

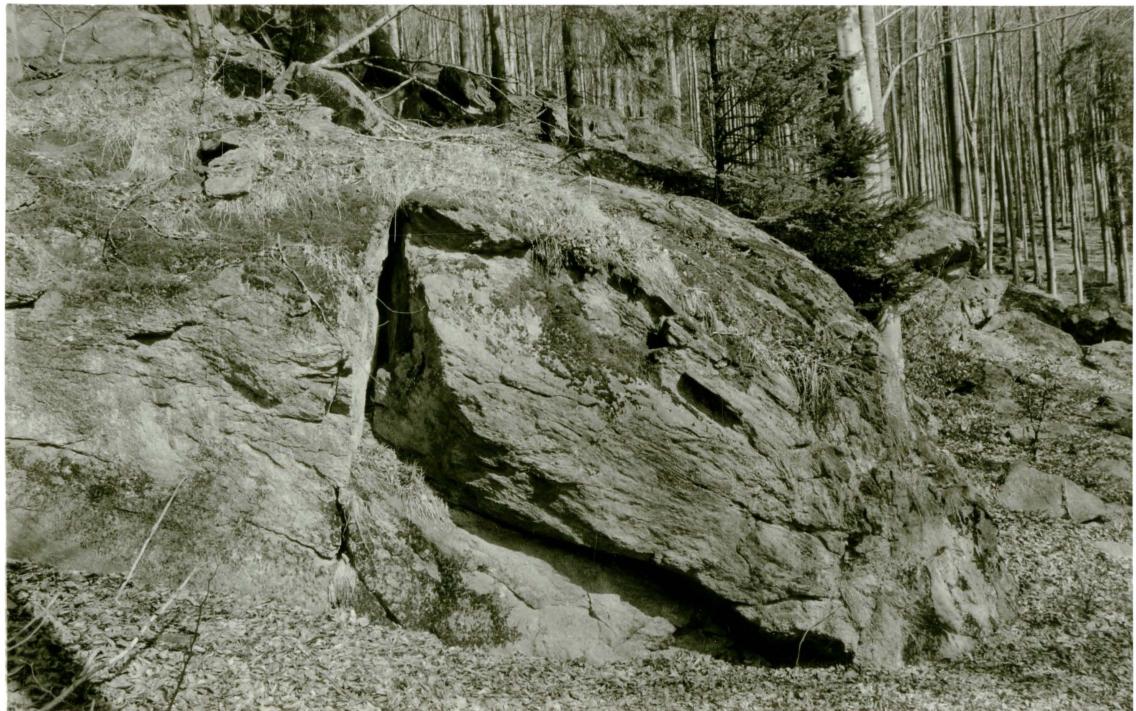
Metamorphose der Paragneise in der Monotonen Serie (SE Moldanubikum)

DIPLOMARBEIT
zur Erlangung des Magistergrades
an der
Formal- und Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Universität Wien

eingereicht von
Manfred LINNER

Wien, Juni 1992

» Die Bewegung von den Rändern
zur Mitte hin und umgekehrt. «
Ovid



Paragneise der Monotonen Serie

Ostrong

Vorwort:

Der Besuch der Sammlungen des naturhistorischen Museums in Paris, und eine Italienreise (Toscana, Neapel), regten mich zum Studium der Erdwissenschaften an. Herzlich danken möchte ich meinen Eltern Christine und Josef LINNER, die mir das Studium ermöglicht haben.

Da ich im Mühlviertel (Oberösterreich) aufgewachsen bin, war ich bestrebt, meine Diplomarbeit im Bereich der Böhmischem Masse durchzuführen. Herrn Prof Dr.W. RICHTER danke ich für die Erteilung des Themas der Arbeit, und für die Betreuung und Hilfe, von der Probenahme bis hin zur Korrektur der vorliegenden Arbeit. Herrn Univ. Doz. Dr.G.FUCHS danke ich vor allem für die Erweiterung der Fähigkeit zur Geländebeobachtung. Für die Hilfe bei der Infrarotspektroskopie danke ich Herrn Prof. Dr.A.BERAN. Meinem Bruder J.LINNER und D.GERHART danke ich für die photographische Aufnahme der Felsen.

Die Assistenten Dr.T.NTAFLOS und Dr.K.PETRAKAKIS machten mich mit den Grundlagen der Petrologie vertraut. Herrn Dr.T.NTAFLOS danke ich weiters für die Anleitungen zur Bedienung der Elektronenstrahlmikrosonde. Dem übrigen Institutspersonal und den Studienkolleg/inn/en danke ich für die stete Bereitschaft zum Gespräch. Zuletzt sei dem Fonds zur Förderung der Wissenschaften für die finanzielle Unterstützung im Rahmen des Projektes S4709 gedankt.

Kurzfassung:

Im Gelände konnten zwei Paragneisttypen (Cordieritgneise und Bi-Fsp-Q-Gneise) unterschieden werden. Die Biotit- und Feldspat-reicheren Cordieritgneise sind migmatisch. Es treten Cordieritgneise mit leukokratem Neosom, und nebulitisch migmatische Cordieritgneise mit einem Neosom aus Melanosom und Leukosom, auf.

Die Geochemie der Paragneise weist auf Tonsteine (Cordieritgneise) und Grauwacken (Bi-Fsp-Q-Gneise) als Eduktmaterial hin. Eine Ablagerung an einem aktiven Kontinentalrand erscheint wahrscheinlich.

Drei Metamorphosestadien konnten festgestellt werden:

Für ein früheres Stadium (Kyanit/Staurolith- und Kyanit-Relikte) ist eine Temperatur von rund 570 °C, und ein Minimaldruck von 5kbar, abzuschätzen.

"Dehydration melting" ist als Ursache für die Migmatisation der Cordieritgneise anzusehen. Die Migmatisation erfolgte am Metamorphosehöhepunkt, für den Bedingungen von 670-720 °C und 4-5kbar, ermittelt wurden.

In einem retrograden Stadium wurden die Paragneise teilweise rehydratisiert, wobei die Rehydratisierung in den migmatischen Cordieritgneisen am stärksten entwickelt ist.

Die hangenden Paragneise, nahe der tektonischen Grenze zur überlagernden Drosendorfer Einheit (Bunte Serie), zeigen, daß die Migmatisation im wesentlichen vor dem Deckenbau stattfand. Die Rehydratisierung erfolgte hingegen nach diesem tektonischen Ereignis.

Am Kontakt Weinsberger Granit - Monotone Serie konnte kein Zusammenhang zwischen Granitinvasion und Migmatisation der Paragneise festgestellt werden. Dagegen wurde eine teilweise Hydratisierung der Paragneise, verursacht durch eine Fluidzufuhr vom Pluton, nachgewiesen.

Inhalt:

1) Einleitung	1
1.1) Geologischer Überblick	1
1.2) Erforschungsgeschichte	2
1.3) Ziel der Arbeit	4
2) Beobachtungen im Gelände	5
2.1) Begehung und Probenahme	5
2.2) Lithologie	5
2.2.1) Paragneise	6
2.2.2) Begleitgesteine	9
2.2.3) Ganggesteine	11
2.3) Strukturen	12
2.3.1) Sedimentäre Strukturen der Paragneise	12
2.3.2) Migmatische Strukturen der Paragneise	12
2.3.3) Deformation der Paragneise im Hangenden der Monotonen Serie	15
2.3.4) Strukturen der Begleitgesteine	16
2.4) Diskussion der Geländebeobachtungen	16
3) Petrographie	17
3.1) Methodik	17
3.2) Charakterisierung ausgewählter Proben	17
3.3) Petrographie der Gneise im zentralen Teil der Serie	19
3.3.1) Reliktische Mineralphasen	20
3.3.2) Typomorphe Mineralphasen	21
3.3.3) Neubildungen	29
3.3.4) Akzessorien	30
3.4) Petrographie der Paragneise am Granitkontakt	32
3.5) Petrographie der Paragneise an der Hangendgrenze	34
3.6) Zusammenfassung und Diskussion der Petrographie	36
4) Deformation und Kristallisation	37
4.1) Deformation	37
4.2) Kristallisation	37
5) Methodik	39
5.1) Gesamtchemismus	39
5.2) Mineralchemismus	40
6) Geochemie der Paragneise	41
6.1) Haupt- und Nebenelemente	41
6.2) Spurenelemente	45
6.3) Ausgangsmaterial, Sortierung und tektonisches Environment der Ablagerung	45

7) Mineralchemie	48
7.1) Minerale	48
7.2) Darstellung der Phasenbeziehungen in der AFM-Projektion	64
7.2.1) Dunkler Cordieritgneis mit leukokratem Neosom	64
7.2.1) Nebulitisch migmatischer Cordieritgneis	64
7.2.3) Gr-Sil-Bi-Gneis	66
8) Metamorphosebedingungen	70
8.1) Thermodynamische Berechnungen	70
8.1.1) Cordieritgneise	70
8.1.2) Gr-Sil-Bi-Gneis	73
8.2) P-T-Bedingungen für die Migmatisation	75
8.3) Bildung und Stabilität der Phengite	77
9) Ergebnisse	78
10) Diskussion	79
Literaturverzeichnis	81
Anhang	
Lebenslauf	

1) Einleitung:

1.1) Geologischer Überblick (Abb.1, Tafel 1):

Die Monotone Serie tritt im östlichen Moldanubikum in einem rund 10 km breiten Streifen entlang des Ostrandes des Moldanubischen Plutons zu Tage. Bei der Gliederung der moldanubischen Gesteinserien in tektonische Einheiten und bei der Bezeichnung dieser Einheiten folge ich G.FUCHS (1990).

Die Gesteine der Monotonen Serie (Ostrong-Einheit) fallen gegen Osten unter die Gesteine der Bunten Serie (Drosendorfer Einheit) ein, wobei die tektonische Grenze durch die Granulitlamelle (G.FUCHS & H.G.SCHARBERT, 1979) markiert ist. Im südlichsten Teil der Monotonen Serie ist im Bereich des Ostrongrückens eine gegen Westen überkippte, großräumige Antiform zu erkennen. Im Raum Persenbeug taucht die Ostrong-Einheit (Monotone Serie) axial in südlicher bis südöstlicher Richtung unter die Drosendorfer Einheit (Bunte Serie) ab. Dagegen wird im unteren Yspertal die Ostrong-Einheit von Gesteinen der Gföhler Einheit (Granulite, Amphibolite, Para-, Ortho- und Mischgneise) unterlagert, wobei auch in diesem Bereich die Grenze tektonischer Natur ist (O.THIELE, 1984). Als Grundlage für den geologischen Überblick und für meine Geländebeobachtungen dienten die geologischen Karten von J.RIEDEL (1929), A.MATURA (1984), O.THIELE (1984) und G.FUCHS (1986).

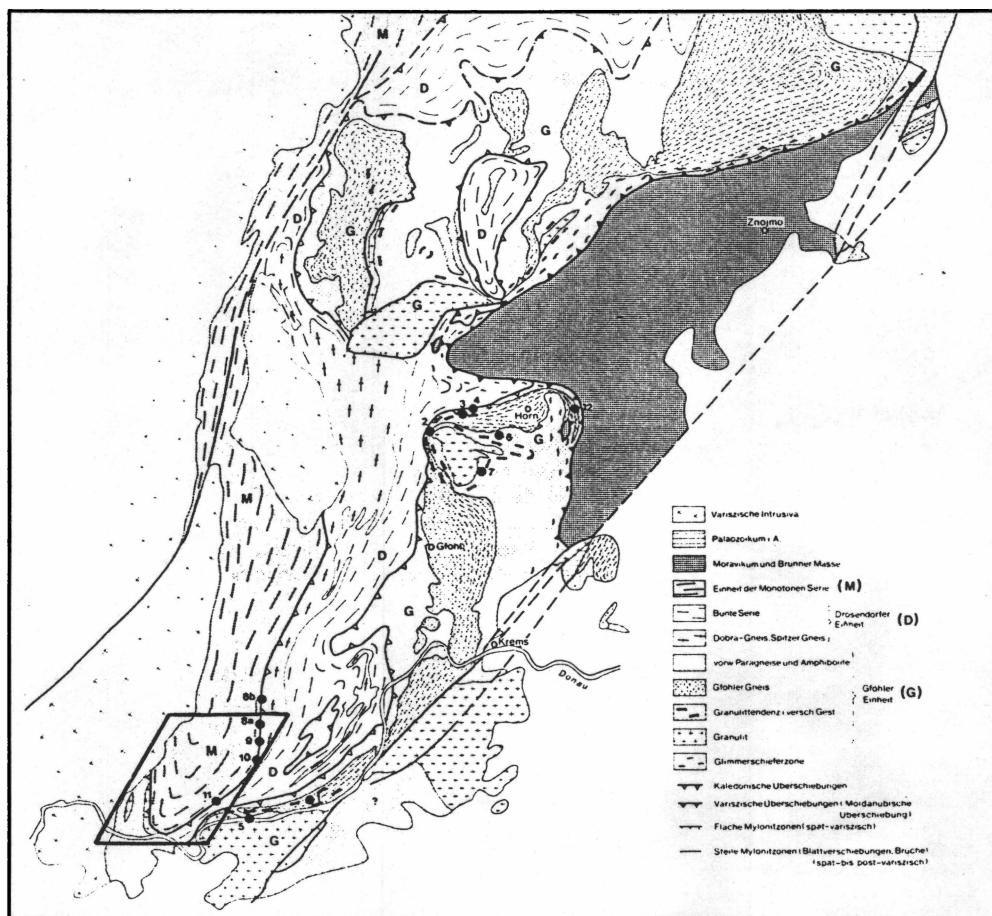


Abb.1: Geologisch-tektonische Karte des östlichen Waldviertels;
entworfen von G.FUCHS (1979) unter Benutzung vorhandener Literatur.
Das bearbeitete Gebiet ist eingezzeichnet.

1.2) Erforschungsgeschichte:

M.V.LIPOLD (1852) berichtet über die Gesteinsarten und ihre Lagerungsverhältnisse im Kristallin nördlich der Donau. Er beschreibt dabei auch die Gneise der Monotonen Serie (Ostrong, Gutenbrunn) mit ihren charakteristischen Merkmalen und ihre generelle Streich- und Einfallrichtung.

F.E.SUESS vertritt in seinem zusammenfassenden Werk *Intrusionstektonik und Wandertektonik im variszischen Grundgebirge* (1926) die Ansicht, "daß die Lagerungsverhältnisse und die Kristallisation der von Graniten inniger umschlossenen und überlagerten Gneise und Schiefer durch die Granitnähe geleitet und bestimmt werden". Er führt weiter aus, daß "in der moldanubischen Scholle der südböhmischen Masse die Cordierit- und Kinzigit-Gneise am Rande und in der Nähe der Granitstöcke liegen".

Von J.RIEDEL, einem Schüler von F.E.SUESS, wurde der Ostrongrücken und das Plateau zwischen den beiden Yspertälern erstmals detailliert geologisch kartiert und intensiv petrographisch bearbeitet. In seiner Arbeit (1929) sind weitere Literaturangaben über die nur in grober Übersicht vorliegenden geologischen Beobachtungen aus der Mitte des vorigen Jahrhunderts und die Literaturangaben über die Detailstudien der Zwanzigerjahre dieses Jahrhunderts zu finden, die das in dieser Arbeit untersuchte Gebiet betreffen.

RIEDEL führt die unterschiedliche Zusammensetzung der Schiefergneise (Paragneise) auf die jeweilige Entfernung vom Granit zurück. Er erkannte die großräumige Antiklinalstruktur im Ostronggebiet. In diesem Gewölbe vermutet er ein Wiederauf- tauchen des Granites, der für die Cordieritbildung ("Kontaktmetamorphose") verantwortlich sein soll. Die Kalksilikatgneislagen in den Cordieritgneisen beschreibt er als Hornfelse und betrachtet sie als zusätzlichen Hinweis auf eine Kontaktmetamorphose. Die in der vorliegenden Arbeit als migmatisch beschriebene Strukturen betrachtet Riedel als Injektionen vom Granit her beziehungsweise als Durchtränkung mit "fluiden Stoffen des Granites". Zum Grad der Metamorphose bemerkt Riedel, daß "Biotit, Sillimanit, Cordierit und Kalifeldspat auf Katametamorphose hinweisen", also hohe Metamorphosebedingungen für die Bildung der Gneise anzunehmen sind. In diesem Zusammenhang beschreibt er weiters "das gänzliche Fehlen von Muskovit (abgesehen von Sekundärbildungungen als pathogene Zersetzungerscheinungen) und Chlorit".

Die Vorstellung, daß die Cordieritgneise durch die Granitintrusion entstanden sind, findet sich auch bei L.WALDMANN (1951) wieder. In den Siebziger- und den frühen Achtzigerjahren wurde der südliche Teil der Monotonen Serie durch G.FUCHS (1975-1982), A.MATURA (1976-1977) und O.THIELE (1978) detailliert geologisch kartiert. In ihren Kartierungsberichten und in den Erläuterungen zu den geologischen Karten (A.MATURA, 1984; G.FUCHS, 1990) ist eine ausführliche Beschreibung der Lithologie, sowie der lokalen und regionalen Lagerungsverhältnisse enthalten. Alle drei weisen wiederholt auf die migmatischen Strukturen der Cordieritgneise hin.

Zur Frage des Cordieritgehaltes bemerkt G.FUCHS (Geologischer Aufnahmsbericht 1982), "daß cordieritführende Paragneise in der gesamten Monotonen Serie auftreten; nur in den tiefsten Teilen, nahe der Granitgrenze, und nahe der Überschiebung der Drosendorfer Einheit scheint Cordierit zurückzutreten oder z. T. zu fehlen. Keinesfalls ist eine räumliche Abhängigkeit des Cordieritgehaltes vom Granitkontakt feststellbar, weshalb die Deutung als Kontaktmineral sehr unwahrscheinlich ist. Aber auch die Annahme, daß die Zusammensetzung der Ausgangsgesteine der Paragneise der Monotonen Serie das Cordieritwachstum bedingt hat, ist nicht wahrscheinlich, denn

sicher zeigt ein Teil der Paragneise der Bunten Serie ähnliche Zusammensetzung wie die der Monotonen Serie, ohne daß Cordierit auftritt. Vielmehr ist die Ursache für das Auftreten oder Fehlen von Cordierit in unterschiedlichen P-T-Bedingungen zu suchen. Die an Cordieritgneisen reiche Ostrong-Einheit scheint unter Hochtemperatur-Niederdruckbedingungen geprägt zu sein, während die tektonisch überlagernden Einheiten höheren Druck anzeigen".

Die detaillierte Kartierung machte weiterführende geologisch-petrologische Untersuchungen möglich. G.FUCHS & H.G.SCHARBERT (1979) bearbeiteten die tektonische Grenze ("Granulitlamelle") zur überlagernden Bunten Serie. Sie belegen, daß "die Durchbewegung unter Bedingungen der höchsten Amphibolitfazies vor sich ging und in extrem tektonisierten Bereichen die Granulitfazies mit Orthoklasperthit und Disthen erreicht wurde".

A.ZAYDAN & H.G.SCHARBERT (1983) setzten mit petrologisch-geochemischen Untersuchungen an der Monotonen und Bunten Serie in der Loja (E Persenbeug) fort. Als typische Gesteine der Monotonen Serie beschreiben sie die Cordieritgneise, in denen sie die Paragenese Crd-Sil-Bi-Mu-Kfsp-Plag-Q feststellten. Die P-T-Bedingungen für die Bildung der Cordieritgneise leiteten sie aus dem Schnittpunkt der Zweiten Sillimanit-Isograde mit der von ihnen thermodynamisch berechneten Cordieritbildungsreaktion ab, da "Muskovit immer eine Verwachsung mit Biotit und eine scharfe Grenze zu Cordierit zeigt". Für die Monotone Serie geben sie demzufolge Metamorphosebedingungen von 630 °C und 3kbar an, während sie für die Bunte Serie 670 °C und 5kbar angeben und folgern daß "das einen deutlich höheren Metamorphosegrad für die Bunte Serie ergibt, die in diesem Raum ja auch anatektisch beeinflußt ist, während in der Monotonen Serie Muskovit anzutreffen ist".

In jüngster Zeit wurden im Rahmen eines Projektes (FWF, Schwerpunktprojekt S-47-GEO) strukturelle und geochronologische Untersuchungen an Gesteinen der Monotonen Serie durchgeführt.

Nach F.NEUBAUER (1990) haben die Gesteine der Monotonen Serie dominant nach E einfallende Schieferungsflächen mit einem leichten Streckungslinear. Im Hangendbereich hat er, bezogen auf dieses Linear, ein älteres Linear festgestellt. Als jüngere Deformation sieht er konjugierte Scherbänder, die er auf ENE-WSW-gerichtete Dehnung der Gesteine, infolge einer Extension, zurückführt. Er befindet, daß "as a rule, white mica on such fault surfaces is indicating a metamorphic retrogression by formation of secondary white mica in migmatites otherwise free of muscovite". Diese Feststellung, daß die Migmatite der Monotonen Serie nur entlang von Scherflächen Muskovit enthalten, ist falsch.

FRANK et.al. (1990) sehen nach ersten geochronologischen Untersuchungen an Cordieritgneisen vom Hölltal "einen Hinweis auf (alt)paläozoische Metamorphoseprozesse" und einen weiteren Hinweis, daß "das Maximalalter der Serie nicht älter als 800-1000 Ma ist".

1.3) Ziel der Arbeit:

Das Ziel der Arbeit war die Untersuchung der Paragneise der Monotonen Serie in einem großräumigen Querschnitt durch die Serie, um:

- * die Lithologie und verbunden damit die Paragenesen regional zu erfassen.
Sind die Paragneise wirklich so einförmig, wie die bisherigen Untersuchungen und die geologischen Karten vermuten lassen?
- * an möglichst verschiedenen Paragenesen mineralchemische Untersuchungen und daran anknüpfend, thermobarometrische Berechnungen durchführen zu können.
Nachdem neuere Untersuchungen an Gesteinen der Bunten Serie (K.PETRAKAKIS, 1986; H.HÖGELSBERGER, 1989) höhere Metamorphosebedingungen ergaben als sie von A.ZAYDAN & H.G.SCHARBERT (1983) für die Bunte Serie angegeben werden, stellte sich die Frage, *wie weit die Metamorphosebedingungen, die A.ZAYDAN & H.G.SCHARBERT für die Monotone Serie angeben, verlässlich sind.*
- * aus der Geochemie der Paragneise Hinweise auf das Ausgangsmaterial für die Paragneise zu erhalten und die Frage, *ob die charakteristische Cordieritführung durch den Gesamtchemismus der Paragneise und/oder durch spezifische Metamorphosebedingungen bedingt ist*, zu klären.
- * in den Paragneisen unmittelbar im Liegenden der "Granulitlamelle" festzustellen, *ob das Fehlen von Cordierit und damit einhergehend das Auftreten von Granatführenden Paragenesen auf unterschiedliche Metamorphosebedingungen oder auf die Zusammensetzung der Paragneise zurückzuführen ist.*
- * die Auswirkung der Granitintrusion auf die Paragneise der Monotonen Serie detailliert petrographisch zu untersuchen. Zu Beginn stellte sich die Frage, *inwieweit ein Zusammenhang zwischen der Granitintrusion und der Cordieritbildung beziehungsweise Migmatisation, besteht*. Im Zuge der petrographischen Bearbeitung stellte sich die weitere Frage, *ob die Rehydratisierung der Paragneise in der gesammten Monotonen Serie durch Fluidzufuhr vom Pluton erfolgt ist.*

2) Beobachtungen im Gelände:

2.1) Begehung und Probenahme (Tafel 1):

Während drei, jeweils fünftägiger, Begehungungen wurden die Verbandsverhältnisse der Gesteine im Gelände, ihre Lithologie und die entsprechenden Strukturen studiert. Zuerst wurde der lithologische Inhalt der Serie und speziell die lithologische Variationsbreite der Paragneise am Ostrongrücken, im oberen Weitental und im Hölltal festgestellt. Die Aufschlußverhältnisse sind in den genannten Bereichen so gut, daß eine repräsentative Probenahme möglich war und zahlreiche Strukturbilder beobachtet werden konnten.

Die Grenze zur tektonisch überlagernden Bunten Serie wird durch eine Granulitlamelle markiert. Im Hangendbereich der Monotonen Serie wurden Profile quer zum regionalen Streichen im Krotental, im Schwarzatal und in der Mandlgupfleiten (E Pöggstall) begangen. Dabei wurden die Lithologie und die Strukturen der Gesteine in Annäherung an die Granulitlamelle aufgenommen beziehungsweise beprobt.

Der Intrusivkontakt des Weinsberger Granites, als Teil des Südböhmischen Plutons, ist nördlich von Altenmarkt die westliche Begrenzung der Monotonen Serie. Die Aufschlußverhältnisse sind hier mäßig, oft ist das Grundgebirge von tertiären bis quartären Sedimenten bedeckt. Der unmittelbare Kontakt zwischen Granit und Gneis konnte nicht beobachtet werden. Südwestlich von Altenmarkt ist die Monotone Serie in tektonischem Kontakt mit Gesteinen der Gföhler Einheit (Raabser Serie, O.THIELE, 1984). Diese Serie wird im Westen ebenfalls vom Südböhmischen Pluton begrenzt. Im Tal der Kleinen Ysper und im Donautal ist der Intrusivkontakt des Weinsberger Granites mit der Raabser Serie aufgeschlossen. Um mögliche Mineralneubildungen durch eine kontaktmetamorphe Überprägung von den regionalmetamorph gebildeten Mineralphasen leichter unterscheiden zu können, wurde der Granitkontakt von beiden Serien beprobt. Trotz verschiedener regionalmetamorpher Entwicklung sollten in beiden Serien vergleichbare Kontakterscheinungen auftreten. Die Probenahme erfolgte in der Umgebung von Gutenbrunn (Monotone Serie), bei der Ölmühle im Kleinen Yspertal und an der Donauuferbahn im Donautal (Raabser Serie).

Zum Abschluß der Geländearbeiten nahm ich die Lithologie und die Strukturen von ausgewählten Aufschlüssen im zentralen Teil der Serie petrographisch und photographisch auf.

2.2) Lithologie:

Die Paragneise bilden die Hauptmasse der Monotonen Serie. Sie sind infolge ihrer Verbreitung und regionalen Einförmigkeit für die Bezeichnung "monoton" verantwortlich. Leukokratische Sillimanit-führende Gneise können nur für das untersuchte Gebiet als typische Begleitgesteine genannt werden. Quarzite und Kalksilikatgesteine sind als geringmächtige Lagen weit verbreitet aber mengenmäßig unbedeutend. Granatpyroxenite treten in Form von isolierten Körpern auf und sind am lithologischen Aufbau nur "akzessorisch" beteiligt. Durchdringungen wird diese Gesteinsvergesellschaftung von leuko- und melanokratischen Ganggesteinen.

2.2.1) Paragneise:

Blaugraue Cordieritgneise, als Leitgesteine der Monotonen Serie, und gemeine Bi-Fsp-Q-Gneise sind im Gelände gut unterscheidbare Paragneistypen. Die Cordieritgneise variieren von Bi-Fsp-reichen, schiefrigen Gneisen bis hin zu quarzitischen, zähharten Gneisen. Folgende Beispiele sollen den lithologischen Charakter der Paragneise in der Monotonen Serie verdeutlichen:

* Ein Bi-Fsp-reicher Cordieritgneis baut den Bereich der Ruprechtsmauer (Bild 1 und Bild 6) auf. Helle, feldspatreiche und dunkle, biotitreiche Lagen bilden ein sehr fein strukturiertes Parallelgefüge im Paläosom. Die feinkörnigen hellen Lagen halten nur einige Millimeter bis wenige Zentimeter an, sodaß eine metamorphe Bildung anzunehmen ist. Das feinlagige Gefüge wird durch konkordantes und diskordantes Neosom aufgelockert, beziehungsweise aufgelöst. Leukokrates mittelkörniges Neosom ist parallel zum feinen Parallelgefüge in finger- bis armdicken Lagen gesammelt. Die laterale Ausdehnung ist gering (kaum mehr als einen Meter); wesentlich ist die Verbindung mit dem diskordanten Neosom. Letzteres ist pegmatoid, mittel- bis grobkörnig und tritt in einzelnen Nester auf. Diese Nester sind entlang von Flächen, die nahezu senkrecht zum Parallelgefüge verlaufen, angeordnet. Vergleichbaren Cordieritgneisen begegnet man in der Monotonen Serie auf Schritt und Tritt.



Bild 1: Stromatisch migmatischer Cordieritgneis:
Deformation (extensional foliation boudinage) bewirkte die Sammlung von leukokratem, pegmatoidem Neosom in aufreißenden "Spalten". (Maßstab 1m) *Ruprechtsmauer*

* Am Südhang des Sulzberges sind dunkle violettgraue, sehr zähe Cordieritgneise, als herausgewitterte Blöcke, zu finden. Als feinkörnige und glimmerarme Gesteine erscheinen sie auch auf Grund ihrer Verwitterungsform ausgesprochen massig. Auf angewitterten Flächen sind vereinzelt feine Biotitlagen sichtbar, die ein schwaches Parallelgefüge und Faltenstrukturen erkennen lassen. Diese Cordieritgneise sind nicht migmatisch. Vergleichbare quarzitische Cordieritgneise sind als geringmächtige Lagen im anstehenden Fels wiederholt beobachtet worden, der Anteil an den Cordieritgneisen insgesamt ist aber äußerst gering.

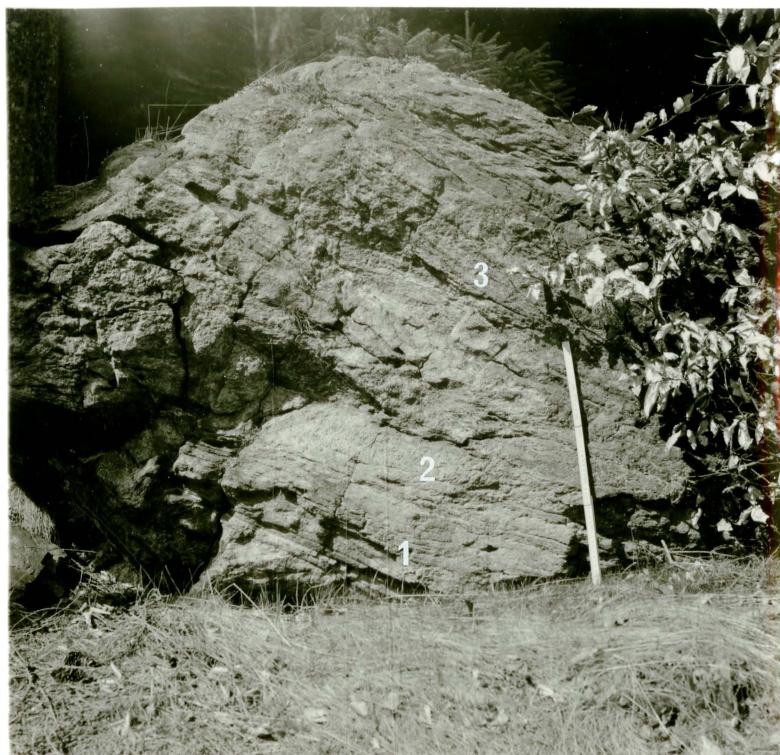


Bild 2: Biotit-Feldspat-Quarz-Gneis:

Im unteren Teil des Felsblockes ist ein sedimentäres Parallelgefüge erhalten. Über einer 25cm mächtigen feinschichtigen Lage (1) folgt eine 15cm mächtige Bank (2). Die Strukturen im oberen Teil des Felsblockes (3) könnten von einer Schrägschichtung herrühren.

(Maßstab 60cm)

S Katzenstein

* Der Katzenstein samt seiner Umgebung (Bild 2) und die Felsen westlich von Thann sind durch Bi-Fsp-Q-Gneise geprägt. Die Felsblöcke zeigen unruhige, wollsackförmige Verwitterungsformen. Näher betrachtet sind sie homogener und heller als die Cordieritgneise und auch nicht migmatisch. Die Bereiche in denen Bi-Fsp-Q-Gneise überwiegen, wirken im Vergleich zu ihrer Umgebung weniger stark tektonisch beansprucht beziehungsweise durchbewegt. Dieser Umstand begünstigte die Erhaltung sedimentärer Strukturen. Durch den geringeren Glimmergehalt, bei gleichzeitig erhöhtem Quarz-Feldspatanteil, ist das Parallelgefüge im Handstück meist undeutlich. Sind jedoch sedimentäre Strukturen erhalten, bilden die Zentimeter bis Dezimeter mächtigen Lagen megaskopisch ein sehr deutliches Parallelgefüge (Bild 2) ab.

Aufschlüsse mit nur einem Paragneistyp sind die Ausnahme. Verbreitete Wechsellagerungen von Cordierit- mit Bi-Fsp-Q-Gneis geben durch beträchtliche Schwankungen der Lagenmächtigkeit ein abwechslungsreiches Aufschlußbild. Regional erscheinen die Paragneise trotzdem einförmig. Die Wechsellagerung und selektive Verwitterung auf den Hochflächen macht eine Kartierung, oder eine Abschätzung des Anteils der einzelnen Paragneistypen in der Monotonen Serie unmöglich.

- * Eine Wechsellagerung der beiden Paragneisttypen ist westlich von Weißpyra, in einer überhängenden Felswand, sehr gut aufgeschlossen (Bild 3 und Bild 10). Der stark schwankende Biotitgehalt verdeutlicht den Lagenbau.



Bild 3: Verfaltete Cordieritgneis- Bi-Fsp-Q-Gneis-Wechsellagerungen:

Zu beachten ist die fortgeschrittene Neosombildung in den verfalteten Bereichen. Im Neosom ist der helle Anteil (mittelkörniges Q-Fsp-Leukosom) vom dunklen Anteil (Cord-Q-Bi-Melanosom) unterscheidbar.
Felswand W Weißpyra

Ist die Mächtigkeit der einzelnen Lagen gering (cm-dm), so wurde in verfalteten Partien der Lagenbau durch migmatische Schmelzbildung aufgelöst. Das inhomogene Neosom besteht aus mittelkörnigem Quarz-Feldspat-Leukosom und einem Melanosom aus Cordierit, Quarz und Biotit.

* Vergleichbares inhomogenes Neosom entwickelte sich aus hellen Q-Fsp-reichen Cordieritgneisen (Bild 8 und Bild 9), in denen die Migmatisation relativ weit fortgeschritten ist. Das Paläosom (Cordieritgneis) ist durch ein deutliches Parallelgefüge charakterisiert, kaum verfaltet und auch innerhalb des Neosoms durch unscharf begrenzte Schollen vertreten. Mit der Schmelzbildung ist ein schlierig bis nebulitisches Migmatitgefüge entstanden.

Die Variation der Paragneise bleibt bis zur Hangengrenze (Granulitlamelle) im Osten und bis zum Granitkontakt im Westen im Prinzip gleich. Im unmittelbar Liegenden der Granulitlamelle ist in den plattigen Paragneisen makroskopisch Granat sichtbar. Beispielsweise im Schwarzaatal ist von der Granulitlamelle bis zum hangendsten leukokraten Gneiszug in braunvioletten Paragneisen Granat verbreitet. Da die

tektonische Grenze ("Granulitlamelle") auch als Seriengrenze zwischen Bunter und Monotoner Serie betrachtet wird (Geologische Karte von G.Fuchs, 1986), sind diese Paragneise zur Monotonen Serie zu rechnen. Infolge der intensiven Durchbewegung weisen die Granat-führenden Gneise und auch die Paragneise im Liegenden des erwähnten leukokraten Gneiszuges ein straffes Parallelgefüge auf. Innerhalb dieser plattigen Paragneise kann man keine verschiedenen Paragneistypen unterscheiden.

Am Granitkontakt ist die Variationsbreite wie gesagt gleich, nur die Cordierite erscheinen im Handstück dunkelgrau statt blaugrau. Die Gneise der Monotonen Serie sind von Granit nicht durchtränkt, und im Granit konnte ich keine Paragneisschollen finden, der Kontakt scheint also scharf zu sein. Die Kalifeldspäte im Weinsberger Granit sind eingeregelt und bilden ein Fluidalgefüge ab.

2.2.2) Begleitgesteine:

Quarzite und Kalksilikatgneise:

Vorwiegend in den Cordieritgneisen sind fein- bis mittelkörnige, dunkelgraue Quarzite und graugrüne, zähe Kalksilikatgneise häufige Begleiter. Sie sind als geringmächtige (bis zu einem halben Meter) Lagen nicht weit verfolgbar, insbesonders weil sie weitgehend boudiniert wurden. Nur einmal ist in der Monotonen Serie und zwar im oberen Hölltal östlich der Gmainhofmühle an der Bundesstraßenböschung eine mehrere Meter mächtige Einlagerung von plattigen grünen, quarzitischen Kalksilikatgneisen aufgeschlossen. Sie sind mineralogisch einförmig.



Bild 4: Rotierte Kalksilikatboudins:

Im oberen und unteren Teil des Bildes (1) sieht man das Einfallen der umgebenden Cordieritgneise in östliche Richtung. Die beiden Boudins sind rotiert und zeigen (im angewitterten Querschnitt gut zu sehen) gegen den umgebenden Paragneis eine Zonierung (2). (Maßstab 50cm).

Hölltal

Die schmächtigen Kalksilikatlagen und -boudins sind hingegen eine vielfältige Gruppe. Ihr Farbenspiel erstreckt sich von grauweiß oder blaßgrün bis dunkelgrau-grün und sind, wenn sie Granat enthalten, blaßrosa bis rotbraun gesprenkelt. Im Kern sind die zähharten, splittrig brechenden Gneise schlierig inhomogen, randlich sind sie zoniert. Diese, in angewitterten Querschnitten gut sichtbare Zonierung (Bild 4), ist gleichfalls von Lage zu Lage unterschiedlich ausgebildet. Die dunkelgrauen Quarzite sind an sich eher unauffällige Gesteine. Sie sind von dunkleren, grauen Kalksilikatgneisen im Gelände kaum zu unterscheiden.

Leukokratische Sillimanit-führende Gneise:

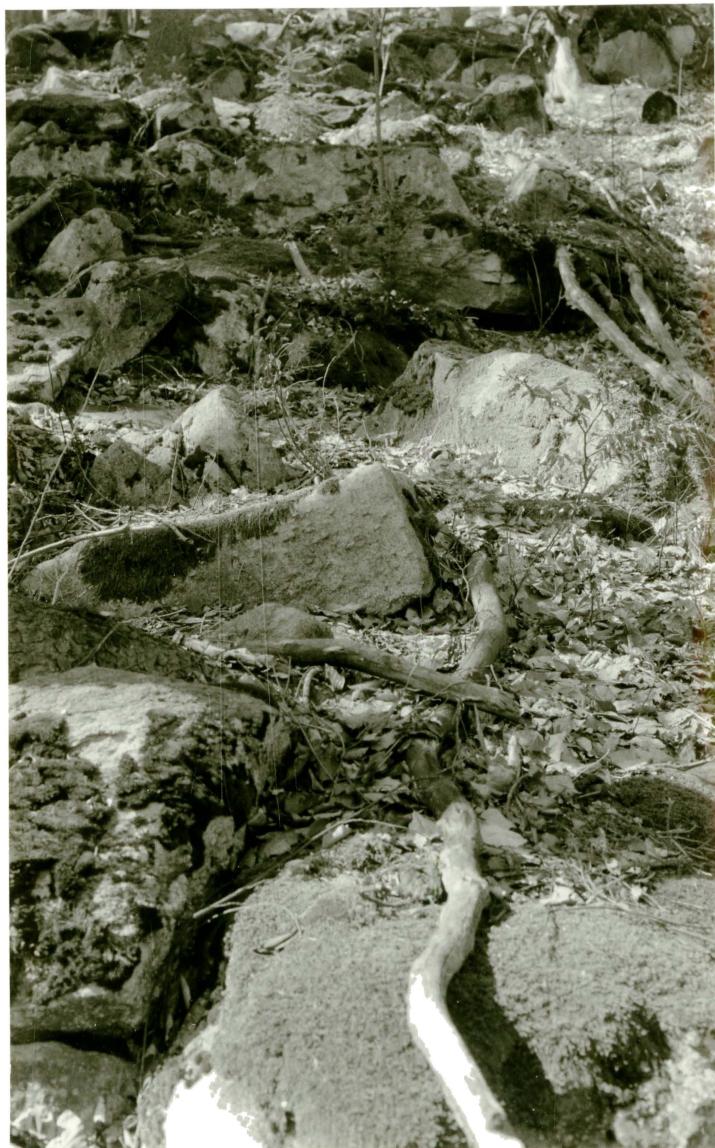


Bild 5: Leukokratischer Sillimanit-führender Gneis:
Am Osthang des Ostrongrückens sind große Blockhalden unterhalb eines hellen Gneiskörpers entwickelt. Auf dem Block in der Mitte des Bildes sind herausgewitterte Q-Sil-Linsen zu erkennen.
Blockhalde E Katzenstein

In der Zone zwischen Münichreith und Gutenbrunn treten einige größere, mit den Paragneisen verfaltete Körper dieser Gneise auf. Im Hangenden der Serie sind zehnermeter mächtige, konkordante Züge von leukokratem Gneis im Streichen weit zu verfolgen. Geringmächtige Lagen dieses Gneises sind, ähnlich wie die Kalksilikatgneise, weit verbreitete Begleiter der Paragneise. Durch den höheren Feldspatgehalt erscheinen sie wesentlich heller als die Paragneise, und die charakteristischen Quarz-Sillimanit-Linsen (bis 30mm Durchmesser) wittern deutlich heraus (Bild 5). Die Linsen sind nicht selten parallel den jüngeren Scherflächen angeordnet (G.FUCHS, 1990). Östlich von Oberndorf ist eine Wechsellagerung von leukokratischen Sillimanit-führenden Gneisen mit Paragneisen aufgeschlossen, wobei die einzelnen Lagen wenige cm bis dm mächtig sind. Das Aufschlußbild spricht für eine primäre Wechsellagerung und nicht für eine Migmatisation oder Injektion.

Granatpyroxenite:

Auf der Hochfläche zwischen Prinzelndorf und Schwarzau weisen herausgewitterte, rundliche Felsblöcke auf einige kleinere Granatpyroxenitkörper hin. Im Querbruch sind diese überaus zähharten Gesteine bläulichgrau. Der Kontakt zu den umgebenden Paragneisen ist nicht aufgeschlossen.

2.2.3) Ganggesteine:

Da im Weiteren die Ganggesteine nicht näher behandelt werden, sei hier eine kurze Diskussion der Geländebeobachtungen angefügt.

Innerhalb größerer Körper oder Züge der leukokraten Sillimanit-führenden Gneise und in den umgebenden Paragneisen treten zahlreiche Turmalin-führende Pegmatite auf und stehen wahrscheinlich in genetischem Zusammenhang mit diesem Gestein (G.FUCHS, 1990).

In der Umgebung von Gutenbrunn und im großen Yspertal nördlich von Altenmarkt sind die Paragneise von Granit-, Aplit- und Pegmatitgängen durchsetzt. Bisweilen führen die Gänge grobkörnige Kalifeldspateinsprenglinge und auch aus der räumlichen Nähe zum Pluton sind sie als Ganggefolge der Intrusion zu deuten.

Semilamprophyre (R. Hamid, 1989) durchschlagen die Gneise beiderseits der von G. Fuchs (Geologische Karte, 1986) vermuteten Störung östlich vom Ostrongrücken. Im Bereich der Störung, die den Weinsberger Granit randlich durchzieht, sind ebenfalls melanokratische Ganggesteine aufgedrungen.

2.3) Strukturen:

2.3.1) Sedimentäre Strukturen der Paragneise:

Die Wechsellagerung von Cordieritgneisen mit Bi-Fsp-Q-Gneisen (Bild 3) ist großteils sicherlich sedimentär angelegt, indem pelitische mit psammitischen Sedimenten alternierend abgelagert wurden. Natürlich ist dieser sedimentär angelegte Lagenbau durch Migmatisation und Deformation zum Teil verwischt. Die scharf abgrenzbaren quarzitischen Cordieritgneislagen spiegeln ebenfalls eine sedimentäre Struktur wieder.

Auch in den Bi-Fsp-Q-Gneisen sind sedimentäre Strukturen erkennbar (Bild 2), oft aber nur zu vermuten.

2.3.2) Migmatische Strukturen der Paragneise:

Lithologie und Deformation bestimmen die im Gelände sichtbaren migmatischen Strukturen. Die Bezeichnungen folgen der von K.R. MEHNERT (1968) vorgeschlagenen Nomenklatur. Die aus Peliten bis Grauwacken hervorgegangenen Cordieritgneise zeigen mannigfaltige, die quarzitischen Cordieritgneise hingegen keine migmatischen Strukturen. Prinzipiell kann man zwei Cordieritgneismigmatite an den Strukturen und in der Ausbildung des Neosoms unterscheiden:

* In Bi-Fsp-reichen Cordieritgneisen sammelte sich mittelkörniges leukokrates Neosom konkordant zum Parallelgefüge (Bild 1). Dadurch entwickelten sich stromatisch migmatische Cordieritgneise.



Bild 6: Stromatisch migmatischer Cordieritgneis:

Deformation (extensional foliation boudinage) bewirkt die Sammlung von leukokratem, pegmatoidem Leukosom in aufreißenden "Spalten".

(Maßstab 33cm)

Ruprechtsmauer

Extensional foliation boudinage (Dehnung parallel zur Schieferung) bewirkte die diskordante Sammlung von pegmatoidem leukokratem Neosom in "Spalten" (Bild 6), die entlang von Flächen annähernd senkrecht zur Schieferung angeordnet sind. In gefalteten stromatischen Cordieritgneisen (Bild 7) wurde Neosom entlang der jüngeren Schieferungsfläche, bei gleichzeitiger Auflösung des älteren Parallelgefüges, gesammelt. Das Neosom dieser Cordieritgneismigmatite ist ebenfalls leukokrat.



Bild 7: Cordieritgneis mit Faltenstruktur:

Leukokrates Neosom sammelt sich entlang einer jüngeren s-Fläche. (Maßstab 20cm)
Felsblock auf der Langen Lohe

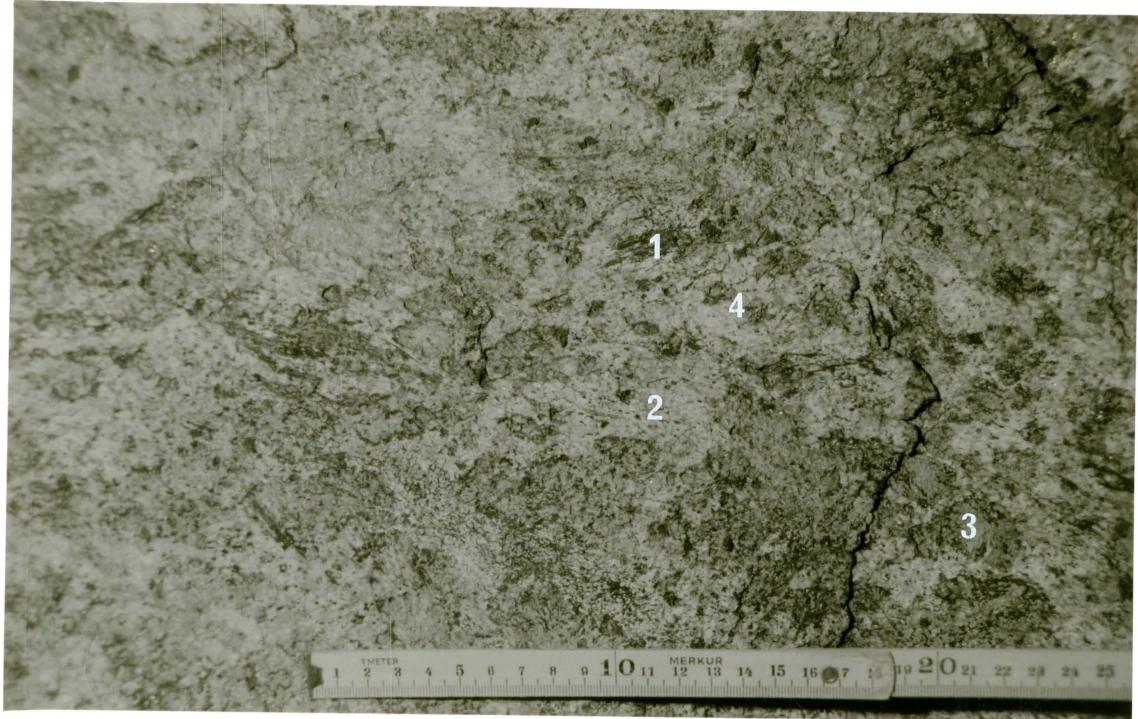
* Aus Q-Fsp-reichen Cordieritgneisen entwickelten sich ausgedehnte, schlierige, nebulitische Cordieritgneismigmatite (Bild 8). Das Paläosom (Cordieritgneis) mit seinem deutlichen Parallelgefüge umgibt den Migmatit, und auch im Neosom schwimmen Cordieritgneisschollen. Im Neosom kann man einen hellen Anteil (=Leukosom) und einen dunklen Anteil (=Melanosom) unterscheiden (Bild 9). Letzterer besteht aus kugeligen Cordierit-Quarz-Verwachsungen mit Biotitsäumen oder aus biotitreichen Verwachsungen. Das Leukosom ist ein mittelkörniges Feldspat-Quarzgemenge mit sehr geringem Biotitgehalt. Vergleichbares inhomogenes Neosom mit Leukosom und Melanosom entwickelte sich in dünnlagigen (cm-dm) Pelit-Psammite-Wechselseitigkeiten (Bild 3 und Bild 10). Die Neosombildung setzte bevorzugt im verfalteten Bereich ein. Im Unterschied dazu sind in Bereichen, in denen Bi-Fsp-Q-Gneise vorherrschen, keine migmatischen Strukturen zu beobachten.



Bild 8: Cordieritmigmatit mit schlierig bis nebulitischer Struktur:

In den Randbereichen und in Form unscharf begrenzter Schollen ist Paläosom (Cordieritgneis (1)) zu sehen, das Neosom (Migmatit(2)) besteht aus Melanosom und Leukosom (siehe Detailbild). (Maßstab 50cm)

Felswand W Weißpyhra



Detail aus dem Cordieritmigmatit:

Im Zentrum des Bildes sind Bi-reiche Paläosomschollen (1) zu erkennen, ansonsten besteht der Migmatit aus mittelkörnigem Q-Fsp-Leukosom (2) und Cord-Q-Bi-Melanosom (3). Hellgraue, rundliche Cord-Q-Verwachsungen mit dunklen Biotitsäumen (4) "schwimmen" im Leukosom. (Maßstab 27cm)

Felswand W Weißpyhra



Bild 10: Verfaltete und migmatische Gneiswechsellagerung:

Bi-Fsp-Q-Gneislagen und Cordieritgneislagen sind miteinander verfaltet. Die Migmatisation erfolgte bevorzugt in den verfalteten Bereichen (1). Auch hier ist im Neosom der helle Anteil (2) (mittelkörniges Q-Fsp-Leukosom) vom dunklen Anteil (3) (Crd-Q-Bi-Melanosom) zu unterscheiden. (Maßstab 50cm)

Felswand W Weißpyhra

In Annäherung an den Granitkontakt bleiben die migmatischen Strukturen gleich, und es ist auch keine Intensitätsänderung der Migmatisation feststellbar.

Im Hangenden der Monotonen Serie wird östlich von Schwarzau das Neosom der Migmatitgneise von der Blastomylonitisierung erfaßt und ins straffe Parallelgefüge eingeschlichtet. Es konnte kein, die Schieferungsfläche der Blastomylonitisierung querendes Neosom, beobachtet werden. In den hangendsten plattigen Paragneisen kann man makroskopisch keine migmatischen Strukturen und auch kein eingeschichtetes Neosom erkennen.

2.3.3) Deformation der Paragneise im Hangenden der Monotonen Serie:

Die Monotone Serie fällt mittelsteil gegen Osten ein und wird tektonisch von der Bunte Serie überlagert. Die Grenze markiert die "Granulitlamelle" (G.FUCHS & H.G.SCHARBERT, 1979), die das Produkt einer Blastomylonitisierung ist. Von dieser Blastomylonitisierung wurden sowohl die liegenden Gneise der Monotonen Serie, als auch die hangenden Gneise der Bunten Serie (Dobragnesis mit Amphibolitlagen, Paragneis u.a.), betroffen. Im quer zum regionalen Streichen verlaufenden Schwarzaual ist ein Profil durch diese tektonische Grenze aufgeschlossen. Plattierte Paragneise mit isokinalen Falten sind unmittelbar liegend zur Granulitlamelle. Feldspatreiche Paragneise zeigen Augengneisstruktur und lockern das sehr straffe Parallelgefüge etwas auf. Der sehr stark plattierte Charakter hält etwa hundert Meter ins Liegende der Lamelle an und geht in ein straffes Parallelgefüge über, das noch einige hundert Meter

weiter zu verfolgen ist. Wie oben ausgeführt, sind in den hangensten Paragneisen keine migmatischen Bildungen erkennbar. In den Paragneisen mit dem straffen Parallelgefüge ist mitunter Neosom zu beobachten. Dieses Neosom ist aber immer in das straffe Parallelgefüge eingeschlichtet. Die migmatischen Cordieritgneise von Schwarzau, rund einen Kilometer westlich der Granulitlamelle, sind von der Blastomylonitisierung, soweit man es makroskopisch beurteilen kann, nicht mehr betroffen.

2.3.4) Strukturen der Begleitgesteine:

Die erwähnte Wechsllagerung von Paragneisen mit leukokraten Sillimanit-führenden Gneisen scheint sedimentären Ursprungs zu sein. Als Ausgangsmaterial für die leukokraten Gneise vermutet G.FUCHS (1990) saure Vulkanite.

Quarzit- und Kalksilikatlagen wirkten bei der Deformation der Cordieritgneise als kompetente Lagen, und geringmächtige Lagen wurden boudiniert. Durch fortschreitende Deformation rotierten die Boudins relativ zum umgebenden Gneis (Bild 4).

2.4) Diskussion der Geländebeobachtungen:

Die Paragneise treten im Gelände in Form von Cordieritgneisen und Bi-Fsp-Q-Gneisen auf. In jedem größeren Aufschluß sind in stark schwankenden Anteilen immer beide Paragneistypen zu finden, regional gesehen ist die Lithologie der Paragneise aber monoton.

Die Lithologie der Gesteine beeinflußt die Art und Menge der migmatischen Schmelzbildung. In Biotit-reichen Cordieritgneisen bildete sich leukokrates, teilweise pegmatoides Neosom. Dagegen ist in Fsp-Q-reicheren Cordieritgneisen und in Cordieritgneis/Bi-Fsp-Q-Gneis-Wechsllagerungen inhomogenes Neosom mit Leuko- und Melanosomanteil entwickelt. Migmatite mit pegmatoidem oder inhomogenem Neosom sind nach K.R.MEHNERT (1968) als Metatexite zu bezeichnen. Anatexite mit homogenem Neosom sind in der Monotonen Serie nicht vorhanden.

Außer der Lithologie hat die Deformation die Migmatisation entscheidend beeinflußt. Sie ist in verfalteten Bereichen weiter fortgeschritten als sonst. Daraus ergeben sich lokal vielfältige Strukturbilder, die sich aber regional wiederholen.

Im Gelände ist kein Zusammenhang zwischen Granitintrusion (Weinsberger Granit) und Migmatisation festzustellen, da sich in Annäherung an den Granitkontakt weder die Migmatitstrukturen ändern, noch der Grad der Migmatisation zunimmt.

Durch die Blastomylonitisierung an der Hangendgrenze der Monotonen Serie wurde das Neosom deformiert, das heißt ins straffe Parallelgefüge eingeschlichtet. Diese Blastomylonitisierung steht in Zusammenhang mit dem intramoldanubischen Deckenbau, durch den die Monotone Serie ins tektonisch Liegende der Bunten Serie gelangte. Die Migmatisation muß also vor dem Deckenbau erfolgt sein.

3) Petrographie:

3.1) Methodik:

Nach texturellen Kriterien wurde bestimmt, ob die Mineralphasen relikтив, typomorph (charakterisieren die Paragenese) oder sekundär sind. Dabei wurden gleichzeitig die Paragenesen definiert. Bei der Analyse der Beziehung der Phasen zueinander wurde besonders auf Gleichgewichts- und Reaktionstexturen geachtet. Die relative Abfolge, beziehungsweise die Wechselwirkung zwischen Kristallisation und Deformation wurde festgestellt. Ausgewählte Schiffe wurden volumetrisch ausgezählt. In den migmatischen Cordieritgneisen wurde Paläosom und Neosom getrennt ausgezählt.

3.2) Charakterisierung ausgewählter Proben:

Die Charakterisierung erfolgt durch eine Handstückbeschreibung und den Modalgehalt (Tab.1).

A) Dunkler Cordieritgneis mit leukokratem Neosom (HT-7):

Die Probe ist aus einer Biotit-Cordierit-reichen Gneispartie, in der sich durch "foliation boudinage" (PLATT & VISSERS, 1980) leukokrates Neosom diskordant gesammelt hat. Das Handstück enthält sowohl Paläosom, reich an Biotit und Cordierit, als auch etwas leukokrates Neosom. Das Paläosom besitzt eine deutliche Paralleltextur und der Kontakt zum Neosom ist scharf. Eine schwach entwickelte Scherfläche, entlang der das Neosom gesammelt wurde und das Paläosom leicht verfaltet ist, weist auf die Asymmetrie der Boudinage hin.

Volumetrisch ausgezählt wurde nur das Paläosom, weil das Neosom im Dünnschliff nur randlich erfaßt ist. Das Paläosom ist reich an Cordierit (32 Vol%) und Biotit (36 Vol%). Zusammen bilden sie zwei Drittel des Mineralbestandes. Im Vergleich zu anderen Cordieritgneisen führt das Paläosom wenig Feldspat (Kalifeldspat: 1 Vol%, Plagioklas: 3 Vol%). Offensichtlich ist durch die migmatische Schmelzbildung ein Großteil der Feldspatsubstanz aus dem Paläosom entfernt worden.

B) Nebulitisch migmatischer Cordieritgneis (WP-9):

Im Handstück geht das Paläosom lateral in nebulitisches Neosom über. Das Parallelgefüge des Paläosoms ist sukzessiv aufgelöst. Im Neosom kann man Melanosom und Leukosom unterscheiden. Eine postmigmatitische Deformation ist makroskopisch nicht erkennbar.

Die getrennte Auszählung von Paläosom und Neosom zeigt,

- * daß der Biotitgehalt im Paläosom mehr als dreimal so hoch ist wie im Neosom, dafür aber der Cordieritgehalt im Neosom das Dreifache beträgt.
- * daß Kalifeldspat- und Quarzgehalt im Neosom ungefähr verdoppelt sind und der Plagioklasgehalt etwas niedriger ist.
- * daß auch der Hellelmineralegehalt im Neosom mehr als das Doppelte beträgt.

Proben Phasen	HT- 7P*	WP- 9P*	WP- 9N*	PS- 19P*	PS- 19N*	SB- 21	WP- 12	WP- 44
Biotit	36	43	14	22	-	13	19	34
Granat	-	-	-	-	-	-	1	-
Cordierit	32	5	15	7	5	7	-	-
Crd + Sil	5	2	-	-	-	-	-	-
Sillimanit	2	1	akz.	1	4	4	2	-
Kfsp + Sil	-	-	-	-	24	-	-	-
Kalifsp.	1	10	22	3	5	10	-	8
Plagioklas	3	17	11	27	5	3	38	33
Quarz	14	17	28	36	49	60	39	21
Hellgl.	6	3	7	3	8	1	1	3
Myrmekit	-	2	2	-	-	-	-	1
Ilmenit	-	-	1	1	-	2	-	-
Pyrit	1	-	-	-	-	-	-	-
Summe	100	100	100	100	100	100	100	100
Meßpunkte	899	589	602	394	409	405	403	398

Tabelle 1: Modalgehalte in Vol%; * P = Paläosom N = Neosom
Probenlokalitäten (Tabelle I im Anhang).

C) Migmatischer Cordieritgneis mit leukokratem Neosom (PS-19):

Das Paläosom ist verfaltet und wird parallel zur Achsenfläche der Falte von gängchenförmigem, leukokratem Neosom durchzogen. Im Handstück kann man erkennen, daß dieses Neosom reich an Sillimanit ist und keinen Biotit enthält. Dies spiegelt auch der Modalbestand des Leukosoms wieder. Im Vergleich zum nebulitischen Neosom hat dieses leukokratische Neosom einen wesentlich höheren Gehalt an Quarz und Sillimanit, etwas mehr Kalifeldspat und deutlich weniger Cordierit und Plagioklas. Biotit ist im Paläosom am Kontakt zum Neosom angereichert.

D) Quarzreicher Cordieritgneis (SB-21):

Im dunkelgrauen, massigen Gneis sind im Handstück kleine (1-2mm), milchig trübe Flecken zu erkennen. Es sind dies Cordierite die durch zahllose Sillimaniteinschlüsse getrübt erscheinen. Diese wittern an der Oberfläche des Gesteins heraus. Im Modalbestand überwiegt Quarz (60 Vol%) so weit, daß der Gneis einen quarzitischen Habitus besitzt.

E) Gr-Sil-Bi-Gneis, Bi-Fsp-Q-Gneis (WP-12, WP-44):

Die Gneise brechen plattig und stammen aus Aufschlüssen, in denen sedimentäre Strukturen erhalten sind. Im Querbruch zeigen sie ein schwaches, durch Metablastese aufgelockertes, Parallelgefüge. Der Modalbestand zeigt, daß sie vornehmlich aus Biotit, Plagioklas und Quarz zu jeweils gleichen Teilen bestehen. Im Unterschied zum Bi-Fsp-Q-Gneis enthält der Gr-Sil-Bi-Gneis ein Volumenprozent Granat und keinen Kalifeldspat. Diese Paragenese ist auf einen besonderen Gesamtchemismus zurückzuführen (siehe A'KF-Diagramm, Kapitel Geochemie).

3.3) Petrographie der Gneise im zentralen Teil der Serie:

Gesteinsbezeichnung	Paragenese	Beispiele
Migmatische Cordieritgneise	A) Crd-Bi-Sil-Kfsp-Plag-Q {Mu-Phe} A) [Ky] Crd-Bi-Sil-Kfsp-Plag-Q {Mu-Phe}	HT-7 WP-9 PS-19 PS-18
Quarz-reiche Cordieritgneise	A) Crd-Bi-Sil-Kfsp-Plag-Q {Mu}	SB-21
Bi-Fsp-Q-Gneise	B) Bi-Sil-Kfsp-Plag-Q {Mu-Chl}	OS-34
Gr-Bi-Sil-Gneise	C) [Ky/Stau] Gr-Bi-Sil-Plag-Q {Mu-Chl}	WP-12

Tabelle 2: Paragenesen; [Relikte] {Neubildungen}
Mit der Bezeichnung A, B und C wird im Text auf die entsprechende Paragenese hingewiesen.

3.3.1) Reliktische Mineralphasen:

A) Kyanit:

In den Cordieritgneisen (PS-18,SB-35) ist Kyanit in Kalifeldspat oder Plagioklas eingeschlossen. Sehr typisch ist die Beobachtung, daß Kyanit, der im Kalifeldspat eingeschlossen ist von diesem durch einen schmalen Plagioklassaum getrennt ist (Bild 11). Da Plagioklas in den Cordieritgneisen oft von Kalifeldspat überwachsen ist, ist auch der Plagioklassaum als Relikt zu betrachten. Die charakteristische Spaltbarkeit der Kyanite nach (100) und (010) ist bei entsprechender Schnittlage sichtbar. Die Kyanite sind in den Cordieritgneisen ausschließlich mit Plagioklas in Beührungskontakt. Dagegen ist Sillimanit das mit den übrigen Mineralphasen koexistierende Alumosilikat. In der Nähe der Kyanite mit Plagioklassaum treten im Kalifeldspat Sillimanitbüschel (Fibrolith) mit einem unvollständigem Plagioklassaum auf. Es könnte sich dabei um Pseudomorphosen von Sillimanit nach Kyanit handeln. Man kann also die Kyanite als gepanzerte Relikte bezeichnen.



Bild 11: Kyanit (1) mit einem schmalen Plagioklassaum (2) in perthitischem Kalifeldspat (3). Im unteren Teil des Bildes erkennt man Fibrolith (4) (Aggregate von feinnadeligem Sillimanit) und Muskowit (5).

(Bildbreite 1.7 mm, gekreuzte Polarisatoren)

SchwarzbachI-35

B) Kyanit/Staurolith:

Kyanit ist in der Probe WP-12 mit Staurolith verwachsen (Bild 12). Umgeben sind diese Verwachsungen von Plagioklasen und Muskovit. Der Muskovit sproßte über die Korngrenzen der anderen Mineralphasen hinweg. Er ist daher jünger als diese Verwachsungen. Einmal konnte Biotit im Kontakt zu Staurolith beobachtet werden.

In der näheren Umgebung der Verwachsungen ist kein Quarz und kein Rutil, aber eine Anhäufung von Ilmenit zu beobachten. Die Verwachsungen sind also vornehmlich von Plagioklas umgeben. Da in diesem Gneis ansonsten Granat, Sillimanit und Biotit koexistieren, sind die Kyanit/Staurolith-Verwachsungen ebenfalls als gepanzerte Relikte einzustufen.

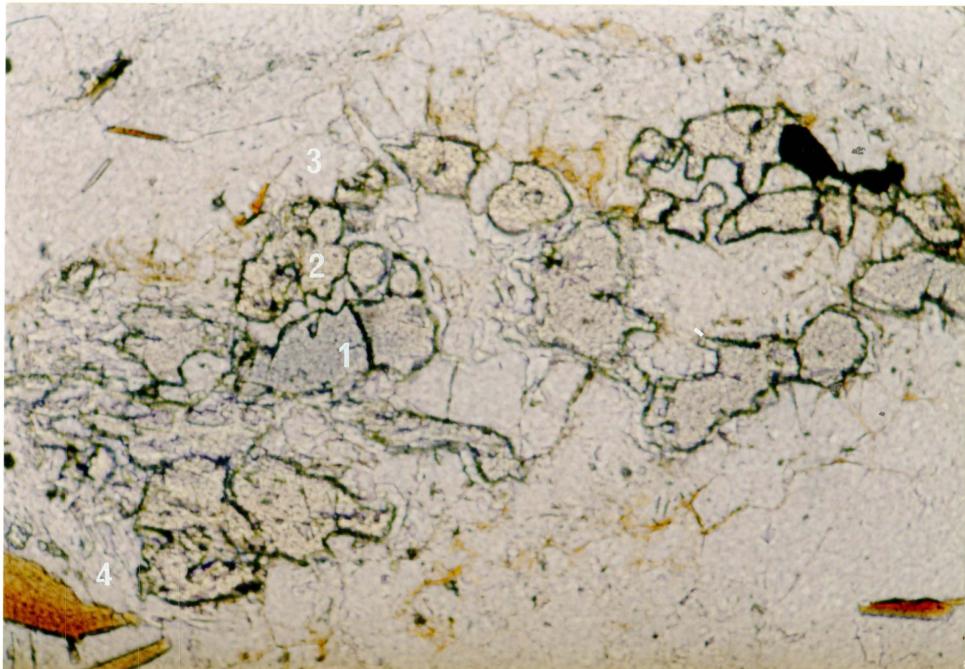


Bild 12: Kyanit (1) verwachsen mit Staurolith (2); umgeben sind sie von Plagioklas (3) und Muskovit (4), der über Staurolith, Plagioklas und Biotit gewachsen ist. Die opake Phase ist Ilmenit.

(Bildbreite 1.7 mm, Durchlicht)

Weißpyhra-12

3.3.2) Typomorphe Mineralphasen:

A) Cordierit:

Bereits im Durchlicht ist Cordierit, durch seine höhere Lichtbrechung und leichte Trübung, von den hellen Gemengteilen gut zu unterscheiden. Bei gekreuzten Polarisatoren sieht man, daß die Cordierite frisch und kaum pinitisiert sind. Im Neosom ist Cordierit randlich und entlang von Spaltrissen in Pinit (feinstschuppiges Chlorit-Serizit-Gemenge) umgewandelt (Bild 13). An einigen Beispielen sollen die verschiedenen Ausbildungsformen sowie die Beziehungen zu anderen Phasen dargestellt werden.

In nicht migmatischen Cordieritgneisen und im Paläosom der migmatischen Cordieritgneise sind die Cordierite fein- bis mittelkörnig, xeno- bis hypidiomorph und sind zumeist von feinnadeligem Sillimanit durchzogen. In den Quarz-reichen Cordieritgneisen ist der xenomorphe Cordierit noch reicher an Einschlüssen. Zu den hier stengelig ausgebildeten Sillimaniteinschlüssen kommt etwas Biotit und Ilmenit.

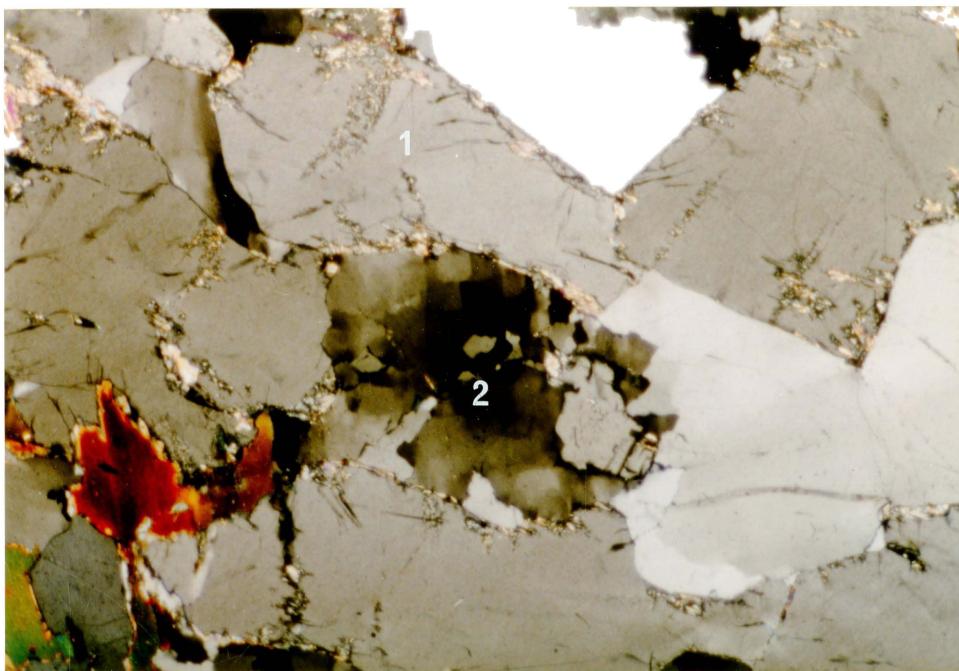


Bild 13: Cordierit (1) und Quarz (2) im Melanosom eines nebulitisch migmatitischen Cordieritgneises. Eine leichte Pinitisierung (3) ist im Cordierit randlich und entlang von Spaltrissen erkennbar.

(Bildbreite 4.4 mm, gekreuzte Polarisatoren)

Peilstein-17

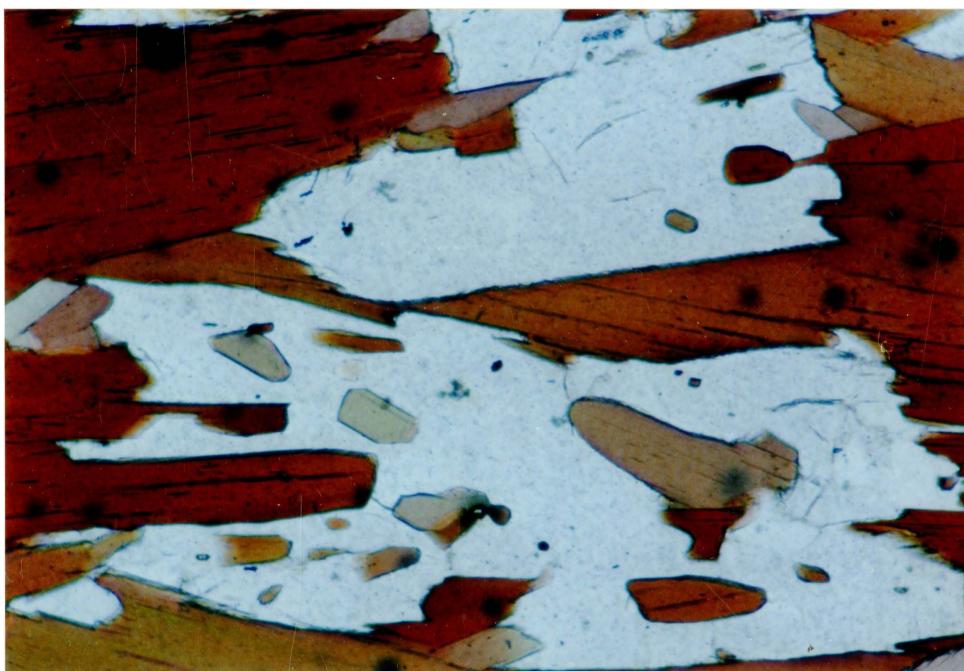


Bild 14: Gleichgewichtstextur zwischen Cordierit und Biotit.

(Bildbreite 1.7 mm, Durchlicht)

Hölltal-7

Im Neosom der nebulitisch migmatischen Cordieritgneise findet man vereinzelt mehrere Millimeter große, nahezu idiomorphe Cordierite. Verbreitet sind in diesem Neosom mittelkörnige Cordierit-Quarz-Verwachsungen (Bild 13), die einen Teil des Melanosoms bilden. In den Neosomcordieriten, der nebulitisch migmatischen Cordieritgneise ist kein Sillimanit enthalten. Im Vergleich dazu, ist im leukokraten pegmatoiden Neosom langgestreckter, von Sillimanit durchzogener Cordierit randlich angereichert.

Gleichgewichtstexturen zwischen Cordierit und Biotit (Bild 14) finden sich in feinkörnigen Verwachsungen dieser beiden Mineralphasen. Im Cordierit ist nur sehr wenig oder kein Sillimanit eingeschlossen. Gerade Korngrenzen und das Fehlen von Kalifeldspat und Hellglimmer sind charakteristisch. Die Gleichgewichtstextur ist in Bereichen, die nach dem Metamorphosehöhepunkt nicht mehr deformiert wurden, anzutreffen.

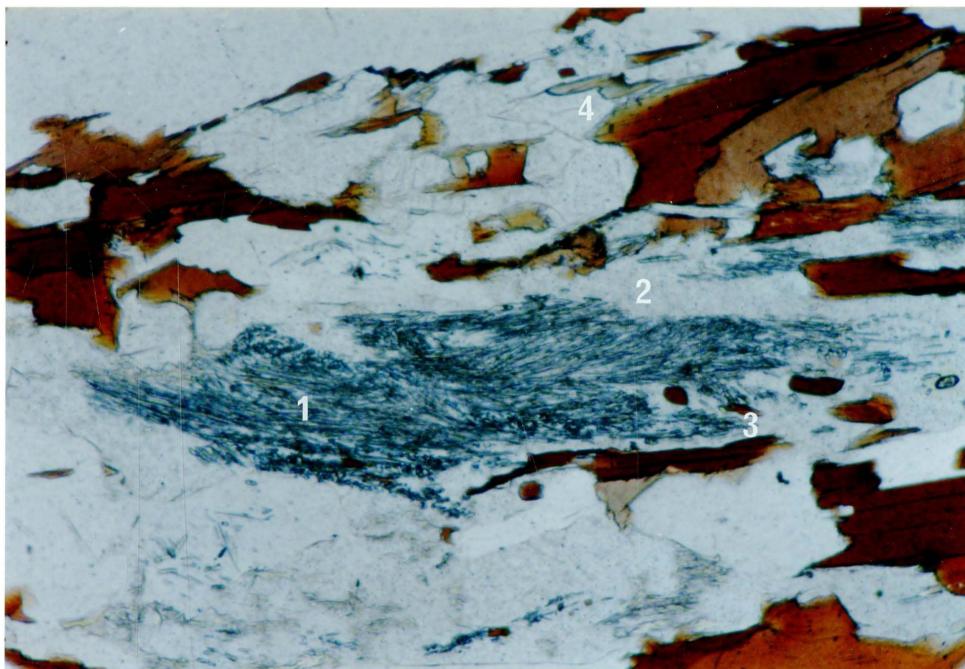


Bild 15: Schwärme von feinnadeligem Sillimanit (1) durchziehen den Cordierit (2). Am Kontakt zu Biotit oder um Biotiteinschlüsse sind Sillimanit-freie Säume im Cordierit (3). Man beachte die blaßgrünen Ränder (4) der Biotite am Kontakt zum Cordierit ohne Sillimaniteinschlüsse.
(Bildbreite 4.4 mm, Durchlicht)

Höltal-7

Verbreitet sind Reaktionstexturen von Cordierit, Sillimanit und Biotit im Paläosom von migmatischen Cordieritgneisen (Bild 15). In Cordieriten, die von Sillimanit durchzogen sind, ist um Biotiteinschlüsse oder am Biotitkontakt stets ein Sillimanit-freier Saum im Cordierit. Diese Reaktionstexturen sind auch in deformierten Cordieriten, selbst wenn Subkornbildung erfolgte, erhalten.

Am Rand der Cordierite und besonders über die Korngrenze Cordierit-Biotit hinweg sproßte phengitischer Hellglimmer (Bild 16). Dieser Hellglimmer ist jünger als Cordierit und Biotit, weil er über ihre Korngrenzen greift.

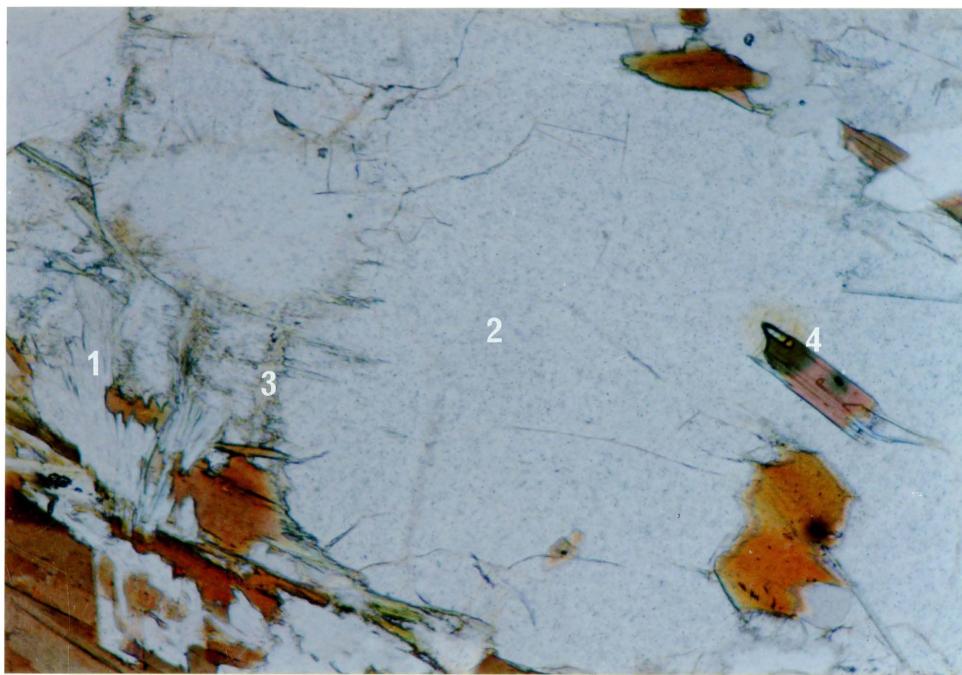


Bild 16: Phengititischer Hellglimmer (1) ist über die Korngrenze von Cordierit (2) und Biotit gesproßt. Im Cordierit ist Pinitisierung (3) entlang von Rissen zu bemerken. Der pleochroitische Hof um Zirkon (4) ist im Biotit olivbraun, im Cordierit gelb.

(Bildbreite 4.4 mm, Durchlicht)

Weißenpyhra-9

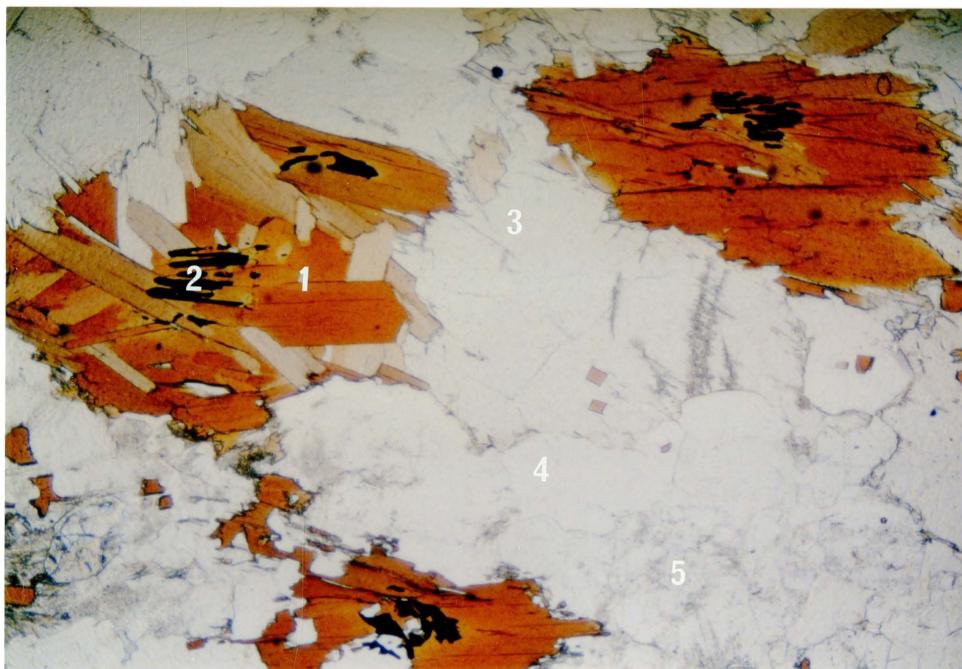


Bild 17: Neosom des nebulitisch migmatitischen Cordieritgneises. Biotit ist in strahligen Aggregaten (1) mit gitterförmigem Ilmenit (2). Zwischen den Aggregaten sind Cordierit (3), Quarz (4) und leicht serizitisierte Feldspäte (5).

(Bildbreite 4.4 mm, Durchlicht)

Weißenpyhra-9

B) Biotit:

In migmatischen Cordieritgneisen zeichnen hypidiomorphe Biotite das Parallelgefüge des Paläosoms, beziehungsweise die Verfaltung, nach. Bezogen auf die Verfaltung sind die Biotite rekristallisiert. Im Neosom der nebulitisch migmatischen Cordieritgneise ist Biotit in Form von radial angeordneten Aggregaten (Bild 17) kristallisiert. Das leukokratische Neosom der Biotit-reichen Cordieritgneise führt hingegen keinen Biotit. Dieser ist aber im Paläosom am Kontakt zum Neosom angereichert.

Der Biotit hat im nebulitischen Neosom am Kontakt zu Cordierit mitunter einen hellen, blaßgrünen Saum (Bild 15). Häufig ist dieser Saum zusätzlich von Hellglimmer überwachsen. Daher ist anzunehmen, daß sich auch der helle Biotitsaum im Zuge der Abkühlung und Rehydratisierung gebildet hat.

Die Biotite der Bi-Fsp-Q-Gneise sind im granoblastischen Pflaster der hellen Gemengteile xenomorph ausgebildet. Im Gr-Sil-Bi-Gneis ist Biotit auch im Kontakt zu Granat oder Staurolith. In diesen Gneisen ist der Biotit mitunter chloritisiert.

C) Sillimanit:

Subparallele, wirbelige Schwärme und Strähnen von nadeligem Sillimanit durchziehen im Paläosom der Cordieritgneise den Cordierit (Bild 15). In Quarz, Plagioklas und Kalifeldspat ist kaum Sillimanit eingeschlossen. Die Cordierite des nebulitischen Neosoms enthalten keinen Sillimanit, daß heißt in diesem Neosom koexistieren Cordierit und Sillimanit nicht. Die Plagioklase dieses Neosoms umschließen lockere Sillimanitschwärme und auch Kalifeldspat und Quarz enthalten etwas Sillimanit. Dagegen ist das leukokratische Neosom der Biotit-reichen Cordieritgneise sehr reich an Sillimanit. Die Feldspäte sind von dichten Schwärmen durchsetzt; besonders die Kalifeldspäte sind von anhaltenden, dicken Fibrolithzügen durchzogen.

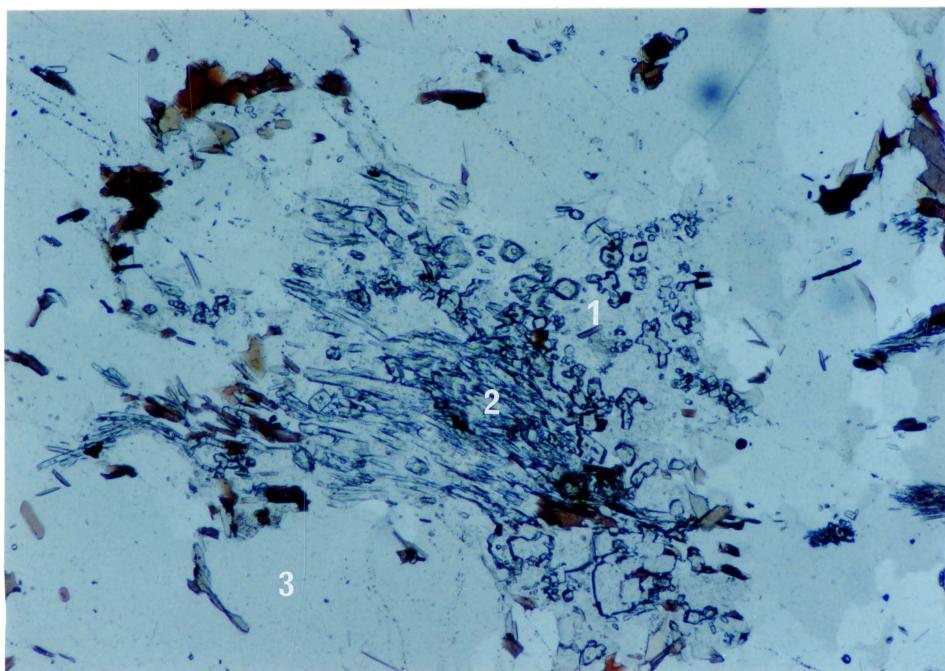


Bild 18: Im Cordierit (1) der Quarz-reichen Cordieritgneise ist reichlich stengeliger Sillimanit (2) und etwas Biotit und Ilmenit. Die Matrix bildet Quarz (3). (Bildbreite 4.4 mm, Durchlicht)

Stengeliger Sillimanit ist in den Quarz-reichen Cordieritgneisen im Cordierit (Bild 8) oder im Kalifeldspat eingeschlossen. Die stengeligen Sillimanite sind zum Teil miteinander verwachsen.

Die Bi-Fsp-Q-Gneise enthalten wenig Sillimanit, wobei nadelige Sillimanite in den hellen Gemengteilen eingeschlossen sind. Der Gr-Sil-Bi-Gneis führt Sillimanit als stengeligen Fibrolith (Bild 9). Diese Aggregate sind von Muskovit umgeben, der die Korngrenzen der anderen Mineralphasen überwächst.

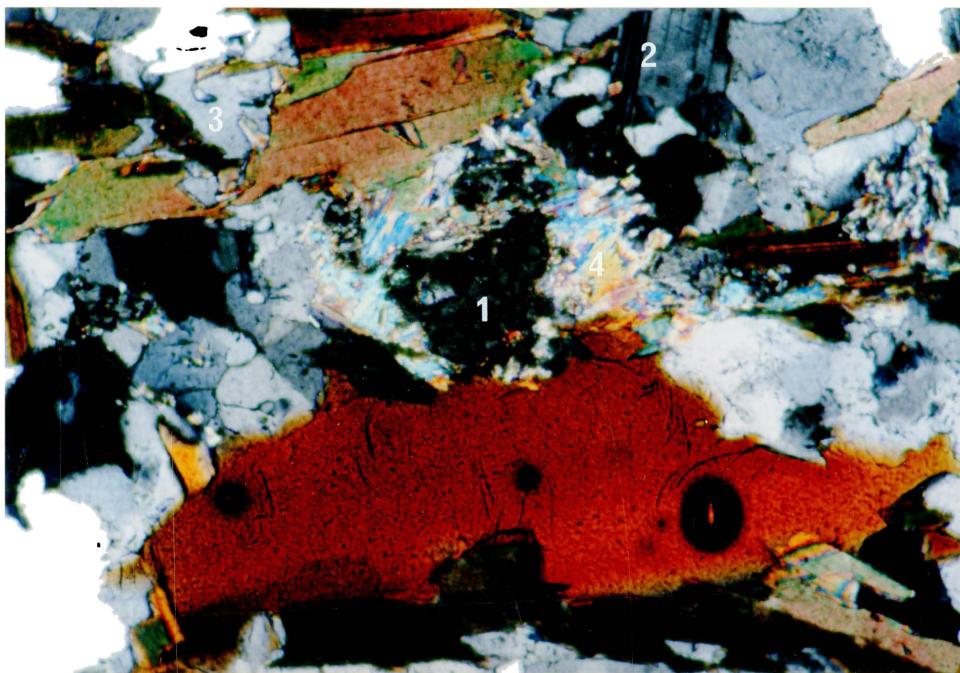


Bild 19: Stengelige Sillimanitaggregate (Fibrolith) (1) in einer Matrix aus Biotit, Plagioklas (2) und Quarz (3). Umgeben ist der Fibrolith von Muskovit (4), der die Korngrenzen überwächst.
(Bildbreite 1.7 mm, gekreuzte Polarisatoren)

Weißpyhra-12

In penetrativ deformierten Cordieritgneisen belegen feinnadelige Fibrolithzüge die Schieferungsflächen. Bildeten sich bei der Deformation größerer Cordierite Subkörner, so sind feine Fibrolithsträhnen entlang der Korngrenzen der Subkörner angeordnet. Auch an den Korngrenzen deformierter Quarze tritt verstärkt Fibrolith auf. Penetrativ deformierte Lagen mit viel Biotit sind von dicken Fibrolithsträhnen durchzogen; der Fibrolith ist dabei teilweise mit Biotit verwachsen (Bild 20).

D) Kalifeldspat:

Die Kalifeldspäte der nebulitisch migmatischen Cordieritgneise sind grobkörnig und xenomorph, indem sie die anderen Gemengteile amöboid umwachsen (Biotit, Cordierit) oder verdrängen (Plagioklas). Die Quarz-reichen Cordieritgneise und die Bi-Fsp-Q-Gneise (Paragenese B) führen mittelkörnige, hypidiomorphe Kalifeldspäte, die im Vergleich zu den grobkörnigen Feldspäten einschlußarm sind. Die Kalifeldspäte zeigen immer eine perthitische Entmischung, häufig auch eine Mikroklingitterung (Bild 21).

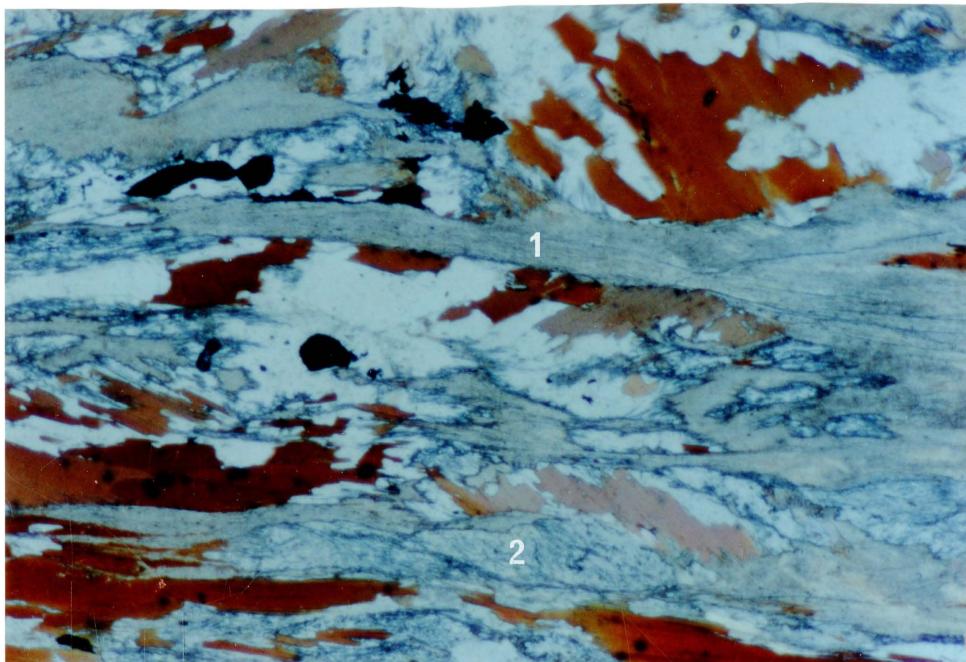


Bild 20: Dicke Fibrolithzüge (1) belegen, die durch eine penetrative Deformation, gebildeten Schieferungsflächen. Cordierit (2) und Biotit sind deformiert, von den Fibrolithsträhnen umflossen, beziehungsweise mit Fibrolith verwachsen.

(Bildbreite 4.4 mm, Durchlicht)

Hölltal-8

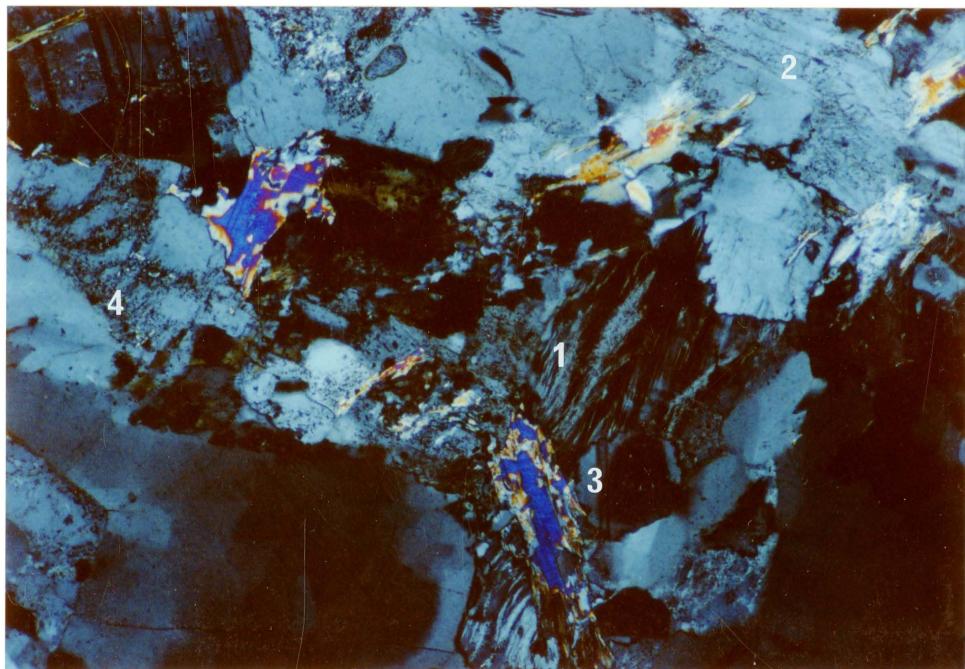


Bild 21: Perthitische Kalifeldspäte (1) und Plagioklase (2) sind von Muskowit en überwachsen. Man beachte den hellen Saum (3) bei dem im Kalifeldspat eingeschlossenen Plagioklas. Die übrigen Plagioklase sind leicht serizitisiert (4). (Bildbreite 4.4 mm, gekreuzte Polarisatoren)

Weißpyhra-9

Die Formen der perthitischen Entmischungen reichen von film- bis spindelförmigen bis zuaderförmigen Entmischungen, die im Neosom der Cordieritgneise verbreitet sind. Im Neosom der Cordieritgneise enthalten sie etwas Sillimanit und speziell die langgestreckten Kalifeldspäte im leukokraten Neosom sind von dicken Fibrolithzügen durchsetzt. Deformierte Kalifeldspäte zeigen eine leicht undulöse Auslöschung.

Die Kalifeldspäte, insbesonders die der migmatischen Bereiche, sind von ausgefransten, teilweise grobblättrigen Muskoviten überwachsen. Diese sind jünger als der Kalifeldspat, da sie die Korngrenzen vom Kalifeldspat und von den übrigen Mineralphasen überwachsen. Eine noch spätere, insgesamt sehr schwache Rehydratisierungserscheinung ist in Form einer leichten Serizitisierung zu beobachten, welche randlich und entlang von Rissen auftritt.

E) Plagioklas:

Eine polysynthetische Verzwilligung nach dem Albitgesetz und manchmal zusätzlich nach dem Periklingesetz ist bei allen Plagioklasen vorhanden. Ein Unterschied besteht zwischen den Plagioklasen der Kalifeldspat-führenden und Kalifeldspat-freien Paragenesen. Ist Kalifeldspat in der Paragenese, zeigen die Plagioklase bei gekreuzten Polarisatoren einen hellen Saum. Diese Erscheinung ist besonders in Bereichen, wo Plagioklas teilweise von Kalifeldspat verdrängt beziehungsweise umwachsen wurde, zu beobachten (Bild 21).

In den Bi-Fsp-Q-Gneisen und im Gr-Sil-Bi-Gneis befinden sich in den Plagioklasen zahlreiche tropfenförmige Quarzeinschlüsse, die auf ein metablastisches Wachstum der Plagioklase schließen lassen. Weitere Einschlüsse sind feinblättriger Biotit und nadeliger Sillimanit.

Eine leichte Serizitisierung ist entlang der Zwillingsebenen oder in Rissen sichtbar. Deformierte Plagioklase löschen leicht undulös aus. Selten sind die Zwillingslamellen verbogen.

F) Quarz:

Korngröße und Kornform hängen im wesentlichen von den Deformationen (D2 und D3) beziehungsweise vom Grad der Rekristallisation ab. Die Quarze sind mehr oder weniger undulös und die Korngrenzen sind suturiert bis verzahnt. Penetrative Durchbewegung bewirkte Kornzerkleinerung, die feinkörnigen Quarze sind unvollständig rekristallisiert. Die Quarze der Paragneise, die keine penetrative Durchbewegung erfahren haben, löschen leicht undulös aus, die Korngrenzen sind suturiert. Quarzeinschlüsse im Feldspat oder in Feldspatporphyroklasten zeigen Tripelpunkte.

Im Leukosom der migmatischen Cordieritgneise, sowie in den Quarzen penetrativ durchbewegter Bereiche, ist in den an sich einschlußarmen Quarzen etwas nadeliger Sillimanit enthalten. Ansonsten ist gelegentlich Biotit eingeschlossen. Entlang von verheilten Rissen sind Schwärme von Fluideinschlüssen nicht selten.

G) Granat:

Fein- bis mittelkörniger Granat tritt in Gr-Bi-Sil-Gneisen auf. Quarz, Plagioklas (WP-12) und auch Rutil, Ilmenit und Biotit (WP-46) sind gelegentlich als feinstkörnige Einschlüsse im Granat. Zonierungen oder orientierte Einschlußzüge sind im Dünnschliff nicht zu beobachten. Selten ist Granat entlang von Rissen chloritisiert.

3.3.3) Neubildungen:

A) Hellglimmer:

Man kann in den Cordieritgneisen Muskovit und phengitischen Hellglimmer unterscheiden. Grobblättriger Muskovit ist in Bereichen mit Kalifeldspat häufig und greift über die Korngrenzen der anderen Mineralphasen hinweg. Er ist auch quer zur Schieferung (Bild 12) gewachsen.

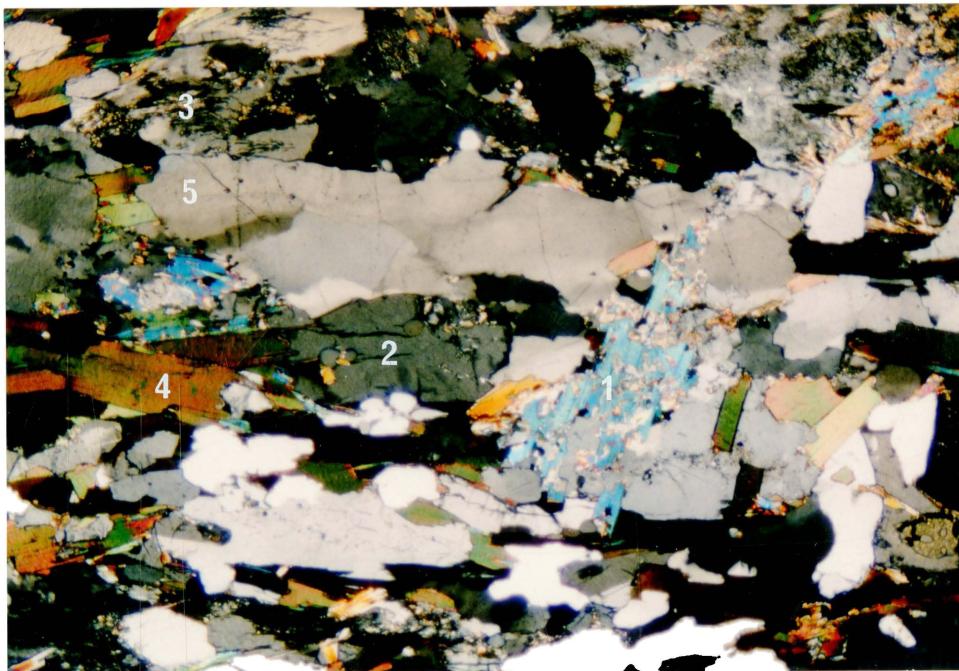


Bild 22: Muskovit (1) ist quer zur Schieferung und über die Korngrenzen gewachsen. Von den typomorphen Mineralphasen ist Cordierit (2), Sillimanit (3), Biotit (4) und Quarz (5) zu sehen.

(Bildbreite 4.4 mm, gekreuzte Polarisatoren)

Hölltal-7

Charakteristisch ist, daß seine eigene Korngrenze immer ausgefranst erscheint. Um die feinblättrigen Muskovite, die in Biotit spießen, ist eine feinkörnige opake Phase ausgeschieden. Vergleichbare fein- und grobblättrige Muskovite zeigen in den Bi-Fsp-Q-Gneisen die gleichen Texturen, indem sie ebenfalls die Korngrenzen übergreifen.

Blaßgrün bis farblos pleochroitischer Hellglimmer ist quer über die Korngrenze Biotit-Cordierit gewachsen (Bild 16). Allgemein ist der Gehalt an Muskovit und phengitischem Hellglimmer im Neosom der Cordieritgneise rund doppelt so hoch wie im Paläosom.

Fehlt Kalifeldspat in der Paragenese, spießt feinblättriger Muskovit in die Biotite, und die Alumosilikate sind von grobblättrigem Muskovit umgeben und teilweise überwachsen (Bild 19).

B) Myrmekit:

Warzenförmig dringt Myrmekit von Plagioklas ausgehend in Kalifeldspat ein. Er besteht aus polysynthetisch verzwillingtem Albit mit radial eingelagertem, wurmförmigem Quarz. Myrmekite sind in allen Gneisen, die beide Feldspäte enthalten. Im nebulitischen Neosom sind sie besonders häufig.

C) Serizit, Chlorit:

Cordierit ist vorwiegend im Neosom randlich und entlang von Spaltrissen pinitisiert (Bild 16). Pinit besteht aus einem feinstschuppigen Serizit-Chlorit-Gemenge. In den Bi-Fsp-Q-Gneisen und in den Gr-Sil-Bi-Gneisen sind Biotit und Granat selten chloritisiert. Die Feldspäte sind wie oben erwähnt leicht serizitisiert.

3.3.4) Akzessorien:

A) Apatit:

Apatit ist in den Bi-Fsp-Q-Gneisen und den Gr-Sil-Bi-Gneisen verbreitet, in den Cordieritgneisen eher selten. Auffällig ist eine Anreicherung mittelkörniger Apatite im leukokraten, pegmatoiden Neosom der Biotit-reichen Cordieritgneise. Scharen von Fluideinschlüssen sind entlang von verheilten Rissen in diesen Apatiten zu beobachten (Bild 23).

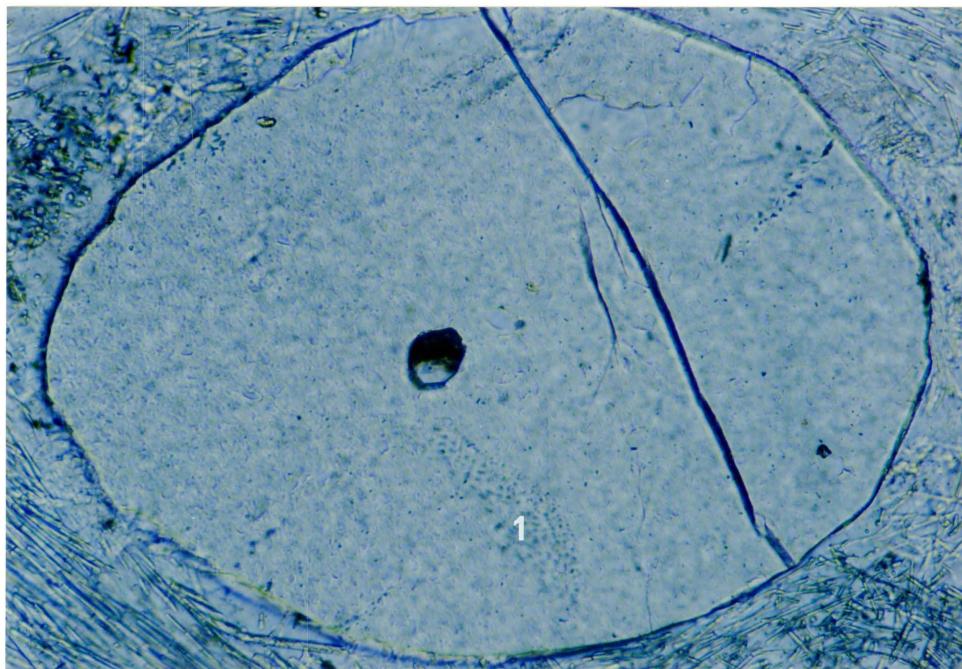


Bild 23: Apatit mit Scharen von Fluideinschlüssen entlang von verheilten Rissen (1). Der umgebende Plagioklas ist von feinen Sillimanitnadeln durchsetzt.
(Bildbreite 0.7 mm, Durchlicht)

Neosom Peilstein-19

B) Ilmenit:

Die Cordieritgneise zeigen zwei morphologisch unterschiedliche Ilmenittypen. Nelkenbraune, feine Ilmenitblättchen sind in den Spaltrissen und an den Korngrenzen der Biotite zu finden (Bild 24).

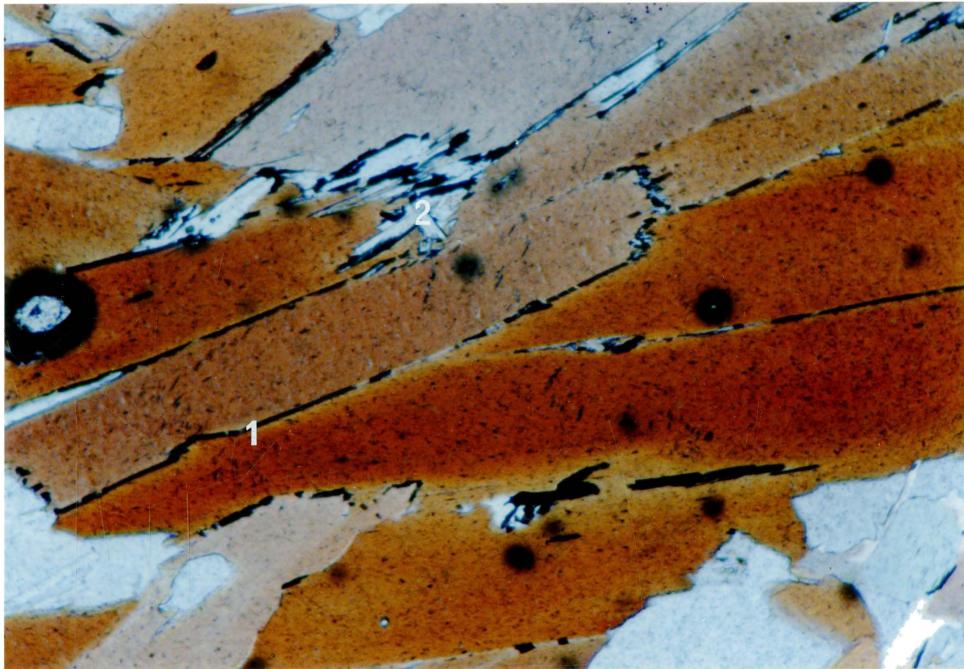


Bild 24: Nelkenbraune Ilmenitblättchen (1) an der Korngrenze der Biotite. Feinblättrige Muskovite (2) spießen in die Biotite. Um sie ist eine feinkörnige, opake Phase ausgeschieden. Pleochroitische Höfe um Zirkon.
(Bildbreite 1.7 mm, Durchlicht)

Paläosom Peilstein-19

Im Melanosom der migmatischen Cordieritgneise ist inmitten der strahligen Biotitaggregate gitterförmiger, opaker Ilmenit (Bild 17). Die Cordierite besitzen nur in den Quarz-reichen Cordieritgneisen Ilmeniteinschlüsse (Bild 18).

Bei den Biotiten der Bi-Fsp-Q-Gneise können, wenn auch nur in sehr geringen Mengen, ebenfalls feinste Ilmenitblättchen an den Korngrenzen beobachtet werden. Im Gr-Sil-Bi-Gneis (WP-12) treten größere Ilmenite in der Umgebung der Staurolith-relikte auf (Bild 12).

C) Rutil:

Die Bi-Fsp-Q-Gneise und die Gr-Sil-Bi-Gneise führen Rutil. Sagenit ist in teilweise chloritisierten Biotiten anzutreffen.

D) Turmalin:

Olivgrüne Turmaline sind vereinzelt in den Bi-Fsp-Q-Gneisen und in den Gr-Sil-Bi-Gneisen (z.B. OS-34, WP-12). In den Cordieritgneisen wurden keine Turmaline gefunden.

E) Zirkon:

Er ist in allen Paragneisen mit variabler Korngröße und -form zugegen. Bei den feinkörnigen Zirkonen sind idiomorphe oder rundliche Kornformen verbreitet. Bei den größeren, zumeist rundlichen Individuen sind Einschlüsse, Wachstumszonen oder ein älterer Kern sichtbar. Unabhängig davon zeigen alle Zirkone in bestimmten Wirtsmineralen pleochroitische Höfe. Im Biotit sind sie dunkelolivbraun, im phengitischen Hellglimmer blaßgrün und im Cordierit sind sie leuchtend gelb (Bild 16).

F) Monazit, Xenotim:

In einem Bi-Fsp-Q-Gneis (OS-34) ist idiomorpher, olivgrün bis blaßgelb pleochroitischer Monazit ein häufiges Akzessorium. Sonst ist Monazit sehr selten, und in den Cordieritgneisen konnte er nur durch die qualitative Analyse der Akzessorien mit der Elektronenstrahlmikrosonde lokalisiert werden.

Im Cordieritgneis (HA-38) wurde Xenotim als akzessorische Mineralphase festgestellt.

G) Sulfidische Erzphasen:

Bei der Analyse der Mineralparagenesen mit der Elektronenstrahlmikrosonde sind auch die Erzphasen systematisch qualitativ analysiert worden. In dem Crd-Bi-reichen Cordieritgneis (HT-7) konnten sulfidische Erzphasen festgestellt werden. Relativ häufig tritt Pyrit auf, selten ist er von Kupferkieslamellen durchzogen. Weiters wurde eine Eisen-hältige Zinkblende gefunden.

3.4) Petrographie der Paragneise am Granitkontakt:

Die Paragenesen, Texturen und migmatischen Strukturen sind in den Paragneisen am Granitkontakt gleich denen im zentralen Teil der Serie. Bemerkenswert ist die Hydratisierung von Cordierit, Biotit und teilweise auch Feldspat und Quarz zu einem feinstschuppigen Chlorit-Serizit-Gemenge im Nahbereich des Granitkontakte (Bild 25). Vornehmlich hydratisiert wurde Cordierit (dunkelgraue Farbe im Handstück) und Biotit. Feinnadelige Sillimanitschwärme sind in den Cordieritpseudomorphosen erhalten. Von den Korngrenzen ausgehend sind im geringeren Ausmaß auch die Feldspäte und Quarze umgewandelt. Grobblättrige Hellglimmer, aus der Rehydratisierung während der retrograden Phase der Regionalmetamorphose, sind in diesen Paragneisen ebenfalls vorhanden.

Man kann keine Deformation im Zusammenhang mit der Hydratisierung erkennen, die Fluidzufuhr erfolgte statisch entlang der Korngrenzen. Die Fluiddurchtränkung ist bis rund hundert Meter Entfernung vom Kontakt sehr stark, nimmt aber weiter nach Osten rasch ab. In einem Bi-Fsp-Q-Gneis vom Ochsenstrauß (OS-34), einen Kilometer östlich vom Kontakt, ist keine Hydratisierung durch Fluidzufuhr erfolgt. Offensichtlich geht diese Fluiddurchtränkung und damit die Hydratisierung vom Granitpluton aus. Es sind aber keine Mineralneubildungen, die einen metasomatischen Stofftransport durch das zugeführte Fluid belegen würden, zu beobachten.

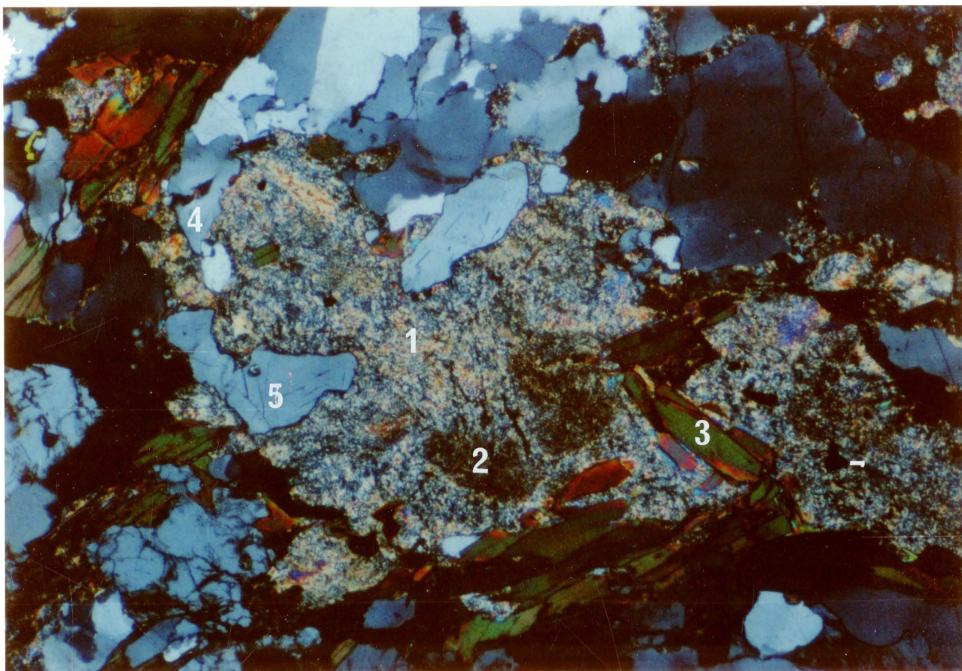


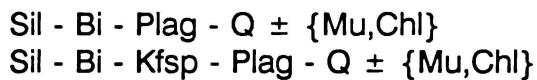
Bild 25: Im Chlorit-Serizit-Gemenge (1) sind Schwärme von Sillimanit (2), die darauf hinweisen, daß neben Biotit(3), Quarz (4) und Plagioklas (5), besonders Cordierit umgewandelt wurde. Cordierit ist selten erhalten.

(Bildbreite 4.4 mm, gekreuzte Polarisatoren)

Gutenbrunn-33

Die Paragneise des Ysperplateaus (Gföhler Einheit) wurden im Bereich des Granitkontaktes beprobt, um die Auswirkungen der Granitinvasion (Weinsberger Granit) auch an Gesteinen, die nicht zur Monotonen Serie gehören, zu studieren.

Am Granitkontakt im Kleinen Yspertal und im Donautal konnten die Paragenesen



festgestellt werden. Auch in diesen Paragneisen ist ein Teil der Mineralphasen in ein feinstschuppiges Chlorit-Serizit-Gemenge umgewandelt. Die Textur ist gleich wie bei den Paragneisen der Monotonen Serie am Granitkontakt. Die Mineralphasen sind von den Korngrenzen ausgehend hydratisiert.

Dies weist, analog dem Kontakt Weinsberger Granit - Monotonen Serie, auf eine statische Fluiddurchtränkung, ausgehend vom Granit, hin.

3.5) Petrographie der Paragneise an der Hangendgrenze:

Makroskopisch ist in den hangendsten Paragneisen der Monotonen Serie statt Cordierit Granat sichtbar. Daher wurde bei der Dünnschliffuntersuchung besonders auf die Beziehung dieser Phasen geachtet. Sie koexistieren in keiner der untersuchten Proben. Es konnten keine Relikte, also Granat in Cordieritgneis und umgekehrt, festgestellt werden. Gleiches gilt für Pseudomorphosen nach Granat oder Cordierit.

Der hangendste Zug des leukokraten Sillimanit-führenden Gneises markiert im Schwarzaatal die Grenze zwischen den Cordieritgneisen im Westen und der Zone mit den Paragneisen, die teilweise Granat führen. Diese Zone wird ihrerseits im Osten durch die "Granulitlamelle" begrenzt. Auch im Krotental und in der Mandlgupfleiten ist im Liegenden der "Granulitlamelle" eine 100-200m mächtige Zone, in der die Paragneise statt Cordierit Granat enthalten.

Die Textur der plattigen Paragneise im unmittelbar Liegenden der "Granulitlamelle" ist blastomylonitisch, geht aber rasch in eine protomylonitische Textur über. Der Anteil der granoblastischen Mylonitmatrix nimmt gegen das Liegende kontinuierlich ab, womit die Gneise gleichzeitig ihr plattiges Gefüge einbüßen. Die hangendsten Cordieritgneise zeigen trotz ihres makroskopisch straffen Parallelgefüges im Dünnschliff keine mylonitische Textur.

Die Cordieritgneise enthalten die gleiche Paragenese wie die Cordieritgneise im zentralen Teil der Serie. Eine sehr starke Deformation ist die Ursache für das straffe Parallelgefüge. Cordierit und Quarz sind langgestreckt, undulös und von fein-nadeligem Sillimanit durchzogen. Oft sind die s-Flächen von Fibrolithsträhnen belegt. Biotit ist eingeregelt und rekristallisiert.

In der Zone mit Granat-führenden Paragneisen wurden folgende Paragenesen festgestellt:

Paragenese	Beispiel
a) Sil - Bi - Plag - Q	KT-25
b) Gr - Sil - Bi - Plag - Q	KT-23
c) Gr - Sil - Bi - Kfsp - Plag - Q	MGL-31
d) [Gr - Ky]* + Gr - Sil - Bi - Plag - Q	MGL-32

* vor der Blastomylonitisierung stabil

Als sekundäre Phasen treten Muskovit und Chlorit hinzu.

Grobkörnige Granate {KT-23, HB-29} haben einen einschlußreichen Kern (Q, Bi, Plag, Ru, Erz), der durch unzählige feinste Einschlüsse getrübt erscheint. Die Randzone dieser Granate ist klar und schließt nur Sillimanit ein. Klare, fein- bis mittelkörnige Granate sind weit verbreitet. Da sie ebenfalls Sillimanit einschließen oder Gleichgewichtstexturen mit ihm zeigen, dürften sie gleichzeitig mit den Rändern der grob-körnigen Granate gebildet worden sein. Bei der Mylonitisierung verblieb Granat entweder als Porphyroklast oder er wurde kornzerkleinert und befindet sich in der mylonitischen Matrix. In der Probe MGL-32 (25m liegend der "Granulitlamelle") sind in undeformierten Linsen Granat-Kyanit-Gleichgewichtstexturen erhalten (Bild 26). In der mylonitischen Matrix koexistiert hingegen Granat mit Sillimanit. Die Granatporphyroklasten wurden, insbesonders im Druckschatten, zugunsten von Biotit resorbiert.

Feinstengelige Sillimanite, meist als fibrolithische Aggregate, belegen in der mylonitischen Matrix die s-Flächen. Einschlüsse von Sillimanit im Granat oder im Plagioklas belegen, daß Sillimanit bereits vor der Mylonitisierung stabil war. Biotit tritt entweder eingeregelt oder kornzerkleinert und mit Sillimanit verwachsen auf. In beiden Fällen erscheint er syn- bis postdeformativ rekristallisiert. Die Feldspäte bilden grobkörnige Porphyroklasten oder sind Bestandteil der feinkörnigen Mylonitmatrix. Der grobkörnige Plagioklas ist antiperthitisch und die Zwillingslamellen sind durch die Deformation zum Teil verbogen. Perthitischer Kalifeldspat ist oft vom sekundären Hellglimmer überwachsen. Die Plattengranate sind nur schwach undulös, und zwischen feinkörnigen Quarzen in der Mylonitmatrix sind Tripelpunkte entwickelt. Die Mylonitmatrix erscheint insgesamt gut rekristallisiert.

Die prädeformative Granat-Kyanit-Gleichgewichtstextur zeigt, daß die Paragneise unmittelbar liegend der Granulitlamelle im Kyanitfeld geprägt wurden (tiefer Kruste, FUCHS & SCHARBERT, 1979) und erst im Zuge der Blastomylonitisierung ins Sillimanitstabilitätsfeld gelangten. Die Paragneise weiter im Liegenden enthalten Sillimanit als Einschluß im Granat und in der Mylonitmatrix. Diese Gneise waren vor und während der Blastomylonitisierung im Sillimanitstabilitätsfeld. Die Cordieritgneise sind bei ähnlichen Bedingungen deformiert worden, weil feinnadeliger Sillimanit entlang der jungen Schieferungsflächen kristallisierte. Der Unterschied zwischen den Cordieritgneisen und Granat-führenden Gneisen liegt wahrscheinlich in der prädeformativen Metamorphoseprägung, da die Gneise einen vergleichbaren Gesamtchemismus zeigen.

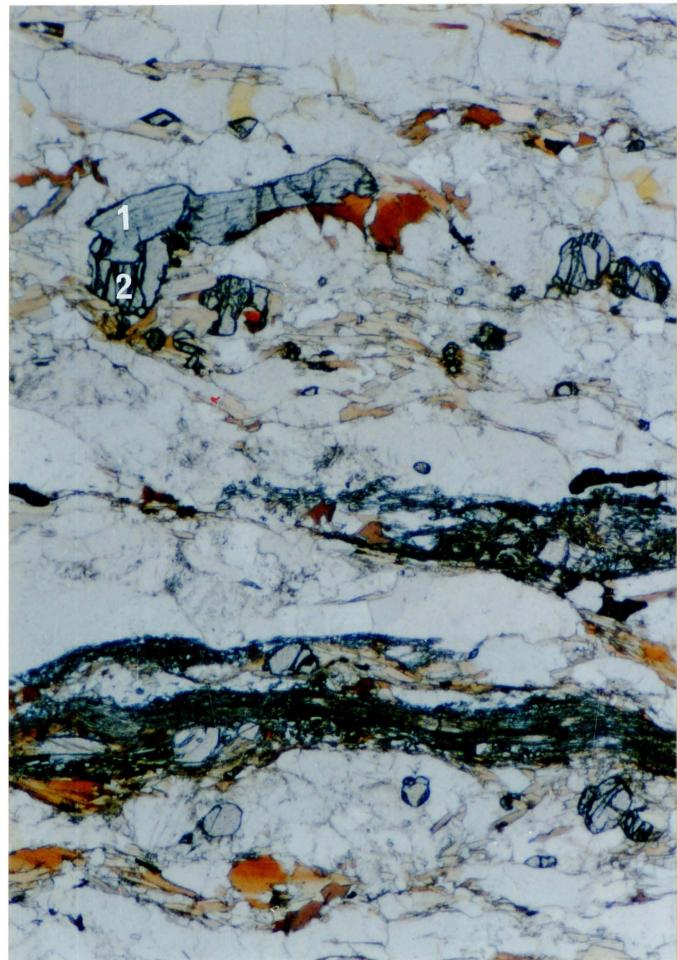


Bild 26: Granat (1) - Kyanit (2) - Gleichgewichtstextur
Im nicht deformierten Bereich. In der mylonitischen Matrix ist Granat mit Sillimanit stabil.
(Bildhöhe 4.4 mm, Durchlicht) *Mandlgupfleiten-32*

3.6) Zusammenfassung und Diskussion der Petrographie:

Die im Gelände unterscheidbaren Paragneisttypen, Cordieritgneis und Bi-Fsp-Q-Gneis, beinhalten verschiedene Paragenesen (Tabelle 2). Der Mineralbestand und die Textur des nebulitischen und des leukokraten Neosoms der migmatischen Cordieritgneise unterscheiden sich deutlich. Im leukokraten Neosom dominiert Kalifeldspat, Sillimanit und Quarz. Biotit fehlt in diesem Neosom, ist aber im Paläosom randlich angereichert. Das nebulitische Neosom führt hingegen Biotit, hat mehr Plagioklas und Cordierit und enthält kaum Sillimanit. Der Melanosomanteil besteht aus einem Cordierit-Quarz-Gemenge und Biotitaggregaten, in denen Ilmenit gitterförmig kristallisierte.

Die Cordieritgneise führen gelegentlich Kyanit als gepanzertes Relikt. In einem Gr-Sil-Bi-Gneis tritt Kyanit mit Staurolith verwachsen ebenfalls in Form von gepanzerten Relikten auf. Die Relikte zeigen eine ältere Kristallisation im Kyanitstabilitätsfeld an. Das mit allen übrigen Mineralphasen koexistierende Alumosilikat ist Sillimanit.

In den Cordieritgneisen wurden Gleichgewichtstexturen zwischen Cordierit und Biotit festgestellt. Verbreitet sind Reaktionstexturen zwischen Cordierit, Sillimanit und Biotit. Nach SCHREYER & YODER (1961) weist diese Textur auf die Reaktion $\text{Bi} + \text{Sil} + \text{Q} = \text{Crd} + \text{Kfsp} + \text{W}$ hin.

Muskovit ist in allen Gneisen über ältere Gefügeelemente, wie Korngrenzen oder Schieferungsflächen, gewachsen. Volumetrisch ist sein Anteil im Neosom der Cordieritgneise höher als im Paläosom. Er wird daher als Neubildung im Zuge der Rehydratisierung der Gesteine gedeutet.

Es stellt sich die Frage, ob die Rehydratisierung in der retrograden Phase der Regionalmetamorphose durch das im Gestein vorhandene Wasser stattfand oder durch eine Fluidzufuhr vom Weinsberger Granitpluton erfolgte. Es ist eine zweite Form der Hydratisierung in den Gneisen am Granitkontakt zu beobachten. Ein scharf abgegrenztes, feinstschuppiges Chlorit-Serizit-Gemenge zeigt statische Fluiddurchtränkung an. Diese Hydratisierung reicht vom Granitkontakt nur wenige hundert Meter in die Monotone Serie und nimmt an Intensität sehr rasch ab. Somit ist die verbreitet Muskovitführung der Monotonen Serie nicht durch Fluidzufuhr vom Pluton zu erklären.

4) Deformation und Kristallisation:

4.1) Deformation:

Es können drei Deformationsphasen (D1-D3) unterschieden werden. Sie werden in einem sequentiellen Deformationsmodell dargestellt.

Die Deformationsphase D1 setzt sich wahrscheinlich aus mehreren Deformationen zusammen. Eine Gliederung ist mangels an Porphyroblasten und wegen der starken Rekristallisation während der späteren Deformationen nicht möglich. Auf jeden Fall kam es zur Ausbildung eines tektonischen Gefüges.

Im Zuge einer weiteren Deformation (D2) wurden die Gesteine mehr oder weniger penetrativ überprägt. In Abhängigkeit der Anisotropie der Gesteine sind alle Übergänge von offener bis isoklinaler Verfaltung entwickelt. Sehr stark anisotrope, Biotitreiche Gneise lassen nur mehr reliktische Faltenschenkel erkennen. In diesen Gneisen sammelte sich gegen Ende der Deformation D2, durch "foliation boudinage" (PLATT & VISSERS, 1980) diskordant zum bereits vorhandenen Parallelgefüge (stromatischer Migmatit), leukokrates Neosom. Nach der Deformationsphase D2 liegen Gesteine mit einer stark ausgeprägten Schieferung S2 vor.

Durch weitere Bewegungen gelangten die Schieferungsfächen S2 der Gneise ins Extensionsfeld, und besonders in inkompetenten Lagen bildeten sich Scherbänder aus (D3). Diese Deformation erfolgt also nicht mehr penetrativ, daß heißt, sie wird von diskreten Zonen aufgenommen. Gleichzeitig können nicht deformierte Bereiche auch rekristallisieren. Daß diese Deformationsphase unter relativ kühlen Bedingungen auslief, zeigen verbogene Biotite und Hellglimmerneoblasten, sowie die weit verbreiteten stark undulösen Quarze.

Die Intensität der Deformationen D2 und D3 nimmt im Hangenden der Monotonen Serie in Richtung "Granulitlamelle", welche die Grenze zur überlagernden Bunten Serie markiert, stark zu. Möglicherweise stehen diese Deformationen mit dem intramoldanubischen Deckenbau in Zusammenhang.

4.2) Kristallisation:

Bezüglich des sequentiellen Deformationsmodells wurde folgendes Kristallisations-schema entwickelt (Schema 1). Im Schema ist auch der Zeitraum der Migmatisation eingetragen.

Kyanit und Staurolith kristallisierten während der Deformationsphase D1. Sie treten als gepanzerte Relikte auf und sind von späteren Deformationen nicht betroffen. Sie kristallisierten wahrscheinlich in einer "Matrix" aus Biotit, Plagioklas und Quarz.

In der Deformationsphase D2 kristallisierten neben Biotit, Plagioklas und Quarz Cordierit, Sillimanit, Kalifeldspat und Granat. Die Migmatisation erfolgte ebenfalls in dieser Kristallisationsphase. Sie setzte prädeformativ ein und war syn- bis postdeformativ entscheidend an der Prägung der Cordieritgneise beteiligt. Verfaltete leukokratische Neosomlagen weisen auf prädeformative Migmatisation hin. Andererseits zeigen durch nebulitische Migmatite aufgelöste Faltenscheitel eine intensive syn- bis postdeformative Migmatisation an. Muskovit wurde postdeformativ stabil und ist quer zur Schieferung S2 gewachsen.

Die Deformation D3 bewirkte in diskreten Scherbändern Subkornbildung (Crd, Q), beziehungsweise Kornzerkleinerung (Bi, Q). Die Rekristallisation der Scherbänder führte nie zur Ausbildung von Tripelpunkten. Hingegen lassen verbogene Glimmer und

stark undulöse Quarze erkennen, daß die Bewegungen in bestimmten Bereichen andauerten und kühl ausliefen. Die Hellglimmerneoblasten sproßten über S2 und wurden durch späte Bewegungen von D3 verbogen. Die Rehydratisierung der Gneise muß in der postdeformativen Phase von D2, beziehungsweise bei der Rekristallisation der Gesteine während D3, erfolgt sein.

Deformation bezüglich der Kristallisation	D1	D2			D3
		prä	syn	post	
Kyanit Staurolith	—				
Cordierit		—	—	—	—
Biotit		—	—	—	—
Sillimanit		—	—	—	—
Granat		—	—		
Kalifeldspat		—	—		
Muskovit Phengit			—	—	—
Plagioklas		—	—	—	—
Quarz		—	—	—	—
Migmatisation		—	—		

Schema 1: Deformation und Kristallisation.

5) Methodik:

5.1) Gesamtchemismus:

A) Probenvorbereitung:

Die Vorzerkleinerung erfolgte mit dem Hammer und mit einem Backenbrecher. Zum Mahlen wurde eine Scheibenschwingenmühle mit einer Achatmahltrömmel (+ Achatring und -kern) verwendet.

Herstellung von Preßpills (für die Spurenelementmessungen):

10g Probe werden mit rund 200 μ l Mowiol (Polyvinylalkohol) vermischt und mit einer hydraulischen Presse mit einem Druck von 20t eine Minute gepresst.

Herstellung von Schmelzpillen (für die Hauptelementmessungen):

Geglühte Probe (siehe Glühverlust) wird mit Lithiumtetraborat (bei 120°C einen Tag getrocknet) im Verhältnis 1:5 in einer Porzellanreibschale vermischt. Dieses Pulver wird in einem Gold-legierten Platintiegel im Tiegelofen bei 1200°C geschmolzen. Die Schmelze wird homogenisiert und in eine Platinform gegossen. Sie wird relativ rasch abgekühlt, damit sich eine Pille aus Glas bildet.

B) Glühverlust:

Zur Bestimmung des Glühverlustes wurden etwa 3g Probe im Tiegelofen bei 800°C zwei Stunden geäugt.

C) Fe²⁺-Bestimmung:

Der Fe²⁺-Gehalt der Proben wurde nach der Methode von A.D.WILSON (1955) bestimmt.

D) Röntgenfluoreszenzanalyse:

Gemessen wurde mit einem PW1400-Spektrometer von Philips. Die Anregung erfolgte mit einer Rh-Röhre (Anregungsbedingungen: 50kV, 30mA für die Hauptelemente; 60kV, 50mA für die Spurenelemente). Der Gehalt der Hauptelemente wurde mit dem Programm Majors (K.PETRAKAKIS & P.NAGL, 1991) in Oxidgewichtsprozent, unter Berücksichtigung des Glühverlustes und des Fe²⁺-Gehaltes, umgerechnet. Die Korrektur und Umrechnung der Spurenelementmeßdaten wurde mit dem Programm Traces (K.PETRAKAKIS, 1991-92) durchgeführt.

5.2) Mineralchemismus:

A) Probenvorbereitung:

Dickschliffe wurden poliert und mit Kohlenstoff bedampft.

B) Elektronenstrahlmikrosonde:

Gemessen wurde mit einer SEMQ-Sonde von ARL, der ein EDS-System (TN-2000) von Tracor Northern angeschlossen ist. Diese kombinierte Konfiguration wird mit Hilfe des Comic-ED Programmes von J.SOMMERAUER (1981) gesteuert. Bei der Messung wurden 15kV Beschleunigungsspannung für die Elektronenkanone und ein Probenstrom von 20nA (auf Messing) eingestellt. Als Standards dienten natürliche oder synthetische Oxide und Silikate. Die ZAF-Korrektur der ersten Approximierung ist mit dem Programm CITZAF (J.T.ARMSTRONG, 1988) durchgeführt worden. Die Berechnung der Strukturformel der Minerale erfolgte mit dem Programm MINSORT (K.PETRAKAKIS & H.DIETRICH, 1985).

6) Geochemie der Paragneise:

Da man annehmen kann, daß das Eduktmaterial der Paragneise der oberen kontinentalen Kruste (10km) entstammt, ist in der Tabelle 3 die durchschnittliche Zusammensetzung der oberen kontinentalen Kruste (TAYLOR & McLENNAN, 1985) der mittleren Zusammensetzung der Paragneise gegenübergestellt.

Für die Cordieritgneise sind als Edukte Tone, beziehungsweise tonreiche Sedimente, anzunehmen (s.u.). Daher sind in Tabelle 3 zum Vergleich auch die mittlere Zusammensetzung der Cordieritgneise (ohne die Quarz-reichen Cordieritgneise) und der "average shale" (TAYLOR & McLENNAN, 1985) angeführt. Im Anhang sind die Analysen der Paragneise aufgelistet.

6.1) Haupt- und Nebenelemente:

Die Haupt- und Nebenelemente sind in der Tabelle 3 in Gewichtsprozent der Oxide angegeben. Vergleicht man die durchschnittliche Zusammensetzung der Cordieritgneise mit dem "average shale", so zeigt sich, daß sie einen höheren Magnesiumgehalt und einen niedrigeren Calciumgehalt aufweisen. Alle anderen Haupt- und Nebenelemente entsprechen dem "average shale".

Die Variation der Gesamtchemismen in Abhängigkeit von den Paragenesen ist im AFM-Diagramm und im A'KF-Diagramm dargestellt.

A) AFM-Diagramm (Abb.2):

Die AFM-Werte sind gleich berechnet wie bei den AFM-Diagrammen der Mineralparagenesen. Neben den Gesamtgesteinschemismen ist die Lage von Cordierit, Biotit und Granat (aus der Mineralchemie übernommen) eingetragen. Im X_{Mg} -Wert ist die Streuung gering, aber durch den A-Wert ist eine deutliche Trennung der Gneistypen gegeben.

Die Cordieritgneise liegen in der Nähe vom Cordierit-Projektionspunkt. Der Gr-Sil-Bi-Gneis und die Bi-Plag-Q-Gneise liegen mit niedrigeren A-Werten näher zu Biotit und Granat. Als hangende Paragneise werden jene Paragneise bezeichnet, die zwischen dem hangenden leukokraten Gneiszug und der "Granulitlamelle" auftreten und die statt Cordierit Granat führen. Ein Teil dieser Paragneise ist im Chemismus mit den Cordieritgneisen vergleichbar. Da auch diese keinen Cordierit führen sind für die Prägung der Hangenden Paragneise andere Bedingungen als für die Cordieritbildung anzunehmen.

B) A'KF-Diagramm (Abb.3):

Aus dem Gesamtgesteinschemismus wurden die A'KF-Werte mit $A' = Al_2O_3 - K_2O - Na_2O - CaO$, $K = K_2O$ und $F = FeO + Fe_2O_3 + MgO + MnO$ berechnet. Die Projektionspunkte der Mineralphasen Cordierit, Granat, Biotit und Kalifeldspat sind ebenfalls eingetragen.

Durch den A'-Wert ist wiederum eine gute Trennung zwischen den Cordieritgneisen, die dem Cordierit näher liegen, einerseits und den Bi-Plag-Q-Gneisen, sowie dem Gr-Sil-Bi-Gneis gegeben. Der Gr-Sil-Bi-Gneis enthält keinen Kalifeldspat in der Paragenese, und der Gesamtgesteinschemismus liegt mit dem höchsten F-Wert sehr nahe dem Granat. Die Hangenden Paragneise liegen auch in diesem Diagramm zum Teil im Bereich der Cordieritgneise. Dies wird, wie beim AFM-Diagramm, als ein Hinweis gewertet, daß ihre Paragenesen bei anderen Bedingungen gebildet wurden.

Obere kontinentale Kruste (10km)	Monotone Serie n = 34	Cordierit-gneise n = 18	average shale
Na ₂ O	3.90	1.71	1.20
MgO	2.21	2.36	2.21
Al ₂ O ₃	15.19	15.70	18.89
SiO ₂	65.9	67.8	62.7
K ₂ O	3.37	2.97	3.70
CaO	4.20	0.99	1.30
Sc	11	20	16
TiO ₂	0.50	0.83	1.00
V	60	158	150
Cr	35	119	110
MnO	0.077	0.070	0.110
FeO	4.5	5.67	6.49
Co	10	16	23
Ni	20	36	55
Cu	25	33	50
Zn	71	100	85
Ga	17	21	20
Rb	112	107	160
Sr	350	134	200
Y	22	27	27
Zr	190	216	210
Nb	25	11	19
Ba	550	815	650
Pb	20	16	20

Oxide [Gew.%]

Elemente [ppm]

Tabelle 3: Geochemie der Paragneise in der Monotonen Serie (Mittelwerte aus n Analysen).
Obere kontinentale Kruste und "average shale" aus TAYLOR & MCLENNAN (1985).

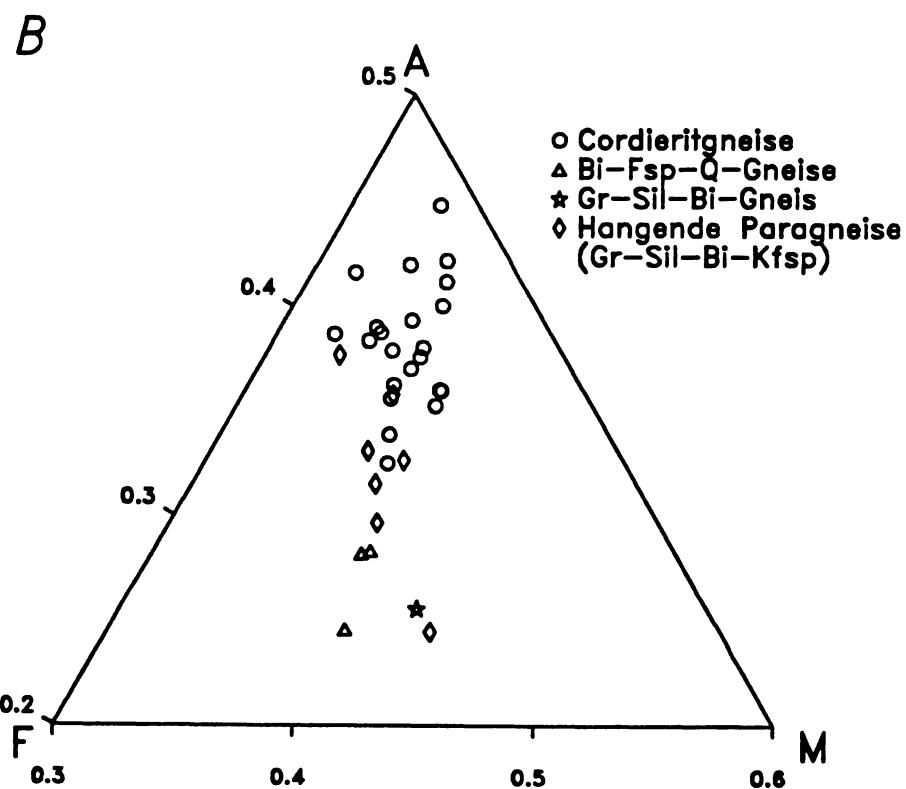
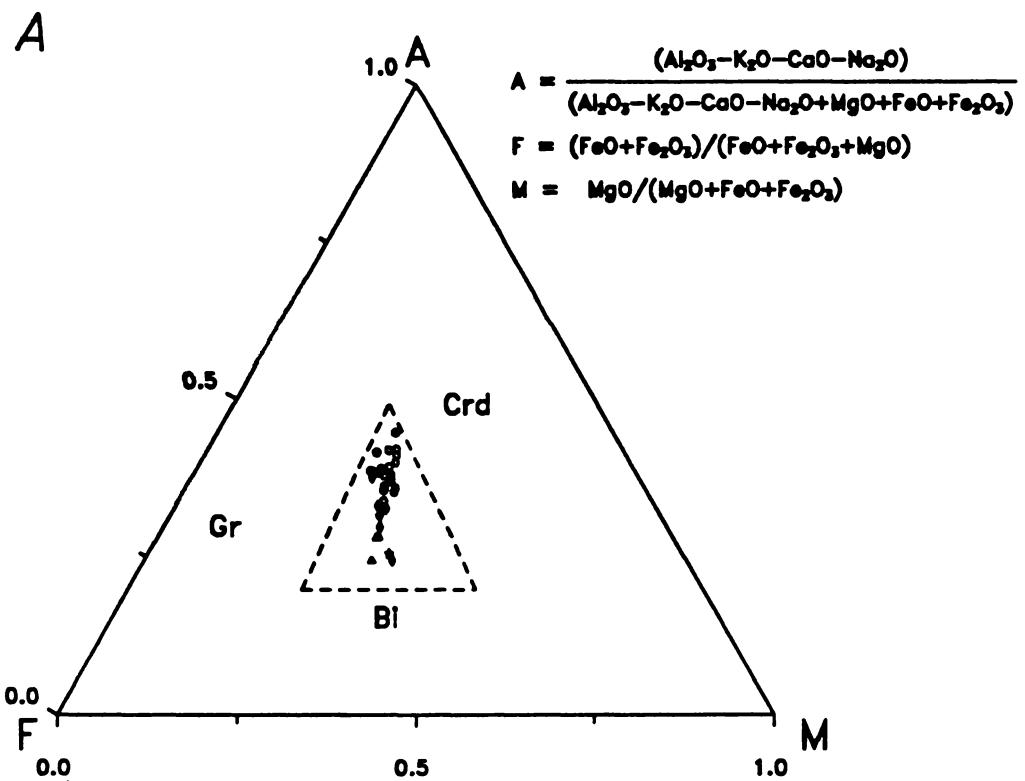


Abb.2: A) AFM-Diagramm mit den Gesamtgesteinschemismen
 B) vergroßerter Ausschnitt

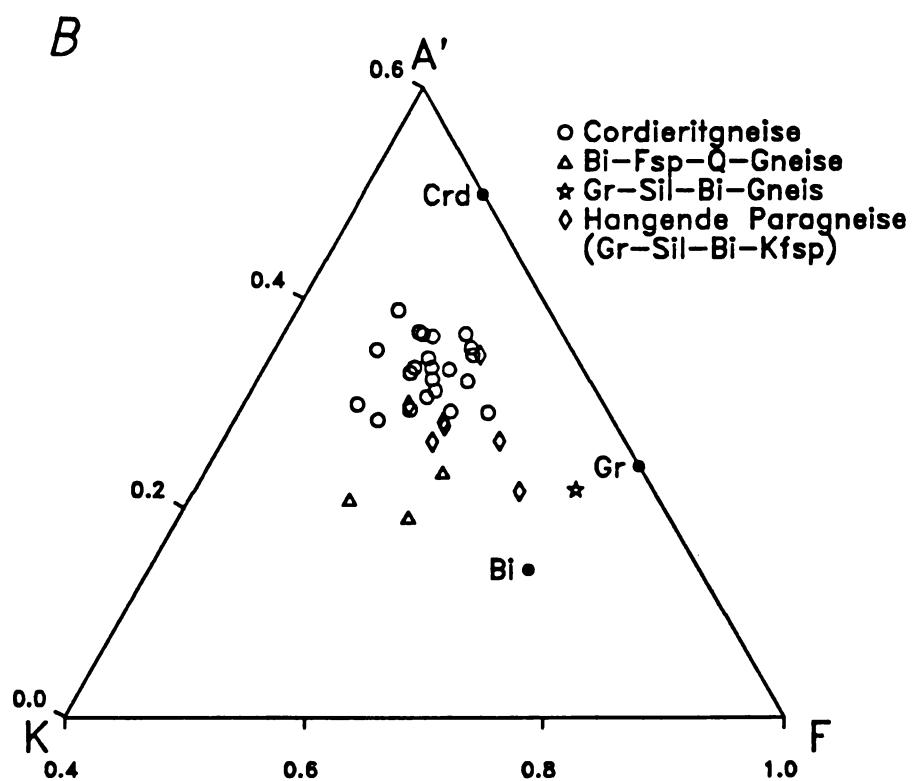
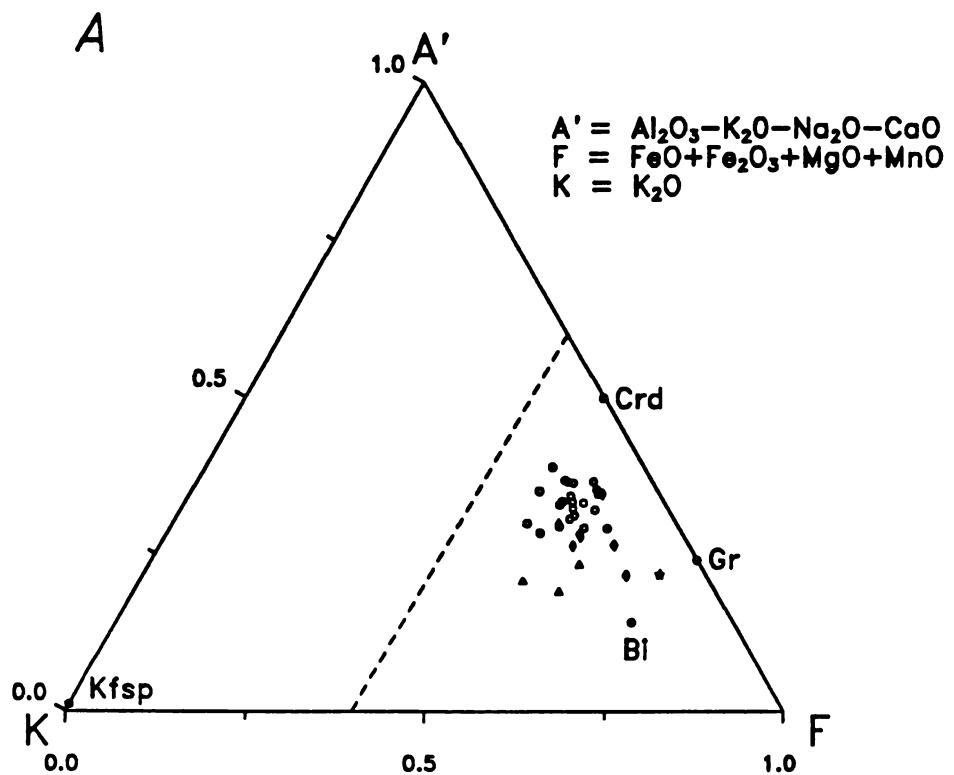


Abb.3: A) A'KF-Diagramm mit den Gesamtgesteinschemismen
 B) vergrößerter Ausschnitt

6.2) Spurenelemente:

Die Gehalte der Spurenelemente sind in Tabelle 3 in ppm angegeben. Der Bariumgehalt ist im Vergleich zur Oberen kontinentalen Kruste und im Vergleich Cordieritgneise- "average shale" um rund 300ppm, also deutlich, höher. Die Gehalte an Scandium, Vanadium, Chrom und Zink sind ebenfalls leicht erhöht, dagegen sind Rubidium und Strontium vergleichsweise niedriger.

Im dunklen Cordieritgneis (HT-7), der akzessorischen Sphalerit enthält, ist der höchste Zinkgehalt (174ppm) gemessen worden. Der Cordieritgneis Haslau-38 enthält rund das Vierfache (121ppm) des durchschnittlichen Yttriumgehaltes. Dieser hohe Wert ist auf akzessorischen Xenotim zurückzuführen.

Der Gr-Sil-Bi-Gneis hat sehr hohe Strontium- und Bariumgehalte (>800ppm Sr, >2000ppm Ba). Beim Strontium ist anzunehmen, daß es das Calcium substituiert und somit vornehmlich in den Plagioklasen enthalten ist. Barium substituiert in der Regel Kalium und konnte mit dem EDS-System der Elektronenstrahlmikrosonde in den Biotiten lokalisiert werden.

6.3) Ausgangsmaterial, Sortierung und tektonisches Environment der Ablagerung:

A) Eduktdiagramm (Abb.4):

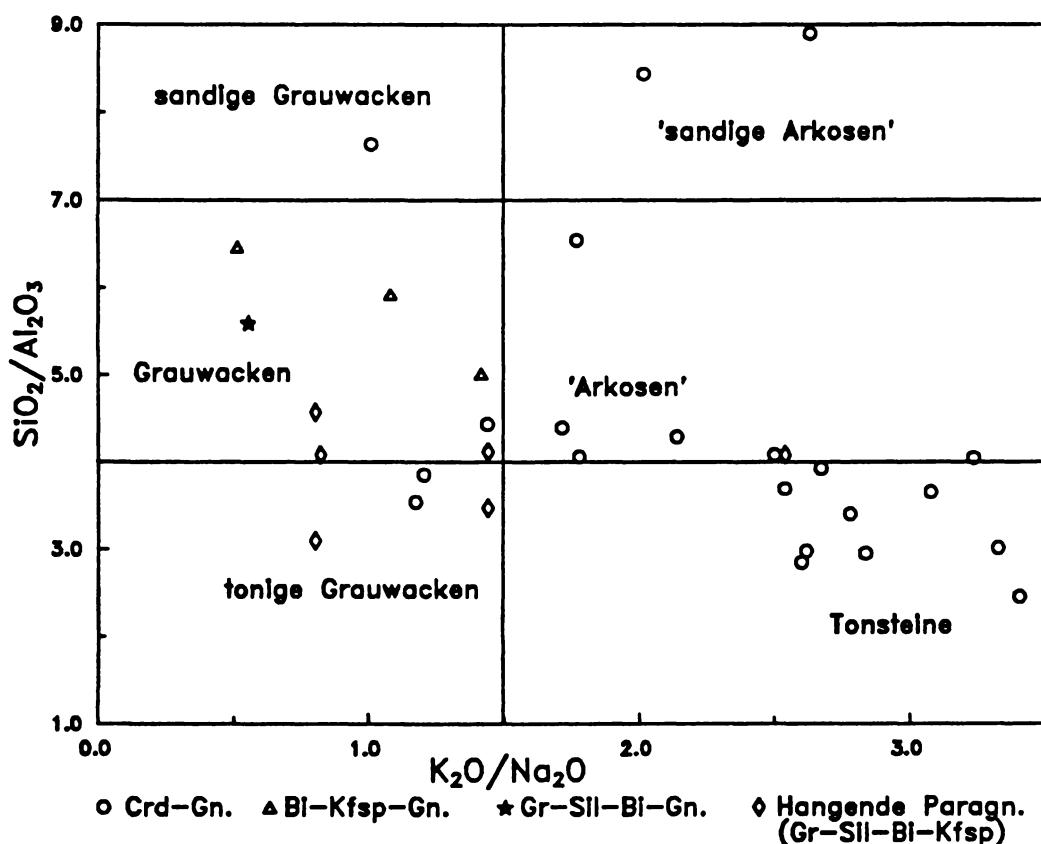


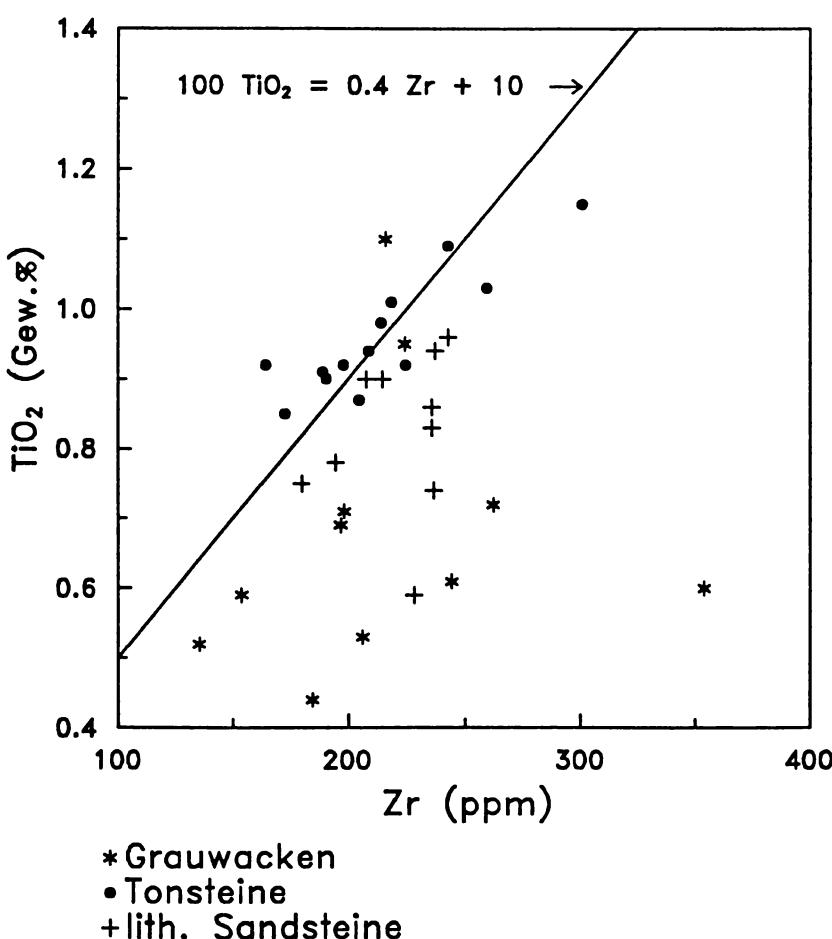
Abb.4: Eduktdiagramm nach WIMMENAUER (1984).

Im Eduktdiagramm nach WIMMENAUER (1984) ist das Verhältnis $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ gegen das Verhältnis $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ aufgetragen. Die Bi-Plag-Q-Gneise und der Gr-Sil-Bi-Gneis, also die Glimmer-armen Paragneise, sind aus Grauwacken hervorgegangen. Für die Cordieritgneise kommen vornehmlich Tonsteine als Ausgangsmaterial in Betracht.

Die Arkosen sind im Diagramm unter Anführungszeichen gesetzt, da Wimmenauer die in diesem Bereich liegenden Edukte als Arkosen bezeichnet, aber für die untersuchten Proben Arkosen als Ausgangsmaterial nicht in Frage kommen. In einem chemischen Klassifikationsdiagramm für Sandsteine (BLATT, MIDDLETON & MURRAY, 1980) liegen die 'Arkosen' nach Wimmenauer im Bereich der lithischen Sandsteine und nicht im Arkosefeld. Daher sind wahrscheinlich Gesteinsbruchstücke für die höheren $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ -Werte, bei gleichzeitig hohem $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, verantwortlich und damit sind die Edukte der Gneise, die im Arkosefeld liegen, als lithische Sandsteine zu bezeichnen.

Bei den drei Cordieritgneisen in den Feldern sandige Grauwacken und sandige Arkosen handelt es sich um die Quarz-reichen Cordieritgneise.

B) Sortierung (Abb.5):



Bei der Diagenese und Metamorphose weitgehend immobile Elemente können als Hinweis auf den Sortierungsgrad des klastischen Sediments dienen (GARCIA, COELHO & PERRIN, 1991). Das Diagramm zeigt, daß die Meta-Tonsteine tendenziell höhere TiO_2/Zr -Gehalte aufweisen als die Meta-Grauwacken. Die im Diagramm gezeigte Linie stellt eine allgemeine Trennlinie zwischen gut und schlecht sortierten Sedimenten dar. Daraus ist zu sehen, daß die Sortierung des Ausgangsmaterials der Paragneise als mäßig bis schlecht anzunehmen ist.

Abb.5: Eduktabhängige Fraktionierung zwischen TiO_2 und Zr.

C) Tektonisches Environment der Ablagerung (Abb.6):

Trägt man K_2O/Na_2O gegen den SiO_2 -Gehalt auf, ergibt sich ein Hinweis auf das tektonische Environment der Ablagerung (ROSER & KORSCH, 1986). Für das Ausgangsmaterial der Paragneise ist ein Trend in Richtung Ablagerung im Bereich eines aktiven Kontinentalrandes zu erkennen.

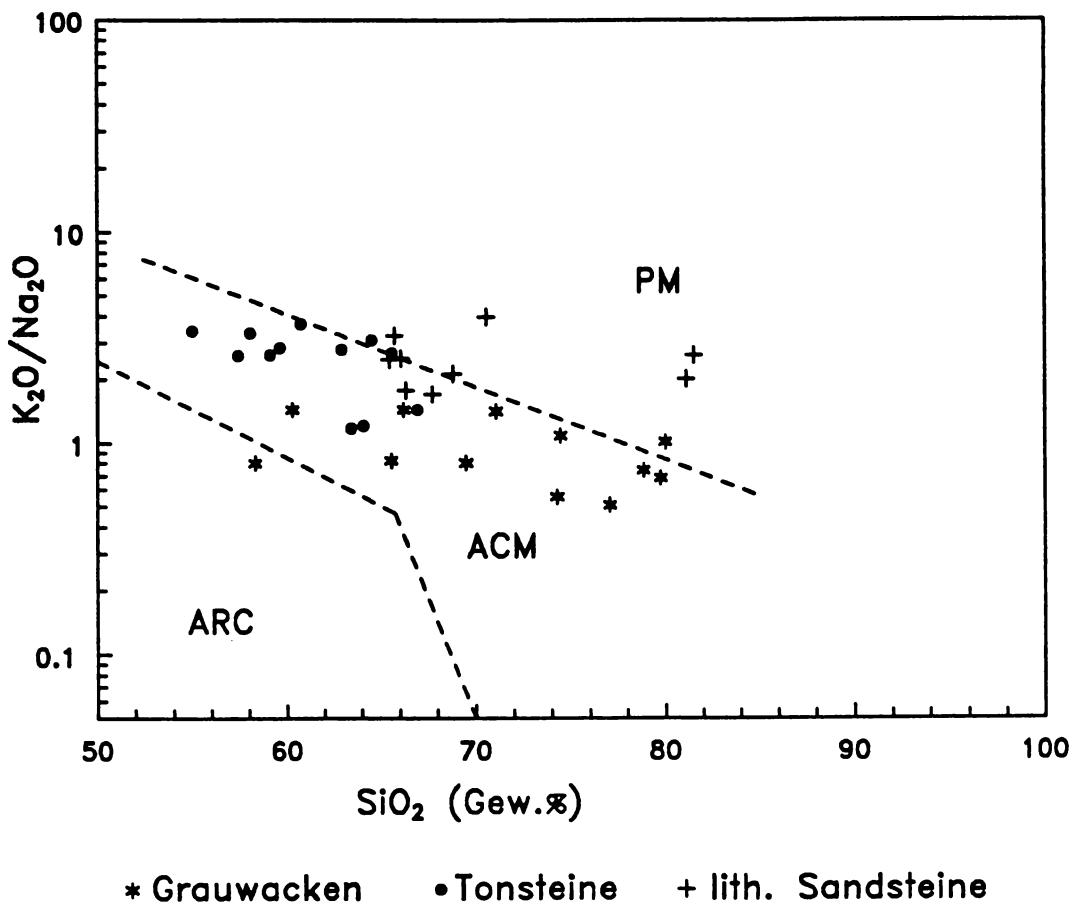


Abb.6: Tektonisches Diskriminierungsdiagramm für Sandsteine und Tonsteine nach ROSEN & KORSCH (1986).

PM = Passiver Kontinentalrand

ACM = Aktiver Kontinentalrand

ARC = Ozeanischer Inselbogen

Zusammenfassend ist zu bemerken, daß ein schlecht sortiertes Ausgangsmaterial und die Ablagerung an einem aktiven Kontinentalrand auf eine rasche Schüttung von detritischem Material, verbunden mit großer Sedimentmächtigkeit, hinweisen. Im Einklang damit steht das Überwiegen der Paragneise in der Monotonen Serie und deren Einförmigkeit.

7) Mineralchemie:

7.1) Minerale:

A) Cordierite:

Die Cordieritanalysen sind in Tabelle 4 zusammengefaßt. Die X_{Mg} -Werte ($= \text{MgO}/(\text{MgO} + \text{FeO})$) der Cordierite liegen zwischen 0.53 und 0.74. Sie enthalten deutlich mehr MnO als die koexistierenden Biotite. Geringe Gehalte an Na_2O (bis etwa 0.2 Gew%) wurden festgestellt. Dagegen liegen CaO , K_2O und TiO_2 unterhalb der Nachweisgrenze.

Die Cordierite, die sich mit Biotit im Gleichgewicht befinden (HT-7), sind homogen und haben einen einheitlichen Chemismus. Der Mittelwert (Tab.4, Nr.1) wurde aus den Analysen von mehreren Cordieriten dieser Gleichgewichtstextur gebildet.

Im Gegensatz dazu sind im nebulitisch migmatischen Cordieritgneis (WP-9) die Paläosom- und die Neosom-Cordierite zoniert. Der Kernbereich weist jeweils einen höheren X_{Mg} -Wert auf (Abb.7).

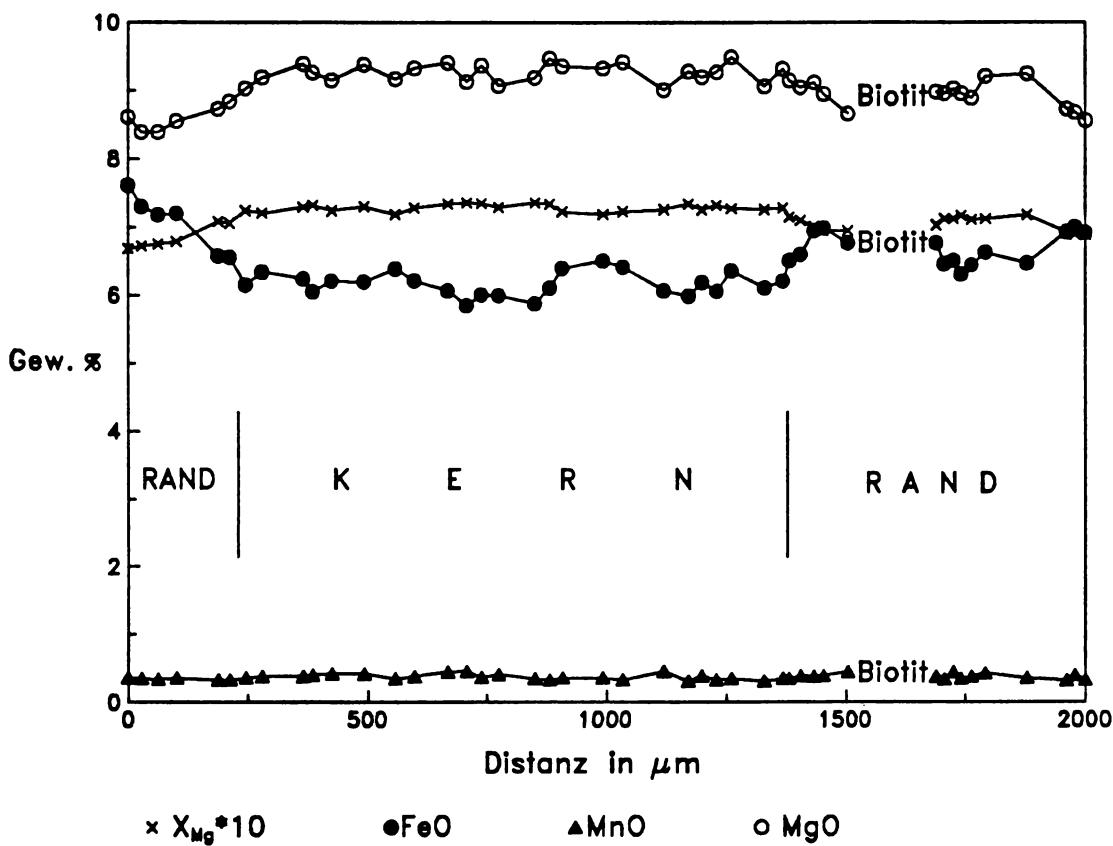


Abb.7: Profil durch einen Neosom-Cordierit des nebulitisch migmatischen Cordieritgneises. Der Cordierit grenzt zu beiden Seiten an Quarz.

Weiβphyra-9

Nummer	1	2	3	4	5
Probe	HT-7	WP-9	WP-9	WP-9	WP-9
Texturelle Bezeichnung	Glgw. mit Bi	Paläosom Kern	Paläosom Rand	Neosom Kern	Neosom Rand
n	16	5	6	13	11
SiO_2	48.6	48.9	48.6	49.0	48.3
Al_2O_3	32.6	32.8	32.5	32.9	32.6
FeO	9.7	8.6	10.2	6.0	7.4
MnO	0.31	0.39	0.47	0.38	0.38
MgO	7.2	7.7	6.9	9.4	8.4
Na_2O	0.16	0.17	0.20	0.21	0.18
Total	98.5	98.6	98.8	97.8	97.4
X_{Mg}	0.568	0.649	0.546	0.737	0.671
A(Or)	0.505	0.505	0.506	0.506	0.506
Strukturformel auf 18 Sauerstoffe berechnet:					
Si	5.038	5.044	5.029	5.025	5.015
Al^{IV}	3.976	3.981	3.967	3.982	3.993
Fe	0.841	0.743	0.881	0.512	0.640
Mn	0.027	0.034	0.041	0.033	0.034
Mg	1.105	1.188	1.062	1.431	1.306
Σ Oktaeder	1.973	1.965	1.984	1.976	1.980

Tabelle 4: Cordieritanalysen; Mittelwerte aus n Analysen.
 CaO, K₂O und TiO₂ liegen unter der Nachweisgrenze.

Die Analysen (Nr.2-5) sind Mittelwerte aus dem Kern- beziehungsweise Randbereich von einem Paläosom- und einem Neosom-Cordierit. Der Paläosom-Cordierit ist insgesamt Eisen-reicher als der Neosom-Cordierit. Letzterer ist im Unterschied zum Paläosom-Cordierit nicht von Sillimanit durchzogen (Vergleiche Darstellung im AFM-Diagramm).

Infrarotspektrum eines Cordierites:

Aufgenommen wurde das IR-Spektrum von einem Neosom-Cordierit aus dem nebulitisch migmatischen Cordieritgneis (WP-9), um qualitative Informationen über den Kanalinhalt zu bekommen. Gemessen wurde ein beidseitig polierter Dickschliff (0.31 mm) auf einer Fläche von 1mm Durchmesser. Durchgeführt wurde die Messung mit einem FT-IR-Spektrometer 1760X von Perkin-Elmer. Von den Absorptionsbanden der Probe wurde der zuvor gemessene Background (H_2O , CO_2 und Kohlenwasserstoffe der Luft) abgezogen. Pro Messung wurden 16 Scans mit einer Auflösung von 4 cm^{-1} durchgeführt.

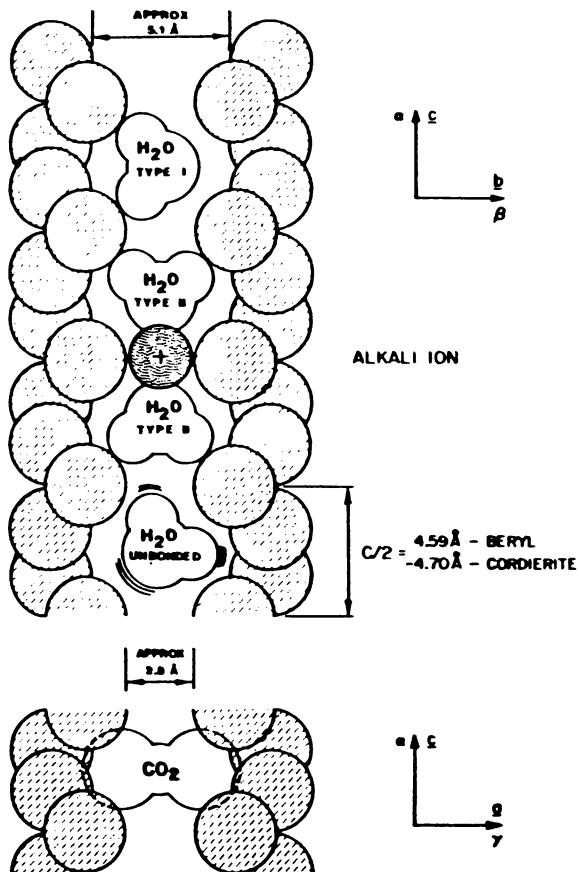


Abb.9: Orientierung der H_2O und CO_2 Moleküle im Strukturkanal von Cordierit.
Die Abbildung ist AINES & ROSSMAN (1984) entnommen.

Das IR-Spektrum (Abb.8) zeigt den Wellenzahlbereich von $2000-7900 \text{ cm}^{-1}$ (Wellenzahl = $1/\text{Wellenlänge}$). Gegen die Wellenzahl ist Transmission in % aufgetragen. Es lassen sich vier Absorptionsbanden erkennen. Die breite Absorptionsbande zwischen 3500 und 3700 cm^{-1} stammt von den symmetrischen und asymmetrischen Stretschwingungen der O-H-Bindungen. Die erste Oberschwingung dieser Stretschwingungen verursacht eine kleine Absorptionsbande bei 7100 cm^{-1} . Zwischen diesen Banden tritt eine Absorptionsbande bei 5270 cm^{-1} auf, die durch die Knickschwingung des gewinkelten H_2O -Moleküls verursacht wird. Bei 2350 cm^{-1} ist die Absorptionsbande der asymmetrischen Stretschwingung des linear gestreckten CO_2 -Moleküls deutlich ausgebildet.

Das Spektrum zeigt, daß der Cordierit vornehmlich molekulares H_2O enthält, da neben den Stretschwingungen der O-H-Bindung die Knickschwingung von H_2O auftritt. Hingegen fehlen Absorptionsbanden durch Schwingungen von Metall-OH-Bindungen. Auch ein "Wasserbauch", also eine breite Absorptionsbande ohne deutliches Maximum, der durch die Wasserstoffbrückenbindungen zwischen H_2O -Molekülen

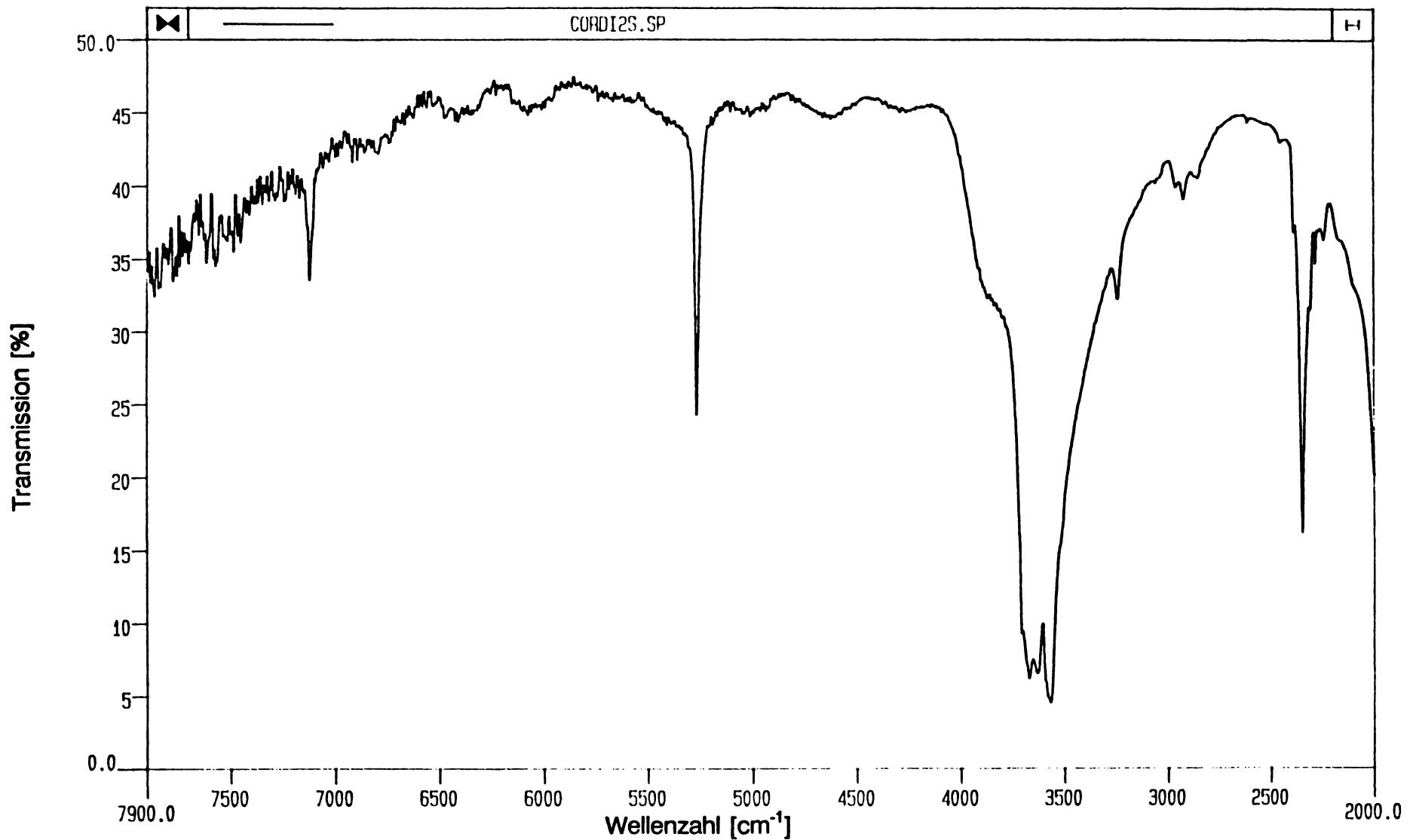


Abb.8: IR-Spektrum eines Neosom-Cordierites aus dem neubüttisch migmatischen Cordieritgneis.
Weißpyhra-9

(z.B. bei Wasser in Fluideinschlüssen) verursacht wird, ist nicht ausgebildet. Cordierit kann molekulares H_2O und CO_2 in beträchtlichen Mengen in die Strukturkanäle einbauen. Die Positionen dieser Moleküle und die möglichen Orientierungen von H_2O in Zusammenhang mit Alkaliionen in den Strukturkanälen sind in Abb.9 dargestellt. Die Orientierung des H_2O -Moleküls in den Kanälen kann nur durch Messung von orientierten Proben festgestellt werden. Einen Hinweis geben die Cordieritanalysen (Tab.4), die zeigen, daß die Cordierite bis zu 0.21 Gew% Na_2O enthalten, wobei das Natrium in den Strukturkanälen der Cordierite eingebaut ist (AINES & ROSSMAN, 1984). Somit sind beide Typen von H_2O -Orientierungen in den Strukturkanälen zu erwarten. Anzumerken ist, daß der Gehalt an Kalium, das ebenfalls im Strukturkanal eingebaut werden kann, stets unter der Nachweisgrenze liegt. Allerdings konnte in einem qualitativ analysierten Fluideinschluß Kaliumchlorid nachgewiesen werden. Die Anwesenheit von CO_2 neben H_2O in den großen Hohlräumen der Strukturkanäle ist ein nicht unwesentlicher Faktor für die thermodynamische Berechnung der Bedingungen für die Cordieritbildung. Die Wasseraktivität war bei der Cordieritbildung kleiner als 1.

B) Granate:

Es wurden mehrere Granate des Gr-Sil-Bi-Gneises analysiert. Sie sind zoniert und die Mittelwerte aus einigen Kern- beziehungsweise Randanalysen eines Granates werden in Tab.5 (Nr.1 und 2) angegeben. Die Zonierung dieses Granates ist in einem Profil (Abb.10) dargestellt. Der X_{Mg} -Wert ist im Kernbereich 0.16 und sinkt randlich auf 0.10, gleichzeitig steigt der Gehalt an MnO deutlich an. Die Granate sind Almandine (63-67 Mol%) mit 17-28 Mol% Spessartin, 6-14 Mol% Pyrop und 3-4 Mol% Grossular.

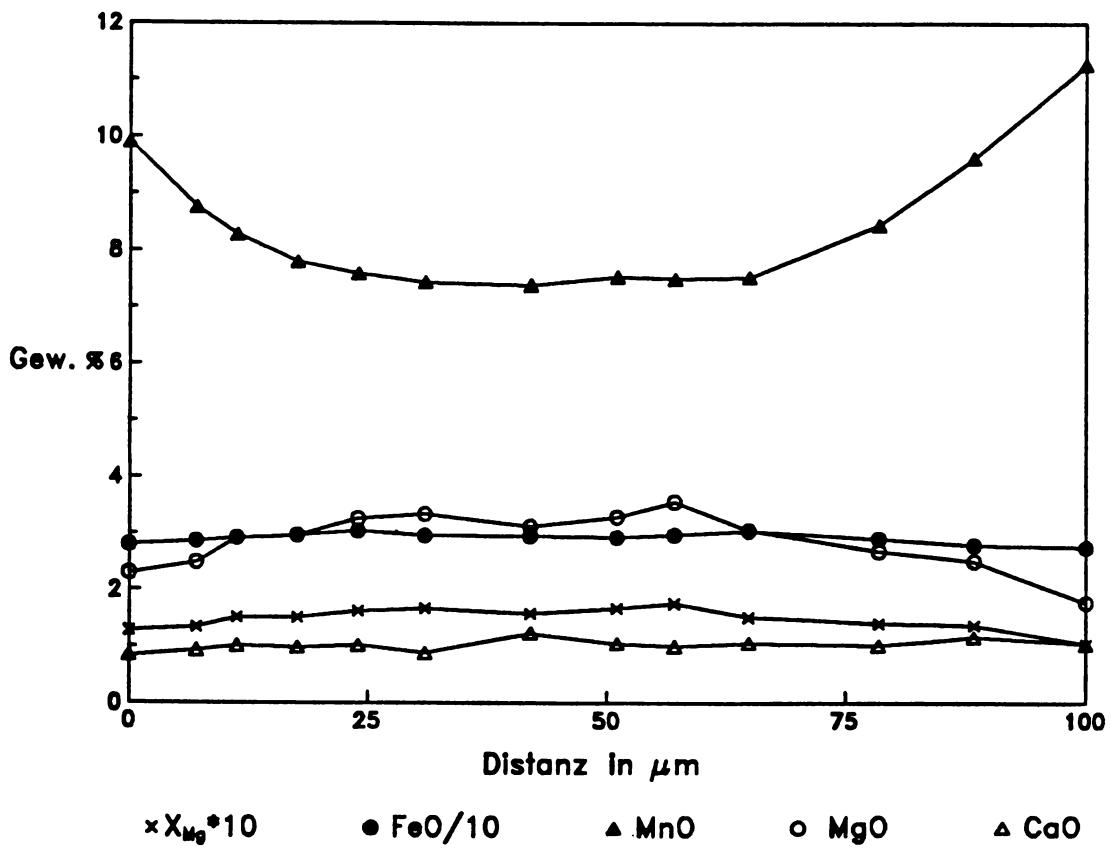


Abb.10: Profil durch einen Granat des Gr-Sil-Bi-Gneises.
Walphyra-12

Granate				Staurolith	
Nummer	1	2	3	4	
Probe	WP-12	WP-12	WP-12	WP-12	
Texturelle Bezeichnung	Kern	Rand	Relikt	Relikt	
n	5	3	5	5	
<chem>SiO4</chem>	37.3	37.0	37.5	<chem>SiO4</chem>	26.6
<chem>Al2O3</chem>	21.2	20.9	21.5	<chem>TiO2</chem>	0.26
<chem>FeO</chem>	29.7	27.1	29.5	<chem>Al2O3</chem>	56.8
<chem>MnO</chem>	7.6	11.7	5.7	<chem>FeO</chem>	12.3
<chem>MgO</chem>	3.2	1.59	4.8	<chem>MnO</chem>	0.79
<chem>CaO</chem>	1.03	0.99	0.94	<chem>MgO</chem>	1.24
Total	100.0	99.2	100.1	Total	98.2
X_{Mg}	0.162	0.095	0.226	X_{Mg}	0.153
A(Or)	0.297	0.330	0.285	A(Or)	0.735
Strukturformel auf 12 Sauerstoffe berechnet:				Strukturformel auf 46 O berechnet:	
Si	2.999	3.020	2.984	Si	7.337
<chem>Al^IV</chem>	0.002	0.000	0.016	<chem>Al^IV</chem>	0.663
Σ Tetraeder	3.001	3.020	3.000	Σ Tetr.	8.000
<chem>Al^VI</chem>	2.008	2.013	2.002	Al	17.795
<chem>Fe^3+</chem>	0.000	0.000	0.004	Ti	0.055
Σ Y	2.009	2.013	2.008	Fe	2.836
<chem>Fe^2+</chem>	1.996	1.849	1.959	Mn	0.184
Mn	0.514	0.812	0.383	Mg	0.510
Mg	0.386	0.194	0.573	Σ	21.340
Ca	0.089	0.087	0.080		
Σ X	2.985	2.941	2.995		
Alm	0.669	0.629	0.654		
Sps	0.172	0.276	0.128		
Pyr	0.129	0.066	0.191		
Grs	0.029	0.029	0.024		

Tabelle 5: Granat- und Staurolithanalysen;
Mittelwerte aus n Analysen.

Nummer	1	2	3	4	5
Probe	WP-12	WP-12	HT-7	WP-9	WP-9
Texturelle Bezeichnung	Matrix- biotit	Kontakt- biotit	Glgw. mit Crd	Paläosom	Neosom; im Crd
n	7	5	10	5	9
SiO ₂	35.9	36.7	35.5	36.5	36.9
TiO ₂	3.6	1.05	2.7	2.20	2.40
Al ₂ O ₃	18.6	19.6	19.8	21.2	19.6
FeO	18.8	17.0	20.0	19.9	15.3
MnO	0.29	0.18	0.10	0.20	0.15
MgO	8.0	10.7	8.3	7.5	10.6
Na ₂ O	0.07	0.08	0.19	0.19	0.26
K ₂ O	9.2	9.2	9.0	9.7	8.9
Total	94.6	94.6	95.5	97.2	94.0
X _{Mg}	0.433	0.527	0.425	0.402	0.552
A(Or)	0.155	0.159	0.169	0.184	0.170
Strukturformel auf 11 Sauerstoffe berechnet:					
Si	2.743	2.766	2.692	2.712	2.767
Al ^{IV}	1.257	1.234	1.308	1.288	1.233
Σ Tetraeder	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
Al ^{VI}	0.416	0.510	0.458	0.565	0.500
Ti	0.209	0.060	0.154	0.123	0.135
Fe	1.199	1.073	1.269	1.235	0.958
Mn	0.018	0.012	0.006	0.012	0.009
Mg	0.915	1.197	0.938	0.829	1.183
Σ Oktaeder	2.758	2.852	2.824	2.764	2.786
Na	0.010	0.012	0.029	0.027	0.038
K	0.897	0.887	0.866	0.923	0.853
Σ	0.907	0.899	0.895	0.950	0.891

Tabelle 6: Biotitanalysen; Mittelwerte aus n Analysen.

Einer der analysierten Granate enthält einen Plagioklaseinschluß. Er ist nicht zoniert und chemisch verschieden (Nr.3 in Tab.5). Sein X_{Mg} -Wert beträgt 0.23 und er hat neben 64-67 Mol% Almandin einen deutlich höheren Pyropanteil (18-20 Mol%). Die mögliche Ursache für den besonderen Chemismus dieses Granates wird beim AFM-Diagramm dieses Gneises diskutiert.

C) Biotite:

Die Biotitanalysen sind in den Tab.6 und Tab.7 zusammengestellt. Der X_{Mg} -Wert variiert zwischen 0.38 und 0.58, das tetraedrische Aluminium von 1.17 bis 1.38 und das oktaedrische Aluminium von 0.36 bis 0.60. Die oktaedrische Besetzung ist immer unter dem idealen Wert 3 der trioktaedrischen Glimmer. Die Oktaederlücke reicht von 0.04 bis 0.31. In erster Näherung besitzen die Biotite intermediäre Zusammensetzung zwischen den Endgliedern Annit, Siderophyllit, Phlogopit und Eastonit. Der TiO_2 -Gehalt der Biotite beträgt in der Regel rund 2 bis 4 Gew%. Die durch den retrograden Fe-Mg-Austausch beeinflußten Biotite sind deutlich ärmer an TiO_2 .

Vergleicht man in dem Gr-Sil-Bi-Gneis (WP-12) einen Biotit der "Matrix" mit einem Biotit der mit Granat in Kontakt ist, wird ersichtlich, daß der X_{Mg} -Wert im Kontaktbiotit deutlich höher ist und der Kontaktbiotit nur halb soviel Mangan wie der Matrixbiotit enthält.

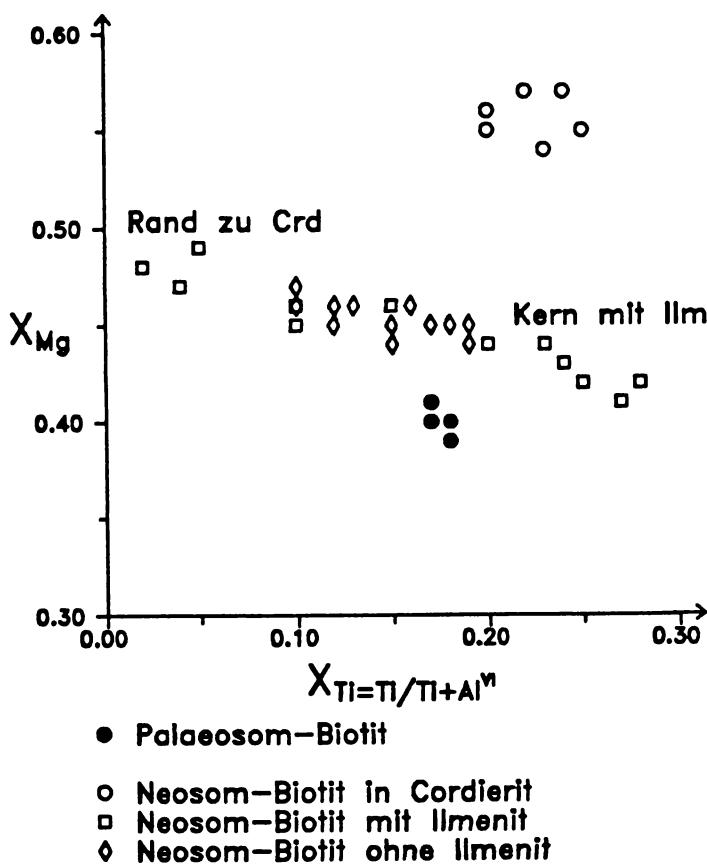


Abb.11: X_{Mg} - X_{Ti} -Diagramm der Biotite des nebulitisch migmatitischen Cordieritgneises.

Der retrograde Fe-Mg-Austausch des Kontaktbiotites mit dem Granat und eine gleichzeitige Fraktionierung von Mangan in den Granat ist als Ursache für diese chemische Variation anzunehmen. Der Kontaktbiotit enthält rund 1% TiO_2 und seine Oktaederlücke ist stärker besetzt als bei den "Matrixbiotiten", für die die Substitution $2(Mg^{2+})^VI = (Ti^{4+})^VI + []^VI$ (INDARES & MARTIGNOLE, 1985) wahrscheinlich ist.

Im dunklen Cordieritgneis (HT-7) haben die Biotite in der Cordierit-Biotit-Gleichgewichtstextur den gleichen Chemismus (Tab.6, Nr.3). Dagegen sind im nebulitisch migmatitischen Cordieritgneis (WP-9) die Biotite des Paläosoms und des Neosoms chemisch verschieden. Im Neosom sind die Biotite chemisch weiter zu untergliedern (Tab.6, 7 und 8 und Abb.11).

Nummer	6	7	8	9	10
Probe	WP-9	WP-9	WP-9	WP-9	WP-9
Texturelle Bezeichnung	Kern mit Ilm	Über-gang	Rand zu Crd	Bi ohne Ilm	sek. Phengit
n	7	3	3	14	4
SiO ₂	36.0	35.9	35.3	35.9	46.7
TiO ₂	2.9	1.26	0.39	1.77	0.20
Al ₂ O ₃	20.0	20.3	21.2	20.8	35.7
FeO	19.2	19.3	19.4	18.8	0.72
MnO	0.16	0.16	0.22	0.14	0.06
MgO	8.1	9.1	9.9	8.8	0.54
Na ₂ O	0.15	0.19	0.21	0.28	0.65
K ₂ O	9.2	8.5	7.6	8.4	10.21
Total	95.7	94.7	94.3	94.9	94.8
X _{Mg}	0.429	0.457	0.477	0.454	0.571
A(Or)	0.174	0.182	0.198	0.192	
Strukturformel auf 11 Sauerstoffe berechnet:					
Si	2.716	2.723	2.679	2.710	3.107
Al ^{IV}	1.284	1.277	1.321	1.290	0.893
Σ Tetraeder	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
Al ^{VI}	0.490	0.541	0.579	0.557	1.903
Ti	0.162	0.072	0.022	0.101	0.010
Fe	1.211	1.222	1.229	1.187	0.040
Mn	0.010	0.010	0.014	0.009	0.004
Mg	0.910	1.029	1.122	0.987	0.054
Σ Oktaeder	2.784	2.873	2.965	2.840	2.010
Na	0.021	0.027	0.030	0.041	0.084
K	0.881	0.820	0.737	0.811	0.866
Σ	0.903	0.847	0.767	0.852	0.950

Tabelle 7: Biotit- und Phengitanalysen;
Mittelwerte aus n Analysen.

Nr.	Texturelle Beschreibung	n	X _{Mg}	Al ^V	Ti ^V	[] ^V
4	Paläosom-Biotit	5	0.40	0.57	0.12	0.24
5	Neosom-Biotit im Crd-Rand	9	0.55	0.50	0.14	0.22
Mw. 6-8	Neosom-Biotit mit Ilmenit	13	0.45	0.52	0.11	0.15
6	--"--, Kern mit Ilmenit	7	0.43	0.49	0.16	0.25
7	--"--, Übergangsbereich	3	0.46	0.54	0.07	0.13
8	--"--, Rand zu Cordierit	3	0.48	0.58	0.02	0.04
9	Neosom-Biotit ohne Ilmenit	14	0.45	0.56	0.10	0.16

Tabelle 8: Biotite eines nebulitisch migmatischen Cordieritgneises (WP-9).
Mittelwerte aus n Analysen.

Der Paläosom-Biotit (Nr.4) ist mit einem Cordierit, der von Sillimanit durchzogen ist, in Kontakt. Im Vergleich zum Neosom-Biotit (Nr.5), der im Randbereich eines Cordierites ohne Sillimanit eingeschlossen ist, hat er einen deutlich höheren Eisen- und Aluminiumgehalt. Diese beiden Biotite sind retrograd am wenigsten beeinflußt. Die nicht eingeschlossenen Neosom-Biotite (Nr.6 und Nr.9) zeigen in Folge eines retrograden Fe-Mg-Austausches mit Cordierit und durch lokale Fe-Ti-Pufferung (Ilmenit) während der Rekristallisation einen variablen Chemismus. Sie sind Eisen-reicher als der Neosom-Biotit im Cordierit. Das kann auf den retrograden Fe-Mg-Austausch zwischen Cordierit und Biotit zurückgeführt werden, wodurch die Biotite relativ Eisen- und die Cordierite Magnesium-reicher werden.

Die Neosom-Biotite mit Ilmenit sind zoniert, die ohne Ilmenit nicht (Abb.11). Der Mittelwert der Analysen des Biotites mit Ilmenit ist aber mit dem Biotit ohne Ilmenit durchaus vergleichbar (Tab.5). Im Randbereich des Biotites mit Ilmenit im Kern ist der Titan-Gehalt sehr niedrig und auch die Oktaederlücke gering. Eine mögliche Substitution für diesen Bereich ist $2(\text{Mg}^{2+}, \text{Fe}^{2+})^{\text{VI}} = (\text{Ti}^{4+})^{\text{VI}} + []^{\text{VI}}$. Im Kernbereich ist der Biotit mit Ilmenit gepuffert und es fällt auf, daß wenig oktaedrisches Aluminium enthalten ist. Dies weist auf die Substitution $(\text{Ti}^{4+})^{\text{VI}} + (\text{Fe}^{2+})^{\text{VI}} = 2(\text{Al}^{3+})^{\text{VI}}$ hin, wobei die linke Seite der Substitution durch Ilmenit gepuffert ist. Beide Substitutionen (INDARES & MARTIGNOLE, 1985) könnten gemeinsam für die Ausbildung der Zonierung des Fe-Ti-gepufferten Neosom-Biotites verantwortlich sein.

D) Plagioklase:

In den Cordieritgneisen sind Oligoklase (17 Mol% Anorthit), teilweise mit einem schmalen Albirtrand, verbreitet (Tab.9). Diese Säume kann man im Dünnschliff immer am Kontakt zu Kalifeldspat beobachten. Ein Profil über die Korngrenze Plagioklas-Kalifeldspat (Abb.12) zeigt, daß der Kalifeldspat randlich weniger Albirkomponente enthält. Offensichtlich ist ein Teil der perthitisch entmischten Albirkomponente aus dem Randbereich des Kalifeldspats zum Plagioklas gewandert, der einen schmalen Albirtrand hat.

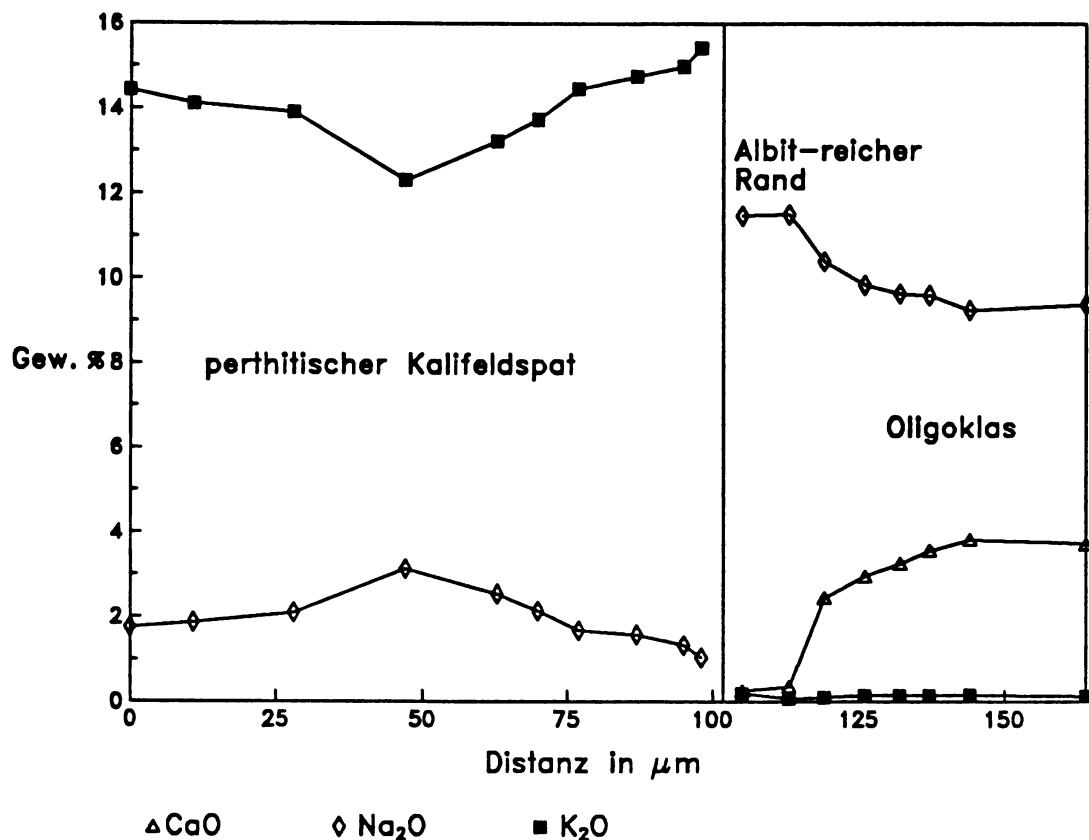


Abb.12: Profil über die Korngrenze Kalifeldspat - Plagioklas im Neosom des nebulitisch migmatischen Cordieritgneises.

WeiBphyra-9

Die Plagioklase des Gr-Bi-Sil-Gneises (Tab.10) lassen optisch wie chemisch keine Zonierung erkennen. Es handelt sich um Oligoklase mit 27-29 Mol% Anorthit (Nr.1,3). Der Anorthitgehalt ist nahe der manchmal auftretenden Granat-Einschlüsse auf bis zu 36 Mol% erhöht, und auch ein geringer Eisen-Gehalt (0.2 Gew%) ist in diesem Bereich zu bemerken (Nr.2).

Der Plagioklas, der den Granat mit höherem X_{Mg} einschließt, ist chemisch von den übrigen Plagioklasen, die Granat einschließen, verschieden. In der Nähe des Kontaktes zum Granat hat er keinen erhöhten Anorthitgehalt (Nr.4). Der Granat mit dem höheren X_{Mg} -Wert hat selbst einen kleinen Plagioklas-Einschluß (Nr.5). Dieser hat den gleichen Anorthitgehalt wie der Plagioklas, der den Granat einschließt. Auffällig an dem Einschluß-Plagioklas ist der relativ hohe FeO-Gehalt (0.78 Gew%).

Nummer	1	2	3	4
Probe	HT-7	HT-7	WP-9	WP-9
Texturelle Bezeichnung	Oligoklas Kern	Albit Rand	Oligoklas Kern	Albit Rand
n	2	2	4	2
SiO ₂	63.4	68.0	64.2	68.2
Al ₂ O ₃	22.9	19.5	22.8	19.6
CaO	3.8	0.0	3.4	0.31
Na ₂ O	9.6	11.8	9.6	11.5
K ₂ O	0.25	0.00	0.15	0.14
Total	100.0	99.3	100.2	99.7

Strukturformel auf 8 Sauerstoffe berechnet:

Si	2.803	2.992	2.827	2.988
Al	1.196	1.010	1.181	1.010
Σ Tetraeder	3.999	4.002	4.008	3.998
Ca	0.181	0.000	0.160	0.015
Na	0.823	1.003	0.818	0.977
K	0.014	0.000	0.009	0.008
Σ	1.018	1.003	0.987	0.999
An	0.178	0.000	0.163	0.015
Ab	0.809	1.000	0.829	0.978
Or	0.014	0.000	0.009	0.008

Tabelle 9: Plagioklase der Cordieritgneise;
Mittelwerte aus n Analysen.

Nummer	1	2	3	4	5
Probe	WP-12	WP-12	WP-12	WP-12	WP-12
Texturelle Bezeichnung	50-200µm von Gr	Kontakt zu Gr	100-200µm von Gr	Kontakt zu Gr	Plag in Gr
n	2	3	7	5	7
SiO ₂	63.8	61.6	61.9	62.1	61.6
Al ₂ O ₃	23.4	24.9	24.2	24.0	24.1
FeO	0.0	0.21	0.0	0.23	0.78
CaO	5.2	6.8	5.6	5.7	5.7
Na ₂ O	7.7	6.7	7.7	7.6	8.1
K ₂ O	0.0	0.0	0.0	0.19	0.10
Total	100.09	100.22	99.50	99.80	100.36

Strukturformel auf 8 Sauerstoffe berechnet:

Si	2.803	2.720	2.750	2.753	2.732
Al	1.214	1.297	1.265	1.254	1.258
Σ Tetraeder	4.018	4.017	4.016	4.007	3.990
Fe	0.000	0.008	0.000	0.008	0.029
Ca	0.244	0.321	0.268	0.271	0.269
Na	0.655	0.569	0.664	0.655	0.696
K	0.000	0.000	0.000	0.011	0.006
Σ	0.900	0.890	0.932	0.937	0.971
An	0.271	0.361	0.290	0.289	0.277
Ab	0.729	0.639	0.710	0.700	0.717
Or	0.000	0.000	0.000	0.012	0.006

Tabelle 10: Plagioklasanalysen des Gr-Bi-Sil-Gneises;
Mittelwerte aus n Analysen.

E) Kalifeldspat:

Um die Zusammensetzung des Kalifeldspates vor der perthitischen Entmischung zu ermitteln, wurden Mikrosondenanalysen mit offenem Raster durchgeführt. Das heißt, jede Analyse erfaßte eine Fläche von rund $5*5\mu\text{m}$. Der Mittelwert aus fünfzehn Analysen aus dem zentralen Teil eines Kalifeldspats ergibt 79 Mol% Orthoklas und 21 Mol% Albit (Tab.12, Nr.1). Der Randbereich des Kalifeldspates wurde nicht in den Mittelwert einbezogen, da offensichtlich ein Teil des entmischten Albites an den angrenzenden Plagioklas abgegeben wurde (Abb.12). Ein Mittelwert aus Randanalysen vom Kalifeldspat ergibt eine mittlere Zusammensetzung von 90 Mol% Orthoklas und 10 Mol% Albit für den Randbereich (Nr.2).

F) Ilmenite:

Die Ilmenite enthalten bis 5.4 Gew% MnO; MgO und Al₂O₃ liegen unterhalb der Nachweisgrenze (Tab.12). Der Fe³⁺-Gehalt der Ilmenite wurde bei der Strukturformelberechnung durch Vollbesetzung der Gitterplätze bei gleichzeitig ausgeglichener Ladungsbilanz berechnet.

Der Ilmenit des nebulitisch migmatischen Cordieritgneises (WP-9) stammt aus dem Neosom, wo er gitterförmig in Biotiten des Melanosoms auftritt. Im Gr-Sil-Bi-Gneis sind neben den Ilmeniten der "Matrix" (Mittelwert aus den Analysen von mehreren Individuen, Nr.2) in der Umgebung der Staurolithrelikte Eisen-reichere Ilmenite (Nr.3) vorhanden. Dies weist auf eine Zufuhr von Eisen aus dem Staurolithabbau hin.

G) Staurolith:

Der Mittelwert aus fünf Analysen von einem reliktischen Staurolith ist in Tab.5 angegeben. Der X_{Mg}-Wert (0.15) ist für den Staurolith als Eisen-reiche Phase erwartungsgemäß niedrig. Er enthält aber relativ viel MnO (0.79 Gew%), dagegen liegen die Gehalte an ZnO und CaO unterhalb der Nachweisgrenze.

H) Phengite:

Die analysierten Phengite sprossen im Neosom des nebulitisch migmatischen Cordieritgneises als Neubildungen über die Korngrenze Crd-Bi hinweg. Der Mittelwert aus den Analysen von zwei Phengiten ist in Tab.7 angegeben. Das Verhältnis Si : Al ist größer als 3 : 1 und die Strukturformel weist auf die Substitution $(\text{Al}^{3+})^{\text{VI}} + (\text{Al}^{3+})^{\text{IV}} = (\text{Mg}^{2+}, \text{Fe}^{2+})^{\text{VI}} + (\text{Si}^{4+})^{\text{IV}}$ hin. Diese Substitution führt innerhalb der Mischungsreihe Muskovit - Celadonit zu den Phengiten.

Nummer	1	2
Probe	WP-9	WP-9
Texturelle Bezeichnung	perth. Kern	Rand zu Plag
n	15	4
SiO ₂	65.2	65.1
Al ₂ O ₃	18.6	18.5
Na ₂ O	2.33	1.10
K ₂ O	13.5	15.4
Total	99.6	100.1

Strukturformel auf
8 Sauerstoffe berechnet:

Si	2.996	2.998
Al	1.004	1.002
Σ Tetraeder	4.000	3.999
Na	0.208	0.098
K	0.791	0.904
Σ	0.999	1.003
Ab	0.208	0.098
Or	0.792	0.902

Tabelle 11: Kalifeldspatanalysen;
Mittelwerte aus n Analysen.

Nummer	1	2	3
Probe	WP-9	WP-12	WP-12
Texturelle Bezeichnung im Neosom	gitterf.	Matrix	bei Stau
n	3	6	7
TiO_2	50.6	47.8	44.7
Fe_2O_3	1.58	8.2	14.8
FeO	44.0	40.0	34.7
MnO	1.32	3.0	5.4
Total	97.5	99.0	99.6

Strukturformel auf 3 O berechnet:

Ti	0.985	0.921	0.858
Fe^{3+}	0.015	0.079	0.142
Σ	1.000	1.000	1.000
Fe^{3+}	0.015	0.079	0.142
Fe^{2+}	0.953	0.857	0.741
Mn	0.029	0.064	0.116
Σ	1.000	1.000	1.000

Ilm	0.95	0.86	0.74
Prph	0.03	0.06	0.12
Haem	0.02	0.08	0.14

Tabelle 12: Ilmenitanalysen;
Mittelwerte aus n Analysen.

7.2) Darstellung der Phasenbeziehungen in der AFM-Projektion (J.B.THOMPSON, 1957):

Die Cordieritgneise enthalten Kalifeldspat in der Paragenese, die Gr-Sil-Bi-Gneise sind Alkalifeldspat-frei. Die berechneten Metamorphosebedingungen zeigen aber für alle drei dargestellten Proben eine Prägung oberhalb der zweiten Sillimanit-Isograde (siehe Thermobarometrie). Daher wurden die AFM-Phasen vom Orthoklas aus in die AFM-Ebene projiziert. Es sind von den Mineralphasen jeweils 5-10 Analysen dargestellt, wobei die Konoden die Mittelwerte dieser Analysen verbinden. Zusätzlich ist der Projektionspunkt des Gesamtgesteinschemismus eingetragen.

Die AFM-Werte der Mineralphasen wurden mit $A(Or) = (Al_2O_3 - K_2O) / (Al_2O_3 - K_2O + MgO + FeO)$ und $X_{Mg} = MgO / (MgO + FeO)$ berechnet. In den im AFM-Diagramm dargestellten Mineralphasen ist auch dreiwertiges Eisen enthalten. Mit der Röntgenfluoreszenzanalyse und der Elektronenstrahlmikroskopie kann aber der Anteil an zwei- und dreiwertigem Eisen nicht erfaßt werden. Das gesammte Eisen ist bei den Analysen als zweiwertiges Eisen angegeben und daher fließt auch das dreiwertige Eisen in die X_{Mg} -Werte der Mineralphasen ein. Dementsprechend wurde zur Berechnung der AFM-Werte des Gesamtgesteinschemismus ebenfalls die Summe von zwei- und dreiwertigem Eisen verwendet. Das CaO der Gesamtgesteinsanalyse ist für Apatit korrigiert. Dieser CaO-Wert und der Gehalt an Na_2O wurden in die Berechnung des $A(Or)$ -Wertes der Gesamtgesteinsanalyse einbezogen, damit der Al_2O_3 -Gehalt der Plagioklase korrigiert wird. Die AFM-Werte für die Gesamtgesteinsanalysen wurden also mit $A(Or) = (Al_2O_3 - K_2O - CaO - Na_2O) / (Al_2O_3 - K_2O - CaO - Na_2O + MgO + FeO + Fe_2O_3)$ und $X_{Mg} = MgO / (MgO + FeO + Fe_2O_3)$ berechnet.

7.2.1) Dunkler Cordieritgneis mit leukokratem Neosom (Abb.13):

Die Mineralanalysen sind aus einer Cordierit-Biotit-Gleichgewichtstextur im Paläosom. Die Cordierite sind nicht zoniert und die dargestellten Analysen sind von mehreren Cordieriten und gruppieren sich dicht um den Mittelwert. Der Chemismus von Cordieriten mit oder ohne Sillimaniteinschlüsse ist gleich. Die Biotite zeigen eine etwas größere Schwankungsbreite im Chemismus, sind aber auch auf Grund der Textur ebenfalls einer Generation zuzuordnen. Die Konoden zwischen den im Gleichgewicht stehenden Mineralphasen Crd-Bi-Sil bilden ein Dreieck, das auf die kontinuierliche Reaktion (1) hinweist (A.B.THOMPSON, 1976).



7.2.2) Nebulitisch migmatischer Cordieritgneis (Abb.14):

In diesem Cordieritgneis sind Cordierit und Biotit im Gegensatz zum Cordieritgneis mit leukokratem Neosom sowohl im Paläosom als auch im Neosom. Die unterschiedlichen X_{Mg} -Werte der gemessenen Crd-Bi-Paare zeigen, daß Paläosom und Neosom nicht im Gleichgewicht sind. Da die Cordierite zoniert sind (Abb.7), wurden in diesem AFM-Diagramm, wegen der Übersichtlichkeit, ausschließlich die Mittelwerte aus Kernbeziehungsweise Randanalysen eingetragen. Die chemische Variation der Biotite ist in einem X_{Mg} - X_{Ti} -Diagramm (Abb.11) dargestellt. Im AFM-Diagramm sind wiederum nur die Mittelwerte der Biotite, die mit Cordierit im Gleichgewicht sind, eingetragen, und die später rekristallisierten Biotite sind weggelassen.

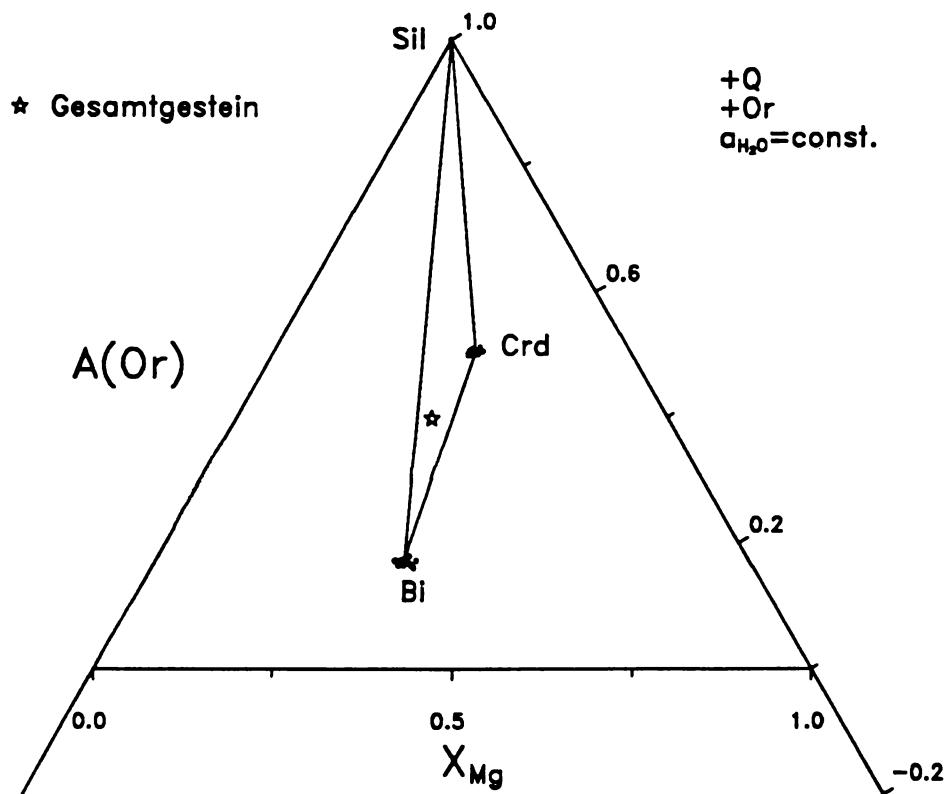


Abb.13: AFM-Diagramm des Cordieritgneises mit leukokratem Neosom.
Hölltal-7

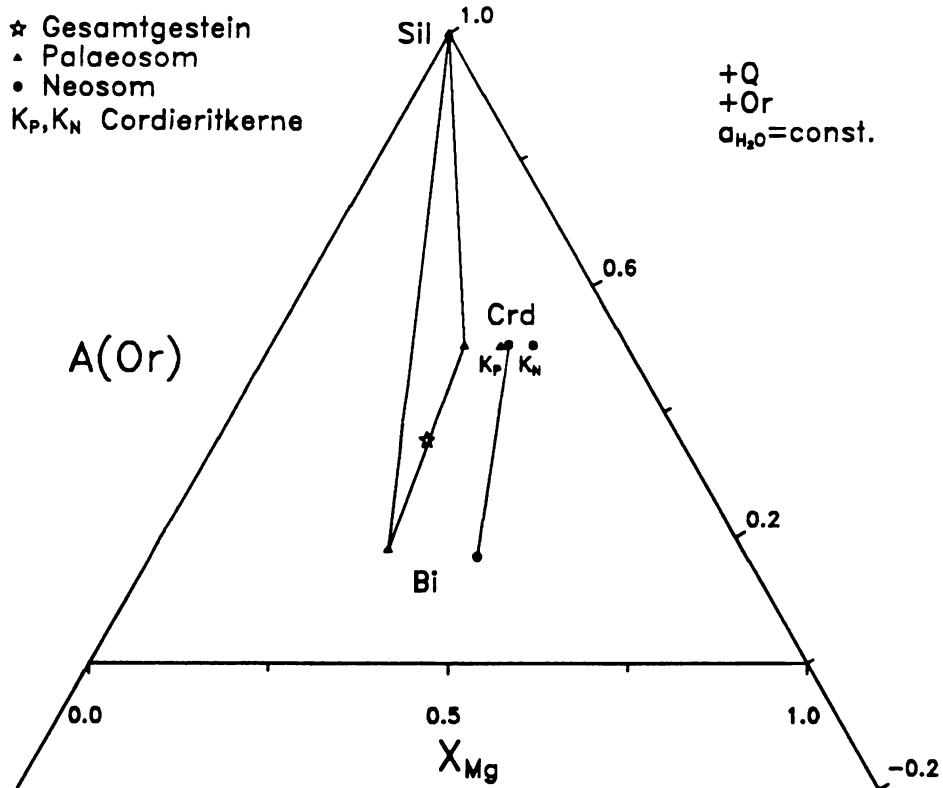


Abb.14: AFM-Diagramm des nebulitisch migmatischen Cordieritgneises.
Weißphyra-9

Im Paläosom sind die Cordierite vom feinnadeligen Sillimanit durchzogen, der in einem schmalen Saum am Kontakt zu Biotit fehlt (Reaktionstextur). Die Konoden, welche die koexistenten Mineralphasen im Paläosom (Crd-Sil-Bi) verbinden, bilden ein Dreieck, das wiederum auf die kontinuierliche Reaktion (1) hinweist.

Die Neosom-Cordierite enthalten hingegen keinen Sillimanit und daher wurde nur das Crd-Bi-Paar mit einer Konode verbunden. Das Fehlen von Sillimanit spiegelt sich auch in einem niedrigeren A(Or)-Wert der Neosom-Biotite wieder.

Die Kerne der Cordierite sind im Vergleich zum Randbereich jeweils reicher an Magnesium. Mit ihnen koexistierende Biotite wurden nicht gefunden, da in den Kernbereichen Biotiteinschlüsse fehlen und alle anderen Biotite nach der Bildung der Cordieritkerne rekristallisiert sind. Aus den T-X-Diagrammen von A.B.THOMPSON (1976) ist für die Bildung dieser Cordieritkerne eine relativ niedrigere Temperatur beziehungsweise ein höherer Druck als für den Randbereich abzuleiten (siehe Thermobarometrie).

Die unterschiedlichen X_{Mg} -Werte der Crd-Bi-Paare weisen auf eine Trennung von Paläosom und Neosom während der Migmatisation hin. Daß diese Trennung bereits vor der Bildung der Cordieritkerne erfolgte, ist an den ebenfalls unterschiedlichen X_{Mg} -Werten dieser Kerne zu sehen.

7.2.3) Gr-Sil-Bi-Gneis (Abb.15-17):

Die bei der typomorphen Mineralparagenese dargestellten Granat- und Biotitanalysen (Abb.15) sind von vier Granatkernen und von Biotiten aus der Umgebung der Granate.

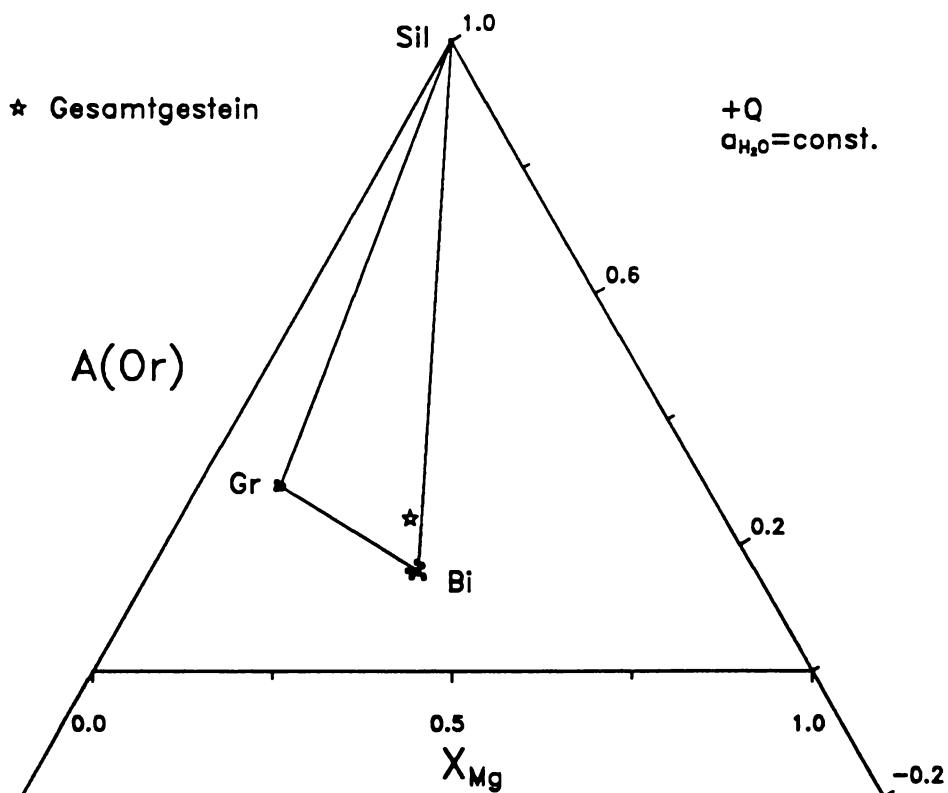
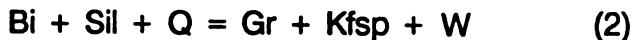


Abb.15: AFM-Diagramm des Gr-Sil-Bi-Gneises.

Es zeigt sich, daß die Granatkerne und alle Biotite, abgesehen von jenen, die mit Granat in Kontakt sind, jeweils denselben Chemismus haben. Zusätzlich weisen die Granatränder und die Kontaktbiotite auf retrograden Fe-Mg-Austausch hin (Abb.16).

Man kann also annehmen, daß die Granatkerne mit den Biotiten am Höhepunkt der Metamorphose equilibriert worden sind. Die Konoden verbinden im AFM-Diagramm die koexistierenden Mineralphasen Gr-Sil-Bi zu einem Dreieck, das auf die Granat-bildende kontinuierliche Reaktion (2) schließen läßt.



Im Gestein selbst gibt es zwar keinen Kalifeldspat, der Modalgehalt an Granat ist jedoch so gering, daß der bei dieser Reaktion gebildete Kalifeldspat in die Plagioklase aufgenommen worden sein könnte. Die Projektionslage des Gesamtgesteinchemismus in der Nähe des Biotites steht im Einklang mit dem hohen Modalanteil von Biotit.

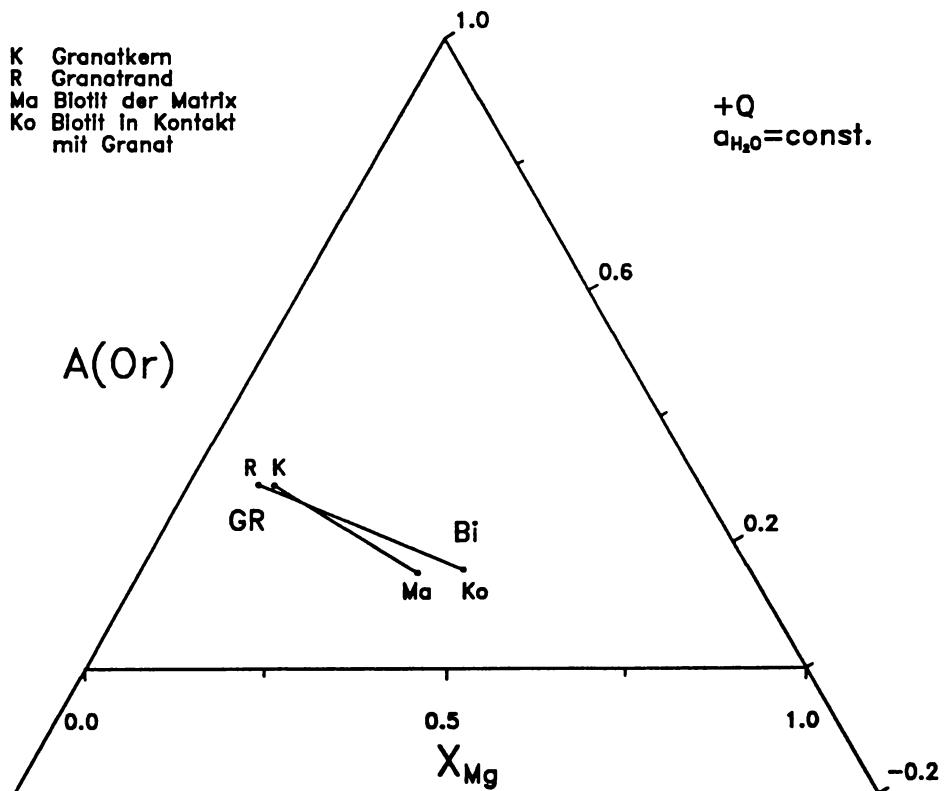


Abb.16: Retrograder Fe-Mg-Austausch zwischen Granat und Biotit im Weißphyra-12

Die Abb.16 zeigt den Effekt des retrograden Fe-Mg-Austausches auf die Konode Gr-Bi. Es ist einem Granatkern- und eine Granatrandanalyse, sowie je eine Analyse von einem Biotit der Umgebung und dem Kontaktbiotit eingetragen. Die Konoden verbinden den Granatkern mit dem Biotit der Umgebung, sowie den Granatrand mit dem Kontaktbiotit. Der retrograde Fe-Mg-Austausch führte zu einer Rotation der Konode gegen den Uhrzeigersinn (F.SPEAR, 1991).

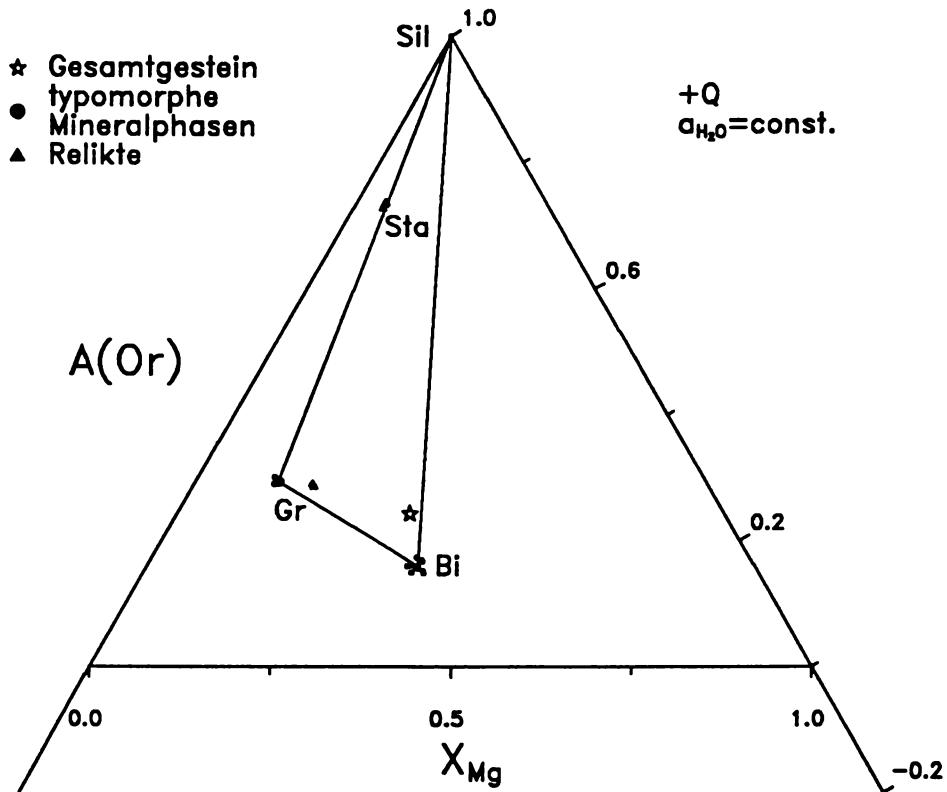
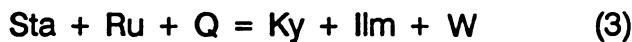
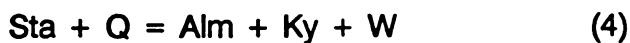


Abb.17: Staurolithrelikte und reliktischer Granat im Gr-Sil-Bi-Gneis. Die Relikte sind zusätzlich zu den typomorphen Mineralphasen dargestellt.
Weißphyra-12

Die Analysen der Staurolithrelikte und von einem reliktischen Granat sind in Abb.11 neben den typomorphen Mineralphasen dargestellt. Drei Reaktionen können durch den Abbau von Staurolith zu den Staurolith/Kyanit-Verwachsungen führen. Für die Reaktion (3) gibt es sowohl texturelle wie mineralchemische Hinweise.



In der Umgebung der Relikte ist weder Rutil noch Quarz, dafür aber Ilmenite zu beobachten. Diese Ilmenite sind deutlich Eisen-reicher als die übrigen Ilmenite (Tab.12, Nr.3). Weitere mögliche Reaktionen (A.B.THOMPSON, 1976) sind:



Beim Staurolithabbau nach der Reaktion (4) entsteht ein, im Verhältnis zum abgebauten Staurolith, Eisen-reicherer Granat. Die Staurolithrelikte befinden sich, wenn man sie in das AFM-Diagramm der typomorphen Mineralphasen einträgt, auf der Konode Gr-Sil. Da aber die kontinuierliche Reaktion (2) das Dreieck Gr-Sil-Bi zu Magnesium-reicheren Zusammensetzungen verschiebt, kann diese Staurolithabbaureaktion durchaus abgelaufen sein.

Die AFM-diskontinuierliche Reaktion (5) könnte, wenn in der Paragenese Muskovit vorhanden war, am Staurolithabbau beteiligt gewesen sein. Es gibt aber keinerlei texturellen Hinweise auf die Reaktionen (4) und (5).

Den hohen X_{Mg} -Wert des Granates mit dem Plagioklaseinschluß kann man nicht durch Reaktionen mit den in diesem Gneis vorhandenen AFM-Phasen erklären (A.B.THOMPSON, 1976). Die umgebenden Biotite haben den gleichen Chemismus wie die anderen Biotite. Weiters ist der Granat nicht zoniert und der umgebende Plagioklas zeigt am Kontakt zum Granat keinen erhöhten Anorthitgehalt. Daraus ist abzuleiten, daß am Metamorphosehöhepunkt und während der Abkühlungsphase kein oder nur ein sehr geringer diffusiver Austausch zwischen dem Granat und seiner Umgebung stattfand. Somit ist wahrscheinlich, daß dieser Granat ein Relikt darstellt. Sein hohes X_{Mg} könnte durch Ca-Fe-Austausch mit dem eingeschlossenen Plagioklas, der relativ viel Eisen enthält, verursacht worden sein.

8) Metamorphosebedingungen:

8.1) Thermodynamische Berechnungen:

Die Berechnungen wurden mit GEO-CALC, einem Programm zur Kalkulation von P-T-X-Diagrammen, durchgeführt. In Berman & Brown (1987) sind Methodik und Arbeitsweise dieses Programmes kurz erläutert. Die intern konsistenten thermodynamischen Daten für Minerale im System Na_2O - K_2O - CaO - MgO - FeO - Fe_2O_3 - Al_2O_3 - SiO_2 - TiO_2 - H_2O - CO_2 sind in der Arbeit von Berman (1987) zusammengefaßt.

Mischungsmodelle zur Berechnung der Aktivitäten in nicht idealen kristallinen Lösungen kamen für Granat (BERMAN, 1990), Biotit (INDARES & MARTIGNOLE, 1985) und Plagioklas (FUHRMAN & LINDSLEY, 1988) zur Anwendung. Aktivitätsmodelle für ideale kristalline Lösungen wurden für Cordierit, Staurolith (A.B.THOMPSON, 1976) und Ilmenit verwendet.

Die Mineralanalysen, die den Berechnungen zu Grunde liegen, sind im Kapitel Mineralchemie zusammengefaßt und in den AFM-Diagrammen dargestellt.

Es wurden die Mineralreaktionen für einen Cordieritgneis mit leukokratem Neosom (HT-7), einen nebulitisch migmatischen Cordieritgneis (WP-9) und einen Gr-Sil-Bi-Gneis (WP-12) berechnet. Die Proben WP-9 und WP-12 stammen aus dem gleichen Aufschluß. Die für diese Gneise berechneten Reaktionen sind in separaten P-T-Diagrammen dargestellt. Zusätzlich sind die Stabilitätsbereiche der Alumosilikate und bei den Cordieritgneisen auch die zweite Sillimanitisograde eingetragen.

8.1.1) Cordieritgneise (Abb.18 und 19):

Die Cordieritbildungsreaktion (1+2) ist als Barometer zu verwenden, und die Fe-Mg-Austauschreaktion zwischen Cordierit und Biotit (3) ist als Thermometer anzusehen.



Im ersten Schritt erfolgte die Berechnung der Aktivitäten der Fe-Mg-Endglieder von Cordierit und Biotit. Bei der Cordieritbildung entstehen zusätzlich Kalifeldspat und Wasser. Für die Aktivität von Orthoklas im Kalifeldspat kann unmittelbar der Molenbruch von Orthoklas eingesetzt werden (ideales Aktivitätsmodell), da die K-Na-Substitution nur auf einem Gitterplatz stattfindet. Für die Wasseraktivität wurde in erster Näherung 1 angenommen. Im zweiten Schritt wurden die Reaktionen berechnet. Dabei wurden die Aktivitäten der Fe-Mg-Endglieder und von Kalifeldspat und Wasser eingesetzt.

Es sind Hinweise für eine reduzierte Wasseraktivität vorhanden. Einerseits zeigt das IR-Spektrum eines Cordierites (Abb.8), daß bei der Cordieritbildung CO_2 im Fluid vorhanden war, andererseits ist infolge der Schmelzbildung im Paläosom mit einer reduzierten Wasseraktivität zu rechnen. Die berechneten Paragenesen stammen aus dem Paläosom. Bei einer Reduzierung der Wasseraktivität verschieben sich die Reaktionen 1 und 2 zu höheren Drucken. Der mit einer Wasseraktivität von 1 berechnete Druck (etwa 4 kbar) stellt also ein Minimum dar.

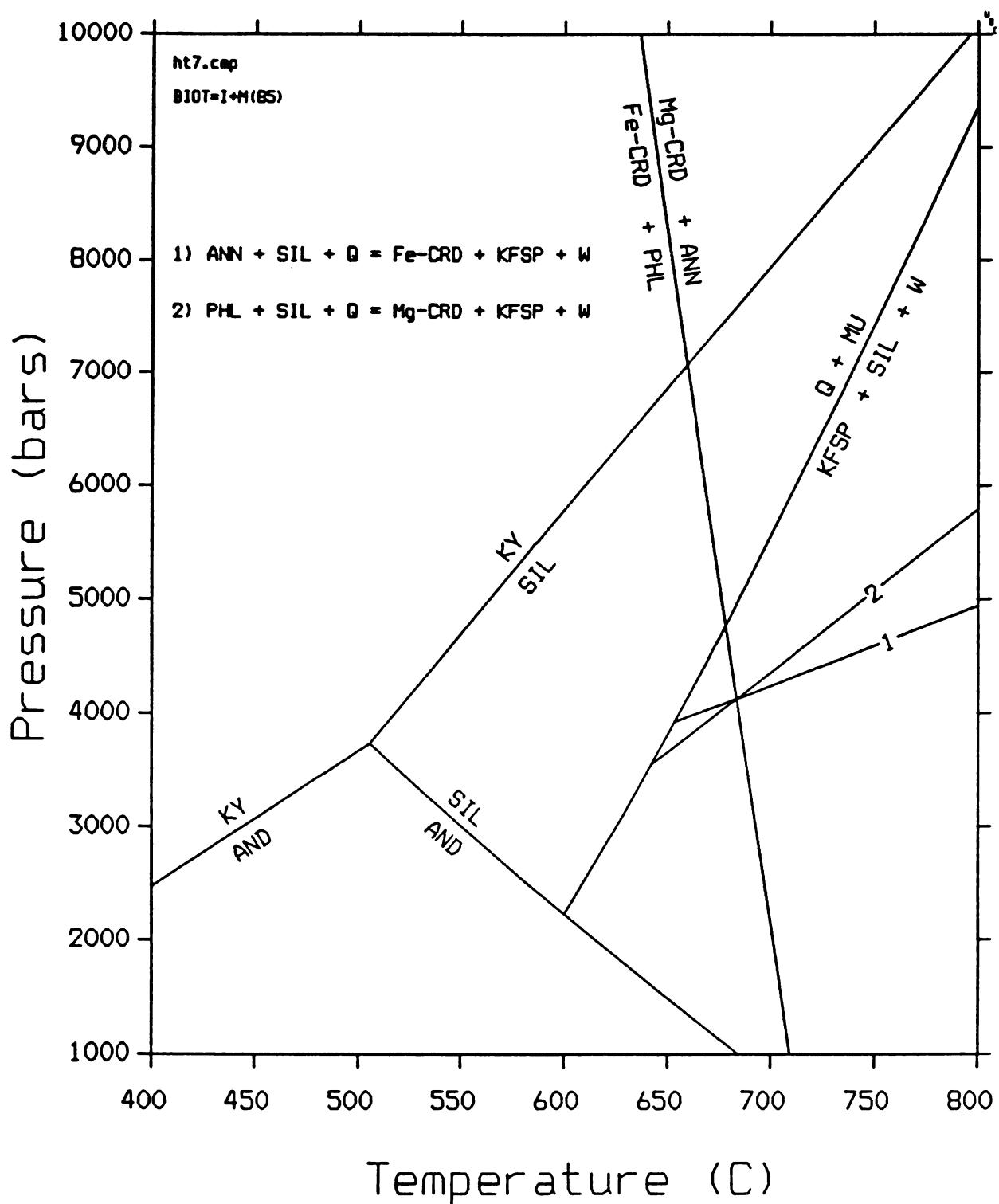


Abb.18: P-T-Diagramm für einen Cordieritgneis mit leukokratem Neosom.

Hölltal-7

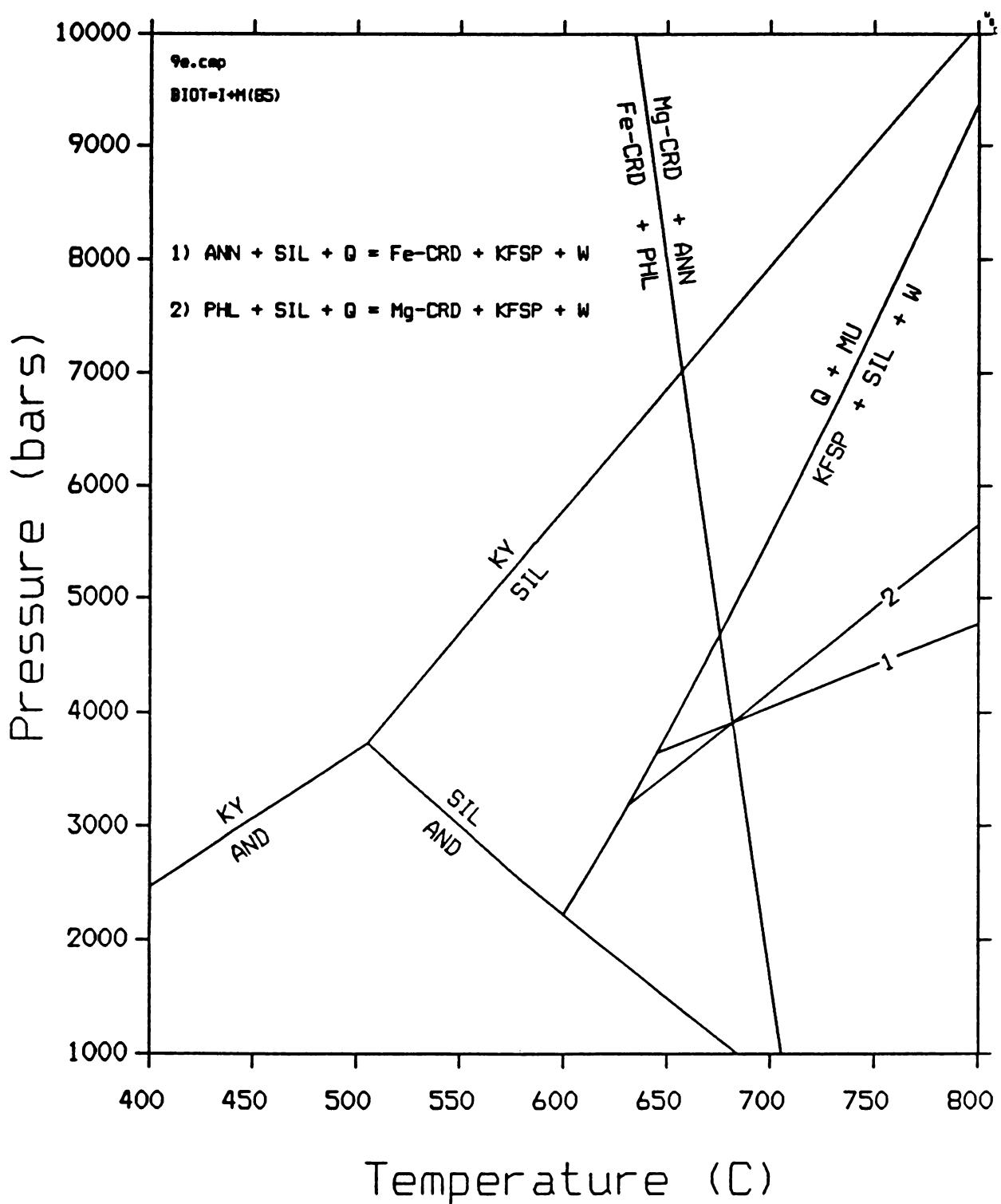


Abb.19: P-T-Diagramm für einen neoblastic migmatitischen Cordieritgneis.

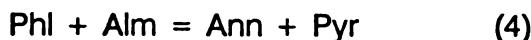
Weiβphyra-9

Die Cordieritbildung ist oberhalb der zweiten Sillimanitisograde erfolgt, weil Kalifeldspat mit Cordierit, Sillimanit und Biotit koexistiert und Muskovit nur in Form von Neoblasten auftritt. Mit der zweiten Sillimanitisograde (vorausgesetzt $a_{H_2O} \approx 1$) läßt sich eine Druckobergrenze (etwa 5 kbar) für die Cordieritbildung abschätzen.

Die Fe-Mg-Austauschreaktion ist nicht von der Wasseraktivität abhängig und zeigt 670-700 °C für den Fe-Mg-Austausch zwischen Cordierit und Biotit an. Zusammenfassend ist zu sagen, daß die Cordieritgneise Bildungsbedingungen von 670-700 °C und 4-5 kbar anzeigen.

8.1.2) Gr-Sil-Bi-Gneis (Abb.20):

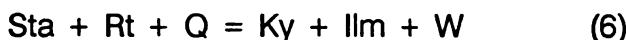
Berechnet wurde die Fe-Mg-Austauschreaktion (4) zwischen Granat und Biotit und die "net-transfer" Reaktion (5) bei der Anorthit zu Grossular, Sillimanit und Quarz reagiert.



Beide Reaktionen werden in der Thermobarometrie häufig verwendet (E.J.ESSENE, 1982), erstere als Thermometer und letztere als Thermobarometer. Ein Vorteil dieser beiden Reaktionen ist, daß sie von der Wasseraktivität unabhängig sind. Bei der Berechnung wurden wiederum zuerst die Aktivitäten der Endglieder und dann die Reaktionen berechnet. Der Schnittpunkt der Reaktionskurven von (4) und (5) liegt bei etwa 710 °C und 4 kbar.

Setzt man bei der Fe-Mg-Austauschreaktion Granatrandanalysen und Analysen von dem unmittelbar in Kontakt befindlichem Biotit ein, so ergibt sich eine Abkühlungs-temperatur von rund 500 °C.

Zur Abschätzung der Bildungsbedingungen für die Staurolith/Kyanit-Verwachsungen wurden die Reaktionen (6) und (7) berechnet.



Auf die Staurolithabbaureaktion (6) gibt es einen texturellen Hinweis, da um die Relikte Ilmenite, statt den sonst verbreiteten Rutilen, auftreten. Zur Berechnung wurde ein Staurolith und ein unmittelbar benachbarter Ilmenit herangezogen. Für die Berechnung des Staurolithabbaus zu Kyanit und Almandin (7) wurde in erster Näherung ein Granat der Paragenese Gr-Sil-Bi eingesetzt. Da Wasser bei beiden Reaktionen freigesetzt wird und damit die Wasseraktivität für die Lage der Reaktionskurven von entscheidender Bedeutung ist, sind die errechneten Bedingungen für den Staurolithabbau als qualitativ zu betrachten. Bei einer Wasseraktivität von 1 sind für den Staurolithabbau bei 570 °C mindestens 5 kbar erforderlich.

Zusammenfassend ist festzustellen, daß die Staurolith/Kyanitverwachsungen auf eine ältere Kristallisationsphase hinweisen und daß die Paragenese Gr-Sil-Bi Bildungsbedingungen von 690-720 °C und 4 kbar anzeigen.

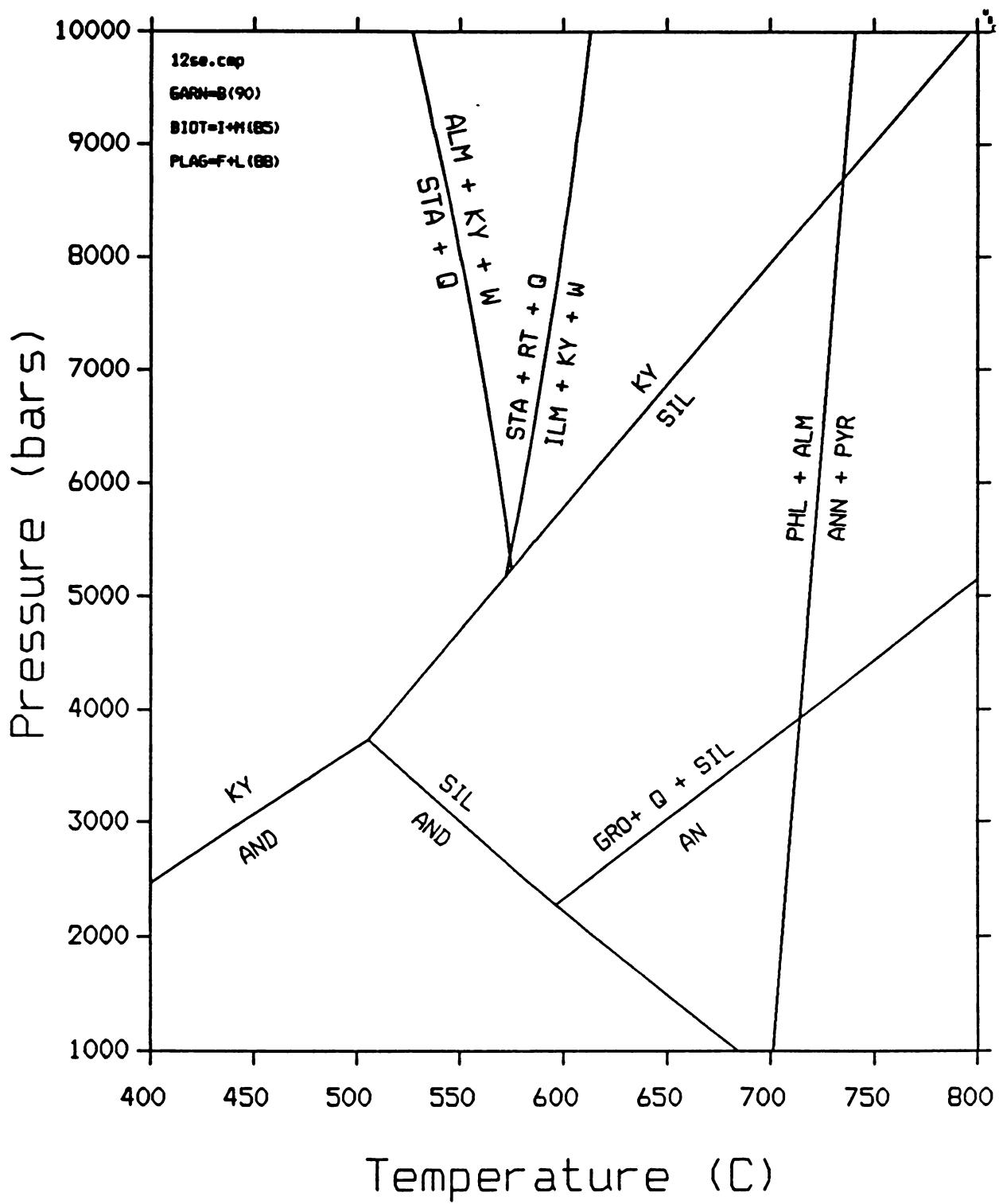


Abb.20: P-T-Diagramm für einen Gr-Bi-Sil-Gneis mit Ky/STA-Relikten.

WeiBphyra-12

8.2) P-T-Bedingungen für die Migmatisation (Abb.21):

Bei den migmatischen Cordieritgneisen ist zwischen einem leukokraten und einem nebulitischen Neosom zu unterscheiden. Im leukokraten Neosom koexistieren Sillimanit, und von Sillimanit durchzogener Cordierit, mit dem aus der Schmelze hervorgegangenen Leukosom (= Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas). Biotit fehlt im leukokraten Neosom. Hingegen sind im nebulitischen Neosom Cordierit und Biotit mit der "Schmelze" im Gleichgewicht. In geringen Mengen kommt Sillimanit in den Feldspäten dieses Neosoms vor, koexistiert aber nicht mit Cordierit und Biotit.

A.B.THOMPSON (1982) beschreibt die Reaktionen, die das Stabilitätsfeld von Cordierit im Gleichgewicht mit "granitischen Schmelzen" begrenzen. Durch die Reaktion



kann Cordierit und Sillimanit beziehungsweise Cordierit und Biotit mit der "Schmelze" koexistieren, bis die Reaktion



eintritt. Diese beiden Reaktionen sind "dehydration melting"- Reaktionen. Ist im System überschüssiges Wasser vorhanden, kann auch die Reaktion,



die ebenfalls zu Cordierit, Sillimanit und "Schmelze" beziehungsweise Cordierit, Biotit und "Schmelze" führt, stattfinden. Auf die Reaktion (9) weist die verbreitete Reaktionstextur zwischen Cordierit, Sillimanit und Biotit hin (SCHREYER & YODER, 1961). Dagegen gibt es für die Reaktion (11) keinen texturellen Hinweis. Da Granat in den Cordieritgneisen fehlt, ist die Temperatur für die Reaktion (10) offensichtlich nicht erreicht worden.

Der P-T-Bereich für Cordierit im Gleichgewicht mit "granitischer Schmelze" erstreckt sich von 2-6 kbar und 700-800 °C. Der Temperaturbereich ist für das reine Kaliumsystem und liegt rund 50 °C höher als im Schmelzsystem mit Kalium, Natrium und Calcium (THOMPSON & ALGOR, 1977; THOMPSON & TRACY, 1979). Berücksichtigt man die Verschiebung der Schmelzkurven zu niedrigeren Temperaturen, so ist eine gute Übereinstimmung der Bedingungen für die Migmatitbildung mit den Bedingungen aus der Thermobarometrie gegeben.

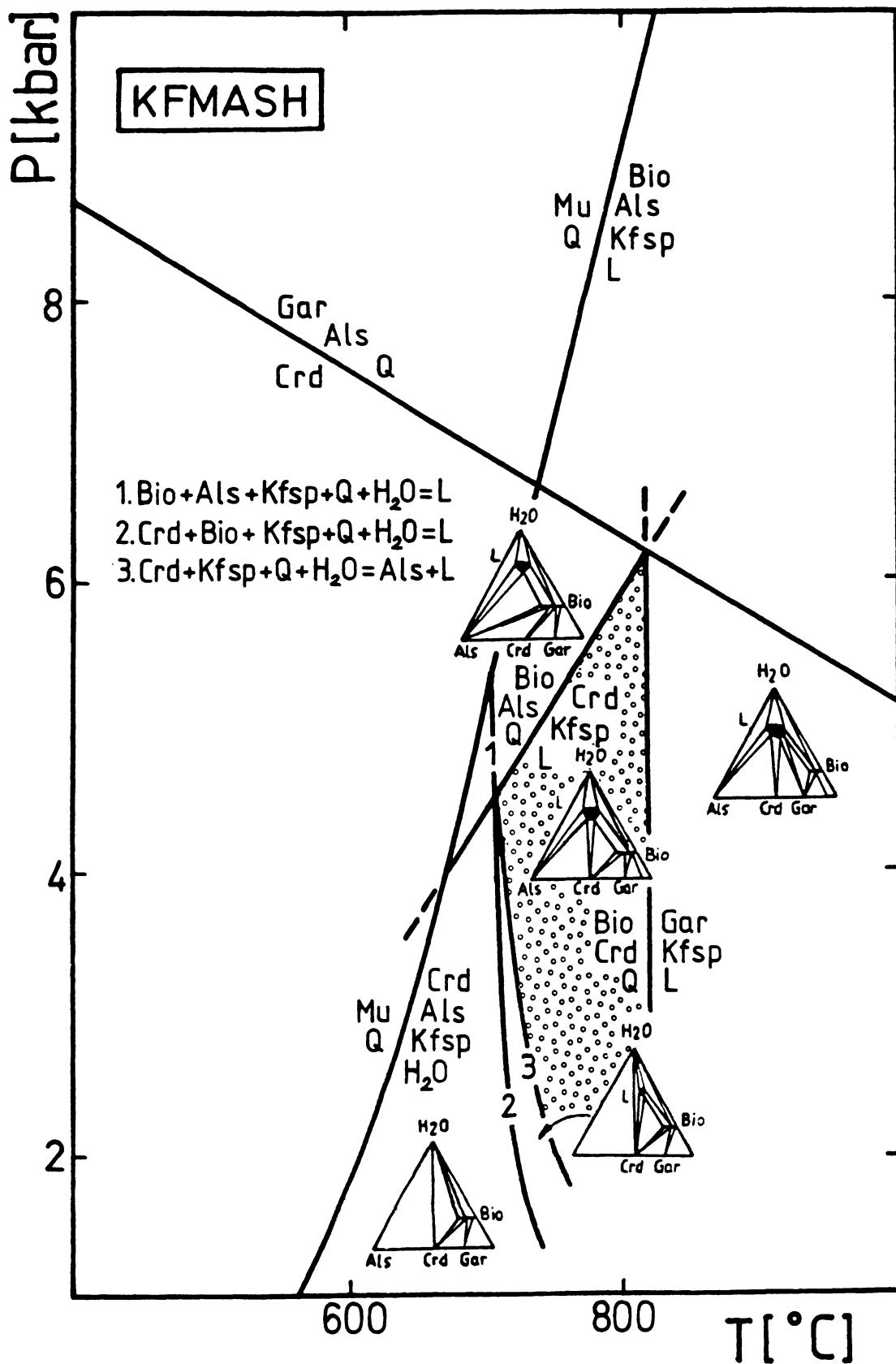


Abb.21: Stabilitätsfeld der Cordieritmigmatite nach A.B.THOMPSON (1982). Für Cordierit ist ein X_{Mg} -Wert von 0.55 eingesetzt. Mu steht in diesem Diagramm für Muskovit mit Tschermark-Substitution; Al_2 (Fe,Mg),₁ Si,₁.

8.3) Bildung und Stabilität der Phengite:

Die Phengite sind immer an Cordierit gebunden, häufig sproßten sie über die Korngrenze Cordierit-Biotit. Die Biotite zeigen gleichzeitig einen bläßen Magnesium-reichen Rand. MASONNE & SCHREYER (1987) führten Experimente zur Phengit-stabilität in der limitierenden Paragenese Phengit-Kalifeldspat-Phlogopit-Quarz durch. Das Stabilitätsfeld dieser Paragenese (Abb.22A) ist unterhalb von 5 kbar durch die Reaktion



begrenzt. Diese Reaktion dürfte für die Phengitbildung in den Cordieritgneisen verantwortlich sein, da die Phengite an Cordierit gebunden sind und die Biotite im Bereich der Phengite einen bläßen, Magnesium-reichen Rand besitzen. Die Phengite haben um 3.1 Silizium pro Formeleinheit und entsprechen damit den Phengiten, die auf der Niedertemperaturseite der Reaktion (12) liegen (Abb.22B).

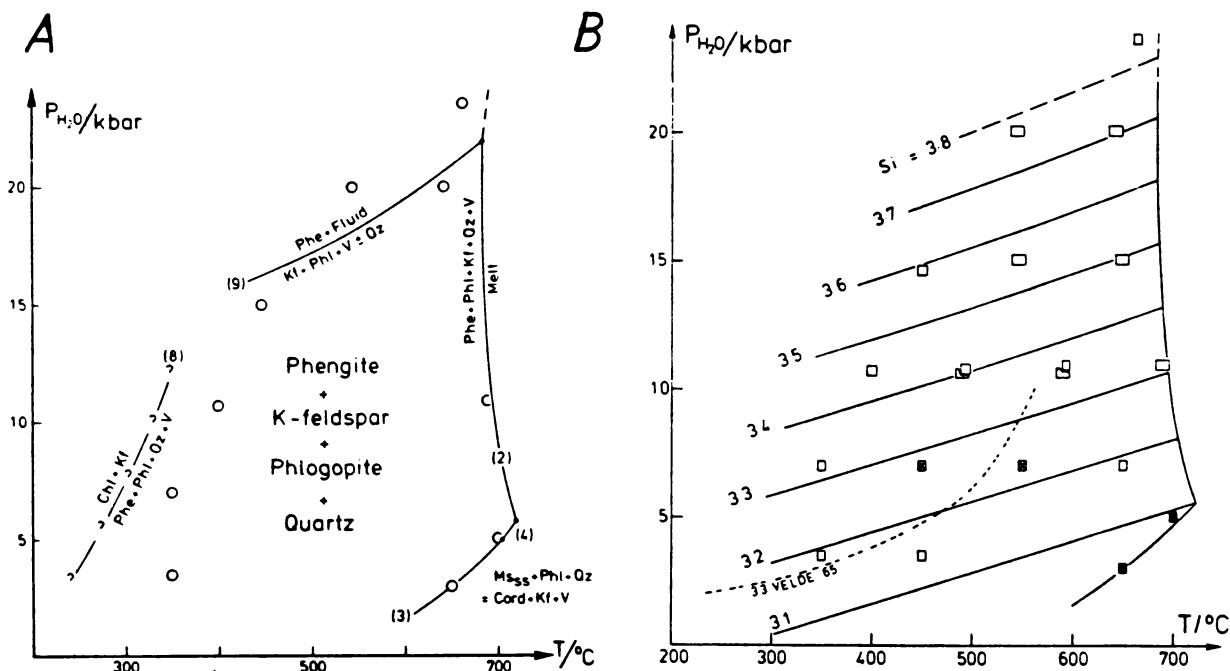


Abb.22: A) Stabilitätsfeld der Paragenese Phengit-Kalifeldspat-Phlogopit-Quarz.
 B) Stabilitätsfeld mit den Si-Isoplethen für den phengitischen Si-Gehalt pro Formeleinheit.
 Beide Diagramme aus MASONNE & SCHREYER (1987).
 (Mu_{ss} = phengitischer Muskovit)

9) Ergebnisse:

- * Aus der Geochemie der Paragneise sind Tonsteine (Cordieritgneise) und Grauwacken (Bi-Fsp-Q-Gneise) als Ausgangsmaterialien abzuleiten. Die Geochemie zeigt weiter Trends in Richtung schlechter Sortierung des Ausgangsmaterials und einer Ablagerung an einem aktiven Kontinentalrand.
- * Die Feldbeobachtung zeigt eine unruhige und zugleich einförmige Wechselfolge von Cordieritgneisen und Bi-Fsp-Q-Gneisen. Bevorzugt in Bereichen kleinräumiger Wechsellagerung treten nebulitische Cordieritmigmatite auf. Im Neosom dieser Migmatite ist Leukosom und Melanosom unterscheidbar. Dagegen ist in den Biotit-reichen Cordieritgneisen das Neosom (ohne Biotit) homogen, pegmatoid und leukokrat. Die Bi-Fsp-Q-Gneise sind nicht migmatisch, und auch in den vereinzelt auftretenden Quarz-reichen Cordieritgneisen ist keine Migmatisation beobachtbar.
- * Die Paragenesen (Tab.2) spiegeln die makroskopisch erkennbaren Lithologien wieder. In den Cordieritgneisen ist gelegentlich Kyanit als gepanzertes Relikt zu finden. In einem Bi-Fsp-Q-Gneis mit der Paragenese Gr-Bi-Sil-Plag-Q sind miteinander verwachsene Kyanit/Staurolithrelikte zu beobachten. Muskovitneoblasten übergreifen ältere Gefügeelemente und um die Cordierite treten sekundäre Phengite auf. Die Rehydratisierung ist in den Cordieritgneisen und besonders in migmatischen Bereichen am stärksten ausgebildet, dagegen in Bi-Fsp-Q-Gneisen und in Quarz-reichen Cordieritgneisen kaum entwickelt.
- * Die Metamorphosebedingungen, die zur Bildung der Paragenesen führten, liegen im p-T-Bereich von 670-720 °C und 4-5 kbar. Aus den miteinander verwachsenen Kyanit/Staurolith-Relikten lassen sich für ein früheres Metamorphosestadium Bedingungen von mehr als 5 kbar bei etwa 570 °C abschätzen. Die paragenetischen Beziehungen im Neosom der Cordieritgneismigmatite weisen auf "dehydration melting" hin, wobei das Wasser aus der Cordieritbildungsreaktion unmittelbar eine Schmelzbildung verursacht hat.
- * Metamorphose und Migmatisation sind mit einer durchgreifenden Deformation verbunden. Gegen das Hangende der Monotonen Serie nimmt die Intensität der Deformation zu. In den hangensten Paragneisen, ist nur konkordantes, eingeschichtetes Leukosom zu beobachten. Die Muskovitneoblasten sind auch in diesen, durch die stärkere Deformation plattigen Paragneisen, über die Korngrenzen und quer zur Schieferung gewachsen.
- * Der Gesamtchemismus der hangendsten Paragneise ist mit dem Gesamtchemismus der Cordieritgneise vergleichbar, trotzdem führen sie Granat-hältige Paragenesen und keinen Cordierit. Daher sind höhere Metamorphosebedingungen für die Bildung dieser Paragneise anzunehmen.
- * Am Granitkontakt ist eine Hydratisierung der Mineralphasen zu einem feinkörnigen Chlorit-Serizit-Gemenge zu beobachten. Die Fluiddurchtränkung erfolgte statisch und läuft nach Osten innerhalb von einem Kilometer aus.

10) Diskussion:

Als Ausgangsmaterial für die Paragneise sind Tonsteine und Grauwacken mit einer schlechten Sortierung anzunehmen. Die schlechte Sortierung und der Hinweis auf eine Ablagerung an einem aktiven Kontinentalrand sprechen für eine rasche Schüttung und große Mächtigkeit des Ausgangsmaterials. Daraus ist auch das überwiegen der Paragneise und das völlige Fehlen von Marmoren und Amphiboliten erklärbar.

Daß die Lithologie der Paragneise regional einförmig ist, wurde auch in dieser Arbeit festgestellt. Im Aufschluß ist aber oft ein rascher Wechsel der Lithologie (Cordieritgneise und Bi-Fsp-Q-Gneise) festzustellen, der wahrscheinlich sedimentär angelegt wurde. Überlagert werden diese Strukturen der Wechsellagerung durch die mannigfaltigen migmatischen Strukturen der Cordieritgneise, wodurch sich lokal ein abwechslungsreiches Aufschlußbild ergibt.

Die Migmatisation tritt in Cordieritgneisen, und in Bereichen wo geringmächtige Cordieritgneis- und Bi-Fsp-Q-Gneis-Lagen miteinander wechsellagern, auf. Dies ist ein erster Hinweis auf "dehydration melting", da bei der Cordieritbildung Wasser frei gesetzt wird, daß für die Schmelzbildung zur Verfügung steht. Im intermediären Druckbereich von 4-5kbar kann in Metapeliten gleichzeitig Entwässerung und Schmelzbildung durch Entwicklung von Wasser-gesättigten sauren Schmelzen mit relativ eingeschränkter Zusammensetzung auftreten (A.B.THOMPSON & R.J.TRACY, 1979). Die Paragenesen im Neosom der Cordieritgneismigmatite sind ebenfalls am besten durch "dehydration melting" erklärbar (A.B.THOMPSON, 1982), wobei aus Biotit, Sillimanit und Quarz die Mineralphasen Cordierit und Kalifeldspat, sowie eine Schmelze gebildet werden.

Die Bi-Fsp-Q-Gneise sind bezeichnenderweise nur in Bereichen, wo sie mit den Cordieritgneisen intensiv wechsellagern in die Migmatisation einbezogen, ansonsten sind sie nicht migmatisch. Vermutlich waren sie relativ trocken, da bei Wasserüberschuß und den ermittelten p-T-Bedingungen auch in ihnen Schmelzbildung zu erwarten wäre.

Die Kyanitrelikte in den Cordieritgneisen und die Kyanit/Staurolithrelikte im Gr-Sil-Bi-Gneis weisen auf eine frühere Kristallisationsphase (570°C , $>5\text{kbar}$) der Paragneise hin. Die Frage, ob diese Kristallisationsphase der gleichen oder einer früheren Orogenese (Regionalmetamorphose) angehört, ist offen.

Die für die Bildung der Paragenesen ermittelten Metamorphosebedingungen liegen oberhalb der zweiten Sillimanitisgrade. Dies deckt sich mit der texturellen Beobachtung, daß in den Paragenesen Kalifeldspat enthalten ist, und Muskovit nur als sekundäre Bildung auftritt.

Die Rehydratisierung (Neubildung von Muskovit, etwas Phengit und wenig Chlorit) sollte im wesentlichen durch das in den Gneisen vorhandene Fluid erfolgt sein, weil sie in den Biotit-reicheren Gneisen und insbesondere in den migmatischen Cordieritgneisen am stärksten entwickelt ist. Umgekehrt ist in den Bi-Fsp-Q-Gneisen und den Quarz-reichen Cordieritgneisen eine nur spärliche Rehydratisierung zu bemerken. Eine Fluidzufuhr entlang von jungen Schieferungsflächen ist weder in den Cordieritgneisen, noch in den Bi-Fsp-Q-Gneisen für die Rehydratisierung in Betracht zu ziehen.

Beim Deckenbau (Drosendorfer Einheit über Ostrong- Einheit) entwickelte sich an der Basis des Dobra-Gneises (Bunte Serie) die "Granulitlamelle" (G.FUCHS & H.G.SCHARBERT, 1979). Dabei wurden auch die hangenden Gneise der Montonen Serie intensiv deformiert. In den Paragneisen dieses Bereiches gibt es keine quergreifenden migmatischen Strukturen. Daher muß die Migmatisation in der Montonen

Serie im wesentlichen vor dem Deckenbau erfolgt sein. Hingegen ist die Rehydratisierung nach dem Deckenbau erfolgt, da die Muskovitneoblasten auch in den sehr stark deformierten Paragneisen quer zur Schieferung sproßten.

In den hangensten Paragneisen der Monotonen Serie sind Granat-hältige Paragenesen verbreitet, obwohl sie einen ähnlichen Gesamtchemismus wie die übrigen Paragneise der Monotonen Serie besitzen. Offenbar sind die hangendsten Paragneise bei höheren Metamorphosebedingungen geprägt worden.

Daß der Granitkontakt ziemlich geradlinig und scharf ausgebildet ist und selbst unmittelbar am Kontakt Granit-Paragneis keine Migmatisation zu beobachten ist beschreibt G.FUCHS (1982). Die petrographische Untersuchung der Paragneise am Kontakt führten ebenfalls zu dem Schluß, daß keine Beziehung zwischen Granit-intrusion und Migmatisation der Cordieritgneise besteht. Dagegen ist eine statische Fluiddurchtränkung in den Paragneisen am Kontakt unmittelbar auf den Granit zu beziehen, da sie gegen Osten rasch ausläuft.

Abschließend seien noch die Metamorphosebedingungen der Monotonen Serie (Ostrong-Einheit) mit denen der übrigen Serien, beziehungsweise den tektonischen Einheiten im südöstlichen Moldanubikum, verglichen. Für die Monotone Serie wurden in dieser Arbeit Bedingungen von 670-720°C und 4-5kbar errechnet. Für die Bunte Serie (Drosendorfer Einheit) werden von K.PETRAKAKIS (1986) 700-770°C und 7-9kbar und von H.HÖGELSBERGER (1989) 700°C und 7kbar angegeben. Die Drosendorfer Einheit ist ihrerseits von der Gföhler Einheit überlagert, die ihre Prägung bei Bedingungen von 700-750°C und 8.3kbar (K.PETRAKAKIS, 1991) erfahren hat.

A.ZAYDAN & H.G.SCHARBERT (1983) weisen auf den höheren Metamorphosegrad der Drosendorfer Einheit gegenüber der Ostrong Einheit hin. Ein deutlicher Metamorphosesprung zwischen diesen beiden Einheiten ist auch aus den Daten dieser Arbeit und den neueren Daten für die Drosendorfer Einheit abzulesen, während zwischen Drosendorfer Einheit und Gföhler Einheit kein signifikanter Metamorphoseunterschied zu sehen ist (PETRAKAKIS, 1991).

Die Temperaturen sind in allen drei Einheiten einigermaßen vergleichbar, die Hauptunterschiede liegen im Druck. Die Ostrong-Einheit (Monotone Serie) ist unter geringerem Druck geprägt worden. Daraus läßt sich abschätzen, daß der geothermische Gradient bei der Metamorphose der Monotonen Serie deutlich höher war, als die Gradienten, die bei der Metamorphose der beiden anderen Einheiten wirksam waren.

Wie ist nun dieser deutliche Unterschied im geothermischen Gradienten im Licht der Plattentektonik zu deuten?

Die Metamorphose der Drosendorfer Einheit und der Gföhler Einheit könnte in einem plattentektonischen Modell bei einer Kontinent-Kontinent-Kollision, die mit Krustenverdickung beziehungsweise Stapelung tektonischer Einheiten verbunden ist, erfolgt sein (D.A.CARSWELL, 1991). Dagegen kann man sich für die Metamorphose der Monotonen Serie (Ostrong-Einheit) einen Krustenbereich vorstellen in dem Krustendehnung vorherrschte ("back arc basin") und dadurch ein erhöhter Wärmefluß wirksam war. Diese Vorstellung würde den relativ hohen geothermischen Gradienten bei der Metamorphose der Monotonen Serie erklären, und sie steht im Einklang mit der verbreiteten Migmatisation der Paragneise.

Literaturverzeichnis:

Aines, R.D. & Rossman, G.R. (1984): The high temperature behavior of water and carbon dioxide in cordierite and beryl; Am. Miner. 69: 319-327.

Armstrong, J.T. (1988): CITZAF V3.03; California Institute of Technology, Pasadena.

Bard, J.P. (1986): Microtextures of igneous and metamorphic rocks; D.Reidel, Dordrecht.

Berman, R.G. (1987): Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{TiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$; Jour. Petr. 29: 445-522.

Berman, R.G. (1990): Mixing properties of Ca-Mg-Fe-Mn garnets; Am. Miner. 75: 328-344.

Berman, R.G., Brown, T.H. & Perkins, E.H. (1987): GEO-CALC: software for calculation and display of pressure-temperature-composition phase diagramms; Am. Miner. 72: 861-862.

Blatt, H., Middleton, G.V. & Murray, R.C. (1980): Origin of sedimentary rocks; 2nd ed., Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, New Jersey.

Blümel, P. & Schreyer, W. (1976): Progressive regional low-pressure metamorphism in Moldanubian metapelites of the Northern Bavarian Forest, Germany; Krystalinikum 12: 7-30.

Blümel, P. & Schreyer, W. (1977): Phase relations in pelitic and psammitic gneisses of the sillimanit-potash feldspar and cordierite-potash feldspar zones in the Moldanubicum of the Lam-Bodenmais Area, Bavaria; Jour. Petr. 18: 431-459.

Carswell, D.A. (1991): Variscan high P-T metamorphism and uplift history in the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif in Lower Austria; Eur. J. Mineral. 3: 323-342.

Deer, W.A., Howie, R.A. & Zussman, J. (1966): An introduction to the rock-forming minerals; John Wiley, New York.

Essene, E.J. (1982): Geologic thermometry and barometry; -In J.M. Ferry, ed., Characterisation of metamorphism through mineral equilibria; Mineral. Soc. Am. Rev. Mineral. 10: 153-206.

Fediuk, F. (1971): Cordierite in the Moldanubian gneisses; Krystalinikum 7: 183-204.

Fediuk, F. (1974): Cordieritregelung in moldanubischen Gneisen; Krystalinikum 10: 79-89.

Frank, W., Hammer, St., Popp, F., Scharbert, S. & Thöni, M. (1990): Isotopengeo-logische Neuergebnisse zur Entwicklungsgeschichte der Böhmischen Masse: Proterozoische Gesteinsserien und variszische Hauptorogenese; Österr. Beitr. Met. Geoph. 3: 185-228.

Fuchs, G. (1976-1983): Geologische Aufnahmsberichte, Bl. Ottenschlag (36) für die Jahre 1975-1982; Verh. Geol. B.-A. 1976-1982, Jb. Geol. B.-A. 1983.

Fuchs, G. & Fuchs, W. (1986): Geologische Karte der Republik Österreich, 1 : 50.000, Blatt Ottenschlag (36); Geol. B.-A., Wien.

Fuchs, G. & Roetzel, R. (1990): Erläuterungen zu Blatt Ottenschlag (36); Geol. B.-A., Wien.

Fuchs, G. & Scharbert, H.G. (1979): Kleinere Granulitvorkommen im niederösterreichischen Moldanubikum und ihre Bedeutung für die Granulitgenese; Verh. Geol. B.-A. 1979/2: 29-49.

Fuhrman, M.L. & Lindsley, D.H. (1988): Ternary-feldspar modeling and thermometry; Am. Miner. 73: 201-216.

Garcia, D., Coelho, J. & Perrin, M. (1991): Fractionation between TiO_2 and Zr as a measure of sorting within shale and sandstone series (Northern Portugal); Eur. J. Mineral. 3: 401 - 414.

Hamid, R.M. (1989): Petrographische und geochemische Untersuchungen der Lamprophyrganggesteine im niederösterreichischen Waldviertel; Diplomarbeit, Formal- u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien, Wien.

Högelsberger, H. (1989): Die Marmore und Kalksilikatgesteine der Bunten Serie - Petrologische Untersuchungen und geologische Konsequenzen; Jb. Geol. B.-A. 132: 213-230.

Indares, A. & Martignole, J. (1985): Biotite-garnet geothermometry in the granulite facies: the influence of Ti and Al in biotite; Am. Miner. 70: 272-278.

Lipold, M.V. (1852): Die krystallinen Schiefer- und Massengesteine in Nieder- und Oberösterreich, nördlich von der Donau; Jb. Geol. R.-A. 3/3: 35-54.

Masonne, H.-J. & Schreyer, W. (1987): Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite, and quartz; Contr. Min. Petr. 96: 212-224.

Matura, A. (1977, 1978): Geologische Aufnahmsberichte, Bl. Melk (54) für die Jahre 1976 und 1977; Verh. Geol. B.-A. 1977 und 1978.

Matura, A. (1984): Das Kristallin am Südostrand der Böhmischen Masse zwischen Ybbs/Donau und St. Pölten; Jb. Geol. B.-A. 127/1: 13-27.

Mehnert, K.R. (1968): Migmatites and the origin of granitic rocks; Elsevier, Amsterdam.

Neubauer, F. (1990): Kinematics of Variscan deformation in the Moldanubian zone, Southern Bohemian Massif: preliminary results from the Danube section; Österr. Beitr. Met. Geoph. 3: 57-76.

Petrakakis, K. (1986): Metamorphism of high-grade gneisses from the Moldanubian zone, Austria, with particular reference to the garnets; J. metam. Geol. 4: 323-344.

Petrakakis, K. (1991): Metamorphic formations of the Moldanubian crystalline complex in Lower Austria: an overview; im Druck.

Petrakakis, K. (1991-92): Programm Traces; Institut für Petrologie der Universität Wien, Wien.

Petrakakis, K. & Dietrich, H. (1985): MINSORT: A program for the processing and archivation of microprobe analyses of silicate and oxide minerals; N. Jb. Miner. Mh. Jg. 1985: 379-384.

Petrakakis, K. & Nagl, P. (1991): Programm Majors; Institut für Petrologie der Universität Wien, Wien.

Platt, J.P. & Vissers, R.L.M. (1980): Extensional structures in anisotropic rocks; *J. Struct. Geol.* 2/4: 397-410.

Riedel, J. (1929): Der geologische Bau des Gebietes zwischen dem Ostrong und der Granitgrenze im niederösterreichischen Waldviertel; *Min. Petrogr. Mitt.* 40/3-4: 235-293.

Riedel, J. (1952): Neue Mineral- und Gesteinsfunde im Ostronggebiet (N.-Ö.); *Verh. Geol. B.-A.* 1952/3: 159-163.

Roser, B.P. & Korsch, R.J. (1986): Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO_2 content and $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ratio; *Jour. Geol.* 94: 635-650.

Schreyer, W. & Yoder, H.S., Jr. (1961): Petrographic guides to the experimental petrology of cordierite; *Yb. Carnegie Instrn. Wash.* 60: 147-152.

Spear, F.S. & Peacock, S.M. (1989): Metamorphic pressure-temperature-time-paths; *Short course in Geology* 7, A.G.U., Washington, DC.

Sommerauer, J. (1981): Comic-ED, Version 2.EXT; ETH-Zürich, Zürich.

Sueß, F.E. (1926): *Intrusionstektonik und Wandertektonik im variszischen Grundgebirge*; Borntraeger, Berlin.

Taylor, S.R. & McLennan, S.M. (1985): The continental crust: its composition and evolution; -Blackwell, Oxford.

Thiele, O. (1979): Geologischer Aufnahmsbericht, Bl. Königswiesen (35) für das Jahr 1978; *Verh. Geol. B.-A.* 1979.

Thiele, O. (1984): Geologische Karte der Republik Österreich, 1 : 50.000, Blatt Königswiesen (35); *Geol. B.-A.*, Wien.

Thompson, A.B. (1976): Mineral reactions in pelitic rocks: I. Prediction of P-T-X (Fe-Mg) phase relations; *Amer. Jour. Sci.* 276: 401-424.

Thompson, A.B. (1982): Dehydration melting of pelitic rocks and the generation of H_2O -undersaturated granitic liquids; *Am. J. Sci.* 282: 1567-1597.

Thompson, A.B. & Algor, J.R. (1977): Model systems for anatexis of pelitic rocks I. Theory of melting reactions in the system $\text{KAIO}_2\text{-NaAlO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$; *Contr. Min. Petr.* 63: 247-269.

Thompson, A.B. & Tracy, R.J. (1979): Model systems for anatexis of pelitic rocks II. *Contr. Min. Petr.* 70: 429-438.

Thompson, J.B., Jr. (1957): The graphical analysis of mineral assemblages in pelitic schists; *Am. Miner.* 42: 842-858.

Waldmann, L. (1951): Das außeralpine Grundgebirge Österreichs. - In: Schaffer, F.X. (Hrsg.): *Geologie von Österreich*; Deuticke, Wien.

Wilson, A.D. (1955): A new method for the determination of ferrous iron in rocks and minerals; *Bull. Geol. Surv. Gr. Brit.* 9: 56-58.

Wimmenauer, W. (1984): Das prävariskische Kristallin im Schwarzwald; *Fortschr. Miner.* 62/Beih.2: 69-86.

Zaydan, A. & Scharbert, H.G. (1983): Petrologie und Geochemie moldanubischer Serien im Raum Persenbeug (südwestliches Waldviertel); *Jb. Geol. B.-A.* 126/1: 181-199.

ANHANG:

Abkürzungen	A1
Probenliste	A2 - A4
Gesamtchemismen	A5 - A8

Oxide in Gew%
GV Glühverlust in %
Elemente in ppm

Mineralchemismen	A9 - A23
------------------	----------

Oxide in Gew%

n Anzahl der Analysen
 \bar{x} Mittelwert
 σ Standardabweichung

Tafel 1

Abkürzungen:

Ab	Albit
Alm	Almandin
Als	Alumosilikat
An	Anorthit
And	Andalusit
Ann	Annit
Anr	Andradit
Bi, Bio	Biotit
Chl	Chlorit
Crd	Cordierit
Fe-Crd	Eisen-Cordierit
Fsp	Feldspat
Gei	Geikielit
Gr, Gra	Granat
Gro, Grs	Grossular
Haem	Hämatit
Ilm	Ilmenit
Kfsp	Kalifeldspat
Ky	Kyanit
L	Schmelze
Mg-Crd	Magnesium-Cordierit
Mu	Muskovit
Phe	Phengit
Phi	Phlogopit
Plag	Plagioklas
Pyph	Pyrophanit
Pyr	Pyrop
Q	Quarz
Rt	Rutil
Ser	Serizit
Sil	Sillimanit
Sps	Spessartin
Sta	Staurolith

Probenliste (Lokalitäten siehe Tafel 1):

Probe	Paragenese	Ort
Hölltal - 2	Crd-Sil-Bi-Kfsp-Plag-Q {Mu-Phe}	Hölltal; Traubenbachmündung
Hölltal - 3	Crd-Sil-Bi-Kfsp-Plag-Q {Mu-Phe}	Hölltal; Traubenbachmündung
Hölltal - 7	Crd-Sil-Bi-Kfsp-Plag-Q {Mu-Phe}	Hölltal; Forststraße in der östlichen Leiten
Hölltal - 8	Crd-Sil-Bi-Kfsp-Plag-Q {Mu-Phe}	Hölltal; Forststraße in der östlichen Leiten
Weißphyra - 9	Crd-Sil-Bi-Kfsp-Plag-Q {Mu-Phe-Chl}	Felswand westlich Weißphyra
Weißphyra - 10	Bi-Sil-Kfsp-Plag-Q {Mu-Chl}	Felswand westlich Weißphyra
Weißphyra - 11	Bi-Sil-Kfsp-Plag-Q {Mu}	Felswand westlich Weißphyra
Weißphyra - 12	[Ky/Sta] Gr-Sil-Bi- Plag-Q {Mu-Chl}	Felsen westlich Weißphyra
Neuwaldhäusl - 13	Crd-Sil-Bi-Kfsp-Plag-Q {Mu-Phe}	Felsblöcke östlich der Neuwaldhäusl
Neuwaldhäusl - 14	Crd-Sil-Bi-Kfsp-Plag-Q {Mu-Phe}	Felsblöcke östlich der Neuwaldhäusl
Peilstein - 15	Crd-Sil-Bi-Kfsp-Plag-Q {Mu}	Peilsteinwestsporn
Peilstein - 16	Crd-Sil-Bi-Kfsp-Plag-Q {Mu-Phe}	Peilsteinnordwestsporn
Peilstein - 17	Crd-Sil-Bi-Kfsp-Plag-Q {Mu-Phe-Chl}	Peilsteinnordwestsporn
Peilstein - 18	[Ky] Crd-Sil-Bi-Kfsp- Plag-Q {Mu-Phe}	Peilsteinnordwestsporn
Peilstein - 19	Crd-Sil-Bi-Kfsp-Plag-Q {Mu-Phe}	Peilsteinnordwestsporn
Peilstein - PA	Crd-Sil-Bi-Kfsp-Plag-Q {Mu-Phe}	Peilsteinnordwestsporn

Sulzberg - 20	Crd-Sil-Bi-Kfsp-Plag-Q {Mu}	Sulzbergsüdosthang
Sulzberg - 21	Crd-Sil-Bi-Kfsp-Plag-Q {Mu}	Sulzbergsüdosthang
Donautal - 22	Crd-Sil-Bi-Kfsp-Plag-Q {Mu-Phe-Chl}	Donautal; östlich vom Großen Mühlberg
Krotental - 23	Gr-Sil-Bi-Plag-Q	Krotental östlich von Nussendorf
Krotental - 24	Gr-Sil-Bi-Kfsp-Plag-Q	Krotental östlich von Nussendorf
Krotental - 25	Sil-Bi-Plag-Q {Chl}	Krotental östlich von Nussendorf
Schwarzautal - 26	Crd-Sil-Bi-Kfsp-Plag-Q {Mu-Chl}	Schwarzautal südlich von Oberndorf
Schwarzautal - 27	Gr-Sil-Bi-Kfsp-Plag-Q {Chl}	Schwarzautal südlich von Oberndorf
Schwarzautal - 28	Crd-Sil-Bi-Kfsp-Plag-Q {Mu-Phe}	Schwarzau
Hinterberg - 29	Gr-Sil-Bi-Plag-Q {Chl}	Hinterbergwesthang
Hinterberg - 30	Gr-Sil-Bi-Plag-Q	Hinterbergwesthang
Mandlgupf- leiten - 31	Gr-Sil-Bi-Kfsp-Plag-Q {Mu}	Mandlgupfleiten; südöstlich von Pöggstall
Mandlgupf- leiten - 32	[Gr-Ky] Gr-Sil-Bi- Plag-Q {Mu-Chl}	Mandlgupfleiten; südöstlich von Pöggstall
Gutenbrunn - 33	Crd-Sil-Bi-Kfsp-Plag-Q {Mu, Ser-Chl}	Westlich von Gutenbrunn
Ochstenstrauß - 34	Sil-Bi-Kfsp-Plag-Q {Mu-Chl}	Ochsenstrauß
Schwarzbachl - 35	[Ky] Crd-Sil-Bi-Kfsp- Plag-Q {Mu, Ser-Chl}	Südlich vom Schwarzbachl; SE Weinsberger Wald
Schwarzbachl - 36	Crd-Sil-Bi-Kfsp-Plag-Q {Mu, Ser-Chl}	Südlich vom Schwarzbachl; SE Weinsberger Wald
Schwarzbachl - 37	Sil-Bi-Kfsp-Plag-Q {Ser-Chl}	Südlich vom Schwarzbachl; SE Weinsberger Wald
Haslau - 38	Crd-Sil-Bi-Kfsp-Plag-Q {Mu}	Haslau im Yspertal, östlich von St.Oswald

Weiβphyra - 44	Bi-Kfsp-Plag-Q {Mu-Chl}	Felsen westlich Weiβphyra
Weiβphyra - 45	Bi-Kfsp-Plag-Q {Mu-Chl}	Felsen westlich Weiβphyra
Weiβphyra - 46	Gr-Sil-Bi-Plag-Q {Mu-Chl}	Felsen westlich Weiβphyra
Thann - 49	Bi-Kfsp-Plag-Q {Mu}	Felsbauten östlich von Laimbach
Thann - 50	Bi-Kfsp-Plag-Q {Mu}	Felsbauten östlich von Laimbach

[Relikte] {Neubildungen}

	HT-2	HT-3	HT-7	HT-8	WP-9	WP-10
SiO ₂	65.48	67.74	55.00	65.73	58.06	78.13
TiO ₂	0.94	0.74	0.92	0.90	0.90	0.44
Al ₂ O ₃	16.04	15.43	22.39	16.24	19.26	12.08
Fe ₂ O ₃	0.09	0.13	0.22	0.06	0.63	0.35
FeO	6.33	4.91	9.43	6.12	7.13	2.07
MnO	0.08	0.07	0.14	0.07	0.13	0.03
MgO	2.70	2.04	4.42	2.50	3.46	0.93
CaO	0.54	0.82	0.40	0.45	0.67	2.15
Na ₂ O	1.42	1.84	0.99	1.15	1.41	2.79
K ₂ O	3.55	3.15	3.37	3.72	4.69	1.44
P ₂ O ₅	0.11	0.18	0.07	0.09	0.16	0.13
GV	1.56	1.62	1.65	1.52	1.98	0.67
Sc	23	11	31	23	18	13
V	181	134	210	168	178	63
Cr	137	104	171	124	139	42
Co	23	15	27	20	23	7
Ni	44	31	64	40	54	14
Cu	26	37	26	56	<10	<10
Zn	120	89	174	108	128	45
Ga	22	20	32	24	28	14
Rb	141	106	162	139	143	64
Sr	139	163	87	128	174	232
Y	30	26	32	32	24	16
Zr	237	237	164	215	191	185
Nb	14	9	15	13	11	5
Ba	1129	970	865	1327	1206	221
Pb	16	21	19	17	21	15

	WP-11	WP-12	NWH-13	NWH-14	PS-15	PS-16
SiO ₂	74.46	74.29	62.93	64.07	80.00	60.76
TiO ₂	0.53	0.61	1.01	0.91	0.60	1.03
Al ₂ O ₃	12.57	13.27	18.48	16.62	10.47	19.48
Fe ₂ O ₃	0.12	0.69	0.43	0.15	0.25	0.10
FeO	3.25	2.75	6.56	6.42	2.18	7.48
MnO	0.04	0.06	0.06	0.08	0.04	0.06
MgO	1.33	1.40	2.59	2.76	0.97	3.29
CaO	1.63	2.38	0.79	1.63	1.12	0.55
Na ₂ O	2.53	2.86	1.22	2.04	1.99	1.12
K ₂ O	2.74	1.59	3.39	2.46	2.01	4.11
P ₂ O ₅	0.12	0.16	0.10	0.13	0.14	0.10
GV	0.73	0.69	1.48	1.56	0.83	1.33
Sc	11	<10	27	24	<10	26
V	81	90	209	191	85	227
Cr	61	61	160	141	56	175
Co	11	10	18	19	7	21
Ni	21	21	40	34	17	46
Cu	<10	<10	26	32	<10	27
Zn	64	32	110	105	42	135
Ga	15	15	24	22	11	27
Rb	102	57	109	88	63	153
Sr	218	>800	90	145	173	131
Y	19	27	36	30	22	32
Zr	206	244	219	189	354	260
Nb	8	12	11	11	8	15
Ba	548	>2000	795	704	465	1419
Pb	19	16	<10	<10	15	12

	PS-17	PS-18	PA	PS-19P	PS-19N	PS-19PN
SiO ₂	64.53	57.42	65.59	63.43	73.59	64.06
TiO ₂	0.87	0.98	0.92	0.94	0.50	1.09
Al ₂ O ₃	17.65	20.17	16.71	17.92	15.47	17.35
Fe ₂ O ₃	0.28	0.48	0.71	0.86	0.07	0.84
FeO	6.27	6.85	6.01	5.85	4.08	7.12
MnO	0.11	0.06	0.06	0.11	0.08	0.10
MgO	2.98	3.27	2.79	2.92	2.09	3.36
CaO	0.55	0.82	0.66	1.24	0.62	0.65
Na ₂ O	1.05	1.98	1.34	2.27	0.86	1.04
K ₂ O	3.23	5.15	3.58	2.67	2.06	2.64
P ₂ O ₅	0.15	0.09	0.10	0.06	0.22	0.11
GV	1.82	1.66	1.59	1.17	1.05	1.40
Sc	20	24	20	27	<10	32
V	180	206	186	186	111	230
Cr	139	159	138	148	87	176
Co	16	19	22	18	12	28
Ni	41	46	45	45	23	57
Cu	23	39	56	<10	<10	52
Zn	125	133	116	129	77	150
Ga	22	26	23	24	21	26
Rb	114	172	118	129	70	133
Sr	108	212	144	183	70	74
Y	28	33	33	17	26	15
Zr	205	214	225	209	103	243
Nb	11	15	13	15	4	16
Ba	1119	1468	1179	777	675	624
Pb	12	20	13	<10	<10	<10

	SB-20	SB-21	DT-22	KT-23	KT-24	KT-25
SiO ₂	81.12	81.52	66.36	65.56	69.51	58.31
TiO ₂	0.83	0.86	0.90	0.95	0.69	1.37
Al ₂ O ₃	9.61	9.16	16.35	16.06	15.21	18.84
Fe ₂ O ₃	0.00	0.92	0.28	0.82	0.53	0.80
FeO	4.29	2.75	5.80	5.26	4.04	5.27
MnO	0.04	0.03	0.05	0.08	0.06	0.04
MgO	1.59	1.36	2.37	2.64	1.87	3.40
CaO	0.37	0.32	0.69	2.50	1.39	2.80
Na ₂ O	0.69	0.65	1.75	2.72	3.08	3.87
K ₂ O	1.39	1.71	3.11	2.24	2.48	3.11
P ₂ O ₅	0.06	0.06	0.09	0.11	0.25	0.12
GV	0.81	0.92	1.31	0.95	0.55	0.97
Sc	11	13	26	18	11	<10
V	124	126	184	177	124	248
Cr	86	78	145	117	95	271
Co	10	9	15	15	11	15
Ni	26	25	42	21	26	36
Cu	21	<10	17	22	<10	31
Zn	76	70	126	104	82	120
Ga	12	12	21	20	18	25
Rb	54	58	117	67	95	119
Sr	44	53	88	219	178	245
Y	25	26	30	37	22	5
Zr	236	236	208	225	197	112
Nb	6	7	11	11	9	18
Ba	383	440	663	980	444	667
Pb	<10	<10	13	11	17	19

	ST-26	ST-27	ST-28	HB-29	HB-30	MGL-31
SiO ₂	78.86	79.75	68.85	60.30	70.58	66.07
TiO ₂	0.59	0.52	0.75	1.10	0.96	0.78
Al ₂ O ₃	10.31	9.94	16.06	17.35	13.21	16.19
Fe ₂ O ₃	0.53	0.43	1.01	1.73	0.38	0.45
FeO	2.89	2.43	3.98	6.89	6.39	5.38
MnO	0.03	0.05	0.06	0.10	0.05	0.06
MgO	1.53	1.07	2.06	3.22	2.47	2.37
CaO	0.99	0.94	0.69	1.61	0.50	0.98
Na ₂ O	2.37	2.17	1.67	2.02	0.50	1.54
K ₂ O	1.76	1.48	3.57	2.91	1.98	3.91
P ₂ O ₅	0.08	0.10	0.15	0.06	0.05	0.09
GV	0.61	0.71	1.19	1.71	1.11	1.54
Sc	<10	<10	18	32	17	24
V	99	91	149	238	189	159
Cr	68	57	109	200	138	110
Co	10	9	14	16	21	15
Ni	25	20	35	32	53	46
Cu	<10	<10	<10	38	42	16
Zn	61	53	86	118	111	87
Ga	12	12	19	23	18	21
Rb	66	44	103	101	61	148
Sr	100	91	96	145	74	97
Y	14	16	23	46	32	31
Zr	154	136	180	216	243	195
Nb	4	5	8	13	9	10
Ba	308	354	780	696	698	807
Pb	13	14	22	11	<10	11

	MGL-32	GB-33	OS-34	SB-35	SB-36	SB-37
SiO ₂	66.21	66.96	71.09	59.64	76.38	80.89
TiO ₂	0.71	0.92	0.72	0.85	0.59	0.51
Al ₂ O ₃	16.07	15.10	14.18	20.20	11.67	9.62
Fe ₂ O ₃	0.58	0.85	0.39	1.10	0.69	0.20
FeO	5.03	5.08	3.23	5.62	2.68	1.91
MnO	0.07	0.10	0.04	0.10	0.04	0.02
MgO	2.20	2.32	1.40	2.79	1.26	0.88
CaO	1.45	1.05	1.48	0.70	0.83	0.77
Na ₂ O	2.36	2.01	2.65	1.34	1.63	1.80
K ₂ O	3.40	2.89	3.75	3.80	2.88	2.65
P ₂ O ₅	0.12	0.18	0.18	0.12	0.14	0.11
GV	1.16	2.23	0.80	2.75	1.42	0.85
Sc	30	16	14	26	12	<10
V	146	160	109	171	89	66
Cr	115	118	86	150	64	34
Co	10	17	9	20	10	9
Ni	23	34	14	57	25	12
Cu	25	27	<10	37	<10	<10
Zn	107	112	60	120	60	43
Ga	21	20	16	27	14	11
Rb	116	160	116	130	93	73
Sr	196	142	121	140	161	177
Y	35	28	24	25	19	20
Zr	198	198	262	173	228	276
Nb	10	13	19	12	6	6
Ba	931	563	912	1025	932	833
Pb	21	13	<10	13	17	18

HA-38

SiO₂	59.12
TiO₂	1.15
Al₂O₃	19.86
Fe₂O₃	0.41
FeO	7.88
MnO	0.08
MgO	3.60
CaO	0.58
Na₂O	1.47
K₂O	3.85
P₂O₅	0.12
GV	1.06
Sc	28
V	217
Cr	171
Co	26
Ni	60
Cu	40
Zn	154
Ga	29
Rb	-
Sr	105
Y	121
Zr	301
Nb	17
Ba	805
Pb	15

GRANATANALYSEN:

Weissphyra-12			Weissphyra-12		
Kern			Rand		
n = 5	\bar{x}	δ	n = 3	\bar{x}	δ
SiO ₂	37.28	0.22	SiO ₂	36.97	0.57
TiO ₂	0.00	0.00	TiO ₂	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	21.21	0.09	Al ₂ O ₃	20.90	0.29
FeO	29.67	0.10	FeO	27.06	0.17
MnO	7.55	0.16	MnO	11.73	0.06
MgO	3.22	0.23	MgO	1.59	0.12
CaO	1.03	0.13	CaO	0.99	0.14
	*****	*****		*****	*****
Total	99.96	0.46	Total	99.24	0.63
Si	2.999	0.005	Si	3.020	0.016
Al IV	0.002	0.003	Al IV	0.000	0.000
Al VI	2.008	0.006	Al VI	2.013	0.012
Ti	0.000	0.000	Ti	0.000	0.000
Fe 3+	0.000	0.001	Fe 3+	0.000	0.000
Fe 2+	1.996	0.011	Fe 2+	1.849	0.029
Mn	0.514	0.012	Mn	0.812	0.010
Mg	0.386	0.027	Mg	0.194	0.013
Ca	0.089	0.011	Ca	0.087	0.013
Z	3.001	0.003	Z	3.020	0.016
Y	2.009	0.005	Y	2.013	0.012
X	2.985	0.013	X	2.941	0.044
Alm	0.669	0.004	Alm	0.629	0.001
Sps	0.172	0.004	Sps	0.276	0.003
Pyr	0.129	0.008	Pyr	0.066	0.005
Grs	0.029	0.004	Grs	0.029	0.004
Anr	0.000	0.001	Anr	0.000	0.000
Xmg	0.162	0.010	Xmg	0.095	0.007
A	0.297	0.003	A	0.330	0.004

GRANATANALYSEN:

Weissphyra-12

Relikt

n = 5	ꝝ	ꝝ
SiO ₂	37.54	0.34
TiO ₂	0.02	0.04
Al ₂ O ₃	21.54	0.18
FeO	29.54	0.41
MnO	5.68	0.14
MgO	4.84	0.15
CaO	0.94	0.10
	*****	*****
Total	100.10	0.67
Si	2.984	0.010
Al IV	0.016	0.009
Al VI	2.002	0.008
Ti	0.001	0.002
Fe 3+	0.004	0.006
Fe 2+	1.959	0.022
Mn	0.383	0.010
Mg	0.573	0.020
Ca	0.080	0.008
Z	3.000	0.001
Y	2.008	0.004
X	2.995	0.012
Alm	0.654	0.009
Sps	0.128	0.003
Pyr	0.191	0.006
Grs	0.024	0.005
Anr	0.003	0.003
Xmg	0.226	0.008
A	0.285	0.002

BIOTITANALYSEN:**Hoelltal-7****Biotite aus der
Gleichgewichtstextur
mit Cordierit**

n = 10	\bar{x}	σ
SiO ₂	35.51	0.23
TiO ₂	2.69	0.28
Al ₂ O ₃	19.77	0.29
FeO	20.02	0.37
MnO	0.10	0.02
MgO	8.30	0.29
CaO	0.00	0.00
Na ₂ O	0.19	0.04
K ₂ O	8.96	0.18
	*****	*****
Total	95.54	0.41
Si	2.692	0.017
Al IV	1.308	0.017
Al VI	0.458	0.018
Ti	0.154	0.016
Fe	1.269	0.022
Mn	0.006	0.001
Mg	0.938	0.032
Ca	0.000	0.000
Na	0.029	0.005
K	0.866	0.018
Z	4.000	0.000
Y	2.824	0.016
X	0.895	0.019
X _{Mg}	0.425	0.011
A(Or)	0.169	0.006

BIOTITANALYSEN:

Weissphyra-9			Weissphyra-9		
Palaeosom-Biotit			Neosom-Biotit		
n = 5	\bar{x}	δ	n = 9	\bar{x}	δ
SiO ₂	36.46	0.27	SiO ₂	36.85	0.51
TiO ₂	2.20	0.10	TiO ₂	2.40	0.44
Al ₂ O ₃	21.15	0.53	Al ₂ O ₃	19.58	0.53
FeO	19.85	0.61	FeO	15.26	0.44
MnO	0.20	0.03	MnO	0.15	0.02
MgO	7.48	0.28	MgO	10.57	0.25
CaO	0.00	0.00	CaO	0.00	0.00
Na ₂ O	0.19	0.02	Na ₂ O	0.26	0.03
K ₂ O	9.73	0.16	K ₂ O	8.90	0.22
	*****	*****		*****	*****
Total	97.24	0.48	Total	93.96	1.17
Si	2.712	0.031	Si	2.767	0.014
Al IV	1.288	0.031	Al IV	1.233	0.014
Al VI	0.565	0.013	Al VI	0.500	0.032
Ti	0.123	0.005	Ti	0.135	0.026
Fe	1.235	0.039	Fe	0.958	0.026
Mn	0.012	0.002	Mn	0.009	0.001
Mg	0.829	0.028	Mg	1.183	0.022
Ca	0.000	0.000	Ca	0.000	0.000
Na	0.027	0.003	Na	0.038	0.005
K	0.923	0.017	K	0.853	0.018
Z	4.000	0.000	Z	4.000	0.000
Y	2.764	0.019	Y	2.786	0.016
X	0.950	0.018	X	0.891	0.016
Xmg	0.402	0.014	Xmg	0.552	0.010
A(Or)	0.184	0.008	A(Or)	0.170	0.006

BIOTITANALYSEN:

Weissphyra-9

Weissphyra-9

	Biotit mit Ilmenit (Kern)		Biotit mit Ilmenit (Uebergangsbereich)	
n = 7	\bar{x}	δ	n = 3	\bar{x}
SiO ₂	36.04	0.28	SiO ₂	35.89
TiO ₂	2.85	0.30	TiO ₂	1.26
Al ₂ O ₃	19.98	0.37	Al ₂ O ₃	20.34
FeO	19.22	0.48	FeO	19.25
MnO	0.16	0.04	MnO	0.16
MgO	8.10	0.32	MgO	9.09
CaO	0.00	0.00	CaO	0.00
Na ₂ O	0.15	0.02	Na ₂ O	0.19
K ₂ O	9.17	0.20	K ₂ O	8.48
	*****	*****		*****
Total	95.67	0.85	Total	94.65
Si	2.716	0.010	Si	2.723
Al IV	1.284	0.010	Al IV	1.277
Al VI	0.490	0.027	Al VI	0.541
Ti	0.162	0.016	Ti	0.072
Fe	1.211	0.029	Fe	1.222
Mn	0.010	0.003	Mn	0.010
Mg	0.910	0.033	Mg	1.029
Ca	0.000	0.000	Ca	0.000
Na	0.021	0.003	Na	0.027
K	0.881	0.023	K	0.820
Z	4.000	0.000	Z	4.000
Y	2.784	0.011	Y	2.873
X	0.903	0.024	X	0.847
X _{Mg}	0.429	0.014	X _{Mg}	0.457
A(Or)	0.174	0.005	A(Or)	0.182

BIOTITANALYSEN:

Weissphyra-9			Weissphyra-9		
	Biotit mit Ilmenit (Rand)		Biotit ohne Ilmenit		
n = 3	\bar{x}	δ	n = 14	\bar{x}	δ
SiO ₂	35.30	0.88	SiO ₂	35.92	0.82
TiO ₂	0.39	0.14	TiO ₂	1.77	0.48
Al ₂ O ₃	21.24	0.16	Al ₂ O ₃	20.77	0.46
FeO	19.36	0.22	FeO	18.80	0.71
MnO	0.22	0.05	MnO	0.14	0.03
MgO	9.91	0.43	MgO	8.77	0.52
CaO	0.00	0.00	CaO	0.00	0.00
Na ₂ O	0.21	0.03	Na ₂ O	0.28	0.05
K ₂ O	7.62	0.91	K ₂ O	8.43	0.69
	*****	*****		*****	*****
Total	94.25	1.20	Total	94.87	1.19
Si	2.679	0.045	Si	2.710	0.035
Al IV	1.321	0.045	Al IV	1.290	0.035
Al VI	0.579	0.022	Al VI	0.557	0.042
Ti	0.022	0.008	Ti	0.101	0.026
Fe	1.229	0.026	Fe	1.187	0.052
Mn	0.014	0.003	Mn	0.009	0.002
Mg	1.122	0.057	Mg	0.987	0.065
Ca	0.000	0.000	Ca	0.000	0.000
Na	0.030	0.004	Na	0.041	0.006
K	0.737	0.080	K	0.811	0.061
Z	4.000	0.000	Z	4.000	0.000
Y	2.965	0.069	Y	2.840	0.074
X	0.767	0.084	X	0.852	0.066
X _{Mg}	0.477	0.008	X _{Mg}	0.454	0.008
A(Or)	0.198	0.009	A(Or)	0.192	0.010

BIOTITANALYSEN:

Weissphyra-12			Weissphyra-12		
Matrixbiotit			Kontaktbiotit		
n = 7	\bar{x}	δ	n = 5	\bar{x}	δ
SiO ₂	35.94	0.27	SiO ₂	36.70	0.35
TiO ₂	3.64	0.36	TiO ₂	1.05	0.06
Al ₂ O ₃	18.60	0.21	Al ₂ O ₃	19.63	0.25
FeO	18.78	0.25	FeO	17.02	0.13
MnO	0.29	0.04	MnO	0.18	0.05
MgO	8.05	0.29	MgO	10.66	0.09
CaO	0.00	0.00	CaO	0.00	0.00
Na ₂ O	0.07	0.02	Na ₂ O	0.08	0.01
K ₂ O	9.21	0.14	K ₂ O	9.23	0.35
	*****	*****		*****	*****
Total	94.57	0.57	Total	94.56	0.51
Si	2.743	0.014	Si	2.766	0.015
Al IV	1.257	0.014	Al IV	1.234	0.015
Al VI	0.416	0.012	Al VI	0.510	0.011
Ti	0.209	0.020	Ti	0.060	0.004
Fe	1.199	0.015	Fe	1.073	0.011
Mn	0.018	0.002	Mn	0.012	0.003
Mg	0.915	0.032	Mg	1.197	0.007
Ca	0.000	0.000	Ca	0.000	0.000
Na	0.010	0.003	Na	0.012	0.002
K	0.897	0.018	K	0.887	0.034
Z	4.000	0.000	Z	4.000	0.000
Y	2.758	0.009	Y	2.852	0.017
X	0.907	0.019	X	0.899	0.033
Xmg	0.433	0.011	Xmg	0.527	0.003
A(Or)	0.155	0.006	A(Or)	0.159	0.006

PLAGIOKLASANALYSEN:

Hoelltal-7			Hoelltal-7		
	Oligoklas (Kern)			Albit (Rand)	
n = 2	\bar{x}	σ	n = 2	\bar{x}	σ
SiO ₂	63.36	0.11	SiO ₂	68.03	0.31
TiO ₂	0.00	0.00	TiO ₂	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	22.94	0.98	Al ₂ O ₃	19.49	1.10
FeO	0.00	0.00	FeO	0.00	0.00
MgO	0.00	0.00	MgO	0.00	0.00
CaO	3.82	0.14	CaO	0.00	0.00
Na ₂ O	9.60	0.05	Na ₂ O	11.76	0.08
K ₂ O	0.25	0.35	K ₂ O	0.00	0.00
	*****	*****		*****	*****
Total	99.97	1.54	Total	99.28	1.33
Si	2.803	0.031	Si	2.992	0.027
Al	1.196	0.036	Al	1.010	0.043
Ti	0.000	0.000	Ti	0.000	0.000
Fe	0.000	0.000	Fe	0.000	0.000
Mg	0.000	0.000	Mg	0.000	0.000
Ca	0.181	0.004	Ca	0.000	0.000
Na	0.823	0.015	Na	1.003	0.021
K	0.014	0.020	K	0.000	0.000
Z	3.999	0.006	Z	4.002	0.016
X	1.018	0.010	X	1.003	0.021
An	0.178	0.003	An	0.000	0.000
Ab	0.809	0.022	Ab	1.000	0.000
Or	0.014	0.019	Or	0.000	0.000

PLAGIOKLASANALYSEN:

Weissphyra-9			Weissphyra-9		
	Oligoklas (Kern)			Albit (Rand)	
n - 4	\bar{x}	σ	n - 2	\bar{x}	σ
SiO ₂	64.23	0.96	SiO ₂	68.16	0.15
TiO ₂	0.00	0.00	TiO ₂	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	22.76	0.54	Al ₂ O ₃	19.56	0.06
FeO	0.01	0.03	FeO	0.00	0.00
MgO	0.01	0.01	MgO	0.02	0.03
CaO	3.40	0.37	CaO	0.31	0.07
Na ₂ O	9.59	0.25	Na ₂ O	11.49	0.02
K ₂ O	0.15	0.00	K ₂ O	0.14	0.08
	*****	*****		*****	*****
Total	100.15	0.47	Total	99.69	0.11
Si	2.827	0.029	Si	2.988	0.003
Al	1.181	0.033	Al	1.010	0.004
Ti	0.000	0.000	Ti	0.000	0.000
Fe	0.001	0.001	Fe	0.000	0.000
Mg	0.000	0.001	Mg	0.001	0.002
Ca	0.160	0.018	Ca	0.015	0.003
Na	0.818	0.019	Na	0.977	0.003
K	0.009	0.000	K	0.008	0.005
Z	4.008	0.005	Z	3.998	0.002
X	0.987	0.008	X	0.999	0.001
An	0.163	0.018	An	0.015	0.003
Ab	0.829	0.018	Ab	0.978	0.001
Or	0.009	0.000	Or	0.008	0.005

PLAGIOKLASANALYSEN:

Weissphyra-12

Oligoklas

Weissphyra-12

Andesin
(um Granat)

n = 2	\bar{x}	σ	n = 3	\bar{x}	σ
SiO ₂	63.78	1.54	SiO ₂	61.63	0.49
TiO ₂	0.00	0.00	TiO ₂	0.01	0.02
Al ₂ O ₃	23.44	0.72	Al ₂ O ₃	24.93	0.62
FeO	0.00	0.00	FeO	0.21	0.37
MgO	0.00	0.00	MgO	0.00	0.00
CaO	5.18	0.35	CaO	6.79	0.29
Na ₂ O	7.69	0.03	Na ₂ O	6.65	0.28
K ₂ O	0.00	0.00	K ₂ O	0.00	0.00
	*****	*****		*****	*****
Total	100.09	0.50	Total	100.22	1.37
Si	2.803	0.045	Si	2.720	0.019
Al	1.214	0.047	Al	1.297	0.021
Ti	0.000	0.000	Ti	0.000	0.001
Fe	0.000	0.000	Fe	0.008	0.013
Mg	0.000	0.000	Mg	0.000	0.000
Ca	0.244	0.018	Ca	0.321	0.011
Na	0.655	0.003	Na	0.569	0.028
K	0.000	0.000	K	0.000	0.000
Z	4.018	0.002	Z	4.017	0.005
X	0.900	0.021	X	0.890	0.017
An	0.271	0.014	An	0.361	0.019
Ab	0.729	0.014	Ab	0.639	0.019
Or	0.000	0.000	Or	0.000	0.000

PLAGIOKLASANALYSEN:

Weissphyra-12

Oligoklas

n = 7	\bar{x}	σ
SiO ₂	61.92	0.25
TiO ₂	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	24.18	0.24
FeO	0.00	0.00
MgO	0.00	0.00
CaO	5.63	0.11
Na ₂ O	7.71	0.11
K ₂ O	0.05	0.08
*****	*****	
Total	99.50	0.33
Si	2.750	0.008
Al	1.265	0.009
Ti	0.000	0.000
Fe	0.000	0.000
Mg	0.000	0.000
Ca	0.268	0.005
Na	0.664	0.011
K	0.003	0.005
Z	4.016	0.005
X	0.935	0.014
An	0.287	0.005
Ab	0.710	0.007
Or	0.003	0.005

Weissphyra-12

Oligoklas
(um Granat)

n = 5	\bar{x}	σ
SiO ₂	62.07	0.20
TiO ₂	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	24.00	0.20
FeO	0.23	0.17
MgO	0.00	0.00
CaO	5.69	0.19
Na ₂ O	7.62	0.11
K ₂ O	0.19	0.05
*****	*****	
Total	99.80	0.25
Si	2.753	0.005
Al	1.254	0.010
Ti	0.000	0.000
Fe	0.008	0.006
Mg	0.000	0.000
Ca	0.271	0.009
Na	0.655	0.011
K	0.011	0.003
Z	4.007	0.006
X	0.937	0.017
An	0.289	0.007
Ab	0.700	0.005
Or	0.012	0.003

PLAGIOKLASANALYSEN:

Weissphyra-12

Oligoklas
in Granat

n = 7	\bar{x}	σ
SiO ₂	61.63	0.27
TiO ₂	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	24.09	0.12
FeO	0.78	0.11
MgO	0.00	0.00
CaO	5.66	0.05
Na ₂ O	8.10	0.07
K ₂ O	0.10	0.13
	*****	*****
Total	100.36	0.25
Si	2.732	0.007
Al	1.258	0.008
Ti	0.000	0.000
Fe	0.029	0.004
Mg	0.000	0.000
Ca	0.269	0.003
Na	0.696	0.007
K	0.006	0.007
Z	3.990	0.005
X	0.971	0.008
An	0.277	0.003
Ab	0.717	0.007
Or	0.006	0.007

KALIFELDSPATANALYSEN:

Weissphyra-9			Weissphyra-9		
perth. Kern			Rand		
n = 15	\bar{x}	σ	n = 4	\bar{x}	σ
SiO ₂	65.21	0.53	SiO ₂	65.09	0.41
TiO ₂	0.03	0.03	TiO ₂	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	18.55	0.19	Al ₂ O ₃	18.46	0.23
FeO	0.01	0.02	FeO	0.01	0.03
MgO	0.00	0.00	MgO	0.00	0.00
CaO	0.00	0.00	CaO	0.01	0.03
Na ₂ O	2.33	0.65	Na ₂ O	1.10	0.18
K ₂ O	13.50	0.94	K ₂ O	15.40	0.29
	*****	*****		*****	*****
Total	99.62	0.61	Total	100.07	0.75
Si	2.996	0.010	Si	2.998	0.005
Al	1.004	0.011	Al	1.002	0.007
Ti	0.001	0.001	Ti	0.000	0.000
Fe	0.000	0.001	Fe	0.000	0.001
Mg	0.000	0.000	Mg	0.000	0.000
Ca	0.000	0.000	Ca	0.001	0.001
Na	0.208	0.058	Na	0.098	0.017
K	0.791	0.055	K	0.904	0.013
Z	4.000	0.002	Z	3.999	0.002
X	0.999	0.010	X	1.003	0.005
An	0.000	0.000	An	0.001	0.001
Ab	0.208	0.057	Ab	0.098	0.016
Or	0.792	0.057	Or	0.902	0.017

ILMENITANALYSEN:

Weissphyra-12			Weissphyra-12		
Matrix			bei Staurolith		
n = 6	\bar{x}	σ	n = 7	\bar{x}	σ
SiO ₂	0.00	0.00	SiO ₂	0.00	0.00
TiO ₂	47.83	0.34	TiO ₂	44.65	0.25
Al ₂ O ₃	0.00	0.00	Al ₂ O ₃	0.00	0.00
FeO	47.42	0.09	FeO	47.99	0.08
MnO	2.95	0.02	MnO	5.36	0.12
MgO	0.00	0.00	MgO	0.02	0.06
CaO	0.00	0.00	CaO	0.00	0.00
	*****	*****		*****	*****
Total	98.19	0.31	Total	98.02	0.22
Si	0.000	0.000	Si	0.000	0.000
Al	0.000	0.000	Al	0.000	0.000
Ti	0.921	0.004	Ti	0.858	0.004
Fe 3+	0.079	0.004	Fe 3+	0.142	0.004
Fe 3+	0.079	0.004	Fe 3+	0.142	0.004
Fe 2+	0.857	0.004	Fe 2+	0.741	0.007
Mg	0.000	0.000	Mg	0.001	0.002
Mn	0.064	0.001	Mn	0.116	0.003
Ca	0.000	0.000	Ca	0.000	0.000
Z	1.000	0.000	Z	1.000	0.000
X	1.000	0.000	X	1.000	0.000
Fe ₂ O ₃	8.226	0.393	Fe ₂ O ₃	14.786	0.396
FeO	40.019	0.311	FeO	34.681	0.337
Ilm	0.857	0.004	Ilm	0.741	0.007
Gei	0.000	0.000	Gei	0.001	0.002
Prph	0.064	0.001	Prph	0.116	0.003
Haem	0.079	0.004	Haem	0.142	0.004

ILMENITANALYSER:

PHENGITANALYSER:

Weissphyra-9			Weissphyra-9		
im Neosom			sekundaer		
n = 3	\bar{x}	δ	n = 4	\bar{x}	δ
SiO ₂	0.00	0.00	SiO ₂	46.73	1.28
TiO ₂	50.55	0.20	TiO ₂	0.20	0.19
Al ₂ O ₃	0.00	0.00	Al ₂ O ₃	35.68	0.52
FeO	45.43	0.24	FeO	0.72	0.09
MnO	1.32	0.05	MnO	0.06	0.05
MgO	0.06	0.10	MgO	0.54	0.13
CaO	0.00	0.00	CaO	0.00	0.00
	*****	*****	Na ₂ O	0.65	0.08
Total	97.35	0.14	K ₂ O	10.21	0.18
				*****	*****
Si	0.000	0.000	Total	94.80	0.75
Al	0.000	0.000			
Ti	0.985	0.002	Si	3.107	0.057
Fe 3+	0.015	0.002	Al IV	0.893	0.057
Fe 3+	0.015	0.002	Al VI	1.903	0.006
Fe 2+	0.953	0.004	Ti	0.010	0.010
Mg	0.002	0.004	Fe	0.040	0.005
Mn	0.029	0.001	Mn	0.004	0.003
Ca	0.000	0.000	Mg	0.054	0.013
Z	1.000	0.000	Ca	0.000	0.000
X	1.000	0.000	Na	0.084	0.011
			K	0.866	0.018
Fe ₂ O ₃	1.576	0.210			
FeO	44.008	0.147	Z	4.000	0.000
			Y	2.010	0.012
Ilm	0.953	0.004	X	0.950	0.026
Gei	0.002	0.004			
Prph	0.029	0.001	X _{Mg}	0.571	0.036
Haem	0.015	0.002			

Lebenslauf

Personendaten:

Name	Manfred Linner
Adresse	Theresiengasse 6/1
Geburtsdatum	A-1180 Wien
Geburtsort	9. Juli 1965
Staatsbürgerschaft	Linz an der Donau
Familienstand	Österreicher
Frau	Lebensgemeinschaft
Kinder	Martha Kremshuber
	Miriam und Lena

Ausbildung:

Pflichtschulen	
1971 - 1975	Volksschule in Ottensheim (OÖ)
1975 - 1979	Hauptschule in Ottensheim (OÖ)
Höhere Schule	
1979 - 1984	HTBLA für chemische Betriebstechnik in Wels (OÖ)
Universität	
1985 - 1992	Universität Wien
18.7.1988	1. Diplomprüfung
1989 - 1992	Diplomarbeit am Institut für Petrologie

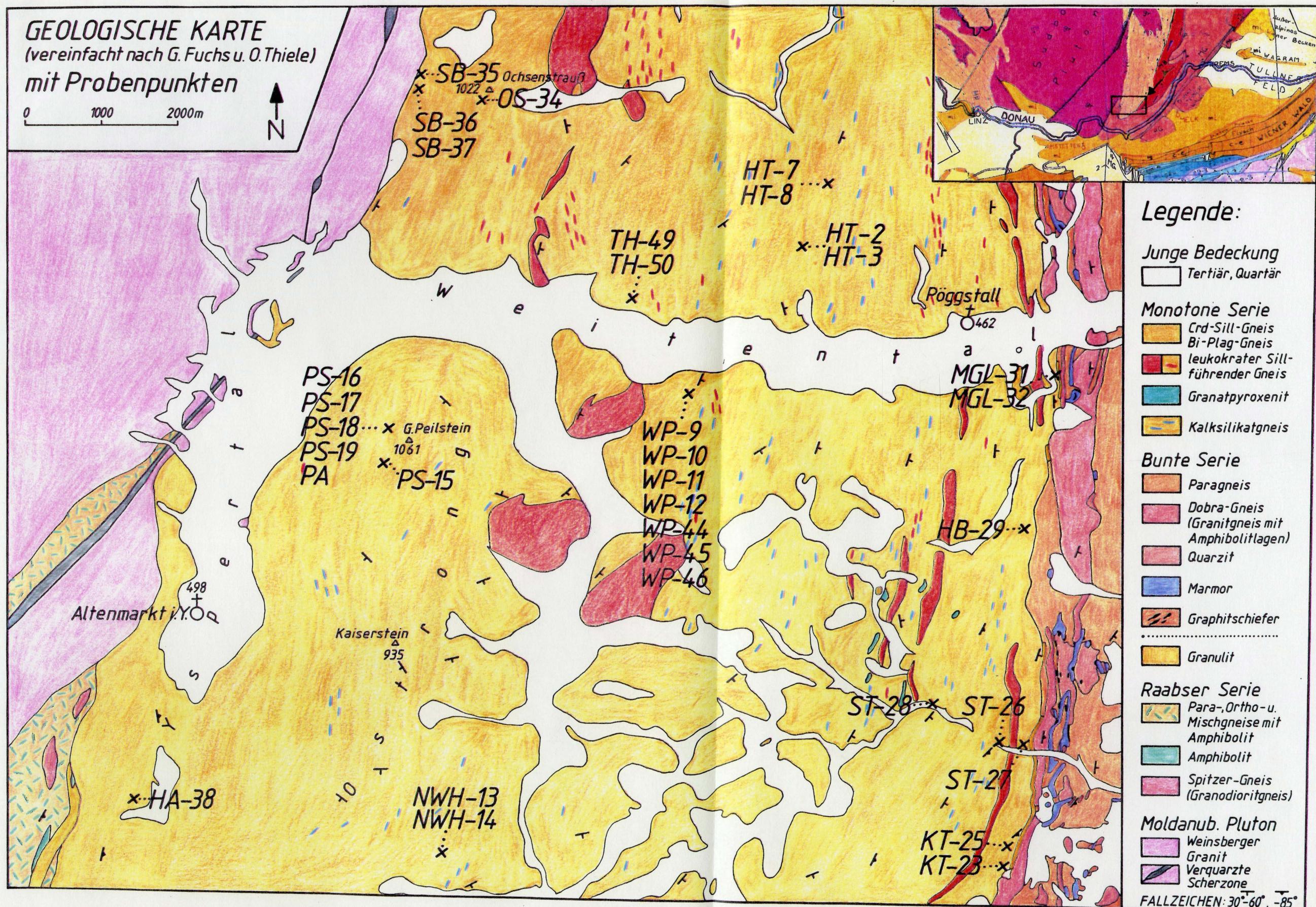
Praxis:

Geologische Kartierung	
1989 - 1991	Landesaufnahme auf Blatt 180 Winklern, Sadnig-Gruppe

GEOLOGISCHE KARTE
(vereinfacht nach G. Fuchs u. O. Thiele)
mit Probenpunkten

0 1000 2000m

N



Legende:

Junge Bedeckung
Tertiär, QuartärMonotone Serie
Crd-Sill-Gneis
Bi-Plag-Gneis
leukokrater Sill-führender Gneis
Granatpyroxenit
KalksilikatgneisBunte Serie
Paragneis
Dobra-Gneis (Granitgneis mit Amphibolitlagen)
Quarzit
Marmor
Graphitschiefer
GranulitRaabser Serie
Para-, Ortho- u. Mischgneise mit Amphibolit
Amphibolit
Spitzer-Gneis (Granodioritgneis)Moldanub. Pluton
Weinsberger Granit
Verquarzte Scherzone

FALLZEICHEN: 30°-60°, -85°