelkörnigen Orthogneis mit Bt und grobkörnigen Orthogneis erwies sich in der Geochemie wegen der überraschenden Einheitlichkeit der Werte als nicht zielführend, weshalb in den Diskriminations-Diagrammen lediglich die Grobgneise mit einem anderen Symbol versehen wurden (Abb. 11). 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 beim mittelkörnigen Orthogneis mit Bt und die Verarmung an Zn beim Grobgneis relativ zum Durchschnitt auf (Tab. 2).

In der Darstellung von LEMAITRE (1989), wo die chemischen Daten in ein normatives Qtz-Pl-Kfs-Diagramm umgerechnet werden, sind die Orthogneise klar als ehemalige Monzo-Granite zu klassifizieren (NEUBAUER et al., 1992), nach WHALEN et al. (1987) handelt es sich um fraktionierte felsische Granite (Abb. 11). Hinweise auf die geotektonische Einstufung geben die Rb-(Y+Nb-) und Nb-Y-Diagramme von PEARCE et al. (1984), demnach zeigen die Gesteine eine syn-collision-Granit-Signatur, wobei die Grobgneise bereits im Grenzbereich zur volcanic-arc-Signatur zu liegen kommen. Diese Ergebnisse stimmen sehr gut mit den geochemischen Eigenschaften der 2-Glimmergranite bei PEINDL (1990) überein, für die dieser Autor wegen der hohen Al- und Sr-Gehalte und der SEE-pattern eine anatektische Bildung aus Metapeliten annimmt.

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

3.2.2. 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; SiO_2, TiO_2, Al_2O_3, Na_2O und Sr sind erniedrigt (Tab. 2). Der SiO_2-Gehalt der Amphibolite liegt bis auf NM93/102 durchwegs unter 50 %, im Diagramm SiO_2 versus $Na_2O + K_2O$ nach LEMAITRE (1989) zeigen die Proben eine basaltische Zusammensetzung.

Die TiO_2-Gehalte sind durchwegs relativ hoch (MILLER et al., 1988), die Werte der *transitions-metals* Ni, Sc, Cr, V und Ti bewegen sich innerhalb der Bandbreite normaler MOR-Basalte (SUN et al., 1979). Im Diagramm Cr versus Ti nach PEARCE (1975) können die Proben als Ozeanboden-Basalte klassifiziert werden, zum gleichen Ergebnis kommt man im Diagramm Ti versus V nach SHERVAIS (1982), wo zusätzlich eine lineare Korrelation zwischen diesen beiden Elementen feststellbar ist, die aber durch mehr Daten untermauert werden müsste (Abb. 12).

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±0,033, jenes von Zr/Y ist mit 3,60±0,08 relativ hoch, in den Variationsdiagrammen TiO_2–Zr und Y–Zr ergibt sich ein sehr ähnlicher Trend zu den N-type high-Ti eclogites von der Kor- und Saualpe

	mittelkörniger Orthogneis				mittelk. Orthogneis mit Bt				Grobgneis		Phyllonit		Ms-Chl-Grt-Schiefer				mit Bt	
SAMPLE	NM92/1	NM92/66B	NM93/121	NM93/137	NM92/41	NM93/82	NM93/116	NM93/123	NM92/62	NM93/109	NM92/18I	NM92/18II	NM92/11	NM92/15	NM92/20	NM92/35	NM92/25	NM93/112
SiO_2	74.47	74.69	74.06	74.12	73.25	73.92	74.48	73.57	75.48	72.04	58.03	58.32	49.53	47.57	60.00	54.81	69.48	49.21
TiO_2	0.19	0.18	0.20	0.21	0.24	0.18	0.15	0.17	0.14	0.36	0.96	0.96	1.23	1.32	1.07	1.11	0.75	1.29
Al_2O_3	14.41	14.68	14.28	15.03	14.82	14.63	14.39	14.25	14.11	14.38	22.19	21.25	27.37	28.48	20.79	22.64	15.83	26.15
Fe_2O_3	1.09	1.24	1.35	1.35	1.45	1.30	1.04	1.20	1.03	2.01	7.26	7.24	7.15	8.54	7.51	8.75	4.92	8.41
MnO	0.02	0.03	0.03	0.03	0.04	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.10	0.11	0.10	0.11	0.10	0.16	0.10	0.14
MgO	0.27	0.32	0.32	0.33	0.33	0.25	0.17	0.21	0.14	0.37	2.16	2.06	2.70	2.30	2.23	1.95	1.27	2.26
CaO	0.45	0.49	0.46	0.50	0.49	0.44	0.63	0.53	0.33	0.54	0.57	0.58	0.31	0.46	0.23	0.39	1.33	0.75
Na_2O	2.82	2.50	2.56	2.37	2.63	2.48	2.83	2.48	2.42	2.40	1.20	1.11	1.32	1.69	1.10	1.09	1.47	0.89
K_2O	4.91	4.70	5.21	5.06	5.38	5.60	5.15	5.44	5.89	5.10	4.18	4.04	5.23	5.04	4.11	4.29	2.64	6.64
P_2O_5	0.26	0.26	0.26	0.27	0.30	0.28	0.27	0.30	0.13	0.18	0.12	0.11	0.08	0.09	0.13	0.12	0.13	0.09
LOI	1.19	1.21	1.15	1.23	1.33	1.26	0.91	1.29	1.06	1.47	3.70	3.60	4.80	4.50	2.63	3.74	1.80	3.47
Summe	100.08	100.29	99.86	100.50	100.25	100.35	100.06	99.45	100.77	98.90	100.49	99.39	99.81	100.11	99.91	99.07	99.72	99.30
Nb	16	15	17	16	17	15	16	16	8	14	18	17	22	22	20	20	15	23
Zr	73	69	84	81	90	74	55	77	75	155	153	141	191	214	184	285	277	225
Y	10	11	13	11	12	14	10	16	11	17	24	25	18	39	32	38	21	26
Sr	53	39	50	47	66	49	51	57	54	81	116	121	132	205	95	127	80	66
Rb	285	264	275	277	327	334	304	315	215	217	204	196	206	227	186	204	111	284
Pb	16	20	22	16	29	29	30	35	26	17	23	24	25	36	19	23	14	13
Ga	15	15	16	16	17	16	16	15	13	16	28	26	31	35	27	29	20	35
Zn	51	45	41	46	55	49	47	51	22	25	106	102	71	124	133	85	65	74
Cu	9	6	<5	<5	10	10	15	11	11	10	47	57	22	34	27	49	37	15
Ni	8	11	7	9	9	9	9	8	8	10	46	44	42	49	45	43	22	44
Co	5	5	6	5	6	5	<5	<5	6	7	20	21	15	20	22	18	8	15
Ba	175	163	216	182	237	206	180	203	193	326	731	698	809	888	614	664	580	957
Sc	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	5	17	17	19	21	20	16	9	16
Cr	10	12	8	8	11	8	7	6	7	12	110	110	131	139	112	112	66	147
V	10	11	9	11	14	8	6	6	5	19	133	125	137	143	144	120	86	168

	mit Cld		Leukophyllit		Amphibolit					Chl-Ser-Grt-Schiefer			Grt-Bt-Fels		Bt-And-Sch.
SAMPLE	NM92/22	NM92/24	NM93/85	NM93/87	NM92/23	NM93/79	NM93/96	NM93/102	NM93/119	NM92/6	NM93/105	NM93/127	NM93/136A	NM93/136B	NM93/128
SiO_2	51.70	53.39	73.00	70.66	48.69	46.12	48.09	50.34	54.31	54.69	48.86	52.70	56.06	54.91	61.57
TiO_2	1.17	0.99	0.17	0.45	1.39	0.83	1.67	1.26	1.37	1.06	1.27	1.10	0.57	0.59	0.90
Al_2O_3	26.48	23.73	13.98	15.22	15.64	12.06	16.47	16.30	17.75	24.16	28.29	24.47	12.47	12.43	20.28
Fe_2O_3	9.07	9.34	0.31	0.71	13.23	10.25	10.23	11.62	8.19	7.84	7.50	7.04	25.24	24.40	7.10
MnO	0.47	0.27	0.10	0.01	0.34	0.24	0.17	0.17	0.09	0.09	0.09	0.05	0.69	1.17	0.09
MgO	2.05	1.99	3.33	5.15	6.73	14.93	7.29	5.69	5.76	2.19	1.86	2.06	0.69	0.94	1.87
CaO	0.41	0.80	0.30	0.26	9.07	9.76	10.88	9.26	6.53	0.31	0.35	0.14	1.59	2.08	0.32
Na_2O	1.05	0.66	0.20	0.15	2.35	0.94	2.59	3.38	3.35	1.05	1.76	1.04	0.23	0.04	1.00
K_2O	3.71	4.80	3.48	3.32	0.48	0.18	0.25	0.28	0.37	4.70	5.10	5.63	0.08	0.38	4.43
P_2O_5	0.17	0.25	0.21	0.18	0.11	0.08	0.16	0.10	0.25	0.13	0.11	0.08	0.03	0.04	0.11
LOI	3.46	3.13	3.06	3.70	1.34	3.43	1.64	1.10	2.07	4.26	4.30	4.44	0.05	0.03	1.71
Summe	99.74	99.34	98.15	99.82	99.38	98.81	99.43	99.49	100.04	100.50	99.48	98.76	97.68	97.01	99.38
Nb	19	18	15	18	8	5	8	9	12	19	22	21	10	11	17
Zr	157	150	71	186	74	53	121	70	171	216	195	205	445	522	188
Y	30	33	9	13	21	15	33	19	31	25	44	26	28	32	32
Sr	181	111	14	13	175	80	205	242	299	120	172	107	<5	<5	99
Rb	179	234	109	92	15	6	<5	<5	14	208	203	246	<5	30	180
Pb	31	23	5	18	25	<5	14	15	11	32	54	34	5	7	31
Ga	34	32	13	13	22	15	20	22	20	29	34	30	15	18	25
Zn	180	104	11	88	137	83	149	113	44	140	196	132	44	69	86
Cu	17	45	8	9	76	25	82	54	14	38	83	83	46	57	21
Ni	59	62	6	9	65	428	85	52	53	43	28	23	31	38	42
Co	24	23	<5	7	34	64	33	35	27	18	11	11	<5	<5	17
Ba	605	627	106	117	38	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	722	914	960	125	592	699
Sc	19	18	<5	5	34	30	45	32	26	17	22	21	<5	<5	19
Cr	137	121	8	13	252	742	269	192	194	116	137	118	37	33	92
V	179	155	5	37	239	161	283	218	164	140	161	145	47	69	124

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tabelle 2.
Ergebnisse der RFA-Analysen an Gesamtgesteinen.

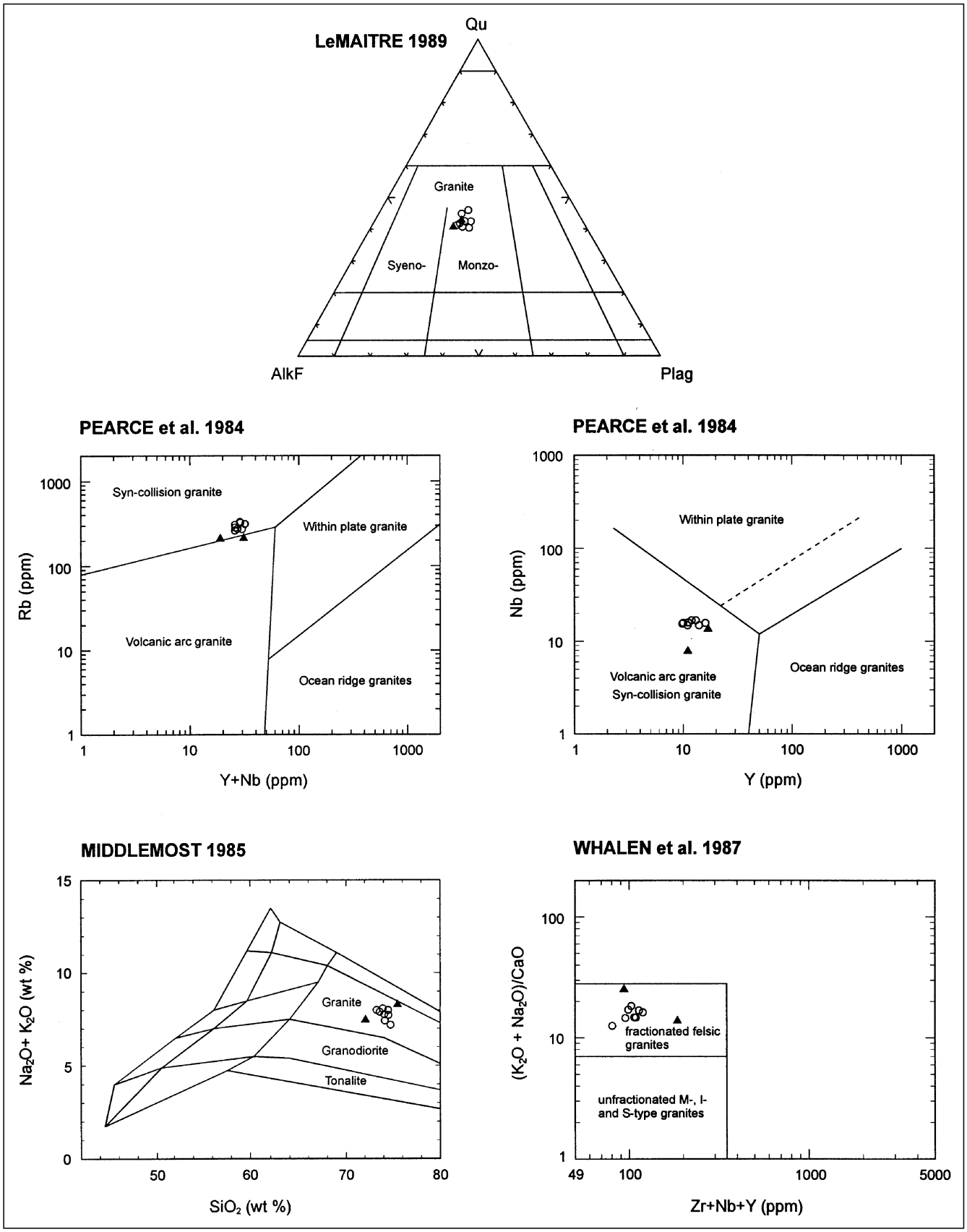


Abb. 11.
Haupt- und Spurenelement-Diskriminations-Diagramme.
▲ = Grobgneis; ○ = mittelkörniger Orthogneis.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

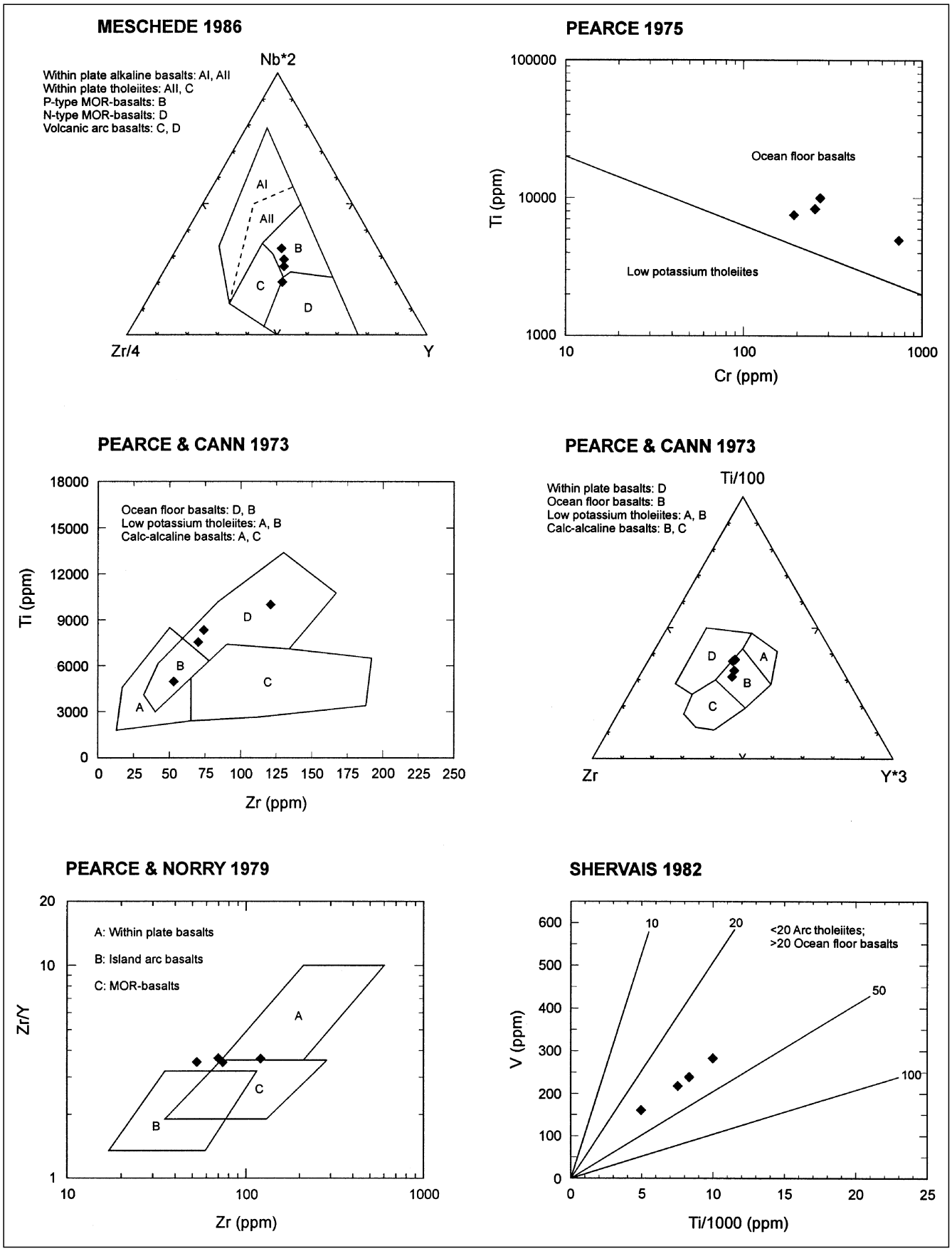


Abb. 12.
Spurenelement-Diskriminations-Diagramme von den Amphiboliten ohne NM93/119.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

(MILLER et al., 1988). In den Diskriminations-Diagrammen Zr–Nb–Y (MESCHEDE, 1986) und Zr–Ti–Y (PEARCE & CANN, 1973) sind die Gesteine ebenfalls klar als Ozeanboden-Basalte zu klassifizieren. Die geotektonische Zuweisung anhand des Diagrammes (Zr/Y)–Zr (PEARCE & NORRY, 1979) 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. 12). In den Diagrammen TiO_2–(Zr/P_2O_5) und P_2O_5–Zr von WINCHESTER & FLOYD (1976) 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-Eklogite von der Kor- und Saualpe (MILLER et al., 1988) aufweisen. Im K-Rb-Diagramm aus MOGESSIE et al. (1985) plotten die Amphibolite gemeinsam mit den Amphiboliten des zentralen Ötztales im gleichen Feld, am Rand benachbart zum Gabbro-Feld von ZECK et al. (1983).

Die Geochemie und die texturellen 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 (in Druck) aus der Buckligen Welt beschrieben werden, unterscheiden. PUTIS et al. (1994) leiten von ihren geochemischen Untersuchungen an Amphiboliten und Metagabbros der Grobgneis- und Semmering-Einheit im Raum Sieggraben eine supra-subduction-Herkunft für deren basaltische Protolithe ab.

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

3.2.3. Glimmerschiefer

Die geochemische Diskrimination von Sedimenten und deren metamorphen Äquivalenten steckt im Vergleich beispielsweise mit jener der Vulkanite noch in den Kinderschuhen. Abb. 13 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 Aln-Gehalt dar. In den Dünnschliffuntersuchungen zeigte sich, dass in der Óbrennberg-Kaltes-Bründl-Serie weit mehr Ep und Aln auftritt, als in den Schiefern der Sopron-Serie, wo Aln vollständig fehlt. Interessant ist die Tatsache, dass SCHWINNER (1932) aus den Strallegger Gneisen, die der Óbrennberg-Kaltes-Bründl-Serie ähnlich sind, ebenfalls Aln beschreibt.

Im Diagramm Ti-Zr (GARCIA, 1991) liegen sämtliche Analysen sehr überzeugend im shale-Feld. Die Annahme, die diesem Diagramm zugrunde liegt, besagt, dass bei sedimentären Prozessen Zr in Form von Zrn 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.

Im Diagramm (K_2O/Na_2O)-SiO_2 (ROSER & KORSCH, 1986) 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).

Im Multi-Element-Diskriminations-Diagramm von ROSER & KORSCH (1988) 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) für St- und Cld-Wachstum günstigen Bereichen.

Geochemisch verhalten sich die Glimmerschiefer der Sopron- und der Óbrennberg-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) gibt ein jungproterozoisch–kambrisches Alter für diese Protolithe an. In diese geotektonische Position (WILLNER et al., 1990; WILLNER, 1992) passen auch sehr gut die hydrothermalen Turmalinitbildungen, die RAITH (1988) im Unterostalpin beschreibt und die auch in der Sopron-Serie auftreten.

3.2.4. Leukophyllite

Die Genese der Leukophyllite, die im Unterostalpin nicht selten vorkommen, stand lange Zeit in Diskussion, wobei zwei grundlegend unterschiedliche Ansichten vertreten wurden:

1) eine Genese durch eine durchschnittliche Regional-Metamorphose eines Gesteins mit einer speziellen prä-metamorphen Zusammensetzung (z.B. Kaolinsande) und
2) 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 (1994) liefert eine Reihe von Daten, die eine Entstehung dieser Leukophyllite hauptsächlich aus Orthogneisen durch eine Metasomatose mit hochsalinaren Formationswässern entlang von alpinen Bewegungszonen unterstützen.

In der Geochemie der Leukophyllite des Arbeitsgebietes zeigt sich genau jener Trend der Elementgehalte, der auch in HUBER (1994) beschrieben ist. Im Verhältnis Leukophyllit/Durchschnitt mittelkörniger Orthogneis sind die Leukophyllite bei MgO (bis zum 18-fachen), TiO_2, MnO, Zr und V angereichert, im Gegensatz dazu bei Fe_2O_3, CaO, Na_2O, K_2O, Sr, Rb, Pb und Ba verarmt.

4. Metamorphose

Die Gesteine des Ödenburger Gebirges eignen sich durch ihre vielfältige Mineralogie und die häufige Erhaltung von texturellen und mineralogischen Bestandteilen mehrerer Metamorphosen ausgezeichnet für die Erforschung der polyphasen Metamorphosegeschichte dieses Raumes, Einschränkungen dazu ergeben sich aus mehreren Gründen:

a) die „Inselsituation“ des Ödenburger Kristallins inmitten tertiärer Sedimente erschwert die Korrelation dieser Lithologien mit den Serien der Buckligen Welt;

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

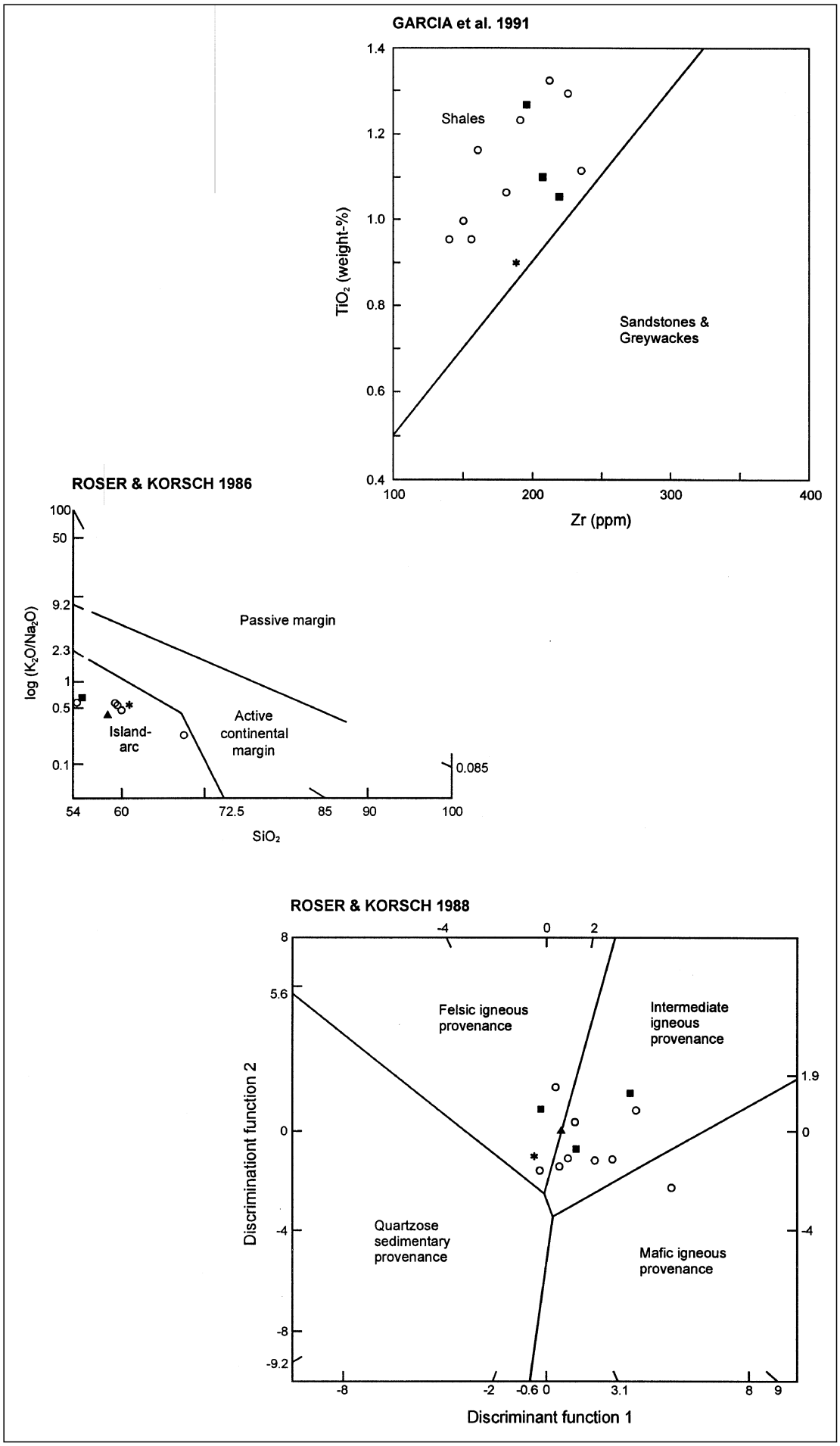


Abb. 13.
Haupt- und Spurenelement-Diskriminations-Diagramme der Glimmerschiefer.
○ = Glimmerschiefer der Sopron-Serie.
✶ = Biotit-Andalusit-Sillimanit-Schiefer.
▲ = Biotit-Serizit-Chloritoid-Granat-Schiefer.
■ = Chlorit-Serizit-Granat-Schiefer.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tabelle 3.
Übersicht über prinzipielle Unterschiede zwischen der Sopron- und der Óbrennberg-Kaltes-Bründl-Serie.

SOPRON SERIE	ÓBRENNBERG-KALTES BRÜNDL SERIE
⇨Ortho-Gneise,Glimmerschiefer, Amphibolite ⇨stark deformierte, zerscherte Gesteine ⇨in den Glimmerschiefern: Pseudomorphosen nach St, 2-phasige große Grt, viel Chl, selten Ep und nie Aln	⇨Glimmerschiefer/-gneise ⇨eher statische Mineralblastese ⇨in den Glimmerschiefern: 1-phasige, kleine Grt, kaum Chl, häufig Ep und Aln, rekristallisierte Qtz, sehr viel Bt, Kfs, And und Sil

b) die schlechte Aufschlusssituation verhindert eine sinnvolle Erstellung von Metamorphoseprofilen;
c) durch die tiefgreifende Verwitterung steht nur wenig frisches Probenmaterial zur Verfügung;
d) 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 Orthogneise werden eher nur kursorisch behandelt, bei den Ms-Lbgt-Schiefern und Ky-Lbgt-Quarziten sei auf die neuesten Ergebnisse in HUBER (1994) hingewiesen.

LELKES-FELVÁRI & SASSI (1984) erkennen in den Lithologien des Ödenburger Gebirges eine inverse Metamorphosezonierung. Sie beginnt mit Serien der Unteren Sil-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 Nagyfüzes bekannt sind.

In dieser Arbeit werden die Lithologien im zentralen Teil des Ödenburger Gebirges mit prä-alpiner low-P/high-T-Metamorphose als tektonisch eigenständige-Serie (Óbrennberg-Kaltes-Bründl-Serie) von der darunter liegenden Sopron-Serie abgetrennt. Beide Serien sind polymetamorph. Im Folgenden wird die Metamorphose-Entwicklung der einzelnen Lithologien beschrieben. 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. 4.3. näher eingegangen.

4.1. Sopron-Serie

4.1.1. Prä-alpine Metamorphose

In den Lithologien der Sopron-Serie sind durch die intensivere alpine Überprägung die prä-alpinen Paragenesen, obwohl noch viele Formrelikte zu erkennen sind, viel schlechter erhalten als in der Óbrennberg-Kaltes-Bründl-Serie (KISHÁZI & IVANCSICS, 1985). Die alpine Überprägung verläuft sehr selektiv, mineralogische und texturelle 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 Tab. 1 ist kaum auf primäre Unterschiede zurückzuführen, sondern vielmehr auf eine unterschiedlich intensive alpine Überprägung von relativ einheitlichen prä-alpinen St-führenden Glimmerschiefern.

Der prä-alpine Mineralbestand umfasst in leicht variierender Weise die Phasen (Tab. 1):

Ms – Chl – Qtz – Grt – Cld – St – Bt – Pl – Akz

Die Schieferung wird vor allem durch relativ grobkörnige Hgl (im Kern mit 75 % Ms, 12 % Par, 7 % Pheng) und Bt gebildet, wobei der Bt nach der alpinen Metamorphose nur mehr reliktisch zu finden ist, jedoch deuten viele kleine Anhäufungen von deformierten Sagenitgittern innerhalb von feinen Hgl-Aggregaten auf das früher häufigere Vorhandensein von Bt 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 Pl in Erscheinung, es fällt auf, dass sie nur in Lithologien ohne Cld-Pseudomorphosen zu finden sind (Tab. 1).

St_1 ist das charakteristische Mineral der prä-alpinen Metamorphose in diesen Glimmerschiefern, er ist aber nur sehr selten reliktisch 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 texturelle Stellung zeigt ein postkinematisches Wachstum bezüglich der prä-alpinen Metamorphose an (z.B. Abb. 3), für das die zwei folgenden Reaktionen gut denkbar sind:

Chl + Ms St + Bt + Qtz + H_2O (HOSCHEK, 1969)

Chl + Cld + Qtz St + Alm + H_2O (HOSCHEK, 1967)

Grt widerspiegelt, abgesehen von den Pseudomorphosen, am deutlichsten die polyphase Metamorphosegeschichte dieser Glimmerschiefer (Abb. 8). Der innere Grt_1 ist bis auf Qtz-Einschlüsse meist einschlussarm, der Rand zum Grt_2 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. 8b).

Amphibolite

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

Act – Zo – Ab – (Chl) – Qtz – Akz

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

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 (DRAGANITS, 1996), mit welcher der albitreiche Pl gut korrelierbar ist und die auf Metamorphosebedingungen maximal der mittleren–oberen Grünschieferfazies hindeuten. Die Zo-Gehalte variieren je nach Probe stark, Chl ist eher selten.

Mittelkörnige Orthogneise

Die primär-magmatische mineralogische Zusammensetzung war vermutlich wie folgt beschaffen:

Kfs – Pl – Hgl – Bt – Qtz – Akz

WIESENEDER (1971) beschreibt die prä-alpine Metamorphose in den Orthogneisen des Unterostalpins als eher statisch, während er die alpine Metamorphose für die deutliche Verschieferung und Bildung der Augentextur verantwortlich hält. Bt wird resorbiert, die An- Komponente in Pl wird instabil und wandelt sich in Ser und Zo um, während Kfs perthitische Entmischungen bildet. Alle diese Änderungen finden jedoch auch während der alpinen Metamorphose statt, weshalb eine Trennung der beiden Metamorphosen schwerfällt. Zusätzlich reagieren Orthogneise 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.

4.1.2. 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. Die randliche Bildung von jungem Bt, der vor allem auf Kosten der Phengit-Komponente wächst, ist auf eine Druckentlastungs-Reaktion zurückzuführen. Chl wächst in Rissen von Grt und in NM92/22 postkinematisch sehr großflächig um die St-Pseudomorphosen.

Die Pseudomorphosen nach St_1 sehen durch die unterschiedlich intensive alpine Metamorphose sehr verschieden aus. Es handelt sich um bis 20 mm lange, 4 mm breite Leisten, die oft noch einen rechteckigen 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, beinahe farblose, längliche Cld erhalten, randlich findet sich Ser. In den stärker deformierten Pseudomorphosen findet sich nur mehr Ser. In einem Fall enthalten diese Pseudomorphosen zusätzlich zum Cld auch Ky (NM92/22), über die (relativ spät) alpin ein junger St_2 wächst (Abb. 14), der vermutlich nach folgender Reaktion gebildet wurde:

Cld + Ky St + Qtz + H_2O (SCHREYER & CHINNER, 1966)

Das heißt, dass ein porphyroblastischer, prä-alpiner St_1 alpin von wirrstrahlig gewachsenen Ky und etwas Cld_2 überwachsen wird, die ihrerseits in einem späteren Abschnitt der alpinen Metamorphose wieder von St_2 überwachsen werden. Texturell zeigen sich überraschende Ähnlichkeiten mit den komplexen Überwachsungstexturen, die RICE (1985) aus der kaledonischen Kalak-Decke (Finnmark, Norwegen) beschreibt. Nach ALBEE (1972) zeichnen sich Cld-St-führende Paragenesen, abhängig von ihrem WR-Chemismus, durch das Auftreten von entweder Chl oder Bt als Hauptgemengteil aus, sie treten jedoch nie zusammen auf.

Grt_2 zeigt in seinen älteren Bereichen zahlreiche kleine Erz-Einschlüsse, deren Form auf ehemalige überwachsene Phyllosilikate hindeutet, zum Rand hin nehmen diese jedoch stark ab. Grt_2 ist relativ klar und hat idioblastische Korngrenzen. Im Profil zeigt sich von der abrupten Änderung von Grt_1 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

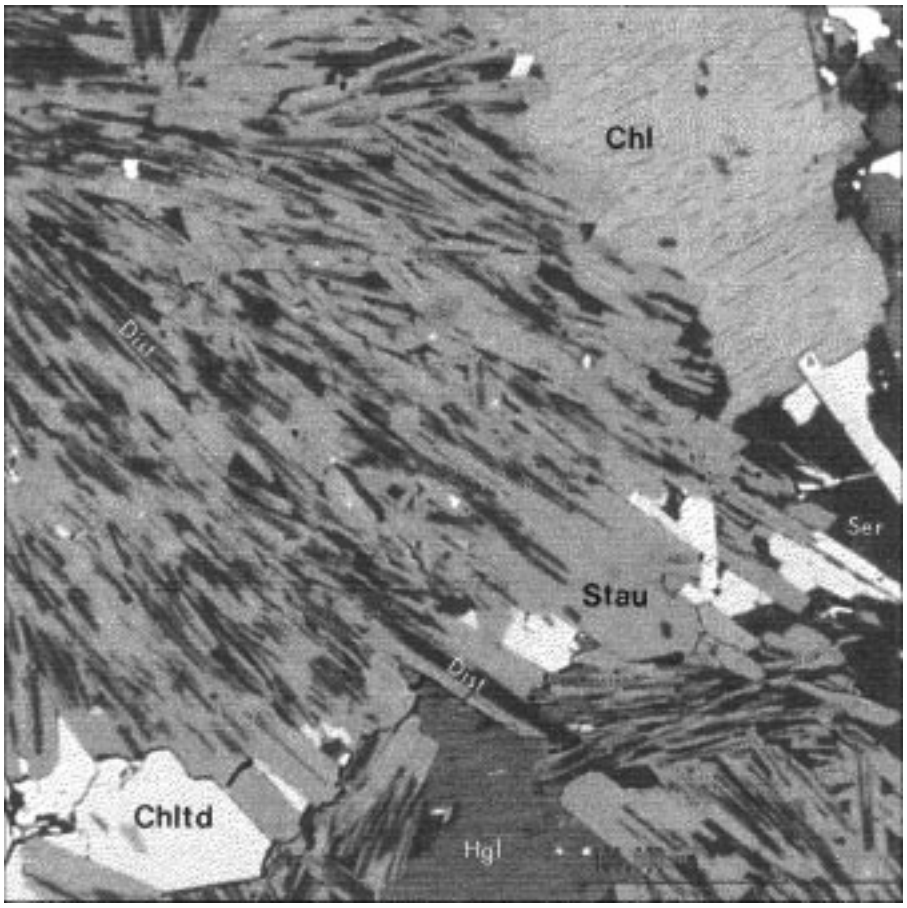


Abb. 14.
Backscattered Aufnahme einer St_2/D_1-Pseudomorphose nach St_1.
St_2 überwächst Ky_1, von dem noch schmale Leisten in St_2 erhalten sind.
NM92/22a.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

als die vorhergehende prä-alpine Metamorphose hin. Die Zonierung der Amphibole mit Aktinolith im Kern und Hbl am Rand ist genau das Gegenteil jener Zonierung, die man normalerweise erwarten würde. Ähnliche Amphibol-Zonierungen beschreiben MOGESSIE & PURTSCHELLER (1986) aus dem Ötztal-Kristallin und PUTIS et al. (1994) aus dem Unterostalpin der Buckligen Welt. In beiden Fällen wird dieser Sachverhalt als niedrig metamorphe Relikte innerhalb höher metamorpher Hbl interpretiert.

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

Act + Chl + Ep/Zo + Qtz tscherm. Hbl + H_2O (SPEAR, 1993)

Chl + Ep/Zo + Qtz tscherm. Hbl + An + H_2O (SPEAR, 1993)

Durch diese Reaktionen nimmt der Gehalt an Ep/Zo ab, der Pl 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 Hbl der Al-, Fe- und Na-Gehalt zu. Die Koexistenz von Ab und Oligoklas ist nach SPEAR (1993) ein Hinweis darauf, dass die Intensität der alpinen Metamorphose nicht viel höher als die der untersten Amphibolitfazies war.

Grt findet sich ausschließlich in grobkörnigen Amphiboliten, die eher arm an Ep/Zo 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 Grt-in Isograde zu etwas niedrigeren Temperaturen verschiebt.

Mittelkörnige Orthogneise

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

Die porphyrischen, primär-magmatischen Kfs (93 % Orthoklas, 7 % Ab) sind hauptverantwortlich für die typische Augentextur des Gesteins, sie zeigen häufig perthitische Entmischungen, Mikroklinbildung ist selten. Bei den Pl handelt es sich um fast reine Ab, Teile der An-Komponente sind im Zuge der Metamorphose (besonders im Kern) in Ser umgewandelt.

Bt tritt nur mehr reliktisch 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 Bt hin. PEINDL (1990) nimmt für diese Reaktion ebenfalls ein alpidisches Alter an.

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

Grt ist ein charakteristisches Akzessorium in den mittelkörnigen Orthogneisen. Er findet sich vor allem in den Lagen, die reich an der jüngeren Hgl-Generation sind, die der Grt klar überwächst. Die texturelle Situation und die idioblastische Kornform sprechen überzeugend für ein alpines Alter des Grt (KISHÁZI & IVANCSICS, 1985; PEINDL, 1990). Bei einer guten Erhaltung des Grt, die jedoch wegen der späten semiduktilen Beanspruchung der glimmerreichen Scherbänder selten ist, kann man öfters eine Skeletttextur des Grt feststellen, wobei vor allem die jüngere Hgl-Generation überwachsen wird (siehe Kap. 2.3.).

4.2. Óbrennberg-Kaltes-Bründl-Serie

4.2.1. Prä-alpine Metamorphose

Biotit-Andalusit-Sillimanit-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 haben zum Großteil eine unterschiedlich intensive alpine Überprägungen als Ursache. Während der prä-alpinen Metamorphose bilden sich unterschiedliche Paragenesen in folgender Mineralgesellschaft, die KISHÁZI & IVANCSICS (1985) einer Metamorphose vom Abukuma-Typ zuschreiben:

And – Bt – Sil – Hgl – Qtz – Kfs – Pl – St – Akz

St ist nur mehr reliktisch 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 St nicht mehr stabil war. Als Umwandlung erscheint folgende obere Abbaureaktion von St sehr plausibel:

St + Ms + Qtz Al_2SiO_5 + Bt + H_2O (HOSCHEK, 1967)

Als weiteres wichtiges Indexmineral ist And zu nennen. And wächst spät- bis postkinematisch poikiloblastisch über das Gefüge, die wichtigsten Einschlüsse sind Bt und längliche, schmale opP, bei der es sich um Ilm handeln dürfte und die nur innerhalb des And reliktisch erhalten ist. LELKES-FELVÁRI & SASSI (1984) beschreiben zahlreiche Sil- und Ky-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 Ötztalkristallin, wo And ebenfalls Ky- und Sil-Einschlüsse aufweist und deshalb als die jüngste Phase der drei Al_2SiO_5-Modifikationen angesehen wird (HOINKES et al., 1982; TROPPER, 1993; HOINKES et al., submitted).

Nach den Resultaten dieser Arbeit ergibt sich aus zahlreichen Dünnschliffuntersuchungen genau das umgekehrte Bild. Ky 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 Überwachsungstextur, für die in dieser Arbeit ein alpines Alter angenommen wird (PEINDL, 1990), ist, dass die kleinen Ky meist im rechten Winkel zum Rand oder Riss des And wachsen (vgl. diese Textur mit jener in PHILIPPITSCH et al., 1986).

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

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

späte, retrograde Bildung unter Zufuhr von H^+-Ionen aus Bt (VERNON, 1979).

$$Bt + 14H + \quad Sil + 2K + + 6(Mg, Fe) + 9H_2O + 5SiO_2$$
(VERNON, 1979)

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 und vom Autor aus texturellen Gründen der prä-alpinen Metamorphose zugerechnet wird. In Gesteinen, in denen mehr als eine Al_2SiO_5-Modifikation vorkommt, wird immer nur eine Modifikation bevorzugt von Ms überwachsen, während die andere(n) relativ unbehelligt bleibt/bleiben (KWAK, 1971). Wichtig ist die Tatsache, dass dort, wo der And von diesen Hgl gepanzert ist, sich kein Ky (alpidisch) bildet. Die Qtz-gefüllten Resorptionsschläuche innerhalb der And sollten ebenfalls mit dieser Reaktion in Zusammenhang stehen:

$$Ms + Qtz \quad Kfs + And + H_2O$$ (WEISSENBACH, 1963)

Grobkörnige Bt zeigen randlich Erzausscheidungen und sind häufig vergrünt, während kleinere und offensichtlich jüngere Bt nicht von diesen Umwandlungen betroffen sind. Auch Pl scheint in zwei Generationen aufzutreten, wenn auch nicht so klar zu trennen wie bei Bt. Die ältere und grobkörnigere Generation ist stark serizitisiert, während die jüngere Generation, die vor allem um Kfs zu finden ist, kaum in Ser umgewandelt ist.

LELKES-FELVÁRI & SASSI (1984) vermuten in Aggregaten, bestehend aus sehr feinkörnigen Ser-Chl-opP, mögliche Überreste von Crd, was vom Metamorphosetyp und dem Gesamtchemismus her gut denkbar ist.

4.2.2. Alpine Metamorphose

Die alpine Metamorphose, nach KISHÁZI & IVANCSICS (1985) 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. 6).

Die alpine Überprägung gestaltet sich, je nach Verfügbarkeit von fluid und Deformation, sehr selektiv. Eine ganz charakteristische Eigenschaft der Lithologien in der Óbrennberg-Kaltes-Bründl-Serie ist das Fehlen von Grt in Gesteinen, wo der And gut erhalten ist, und dessen sukzessives Auftreten, wo der And stärker überprägt ist. Grt wächst in winzigen Blasten am Rand von Bt 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 Grt-Generation in der Sopron-Serie und der eher idioblastischen Form ein gutes Argument für ein alpines Alter des Grt in diesen Gesteinen (KISHÁZI & IVANCSICS, 1985), wobei aber das lokale Auftreten von prä-alpinem Grt nicht ausgeschlossen werden kann.

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

In Dünnschliffen mit vollständiger Umwandlung des And in Ky ist auch immer wieder Cld innerhalb dieser Pseudomorphosen zu finden, der nach texturellen Hinweisen annähernd gleichzeitig mit Ky gewachsen sein könnte (KISHÁZI & IVANCSICS, 1985); vermutlich aber bildet er sich doch etwas später als Ky, Hinweise dazu finden sich beispielsweise dort, wo der Cld bevorzugt in den Rissen der Ky-Pseudomorphose wächst. Weiters kommt es im Verlauf der alpinen Metamorphose zu einer massiven Bildung von Ser, wovon vor allem Sil, Pl und Hgl betroffen sind. Über die Herkunft der dafür notwendigen fluids kann man nur spekulieren, eine mögliche Quelle wäre überschobenes Permo-Mesozoikum (pers. Mitt. FRANK, 1996).

4.3. 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 und Vorstellungen, die unter anderem wohl auch auf die heterogene Geologie des Raumes zurückzuführen sind. Was die alpine Metamorphose betrifft, sind weitaus mehr Daten vorhanden.

Große Übereinstimmung herrscht bei einem Großteil der Autoren, dass die Intensität der alpinen Metamorphose von N nach S zunimmt, wo sie lokal sogar eklogitfazielle Bedingungen erreicht (KOLLER, 1985; FRANK et al., 1992; NEUBAUER et al., 1992), was durch *N-wards climbing basement-cover ramps* erklärt wird (DALLMEYER et al., 1992; NEUBAUER et al., 1992). Die relativ hohen Drucke im Unterostalpin führt PEINDL (1990) auf die Überfahrung durch das Mittel- und Oberostalpin zurück.

Durch die intensive alpine Überprägung sind Aussagen über die Bedingungen der prä-alpinen Metamorphose mit den vorhandenen Daten nicht möglich. 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). Der Al_2O_5-Gehalt der jungen Hbl-Generation von rund 15 Gew-%, das Fehlen von Chl (APTED & LIOU, 1983) und die metastabile Koexistenz von Ab und Oligoklas in den Grt-Amphiboliten (SPEAR, 1993) bieten gute Argumente für Temperaturen von rund 550°C bei etwa 7–8 kbar. Die St_2 bildende alpine Reaktion

$$Cld + Al_2SiO_5 \quad St + Qtz + H_2O$$

in NM92/22 findet nach HOSCHEK (1967) bei rund 545±20°C bei Drucken von 4–8 kbar statt. Das Phengit-Barometer von MASSONNE (1991) 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±30°C bei Drucken um 9,5±1,5 kbar. Texturelle Beobachtungen, die ungewöhnlich gute Erhaltung des retrograden Abschnittes des Grt_1-Profiles von NM92/22 (Abb. 8b) und die unvollständige Neueinstellung der Rb/Sr-Mineralalter sprechen für einen sehr raschen Druckanstieg, der noch vor dem T-Höhepunkt etwas abfällt (St-Wachstum, Bt-Ränder um Hgl) und eine ebenso rasche Abkühlung nach Erreichen der maximalen Temperatur (vgl. PEINDL, 1990).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Als Vergleich zu diesen Werten finden sich in der Literatur folgende P/T-Abschätzungen der alpinen Metamorphose im Ostteil des Ostalpins:

- MOREAU (1981) berechnet die Bedingungen der alpinen Metamorphose im Rabenwaldgebiet mit 450–520°C und 5,5–6,5 kbar.
- WEBER (1982) gibt für die alpine Metamorphose im tieferen Teil des Koralpen-Kristallins Bedingungen von 588±33°C und 7,15±1 kbar an.
- FRANK et al. (1983) beschreiben die Bildung der alpinen Plattengneise bei 590–600°C und 14 kbar (Grt-Pl Barometer, Grt-Bt Thermometer).
- KOLLER (1985) trennt die alpidische Metamorphose in der Rechnitzer-Serie in zwei Phasen, für das ältere Ereignis (65±6 Ma, K/Ar Hgl) nimmt er Bedingungen von 330–370°C bei 6–8 kbar an, für ein jüngeres Ereignis (19–22 Ma, K/Ar Hgl) Bedingungen von 390–430°C bei ≤13 kbar.
- Die Bildungsbedingungen der Talklagerstätte Rabenwald berechnen MOINE et al. (1989) mit 500–550°C bei 8–9 kbar.
- EHLERS et al. (1994) beschreiben die alpinen Metamorphosebedingungen in der Koralpe bei 600–700°C und 10–17 kbar.
- PUTIS et al. (1994) kalkulieren die P/T-Bedingungen der alpinen Hochdruckparagenesen in der Sieggraben-Einheit (etwa 100 Ma.) mit 750–700°C bei 13–14 kbar.
- STÜWE & POWELL (1995) geben als Maximalwerte der alpinen Metamorphose im Plattengneis Temperaturen von rund 700°C und Drucke von über 18 kbar an.
- THÖNI & MILLER (1996) berechnen das Sm/Nd-Alter der alpinen Metamorphose in den Glimmerschiefernebengesteinen der Saualpeneklogite mit 88–91 Ma und geben Temperaturen von etwa 685°C bei 20 kbar an.
- MILLER & THÖNI (1997) kalkulieren für die P/T-Bedingungen der alpinen Eklogite in der Koralpe Temperaturen von 600–650°C bei 18–20 kbar.
- Die jüngsten Untersuchungen der maximalen P/T-Bedingungen der alpinen Metamorphose im Ödenburger Gebirge ergeben nach TÖRÖK (1996, submitted) 450–550°C und 12 kbar.

Die Óbrennberg-Kaltes-Bründl-Serie dürfte bereits in den Anfangsstadien der alpinen Metamorphose durch eine Überschiebungstektonik in eine tektonisch höhere Lage gebracht worden sein, bevor noch das Kristallin durchgehend aufgeheizt wurde. Die alpine Überprägung ist generell relativ schwach, Aussagen über deren genaue Bedingungen sind derzeit nicht möglich. 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 Bt im Rb/Sr-System Temperaturen von kaum mehr als 300±20°C erwarten (THÖNI, 1981). In alpin stärker überprägten Bereichen der Óbrennberg-Kaltes-Bründl-Serie wurden aber dennoch Bedingungen der oberen Grünschieferfazies erreicht (siehe Tab. 1). Fission-track-Untersuchungen an Zirkonen und Apatiten am Ostrand der Ostalpen von DUNKL (1992) belegen für das Ödenburger Kristallin eine sehr rasche *exhumation* mit Zirkonaltern von 80–70 Ma und Apatitaltern zwischen 80–50 Ma. Diese sind um rund 15–22 Ma älter als vergleichbare Daten aus unterostalpinen Serien der Buckligen Welt, was möglicherweise der Grund für die bessere Erhaltung des Mineralbestandes im Ödenburger Gebirge ist.

Für die hier vorliegende Arbeit wird die Lage des invarianten Punktes der Al_2SiO_5-Modifikationen bei 530±20°C und 4,2±0,3 kbar nach BOHLEN et al. (1991) angenommen: Die prä-alpinen Paragenesen der Óbrennberg-Kaltes-Bründl-Serie zeugen ganz klar von einer high-T/low-P-Metamorphose der oberen Amphibolitfazies. Durch P/T-Abschätzungen anhand der Reaktion

$$St + Ms + Qtz \quad Al_2SiO_5 + Bt + H_2O,$$

welche die obere St-Stabilität bei progressiver Metamorphose anzeigt, kann auf 575–675°C bei 2–5,5 kbar geschlossen werden (HOSCHEK, 1969). Neueren Untersuchungen von GIARAMITA & DAY (1991) zufolge darf diese Reaktion nur mit Vorsicht verwendet werden, weil zusätzliche Komponenten in die Gleichung eingehen müssten.

Lokal dürfte die Stabilität von Ms überschritten worden sein, wie Umwandlungen von Ms in Sil zeigen. KERRICK & WOODSWORTH (1989) geben für die Reaktion

$$Ms + Qtz \quad Sil + Kfs + H_2O$$

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 Ötztalkristallin als die jüngste Al_2SiO_5-Phase erachtet wird (HOINKES et al., submitted). Im Gegensatz dazu stellt der And in der Óbrennberg-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), von denen FRANK et al. (1983) in Analogie zu ähnlichen Lithologien der Koralpe wegen ihrer hohen Sr- und niedrigen Rb-Gehalte eine Entstehung durch lokale

Tabelle 4.
Gliederung der verschiedenen Mineralvergesellschaftungen bezüglich der Metamorphose-Geschichte.

	SOPRON SERIE		**ÓBR-KB SERIE**
	Glimmerschiefer	Amphibolit	Bt-And-Sil-Schiefer
prä-alpin	Grt1, St1, Chl1, Hgl1, Bt1, Cld1, Pl, Akz	Ab, **Act**, Ep/Zo, Akz	**St**, **And**, **Sil**, Hgl1, Bt1, Kfs1, Pl, Crd?, Akz
alpin	Grt2, (St2), **Ky**, Chl2 Hgl2, (Bt2), Cld2, Ab, Akz	Or, **Hbl**, Ep/Zo, **Grt**, Chl, Akz	**Grt**, **Ky**, Cld, (Chl), Hgl2, Bt2, Ab, Akz

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

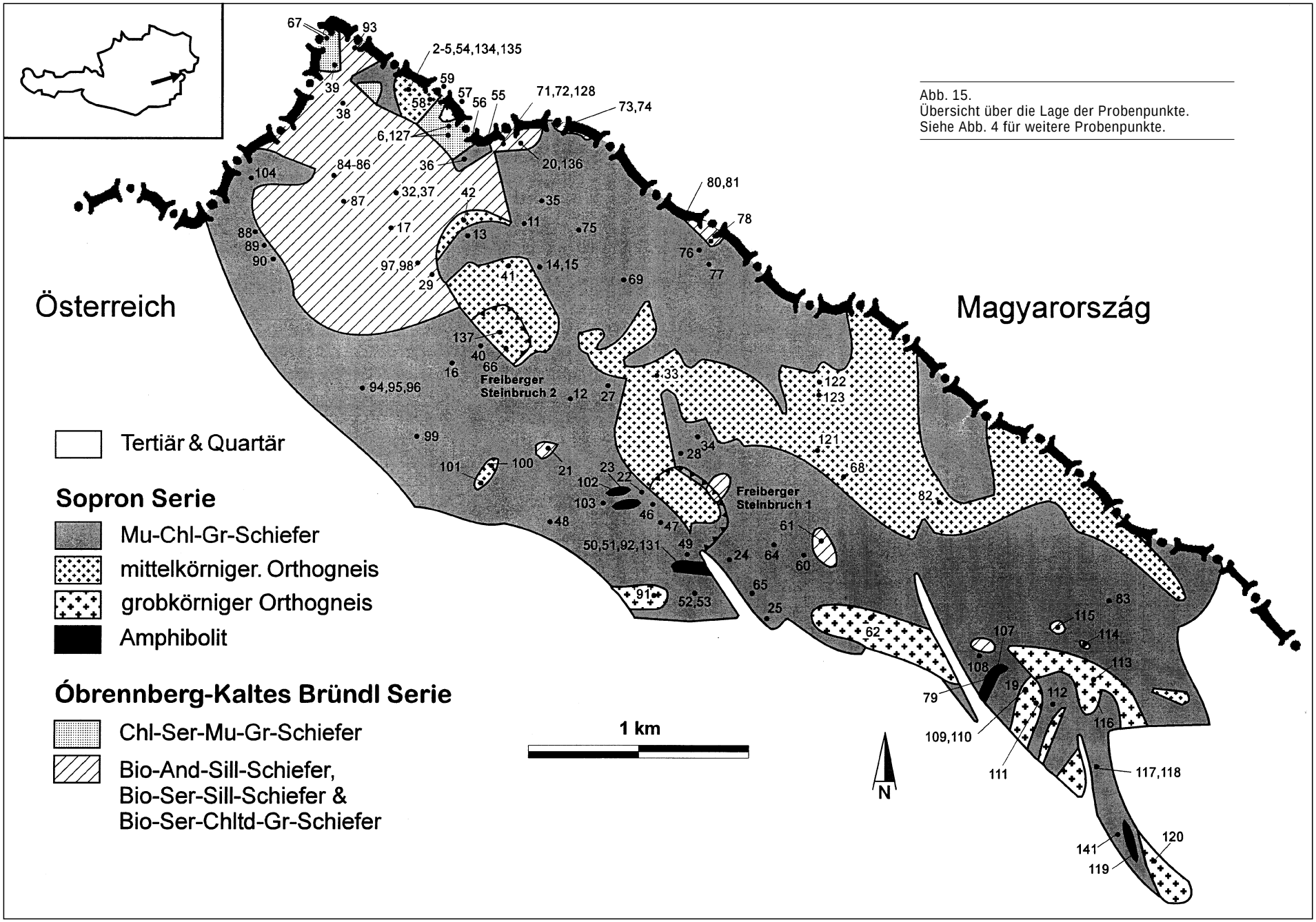


Abb. 15.
Übersicht über die Lage der Probenpunkte.
Siehe Abb. 4 für weitere Probenpunkte.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Mobilisation aus dem Nebengestein 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 geschätzt werden.

In der Literatur finden sich nur wenige Angaben zu ähnlichen Paragenesen im Ostalpin, die hier als Vergleich zu den Ergebnissen im Ödenburger Gebirge aufgelistet sind.

- ❒ MOREAU (1981) beschreibt die Bedingungen der prä-alpinen Metamorphose im Strallegger Gneis des Rabenwaldgebiet bei 520–750°C und 0,5–4 kbar.
- ❒ HOINKES et al. (submitted) geben für den spätvariszischen Metamorphose-peak in den Metapeliten des Ötztales Bedingungen von rund 620°C bei 6–7 kbar an.
- ❒ PEINDL (1990) nimmt für die Migmatisierung der Strahlleger Gneise, für die er ein variszisches Alter vermutet, Drucke um 4 kbar an.

5. Diskussion

Über die Metamorphosegeschichte des ostalpinen Kristallins am Alpenostrand ist im Vergleich zu den Bereichen westlich des Tauernfensters ungleich weniger bekannt. 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 Enwicklung dieses Raumes zu finden (FRANK et al., 1987).

Lange Zeit wurde das „Altkristallin“ in diesem Raum für ein rein variszisches Produkt gehalten, erstmals deuteten PILGER & WEISSENBACH (1970) an, dass die Hauptmetamorphose und Hauptorogenese in der Saualpe alpidisch sein könnte. WEISSENBACH (1975b) beschreibt 4 Metamorphosephasen in der Saualpe, ohne diese Ereignisse jedoch geochronologisch fassen zu können:

a) M_1, an deren Schieferung nur noch Interngefüge in Fsp, St und Grt erinnern;
b) M_2, eine statische temperaturbetonte Metamorphose mit And und St Bildung;
c) M_3, eine Hochdruckmetamorphose, die knapp auf M_2 folgt und für den Deckenbau verantwortlich ist und als jüngste
d) M_4, eine statische Metamorphose, bei der sich junger St bildet.

Ganz besonders ist für dieses Schema die Tatsache hervorzuheben, dass die komplexe Entwicklung von M_2 zu M_4 nicht im Sinne von getrennten Metamorphosen gesehen wird, sondern als zusammenhängender Ablauf mehrerer Phasen, zwischen denen ein „kontinuierlicher Übergang herrschte“ (PILGER & WEISSENBACH, 1970).

Das klassische Modell der Metamorphosegeschichte von FRANK et al. (1983) 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 Sil mit der ältesten Metamorphose in Zusammenhang, die mittlere Metamorphose bildet die Ky-Paramorphosen nach And (als bekanntestes Beispiel wären die Paramorphosenschiefer mit bis dm-großen Paramorphosen von Ky nach And in der Koralpe zu erwähnen 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 schlüssig sind.

LELKES-FELVÁRI & SASSI (1984) gliedern das Metamorphosegeschehen anhand ihrer Untersuchungen im Ödenburger Kristallin in drei Phasen:

1) kaledonische Metamorphose, der sie das Wachstum von St, Ky und Sil zuschreiben,
2) variszisches Ereignis, das für das And- und Sil-Wachstum verantwortlich ist und
3) das alpidische Ereignis, in dem sich Cld und Ky bilden.

Neuesten Untersuchungen zufolge (SCHUSTER & THÖNI, 1996) gibt es ein Sm/Nd-Alter von 269±3,5 Ma an einem Grt-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.

Grundsätzlich kann von zwei amphibolitfaziellen Metamorphosen ausgegangen werden, eine 3-Teilung, wie es LELKES-FELVÁRI & SASSI (1984) vorschlagen, scheint in diesem Raum nicht notwendig zu sein, die beiden älteren Phasen sind widerspruchslos auch innerhalb einer einzigen prograden Metamorphose unterzubringen (HOSCHEK, 1967; TROPPER, 1993). Andererseits können natürlich keine älteren Metamorphoseereignisse, für die in den Dünnschliffuntersuchungen der vorliegenden Arbeit keinerlei schlüssige Hinweise zu finden sind, gänzlich ausgeschlossen werden.

Das Schema einer 3-Gliederung in zwei prä-alpine und eine alpine Metamorphose, die FRANK et al. (1983) in der Kor- und Stubalpe vorschlägt, wo die And-führenden Paragenesen zur ersten, ältesten Metamorphose zu zählen wären, ist im Ödenburger Kristallin kaum anwendbar; zum einen, weil schlüssige Hinweise auf drei amphibolitfazielle Metamorphosen fehlen, zum anderen ist es nur schwer vorstellbar, dass die And-Sil-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.

Das alpine Ereignis scheint recht klar zu sein. Die geochronologischen Daten von DRAGANITS (1996) und BALOGH & DUNKL (1995, pers. Mitt.), die Petrographie und strukturgeologische Beobachtungen sprechen für ein Metamorphoseereignis in der obersten Grünschiefer- bis un-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

teren Amphibolitfazies. Dieses Ereignis dürfte zwischen 100 und 85 Ma stattgefunden haben, was sich gut in die überregionale Geologie einfügen lässt.

Über das Alter der prä-alpinen Metamorphose weiß man derzeit nur wenig Konkretes, es sind jedoch Untersuchungen betreffend diese Fragestellung im Gange (SCHUSTER et al., in prep.). Vor allem die Frage der Altersstellung, der Verbreitung der variszischen Metamorphose und einer permischen, T-betonten Metamorphose wurde zuletzt von SCHUSTER & THÖNI (1996) aufgeworfen und sollte besonders im Ödenburger Gebirge untersucht werden.

Eine 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 TOLLMANNS), wo er für den Wärmeinhalt einer thermischen Metamorphose notwendig wäre, seltener auftritt. Hinweise auf eine druckbetonte Metamorphose, wie sie MÜLLER (1994) zwischen 380 und 370 Ma aus der Wechseleinheit beschreibt, fehlen im Ödenburger Gebirge vollständig.

Die Óbrennberg-Kaltes-Bründl-Serie liegt nach der jüngsten paläogeographischen Rekonstruktion von SCHUSTER & FRANK (submitted) 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 St_1-bildenden Ereignis in der Sopron-Serie zeitlich korrelieren. Ausgeprägte alpine Mylonitzonen in den Orthogneisen 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 TOLLMANNS, 1959) 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) und dem damit verbundenen Magmatismus erhielt.

Folgt man dem Entwicklungsschema von PILGER & WEISSENBACH (1970) konsequent und berücksichtigt dabei das eo-alpine Alter der eklogitfaziellen Metamorphose, so wäre die And-bildende, low-P-Metamorphose am ehesten mit einem spätpaläozoischen bis frühmesozoischen Ereignis („late Hercynian event“ – im strengen Sinn postvariszisch!) in Verbindung zu bringen. In diesem Sinn könnten die Rb/Sr-Bt-Alter von 198–209 Ma aus And-führenden Lithologien der Óbrennberg-Kaltes-Bründl-Serie höchstens als 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 (DRAGANITS, 1996).

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

Dieses Modell ist noch relativ neu, es fehlen deshalb noch reproduzierbare geochronologische Daten vor allem aus den Glimmerschiefern und Gneisen. Auch eine Berechnung des Volumens der permischen Intrusionen und des damit verbundenen Wärmeinhalts 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 einem erhöhten geothermischen Gradienten zu rechnen, was eine low-P/high-T-Metamorphose sehr plausibel erscheinen lässt.

Zahlreiche permische Mineralalter in Granitoiden, Pegmatiten und Gabbros des Unter- und Mittelostalpins (DALLMEYER et al., 1992; NEUBAUER & FRISCH, 1992; PUTIS et al., 1994), 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 (MILLER & THÖNI, 1997) und besonders deren Alter ist für die Paläogeographie von größter Wichtigkeit und sollte näher untersucht werden.

Betreffend die tektonische Stellung der beiden Serien aus dem Kristallin des Ödenburger Gebirges nimmt der Autor für die Sopron Serie aufgrund lithologischer und regionaler Vergleiche eine Zugehörigkeit zur unterostalpinen Grobgneis-Einheit an, während die genaue Stellung der Óbrennberg-Kaltes-Bründl-Serie derzeit noch unklar ist. Der große Metamorphosesprung und die Abschiebungsgeometrie zwischen den beiden Serien sind sehr plausible Hinweise auf eine tektonisch höhere Stellung der Óbrennberg-Kaltes-Bründl-Serie. Die Sieggrabener Scholle, die als Deckscholle auf dem Unterostalpin liegt, befindet sich geographisch sehr nahe und wäre auf den ersten Blick ein Kandidat für eine Parallelisierung, jedoch sprechen lithologische Vergleiche und eine alpine Hochdruck-Metamorphose dagegen (PUTIS et al., 1994). Ein sehr wahrscheinliches Äquivalent zur Óbrennberg-Kaltes-Bründl-Serie stellt die Strallegger Einheit dar.

Dank

Der Autor dankt vor allem Martin THÖNI für die aufmerksame Betreuung der Diplomarbeit sowie für zahlreiche wichtige Diskussionen und Ideen. Wolfgang FRANK war ein ständiger Ansprechpartner in Fragen der Regionalgeologie. Monika JELENC führte die chemische Aufbereitung und Messung der Rb/Sr-Proben durch. Bei Bernhard GRASEMANN fand ich stets ein offenes Ohr in Fragen der Strukturgeologie. Ralf SCHUSTER und Rudolf BERKA verdanke ich zahlreiche Anregungen.

Istvan DUNKL verdanke ich die ungarische Zusammenfassung.

Jenö IVANCSICS (Hungarian Geological Survey in Sopron), Gyöngyi LELKES-FELVÁRI (Hungarian Geological Institute in Budapest) und Alfred PAHR verdanke ich viel Unterstützung bei der Korrelation der lokalen Serien.

Der Burgenländischen Landesregierung danke ich für die finanzielle Unterstützung der Geländearbeit.

Literatur

ALBEE, A.L.: Metamorphism of pelitic schists: Reactions of chloritoid and staurolite. – Bull. Geol. Soc. Am., **83**, 3249–3268, Boulder 1972.

AMSTRONG, J.T.: CITZAF V3.03. – (software) California Institute of Technology, Pasadena 1988.

ANDERSON, D.E. & OLIMPIO, J.C.: Progressive homogenization of metamorphic garnets, South Morar, Scotland: Evidence for volume diffusion. – Can. Mineral., **15**, 205–216, Ottawa 1977.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

APTED, M.J. & LIOU, J.G.: Phase relations among greenschist, epidote-amphibolite and amphibolite in a basaltic system. – Am. J. Sci., **283**, 328–354, New Haven 1983.

BARKER, A.J.: Interpretation of porphyroblast inclusion trails: limitations imposed by growth kinetics and strain rates. – J. Metam. Geol., **12**, 681–694, Oxford 1994.

BELL, T.H. & CUFF, C.: Dissolution, solution transfer, diffusion versus fluid flow and volume loss during deformation/metamorphism. – J. Metam. Geol., **7**, 425–447, Oxford 1989.

BOHLEN, S.R., MONTANA, A. & KERRICK, D.M.: Precise determination of the equilibrium kyanite sillimanite and kyanite andalusite and a revised triple point for Al_2SiO_5 polymorphs. – Am. Mineral., **76**, 677–680, Washington 1991.

CARLSON, W.D.: The significance of intergranular diffusion to the mechanisms and kinetics of porphyroblast crystallisation. – Contr. Mineral. Petr., **103**, 1–24, Berlin 1989.

CLAR. E.: Die Stellung der Saualpe im Rahmen der Ostalpen. – Clausth. Geol. Abh., Sdbd. **1**, 187–198, Clausthal 1975.

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

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

DALLMEYER, R.D., NEUBAUER, F., HANDLER, R., MÜLLER, W., FRITZ, H., ANTONITSCH, W. & HERMANN, S.: $^{40}Ar/^{39}Ar$ 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, Graz 1992.

DRAGANITS, E.: Kristallingeologische Neubearbeitung des südlichen Ödenburger Gebirges, Burgenland (Österreich). – Unveröff. Dipl. Nat. Wiss. Fak. Univ. Wien, 151 S., Wien 1996.

DUNKL, I.: 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, Graz 1992.

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

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

FINGER, F., FRASL, G., HAUNSCHMID, B., QUADT, A.v., SCHERMAIER, A., SCHINDLMAYR, A. & STEYRER, H.P.: 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, Graz 1992.

FLÜGEL, H.W. & NEUBAUER, F.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Steiermark. – Geol. B.-A., 127 S., Wien 1984.

FRANK, W., ESTERLUS, M., FREY, J., JUNG, G., KROHE, A. & WEBER, J.: Die Entwicklungsgeschichte von Stub- und Koralpenkristallin und die Beziehung zum Grazer Paläozoikum. – Jahresbericht 1982 Hochschulschwerpunkt, S 15, 263–293, Graz 1983.

FRANK, W., KRALIK, M., SCHARBERT, S. & THÖNI, M.: Geochronological data from the Eastern Alps. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (eds.): Geodynamics of the Eastern Alps, 272–281, Wien (Deuticke) 1987.

FRANK, W., GENSER, J. & NEUBAUER, F.: Overview of the Eastern Alps. – In: NEUBAUER, F. (ed.): ALCAPA Field Guide – The Eastern Central Alps of Austria, (IGP/KFU) Graz, 7–16, Graz 1992.

FUCHS, G.: Neue tektonische Untersuchungen im Rosaliengebirge (NÖ-Bgld). – Jahrb. Geol. B.-A., **105**, 19–37, Wien 1962.

FUCHS, G.: Zum Bau des Unterostalpins im Bereich der Buckligen Welt. – In: KOLLER, F. (Red.): Wandertagung 1990 der Österreichischen Geologischen Gesellschaft in Bernstein, Österr. Geol. Ges., 28–29, Wien 1990.

GARCIA, D., COELHO, J. & PERRIN, M.: Fractionation between TiO_2 and Zr as a measure of sorting within shale and sandstone series (Northern Portugal). – Eur. J. Mineral., **3**, 401–414, Stuttgart 1991.

GIARAMITA, M.J. & DAY, H.W.: The four phase AFM assemblage staurolite-aluminium silicate-biotite-garnet: Extra components and implications for staurolite out isogrades. – J. Petrol., **32**, 1203–1229, Oxford 1991.

HERRMANN, P. & PAHR, A.: Erläuterungen zu Blatt 138 Rechnitz. – Geol. B.-A., 40 S., Wien 1988.

HOINKES, G., KOSTNER, A. & THÖNI, M.: Petrologic constraints for Eoalpine eclogite facies metamorphism in the Austroalpine Ötztal Basement. – Mineral. Petrol., **43**, 237–254, Wien 1991.

HOINKES, G., PURTSCHELLER, F. & TESSADRI, R.: Polymetamorphose im Ostalpin westlich der Tauern (Ötztaler Masse, Schneeberger Zug, Brennermesozoikum). – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **12**, 95–113, Innsbruck 1982.

HOINKES, G., THÖNI, M., LICHEM, Ch., BERNHARD, F., KAINDL, R., SCHWEIGL, J., TROPPER, P. & COSCA, M.: Metagranitoid and associated metasediments as indicator for the pre-Alpine magmatic and metamorphic evolution of the western Austroalpine Ötztal Basement (Kaunertal, Tirol). – Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. (submitted).

HOLLISTER, L.S.: Garnet zoning: an interpretation on the Rayleigh fractionation model. – Science, **154**, 1647–1651, New York 1966.

HOSCHEK, G.: Untersuchungen zum Stabilitätsbereich von Chloritoid und Staurolith. – Contr. Mineral. Petrol., **14**, 123–162, Berlin 1967.

HOSCHEK, G.: The stability of staurolite and chloritoid and their significance in metamorphism of pelitic rocks. – Contr. Mineral. Petrol., **22**, 208–232, Berlin 1969.

HUBER, M.: Bildung und geotektonische Bedeutung von Scherzonen (Leukophylliten) am Alpenostrand. – Unveröff. Diss. Inst. f. Geowiss. Univ. Leoben, 136 S., Leoben 1994.

JUNG, G.: Geologische und Geochronologische Untersuchungen des Metamorphoseablaufes in Glein-, Stub- und Koralpe. – Unveröff. Diss. Nat. Wiss. Fak. Univ. Wien, 180 S., Wien 1982.

KERRICK, D.M. & WOODSWORTH, G.J.: Aluminium silicates in the Mount Raleigh pendant, British Columbia. – J. Metam. Geol., **7**, 547–563, Oxford 1989.

KIESL, W., WIESENEDER, H. & KLUGER, F.: 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, Wien 1983.

KISHÁZI, P.: Contributions to the knowledge of metamorphic rocks of Sopron Hills (Western Hungary). – Verh. Geol. B.-A., **2**, 35–43, Wien 1977.

KISHÁZI, P.: Petrographische Untersuchungen über den nach Österreich hineinragenden Serienteil des Soproner kristallinen Schiefers (ungarisch mit deutscher Zusammenfassung). – Köz. Fanyaszati Fejlesztesi Intezet, 32 S., Sopron 1979.

KISHÁZI, P. & IVANCSICS, J.: Genetic petrology of the Sopron crystalline schist sequence. – Acta Geologica Hungarica, **28** (3–4), 191–213, Budapest 1985.

KISHÁZI, P. & IVANCSICS, J.: On the genesis of some leuchtenbergite-bearing metamorphites of the Sopron region. – Acta Geologica Hungarica, **29** (3–4), 375–387, Budapest 1986.

KLEINSCHMIDT, G.: Die Verteilung von Chloritoid in den südlichen Muralpen (Gurktaler Alpen, Saualpe, Koralpe) und ihre geologische Bedeutung. – Clausth. Geol. Abh., **30**, 74–94, Clausthal 1979.

KOLLER, F.: Petrologie und Geochemie der Ophiolithe des Penninikums am Alpenostrand. – Jb. Geol. B.-A., **128**, 1, 85–150, Wien 1985.

KOLLER, F.: Metagabbros. – In: FUCHS, G., HERRMANN, P., PAHR, A. & SCHNABEL, W.: Erläuterungen zur geologischen Karte Blatt 106 Aspang, Geol. B.-A., Wien (im Druck).

KORSCH, R.J., ROSER, B.P. & KAMPRAD, J.L.: Geochemical, petrographic and grain-size variations within single turbidite beds. – Sed. Geol., **83**, 15–35, Amsterdam 1993.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

KRETZ, R.: Symbols for rock-forming minerals. – Amer. Mineral., **68**, 277–279, Washington 1983.

KÜPPER, H. (Hrsg.): Erläuterungen zur geologischen Karte Mattersburg-Deutschkreutz. – Geol. B.-A., 67 S., Wien 1957.

KWAK, T.A.P.: The selective replacement of the aluminium silicates by white mica. – Contr. Mineral. Petrol., **32**, 193–210, Berlin 1971.

KWAK, T.A.P.: Natural staurolite breakdown reactions at moderate to high pressures. – Contr. Mineral. Petrol., **44**, 57–80, Berlin 1974.

LECHNER, K.: Kristallines Grundgebirge. – In: KÜPPER, H. (Hrsg.): Erläuterungen zur geologischen Karte Mattersburg-Deutschkreutz, Geol. B.-A., 9–25, Wien 1957.

LELKES-FELVÁRI, G. & SASSI, F.P.: On the genesis of some leuchtenbergite-bearing metamorphic rocks and their phase relations. – Rend. Soc. Italiana Mineral. Petrol., **38**/2, 607–615, Milano 1982.

LELKES-FELVÁRI, G. & SASSI, F.P.: Pre-alpine and alpine developments of the austridic basement in the Sopron area (Eastern Alps, Hungary). – Rend. Soc. Italiana Mineral. Petrol., **39**, 593–612, Milano 1984.

LEMAITRE, R.W. (ed.): A classification of igneous rocks and glossary of terms. – 193 S., Oxford (Blackwell) 1989.

MADORE, C.: 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., Ottawa 1991.

MANCKTELOW, N.S. & GRASEMANN, B.: Time-dependent effects of heat advection and topography on cooling histories during erosion. – Tectonophysics, **270**, 167–195, Amsterdam 1997.

MASSONNE, H.-J.: 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., Bochum 1991.

MCCAIG, A., WICKHAM, S.M. & TAYLOR, H.P.: Deep fluid circulations in Alpine shear zones, Pyrenees, France: field and oxygen isotope studies. – Contrib. Mineral. Petrol., **106**, 41–60, Berlin 1990.

MCLENNAN, S.M., TAYLOR, S.R., MCCULLOCH, M.T. & MAYNARD, J.B.: Geochemical and Nd-Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: Crustal evolution and plate tectonic associations. – Geochim. Cosmochim. Acta, **54**, 2015–2050, Oxford 1990.

MEIXNER, H.: Die Mineralvorkommen der Saualpe. – In: PILGER, A. & SCHÖNENBERG, R. (Hrsg.): Geologie der Saualpe, Clausth. Geol. Abh., Sdbd. **1**, 199–219, Clausthal 1975.

MESCHEDE, M.: 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, Amsterdam 1986.

MILLER, Ch., STOSCH, H.-G. & HOERNES, S.T.: Geochemistry and origin of eclogites from the type locality Koralpe and Saualpe, Eastern Alps, Austria. – Chem. Geol., **67**, 103–118, Amsterdam 1988.

MILLER, Ch. & THÖNI, M.: Eo-Alpine eclogitisation of Permian MORB-type gabbros in the Koralpe (Eastern Alps, Austria): new geochronological, geochemical and petrological data. – Chem. Geol., **137**, 283–310, Amsterdam 1997.

MILOTA, Ch.: Die Sieggrabener Deckscholle im südlichen Rosaliengebirge (Niederösterreich/Burgenland). – Unveröff. Vorarbeit Inst. f. Geol. Univ. Wien, 92 S., Wien 1983.

MODJTAHEDI, M. & WIESENEDER, H.: Entstehung und Zusammensetzung der Leukophyllite (Weißschiefer) in den Ostalpen. – Arch. f. Lagerst.forsch. Ostalpen, Sonderb. **2**, 189–213, Leoben 1974.

MOGESSIE, A. & PURTSCHELLER, F.: Polymetamorphism of the Ötztal Stubai Basement Complex based on amphibolite petrology. – Jb. Geol. B.-A., **129**, 69–91, Wien 1986.

MOGESSIE, A. & PURTSCHELLER, F. & TESSADRI, R.: Geochemistry of amphibolites from the Ötztal-Stubai Complex (Northern Tyrol, Austria). – Chem. Geol., **51**, 103–113, Amsterdam 1985.

MOREAU, Ph.: Le Massif du Rabenwald (Autriche) et ses Minéralisations (Talc, Chlorite, Disthène, Leucophyllite). – Thèse, Univ. Franche-Comté Besançon, Fac. Sciences Techn., 327 S., Besançon 1981.

MÜLLER, W.: Neue geochronologische und strukturgeologische Daten zur geodynamischen Entwicklung des nördlichen Semmering- und Wechselgebietes (Niederösterreich). – Unveröff. Dipl. Nat. Wiss. Fak. Univ. Wien, 267 S., Wien 1994.

NEUBAUER, F. & FRISCH, W.: 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, Graz 1992.

NEUBAUER, F., MÜLLER, W., PEINDL, P., MOYSCHEWITZ, G., WALLBRECHER, E. & THÖNI, M.: 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, Graz 1992.

NISBET, E.G., DIETRICH, V.J. & ESENWEIN, A.: Routine trace element determination in silicate minerals and rocks bei X-ray fluorescence. – Fortschr. Mineral., 57, 264–279, Stuttgart 1979.

PAHR, A.: Aufnahme Bericht Blatt Oberwart (137), Kristalliner Anteil. – Verh. Geol. B.-A., **1961**, A42–43, Wien 1961.

PAHR, A.: Ein neuer Beitrag zur Geologie des Nordostsporns der Zentralalpen. – Verh. Geol. B.-A., **2**, 23–33, Wien 1977.

PEARCE, J.A.: Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus. – Tectonophysics, **25**, 41–67, Amsterdam 1975.

PEARCE, J.A. & CANN, J.R.: Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. – Earth Planet. Sci. Lett., **19**, 290–300, Amsterdam 1973.

PEARCE, J.A. & NORRY, M.: Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb Variations in volcanic rocks. – Contr. Mineral. Petrol., **69**, 33–47, Berlin 1979.

PEARCE, J.A., HARRIS, N.B.W. & TINDLE, A.G.: Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. – J. Petrol., **25**, 956–983, Oxford 1984.

PEINDL, P.: Variszische und alpidische Entwicklungsgeschichte des südöstlichen Raabalpenkristallins (Steiermark). – Unveröff. Diss. Nat. Wiss. Fak. Univ. Graz, 252 S., Graz 1990.

PETRAKAKIS, K. & NAGL, P.: Majors & Traces (Vers. 11/93). – (RFA-Software) Inst. f. Petrologie, Univ. Wien, Wien 1993.

PHILIPPITSCH, R., MALECKI, G. & HEINZ, H.: Andalusit-Granat-Staurolith-Glimmerschiefer im Gailtal-Kristallin (Kärnten). – Jb. G. B.-A., **129**, 93–98, Wien 1986.

PILGER, A. & WEISSENBACH, N.: Stand und Aussichten der Forschung über Stratigraphie, Tektonik und Metamorphose in der Saualpe in Kärnten. – Clausthaler Geologische Abhandlungen, **5**, 1–39, Clausthal 1970.

PURTSCHELLER, F.: Petrographische Untersuchungen an Alumosilikatengneisen des Ötztaler-Stubaier Altkristallins. – Tschermaks Min. Petr. Mitt., **13**, 35–54, Wien 1969.

PURTSCHELLER, F.: Ötztaler und Stubaier Alpen. – Sammlung Geologischer Führer, 53, 111 S., Berlin (Borntraeger) 1971.

PUTIS, M., KORIKOVSKY, S.P., PUSHKAREV, Y.A. & ZAKARIADZE, G.S.: Geology, tectonics, petrology, geochemistry and isotope dating of the Sieggraben (Grobgneis and Wechsel) unit in the Eastern Alps. – Unveröffentl. Projektber., Geol. B.-A., 235 S., Wien 1994.

RAITH, J.G.: Tourmaline rocks associated with stratabound Scheelite mineralization in the Austroalpine Crystalline Complex, Austria. – Mineral. Petrol., **39**, 265–288, Wien 1988.

RICE, A.H.N.: Staurolite growth and metamorphic zones in the Kalak Nappe Complex of northeastern Porsangerhalvoya, north Norway. – Lithos, **18**, 281–294, Amsterdam 1985.

RICE, A.H.N. & MITCHELL, J.I.: Porphyroblast textural sector-zoning and matrix displacement. – Mineral. Mag., **55**, 379–396, London 1991.

ROSER, B.P. & KORSCH, R.J.: Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO_2 content and K_2O/Na_2O ratio. – J. Geol., **94**, 635–650, Chicago 1986.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

ROSER, B.P. & KORSCH, R.J.: Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminations functions of major-element data. – Chem. Geol., **67**, 119–139, Amsterdam 1988.

SCHARBERT, S.: Rb-Sr-Daten aus dem Raabalpenkristallin. Exkursionsführer „Raabalpen- und Wechselkristallin" der TSK III. – (Inst. F. Geol. Paläont. Univ. Graz) 22–26, Graz 1990.

SCHREYER, W. & CHINNER, G.A.: Staurolite-quarzite band in kyanite-quarzite at Big Rock, Rio Arriba county, New Mexico. – Contr. Mineral. Petrol., **12**, 223–244, Berlin 1966.

SCHUSTER, R.: Die alpine Großüberschiebung an der Basis des Bundschuhkristallins. – Unveröff. Dipl. Nat. Wiss. Fak. Univ. Wien, 120 S., Wien 1994.

SCHUSTER, R. & FRANK, W.: The pre-alpine metamorphism and palaeography of the Austroalpine Units E of the Tauern Window. – Mineral. Petrol. (submitted).

SCHUSTER, R. & THÖNI, M.: 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, 389–391, Wien (Fakultas Universitätsverlag) 1996.

SCHUSTER, R., DRAGANITS, E., ABART, R. & SCHARBERT, S.: Constraints on the age and conditions of the pre-Alpine and Alpine metamorphism in the southern Sopron Hills (Austria). – (in prep.).

SCHWINNER, R.: Zur Geologie der Oststeiermark. Die Gesteine und ihre Vergesellschaftung. – Sitzungsber. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., I, **141**, 319–358, Wien 1932.

SCHWINNER, R.: Zur Geologie von Birkfeld. – Mitt. naturwiss. Ver. Stmk., **72**, 67–100, Graz 1935.

SHERVAIS, J.W.: Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. – Earth Planet. Sci. Lett., **59**, 101–118, Amsterdam 1982.

SMELLIE, J.A.T.: Formation of atoll garnets from the aureole of the Ardara pluton, Co. Donegal, Ireland. – Mineral. Mag., **39**, 878–888, London 1974.

SPEAR, F.S.: Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths. – Mineralogical Society of America Monograph, 799 S., Washington 1993.

STARKL, G.: Über neue Mineralvorkommnisse in Österreich. – Jahrb. k.k. Geol. R.-A., **33**, 635–658, Wien 1883.

STRENS, R.G.J.: Stability of Al_2SiO_5 solid solutions. – Mineral. Mag., **36**, 839–849, London 1968.

STÜWE, K. & POWELL, R.: PT Paths from modal properties: application to the Koralm Complex, Eastern Alps. – Contr. Mineral. Petrol., **119**, 83–93, Berlin 1995.

SUN, S.-S., NESBITT, R.H. & SHARANSKIN, A.: Geochemical characteristics of mid-ocean ridge basalts. – Earth Planet. Sci. Lett., **44**, 119–138, Amsterdam 1979.

THOMPSON, A.B.: Mineral reactions in pelitic rocks: I. Prediction of P-T-X(Fe-Mg) phase relations. – Amer. J. Sci., **276**, 401–424, New Haven 1976.

THÖNI, M.: 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, Wien 1981.

THÖNI, M. & JAGOUTZ, E.: 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, Zürich 1993.

THÖNI, M, & MILLER, Ch.: 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., **14**, 453–466, Oxford 1996.

TOLLMANN, A.: Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchungen des zentralalpinen Mesozoikums. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **10**, 3–62, Wien 1959.

TOLLMANN, A.: Eine Serie neuer tektonischer Fenster des Wechselsystems am Ostrand der Zentralalpen. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **68**, 129–142, Wien 1975.

TÖRÖK, K.: High-pressure/low-temperature metamorphism of the Kö-Hegy Gneiss, Sopron (W-Hungary) – Phengite barometry and fluid inclusions. – Europ. J. Mineral. **8**, 917–925, Stuttgart 1996.

TÖRÖK, K.: Magmatic and high-pressure metamorphic development of gneisses in the Sopron area, Eastern Alps (W-Hungary). – Neues Jahrb. Mineral. (submitted).

TRACY, R.J., ROBINSON, P. & THOMPSON, A.B.: Garnet composition and zoning in the determination of temperature and pressure of metamorphism, Central Massachusetts. – Am. Mineral., **61**, 762–775, Washington 1976.

TROPPER, P.: Petrologische Untersuchungen an Metapeliten und Amphiboliten des westlichen Ötztal-Stubai Kristallins (Kaunertal). – Unveröff. Dipl. Nat. Wiss. Fak. Univ. Graz, 152 S., Graz 1993.

VENDEL, M.: Die Geologie der Umgebung von Sopron. 1. Teil: Die kristallinen Schiefer. – Bányamérn.és Erdömérn. Föiskola bány. koh. oszt. Közl. (Aus den Mitteilungen der berg- und hüttenmännischen Abteilung an der königlich-ungarischen Hochschule für Berg- und Forstwesen Sopron), **1**, 225–291, Sopron 1929.

VENDEL, M.: Die Geologie der Umgebung von Sopron. 2. Teil: Daten zur Geologie von Brennberg und Sopron. – Bányamérn.és Erdömérn. Föiskola bány. koh. oszt. Közl. (Aus den Mitteilungen der berg- und hüttenmännischen Abteilung an der königlich ungarischen Hochschule für Berg- und Forstwesen Sopron), **5**, 386–412, Sopron 1933.

VENDEL, M.: Über die Genese der „Leukophyllite". – Tscherm. Min. Petr. Mitt., **17**, 76–100, Wien 1972.

VENDEL, M.: Skizze des geologischen Aufbaues der Stadt Sopron und ihrer Umgebung (W-Ungarn). – MÁFI kiadvány, Budapest, 1–28, Budapest 1973.

VERNON, R.H.: Formation of late sillimanite by hydrogen metasomatism (base leaching) in high grade gneisses. – Lithos, **12**, 143–152, Amsterdam 1979.

VERNON, R.H. & FLOOD, R.H.: Interpretation of metamorphic assemblages containing fibrolitic sillimanite. – Contr. Mineral. Petrol., **59**, 227–235, Berlin 1977.

WEBER, J.: Metamorphosestudien an pelitischen Gesteinen der Wolfsberger Serie und den tieferen Anteilen des Koralpenkristallins in Kärnten. – Unveröff. Diss. Nat. Wiss. Fak. Univ. Wien, 123 S., Wien 1982.

WEISSENBACH, N.: Zur Seriengliederung und Mineralisationsabfolge des Kristallins im Gipfelgebiet der Saualpe. – Carinthia II, **73**, 5–23, Klagenfurt 1963.

WEISSENBACH, N.: Gesteinsinhalt und Seriengliederung des Hochkristallins der Saualpe. – In: PILGER, A. & SCHÖNENBERG, R. (Hrsg.): Geologie der Saualpe, Clausth. Geol. Abh., Sdbd. **1**, 61–115, Clausthal 1975a.

WEISSENBACH, N.: Kristallisation, Deformation und Polymetamorphose im Saualpenkristallin. – In: PILGER, A. & SCHÖNENBERG, R. (Hrsg.): Geologie der Saualpe, Clausth. Geol. Abh., Sdbd. **1**, 131–141, Clausthal 1975b.

WHALEN, R.B., CURRIE, K.L. & CHAPPEL, B.W.: A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. – Contrib. Mineral. Petrol., **95**, 407–419, Berlin 1987.

WIESENEDER, H.: Die alpine Gesteinsmetamorphose am Alpenostrand. – Geologische Rdsch., **52**, 238–246, Stuttgart 1962.

WIESENEDER, H.: Gesteinsserien und Metamorphose im Ostabschnitt der Österreichischen Zentralalpen. – Verh. Geol. B.-A., **1971**, 344–357, Wien 1971.

WILLNER, A.P.: Tourmalinites from the stratiform peraluminous metamorphic suite of the Central Namaque Mobile Belt (South Africa). – Mineral. Deposita, **27**, 304–313, Berlin 1992.

WILLNER, A., SCHREYER, W. & MOORE, J.M.: 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, Amsterdam 1990.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

YARDLEY, B.W.D.: An emperical study of diffusion in garnet. – Am. Mineral., **62**, 793–800, Washington 1977.

ZECK, H.P., MORTHORST, J.R. & KALSBEEK, F.: Metasomatic control of K/Rb ratios in amphibolites. – Chem. Geol., **40**, 313–321, Amsterdam 1983.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 17. Oktober 1997

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt

Jahr/Year: 1998

Band/Volume: 141

Autor(en)/Author(s): Draganits Erich

Artikel/Article: Seriengliederung im Kristallin des südlichen Ödenburger Gebirges (Burgenland) und deren Stellung zum Unterostalpin am Alpenostrand 113-146