

Zur Geologie des Stubachtalultramafitit-Komplexes

K. Petrakakis

2 Abb., 3 Tab., 1 geol. Kt., Taf. 7–10

Anschrift:

Dr. K. Petrakakis

Mineralog.-Petrograph. Institut, Universität Wien

Dr. Karl Lueger Ring 1

1010 Wien

Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.	24	S. 47–57	Wien, Okt. 1977
---------------------------------------	----	----------	-----------------

Inhaltsverzeichnis

1. Zusammenfassung, Summary	49
2. Vorwort	50
3. Kartierungsbefund	50
4. Petrographische Beschreibung	52
4.1 Die Ultramafite	52
4.2 Die feldspatführenden Gesteine	54
5. Zur Metamorphosegeschichte des Stubachtalultramafit-Komplexes	55
6. Literatur	57

1. ZUSAMMENFASSUNG

Der Stubachtalultramafitit-Komplex besteht aus Amphiboliten, Wehrliten, Duniten und Klinopyroxeniten folgender mineralogischer Zusammensetzungen:

1. $Hb + Plg + Gr + Zo + Tit + Ilm \pm Qu \pm Ab$
2. $Ol + Cpx + Sp + Chr + Se + Chl$
3. $Ol + Chr + Se + Chl$
4. $Cpx + Sp + Chr \pm Se \pm Chl$

Die magmatischen ultramafitischen Paragenesen sind besonders im zentralen Bereich des Ultramafitits erhalten. Sie sind im Zuge einer Metamorphose in der niedrigsten Amphibolitfazies (Staurolith–Isograde) zum Teil oder ganz durch folgende metamorphe Paragenesen ersetzt:

- A. $Tr + Di + Fo + Chl + Fe-Chr + Mt$
- B. $Tr + Fo + Se + Chl + Fe-Chr + Mt$
- C. $Fo + Se + Chl + Fe-Chr + Mt$

Nach den heutigen Vorstellungen ist diese Metamorphose präalpidisch, am wahrscheinlichsten kaledonisch.

Mikrosondenanalysen zeigten, daß

- 1) die magmatischen Klinopyroxene zu reinen Diopsiden umkristallisierten,
- 2) die magmatischen Olivine zur Bildung von Antigorit und Forsterit verbraucht wurden,
- 3) der neugebildete Amphibol ein Tremolit ist und
- 4) die Chlorite Pennine oder Klinochlore sind.

Die gut definierbaren Trends zwischen $(Si + Al) \% (Mg + Fe) \%$ aller analysierter Ultramafitite und Amphibolite sowie zwischen MgO / FeO , CaO , SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O in den Ultramafititen sprechen zusammen mit den neueren experimentellen Literaturangaben dafür, daß alle analysierten Gesteine als Differentiate aus einer basaltischen Schmelze aufzufassen sind.

Während der alpidischen Metamorphose lagen die pt -Bedingungen im Stabilitätsbereich reiner Antigoritserpentinite.

SUMMARY

The Stubachtal ultramafic complex consists of amphibolites, wehrlites, dunites and clinopyroxenites of the following mineralogical parageneses:

1. $Hb + Plg + Gr + Zo + Tit + Ilm \pm Qu \pm Ab$
2. $Ol + Cpx + Sp + Chr + Se + Chl$
3. $Ol + Chr + Se + Chl$
4. $Cpx + Sp + Chr \pm Se \pm Chl$

The magmatic ultramafic parageneses are preserved especially in the central part of the ultramafic body. Otherwise they are recrystallized partly or completely in the lower amphibolite facies during a palaeozoic – most probably caledonian – metamorphic event. The following metamorphic parageneses substitute partly or completely for the original magmatic ones:

- A. $Tr + Di + Fo + Chl + Fe-Chr + Mt$
- B. $Tr + Fo + Se + Chl + Fe-Chr + Mt$
- C. $Fo + Se + Chl + Fe-Chr + Mt$

Microprobe analyses showed that

- 1) the original clinopyroxenes are recrystallized to pure diopsides,
- 2) the original olivines are recrystallized partly or completely to forsterite and antigorite,
- 3) the metamorphic amphibole is a tremolite and
- 4) the chlorites are allways pennines or clinochlores.

The trends between either $(\text{Si} + \text{Al}) \% / (\text{Mg} + \text{Fe}) \%$ in all of the analyzed ultramafics and amphibolites or MgO / FeO , SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , Na_2O in the ultramafics indicate according to the modern experimental petrological literature that all investigated rocks are differentiated from a basaltic melt.

The pt-conditions during the alpine metamorphism were approximately those of the stability field of pure antigorite serpentinites.

2. VORWORT

Die oben angeführte Zusammenfassung bezieht sich auf die Untersuchungen an dem Stubachtalultramafitit-Komplex, welche im Rahmen einer gleichnamigen Dissertation vom Autor am Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität Wien durchgeführt wurden. Der petrographische Teil dieser Untersuchungen (Mikroskopie, Diffraktometrie, Mikrosonden- und Röntgenfluoreszenzanalysen sowie die Interpretation der Ergebnisse) befindet sich bereits im Druck (PETRAKAKIS, 1977). Dagegen wird im Rahmen dieser Arbeit auf die Kartierung dieses Komplexes, seine mikroskopische Beschreibung und seine geologische Geschichte näher eingegangen. Zudem wird noch in einer Übersicht die Stabilität der Mineralien im Ultramafitit (Taf. 8/Tab. 1) und die mineralogische Zusammensetzung der untersuchten Proben (Taf. 9–10) angegeben. Die Lokalisierung der Beprobungspunkte ist auf der geologischen Karte (Taf. 7) zu ersehen.

Weiters werden im Text folgende Abkürzungen verwendet : Ab = Albit, Ant = Antigorit, Bi = Biotit, Cc = Calcit, Chl = Chlorit, Chr = Chromit, Cpx = Klinopyroxen, Di = Diopsid, Do = Dolomit, En = Enstatit, Fo = Forsterit, Gr = Granat, Hb = Hornblende, Ilm = Ilmenit, Mgs = Magnesit, Mt = Magnetit, Ol = Olivin, Plg = Plagioklas, Qu = Quarz, Se = Serpentin, Sp = Spinell, Ta = Talk, Tit = Titanit, Tr = Tremolit, Zo = Zoisit.

3. KARTIERUNGSBEFUND

Die Kartierung des Stubachtalultramafitit-Komplexes erfolgte auf Grund der topographischen Unterlagen 1 : 2000 der Straße Enzingerboden–Tauernmoossee, welche mir freundlicherweise die Elektrobauleitung der ÖBB in Uttendorf zur Verfügung gestellt hat. Die beiliegende Karte (Taf. 7) umfaßt nicht die ganze ultramafitische Linse des Stubachtales. Ein Teil fehlt an ihrem NW-Rande. Ebenso wurde auf die Kartierung der schwer zugänglichen Bocksperrklamm verzichtet, da die Situation dort detailliert von CORNELIUS & CLAR (1939) beschrieben wurde.

Der ultramafitische Körper besteht aus Duniten, Wehrliten, Klinopyroxeniten und Serpentiniten. Außer den letzteren, die allgemein am Rande des Körpers und

entlang der Kontakte zu anderen Gesteinen vorkommen, war es schwierig, die übrigen kartenmäßig abzutrennen. Es gibt keinen der oben erwähnten Gesteinstypen, der über eine längere Strecke verfolgbar und kartierbar ist. Es ist auch manchmal schwer am Handstück zu erkennen, um welchen Gesteinstyp es geht. Darauf haben schon CORNELIUS & CLAR (1939, S.39) aufmerksam gemacht.

Der Ultramafitit weist eine primäre Großbänderung auf, welche jedoch nicht überall zu finden ist. Die abwechselnden Bänder besitzen eine Mächtigkeit von einigen cm bis 2–3 dm und bestehen aus Olivinen und Klinopyroxenen. Die Ursache für die Bänderung liegt in einem s-parallelen mengenmäßigen Überwiegen eines der beiden Mineralien. Am häufigsten kommt die Bänderung beim Rötenskogel und im Rötenskarl vor (siehe Taf. 7). Ihr Einfallen weist keine Gesetzmäßigkeiten auf. Außer an den oben erwähnten Stellen tritt eine Bänderung auch nach der Kehre 13 in Richtung Enzingerboden auf.

Eine Übersicht über die mineralogische Zusammensetzung und die Entnahmestellen aller untersuchten Proben geben die Tafeln 7 und 9–10 (= Tab. 2 und 3).

Der Basisamphibolit wird im Bereich der Karte manchmal gebändert (Stollen), manchmal als Hornblendit (Tauernmoosbach) und manchmal als ein geschiefertes, grünlich bis hellgraues Gestein (Hahnkampl) angetroffen. In seiner gebänderten Form besteht er aus grünlich bis dunkelgrauen und hellen Feinbändern.

Als Hornblendit hat er eine dunkelgrüne Farbe, ist grobkörniger und wird von mit freiem Auge sichtbaren, rotbraunen Granaten begleitet. Seine stark geschieferte Form ist ebenfalls feinkörnig. Biotit- und Chlorit-Porphyroblasten sind für die Hangendpartien des Basisamphibolites typisch.

Von Interesse ist der dicht bewaldete, steile Hang östlich von Enzingerboden. Wie die Karte zeigt, besteht eine enge räumliche Beziehung zwischen dem Basisamphibolit und dem Ultramafitit. Der Basisamphibolit wechsellagert mit dem Serpentin über eine längere Strecke. Er beginnt ca. 100 m vor dem nördlichen Ausgang des Stollens, wo seine Bänderung in Richtung N–NE einfällt. In den folgenden 100 m in Richtung des Stollens dreht sich das Einfallen allmählich über E nach SE. Dann taucht der Basisamphibolit unter dem Stollen ab und erscheint wieder bei seinem Eingang, wo seine Bänderung in Richtung N–NE einfällt. Diese wechselnde Richtung des Einfallens (manchmal subparallel zum Kontakt Basalamphibolit/Serpentin) ist das Ergebnis einer lokalen kleinräumigen Aufkuppelung und nicht einer Diskordanz. Beim Eingang des Stollens scheint die Bänderung tektonisch gestört zu sein; wie am rechts über dem Eingang anstehenden Amphibolit fällt die Bänderung mäßig flach in Richtung NE ein. An den kleineren Aufschlüssen jedoch, die sich einige Meter weiter direkt an der Straße befinden, scheint der Basisamphibolit mit höheren Fallwerten, in Richtung E–W zu streichen. Vom Stolleneingang erstreckt sich der Basisamphibolit in Richtung SE bis zur Höhe 1750 m. Bei dieser Höhe verliert er sein typisches Aussehen und es folgt darüber ein dunkelbrauner bis schwarzer, erreicher Schiefer (Probe P 6). Die anstehenden Felsen haben dort eine rot- bis gelbbraune Verwitterungsfarbe und können von Enzingerboden aus gesehen werden. Von da an kann der Basisamphibolit nur schwer verfolgt werden, da das Gelände nicht leicht zugänglich ist. Er ist jedoch noch einmal in Richtung SE bei der Höhe 1800 m in Form eines (Tr + Chl)-Schiefers (Probe P 31) anzutreffen. Danach verschwindet er unter der Moränen- und Schuttbedeckung.

Im Liegenden des oben erwähnten Basisamphibolits kommen der Reihe nach ein Serpentinzug, eine Zentralgneislamelle und wieder ein über eine kurze Strecke verfolgbarer Basisamphibolit vor.

Die Zentralgneis-Lamelle hat einen schiefrigen Charakter und führt K-Feldspat-Augen. Sie ist zum Teil von Schutt bedeckt, aber man kann sie bis zu einer Höhe von 1620 m verfolgen. Sie hängt wahrscheinlich mit den riesigen Zentralgneis-Aufschlüssen an der südlichen Seite der Bocksperrklamm zusammen. Bei der oben erwähnten Höhe wird ihre Fortsetzung wahrscheinlich durch eine in Richtung NE-SW streichende Störung unterbrochen. Darüber hinaus wird das Gelände im Streichen der Zentralgneis-Lamelle durch Bergsturmassen bedeckt, so daß der oben erwähnte Zusammenhang nur vermutet werden kann. Eine ähnliche Situation weist auch der im Liegenden der Zentralgneis-Lamelle aufgeschlossene Basisamphibolit auf, der ebenfalls parallel zu ihr streicht. Dieser Basisamphibolit hängt wahrscheinlich mit jenem im Tauernmoosbach zusammen; die Verbindung ist jedoch ebenfalls von Bergsturmassen bedeckt.

Im Tauernmoosbach herrschen folgende Verhältnisse : bachaufwärts stehen zur rechten Hand Weißschiefer an, während links Bergsturmassen vorliegen. Ab der Höhe von 1530 m steht an beiden Seiten des Baches der Basisamphibolit an. Er ist massig oder leicht schiefrig, dunkelgrün bis schwarz-grünlich, mit wenigen hellen Partien. Er führt reichlich Hb und Gr. Weiter nach oben bekommt er seine typische gebänderte Form. Entlang der erwähnten Strecke wird sowohl das Hangende wie auch das Liegende von Zentralgneis gebildet; der Kontakt ist jedoch nicht aufgeschlossen. Die Beziehungen des Zentralgneises zum Basisamphibolit wurden schon früher beobachtet. FUCHS (1958, S.227) beschrieb „Zentralgneislamellen, . . . , die in den Gesteinen der Granatspitzhülle stecken“.

4. PETROGRAPHISCHE BESCHREIBUNG

4.1. Die Ultramafitite

Sie umfassen Wehrlite, Dunite, Klinopyroxenite und Serpentinite. Die Wehrlite (z.B. Proben P 34, 607) bestehen aus Olivin, Klinopyroxen, Chromit, gelbbraunem Spinell sowie sekundären Chloriten und Serpentin. Die Olivine sind rundlich und häufig in Klinopyroxen eingeschlossen. Größere Olivine führen Einschlüsse von Chromit und Spinell. Die Klinopyroxene stellen das letzte Differentiationsprodukt des ursprünglichen ultramafitischen Magmas dar und sind daher xenomorph ausgebildet. Sie dringen zwischen bereits auskristallisierte Olivine ein oder umschließen diese, was noch häufiger der Fall ist (siehe Taf. 8, Fig. 1). Sie enthalten außer den Olivinen Chromit und Spinell, sowie sehr feine, parallel orientierte, dunkelbraune Erznadeln. Optisch erscheinen sie klar und homogen ohne jede Spur eines Zonarbaues. Das spricht dafür, daß sie umkristallisiert sind, was auch durch die Mikrosondenanalysen (PETRAKAKIS, 1977) bestätigt wurde. Die Spinelle kommen ausschließlich als Einschlüsse vor. Ihre Farbe variiert von gelb- bis rotbraun, während ihre Größe weniger als 20μ beträgt. Die Chromite wurden leicht durch ihre dunkle, rotbraun-durchscheinende Farbe erkannt. Ihr Rand ist immer opak. Sie sind bis 0.2 mm groß, treten häufig auch als Einschlüsse auf, sind abgerundet und immer von Chlorit umschlossen. Serpentin tritt zwischen den Körnern und entlang Rissen auf.

Die Olivine der Dunite sind bis 4 mm groß und führen immer Knickbänder. Als einziger Einschuß kommt sehr selten Chromit vor. In einigen Duniten (z.B. 665) werden die elliptisch gerundeten Chromite in der Weise angeordnet, daß ihre Längsachsen gegeneinander parallel ausgerichtet sind. Klinopyroxene sind in den Duniten in geringen Mengen vorhanden. Spinell ist seltener als in den Wehrliten.

Die Klinopyroxene in den Klinopyroxeniten sind meistens 3–4 mm groß. In jenen Proben (z.B. 591, 662), in welchen keine Neubildungen vorkommen, erscheinen sie in gutem Zustand erhalten, was auf ihre Umkristallisation während der Metamorphose zurückzuführen ist. Äußerst selten enthalten sie sehr feine Lamellen, wahrscheinlich En-reiche Entmischungen. Im Gegensatz zu dem Chlorit, der reichlich um Erze auftritt, ist Spinell selten. Serpentin ist nicht häufig; seine Anwesenheit ist stets mit dem Vorhandensein von Olivin verbunden.

Metamorphe Paragenesen sind besonders bei wehrlitischen und dunitischen Zusammensetzungen anzutreffen. Reine Klinopyroxenite weisen keine metamorphen Bildungen außer Chlorit auf. Wie schon erwähnt wurde, vermögen die Klinopyroxene bei den vorgegebenen metamorphen Bedingungen leicht umzukristallisieren. Die metamorphen Paragenesen, die in wehrlitischen Zusammensetzungen auftreten, sind in der Regel $Tr + Fo + Di + Chl$. In Olivin-reichen Wehrliten wurde an Stelle des Diopsid Antigorit identifiziert. Die aus damaligen Duniten gebildete metamorphe Paragenese ist $Fo + Ant$.

Kleine Tremolite treten gemeinsam mit Olivin zwischen den weit größeren primären Phasen auf. Größere Tremolite schließen häufig Olivine ein; öfters sind sie mit ihnen verwachsen (siehe Taf. 8, Fig. 2). Die Chlorite sind farblos und haben hellgraue Interferenzfarben. Serpentin tritt in zweierlei Formen auf: entweder in Form grober, mit Olivin oder Tremolit verwachsener Blätter oder als feinblättrige, dichte Spaltenfüllung. Diese Arten des Auftretens müssen nicht unbedingt gleich alt sein.

Im Dunit der Probe 666 wurde beobachtet, daß der Randbereich der Olivine dicht mit feinblättrigem Antigorit verwachsen ist. Das Innere dieser Olivine erscheint in der Regel verwachsungsfrei. Hier handelt es sich um die beginnende Gleichgewichts-Umkristallisation der magmatischen Olivine zur Bildung von $Fo + Ant$ (PETRAKAKIS 1977).

In vielen Proben kommen nur metamorphe Paragenesen vor. Die $Ol + Ant$ -Verwachsungen wurden zuerst von WEINSCHENK (1894) in Serpentiniten aus der Nähe des Stubachtales erkannt und beschrieben. Diese Verwachsungen werden von Magnetit, Chlorit, Dolomit und Ni/Fe-Sulfiden begleitet (Probe 590).

Die Paragenese $Tr + Ant + Chl$ wurde ebenfalls beobachtet. Es handelt sich dabei um grobblättrige Antigorite und Chlorite, die mit entsprechend großen Tremoliten verwachsen sind. Die Chlorite sind farblos und haben anomale blaue Interferenzfarben. Die oben erwähnte Paragenese liegt in einem dichten Serpentinewebe vor.

Bei der Probe P 38 wurde die Paragenese $Ta + Se + Mgs$ identifiziert. Der Talk und der Serpentin bilden ein wirres Gewebe, worin schön auskristallisierte, bis 5 mm große Karbonatkristalle vorkommen. Die Identifizierung erfolgte in allen Fällen auf röntgenographischem Wege.

Eine andere Gruppe von Proben weist wieder deutliche Merkmale einer totalen Serpentinisierung auf.

Die Hauptmasse der Probe 112 besteht aus dichtem Antigoritserpentin, Dolo-

mit, Chlorit und Magnetit. Darin kommen merkwürdigerweise bis 1 cm breite Streifen vor, welche aus Olivin und mit ihm verwachsenen Antigorit bestehen. Die randlichen Olivine dieser Streifen werden von der dichten Serpentinmasse pseudomorph ersetzt. Diese Beobachtung spricht dafür, daß das einst gebildete metamorphe Paar Ol + Ant in einer späteren Phase total zur Bildung von Serpentin verbraucht wurde. Am anstehenden Felsen geben die oben erwähnten Streifen den Eindruck von Adern, doch beweisen die Pseudomorphosen, daß diese „Adern“ älter als die dichte Serpentinmasse sind. Die Annahme einer totalen Serpentinisierung während einer späteren Phase wird noch von weiteren Beobachtungen unterstützt :

- 1) Oft sind die mit Antigorit verwachsenen Olivine zerschert. In den dadurch entstandenen Spalten wird Serpentin gebildet, der parallel mit dem Olivin auslöscht.
- 2) In einigen Proben treten trübe, stengelige Minerale auf, welche auf optischem Wege schwer identifizierbar sind. In solchen Proben konnten einerseits durch Anfärbereaktion Calcit, andererseits durch Diffraktometeraufnahmen Spuren von Diopsid nachgewiesen werden (z.B. Probe 593). Ähnlich verhalten sich jene Serpentine, die am Hahnkamp durch helle „Flecken“ und Schlieren auffallen. Diese Tatsachen deuten darauf hin, daß während einer jüngeren Metamorphose die unterste Stabilitätsgrenze des Klinopyroxens unterschritten wurde.
- 3) Zuletzt wird die oben erwähnte Annahme dadurch wesentlich unterstützt, daß im Stubachtal-Ultramafitit reine Antigorit-Serpentine vorkommen (vgl. dazu SCARFE & WYLLIE, 1967; PETRAKAKIS, 1977).

Es muß betont werden, daß die früher angegebenen metamorphen Paragenesen Tr + Fo + Di + Chl, Tr + Fo + Ant + Chl, Fo + Ant, Tr + Ant einer präalpidischen Metamorphose zuzuschreiben sind. Im Stubachtal-Ultramafitit wurde kein gesteinsbildender alpidischer Olivin gefunden (PETRAKAKIS, 1977).

4.2. Die feldspatführenden Gesteine

Ausführliche Beschreibungen der den Ultramafitit begleitenden Gesteine findet man bei CORNELIUS & CLAR (1939) und FRANK (1965). Hier werden kurz die aus dem Bereich der beiliegenden Karte stammenden feldspatführenden Gesteine beschrieben.

Die mineralogische Zusammensetzung des Basalamphibolit ist : Hb + Plg + Gr + Zo + Tit + Ilm \pm Qu. Eine jüngere Metamorphose ist für die Bildung von Albit, Chlorit, Epidot und Biotit verantwortlich. Die Hornblende ist grün, pleochroitisch. Ihr Anteil am Modalbestand variiert stark. Sie wird gelegentlich von Biotit verdrängt. Die Feldspate sind Albite und Oligoklase bis Andesine. Sie sind selten lamelliert. Trotzdem konnten auf optischem Wege an 13 Individuen Anorthit-Gehalte bis 35 % (mit größter Häufigkeit bei 29–30 %) gemessen werden. Oft weisen sie einen inversen Zonarbau auf. Sie sind in der Regel „gefüllt“. Die Granate sind bis 1 mm groß und gut erhalten. Große Granate sind dagegen selten und zeigen Kelyphitbildung. Epidot tritt in der Regel als „Füllung“ auf. Größere Zoisite bzw. Klinozoisite sind allerdings instabil und zerfallen in kleinere Körner. Ihre Doppelbrechung ist extrem niedrig und anomal blau bis braun. Titanit bzw. Leukoxen tritt in allen Proben auf. Ilmenit kommt neben Titanit vor.

Die Biotit-Porphyroblastenschiefer bilden das Hangende des Basisamphibolits. Die Grenze zwischen beiden ist allerdings nicht „scharf“; sie läßt keine Aussagen darüber zu, ob der Kontakt zwischen beiden Gesteinen tektonisch oder durch die Überlagerung einer sedimentären, vulkanisch beeinflussten Serie auf das Kristallin (Basisamphibolit und Ultramafitit) entstanden ist. Wesentlich ist jedoch, daß dieser unscharfe Kontakt gleichzeitig einen Metamorphosehiatus zwischen beiden Gesteinen darstellt : Die Biotit-Porphyroblastenschiefer weisen eine schwächere, alpidische Metamorphose (Grünschieferfazies) auf – im Gegensatz zum Basisamphibolit (und Ultramafitit), der eine höhere, präalpidisch angelegte Metamorphose (Amphibolitfazies, Staurolith-Isograde) besitzt (vgl. dazu FRANK, 1965, 1969; PETRAKAKIS 1977).

Proben, die aus diesem Kontakt stammen, weisen eine ähnliche mineralogische Zusammensetzung wie jene des Basisamphibolits auf. Allerdings ist der Albit reichlicher vorhanden und die Hornblende zeigt einen vollkommenen Zerfall. Die „Füllung“ der Plagioklase ist am weitesten verbreitet; dagegen sind invers zonargebaute Plagioklase noch vorhanden; ebenfalls kleine Granate. Quarz ist reichlich anwesend. Wesentliches Merkmal dieser Gesteine jedoch sind, wie ihr Name besagt, die Biotit- und an zweiter Stelle die Chlorit-Porphyroblasten. Vereinzelte Hellglimmer wurden in der Probe H 1 festgestellt.

5. ZUR METAMORPHOSEGESCHICHTE DES STUBACHTALULTRAMAFITIT-KOMPLEXES

Die ersten, die Angaben über das Alter und die Metamorphose des Basalamphibolits – und daher des Ultramafitits – machten, waren CORNELIUS & CLAR (1939). Sie hielten es für wahrscheinlich, daß der Basalamphibolit vorpaläozoisch sei. Auch stellten sie am Basalamphibolit eine höhere Metamorphose als in den über ihm vorkommenden Serien fest. Jedoch betrachteten sie die Metamorphosen sowohl des Basalamphibolits, als auch des Hangenden als eine „Aufeinanderfolge von Phasen der Metamorphose“, die sie als alpidisch erkannten (1939, S.281).

FUCHS (1958) weist auf einen „Metamorphosesprung“ zwischen dem Basalamphibolit und dem Hangenden, dessen Alter er als Karbon betrachtete, hin. Das Hangende des Basalamphibolites sah er als eine auf variszisch gebildetem Kristallin transgredierende Serie an, in welcher sich nur eine – und zwar alpidische – Metamorphose nachweisen ließe.

FRASL (1958) hat den Stubachtalultramafitit-Komplex zu der von ihm benannten Habachserie gestellt. Das Alter dieser Serie ist nach ihm altpaläozoisch, während ihr metamorpher Charakter „epizonal“ ist. Zu diesem Schluß kam er, „weil dieser (Basalamphibolit) nicht nur in den höheren tektonischen Einheiten, sondern auch hier manchmal eine enge Beziehung zu dem alten Habachphyllit oder dessen höherkristallinen Vertreter (Biotitporphyroblastenschiefer) besitzt“. Dennoch erkannte auch er eine ältere, höhere Metamorphose an den Amphiboliten des Zwölferzuges, die ein unmittelbares Äquivalent des Basalamphibolits nach FRANK (1965) sind. FRASL (1958) betrachtete das Alter dieser Amphibolite als altpaläozoisch, während er ihren „mesozonalen“ metamorphen Charakter betonte.

FRANK (1965, 1969) hat den Basalamphibolit zusammen mit Orthogneisen, Bi-Plg-Gneisen und dunklen Albitgneisen und Glimmerschiefern zu der „autoch-

„thone Granatspitzhülle“ gestellt. Als Ausgangsmaterial dieser Gesteine betrachtete er eine sedimentäre Serie mit plutonischen und vulkanischen Intrusionen bzw. Extrusionen. Das Alter dieser Serien ist nach demselben Autor altpaläozoisch, ihre Metamorphose variszisch oder älter (1965, S.27). Auf das letztere hat er in folgenden Jahren immer wieder hingewiesen und den zwischen Basalamphibolit und den „dunklen Albitgneisen und Glimmerschiefern“ (Biotitporphyroblastenschiefer) herrschenden Metamorphosehiatus betont. Die zuletzt erwähnten Gesteine wurden von ihm zu der Habachserie gestellt; sie sind altpaläozoisch, sedimentärer Herkunft und in der Grünschieferfazies alpidisch metamorph.

Aus dem vorher Erwähnten gehen folgende Faktoren hervor, die für die Altersbestimmung des Stubachtalultramafit-Komplexes wesentlich sind:

1. Die Natur des Kontaktes zwischen Basalamphibolit und den Biotitporphyroblastenschiefern : Aufschlüsse dieses Kontaktes – und zwar im untersuchten Gebiet – machen keine klaren Aussagen über seine Natur. Der Kontakt könnte ein primärer Sedimentationskontakt sein, könnte aber auch tektonisch entstanden sein.
2. Das Alter der Biotitporphyroblastenschiefer : Darüber besteht keine einheitliche Meinung. Einige Autoren halten sie für Karbon, andere hingegen für altpaläozoisch.

Die Beantwortung dieser Fragen ist von großer Bedeutung, nicht nur für den Stubachtalultramafit-Komplex sondern für die ganze autochthone Granatspitzhülle, deren Verbreitung in den mittleren Hohen Tauern recht groß ist.

Trotz aller dieser Schwierigkeiten hält der zuletzt genannte Autor es für wahrscheinlich, daß die Metamorphose des Basalamphibolits kaledonisch ist (FRANK, 1976, mündl. Mitteilung).

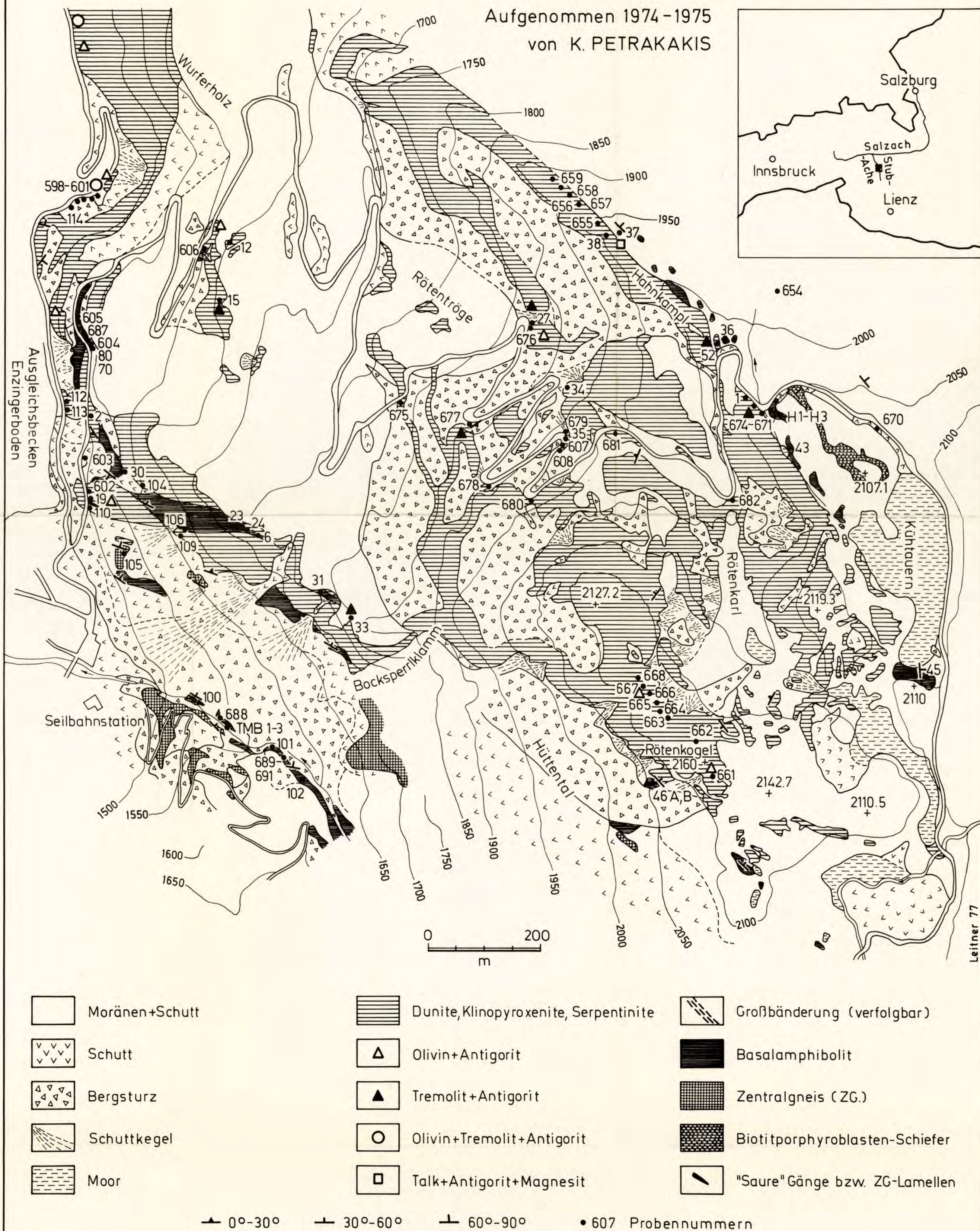
Danksagung : Ich danke Herrn Prof. DDr. Dipl.-Ing. H. WIESENER sowie Herrn Prof. Dr. W. RICHTER und Herrn Doz. Dr. W. FRANK für die vielseitige Unterstützung während meiner Untersuchungen.

6. LITERATUR

- CORNELIUS, H.P. & CLAR, E., 1939 : Die Geologie des Großglocknergebietes. — Abh. Zweigstelle Reichsstelle Bodenforsch., 25, H. 1, 306 S., 1 Kt., 2 Taf., 89 Abb., Wien.
- FRANK, W., 1965 : Zur Geologie des Guggenbachtals (= Lützelstubachtal, mittlere Hohe Tauern). — Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 189 S., div. Abb., 6 Beil., Wien.
- 1969 : Neue Forschungen im Umkreis der Großglocknergruppe. — Wiss. Alpenvereins., 21, 3 Abb., München.
- FRASL, G., 1958 : Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern. — Jb. Geol. B.-A., 101, H. 3, 323–472, Taf. 25, 4 Abb., Wien.
- FUCHS, G., 1958 : Beitrag zur Kenntnis der Geologie des Gebietes Granatspitze–Großvenediger (Hohe Tauern). — Jb. Geol. B.-A., 101, H.2, 201–248, Taf. 18–21, 1 Abb., Wien.
- PETRAKAKIS, K., 1977 : Der Stubachtal-Ultramafitkomplex. — Tscherma's Min. Petr. Mitt., im Druck.
- SCARFE, C. M. & WYLLIE, P. J., 1967 : Serpentine dehydration curves and their bearing on serpentinite deformation in orogenesis. — Nature, 215, 945–946, London.
- WEINSCHENK, E., 1894 : Beiträge zur Petrographie der östlichen Centralalpen, speziell des Großvenedigerstockes. — Abh. bayer. Akad. Wiss., 2. Kl., 18, H. 3, 651–714, München.

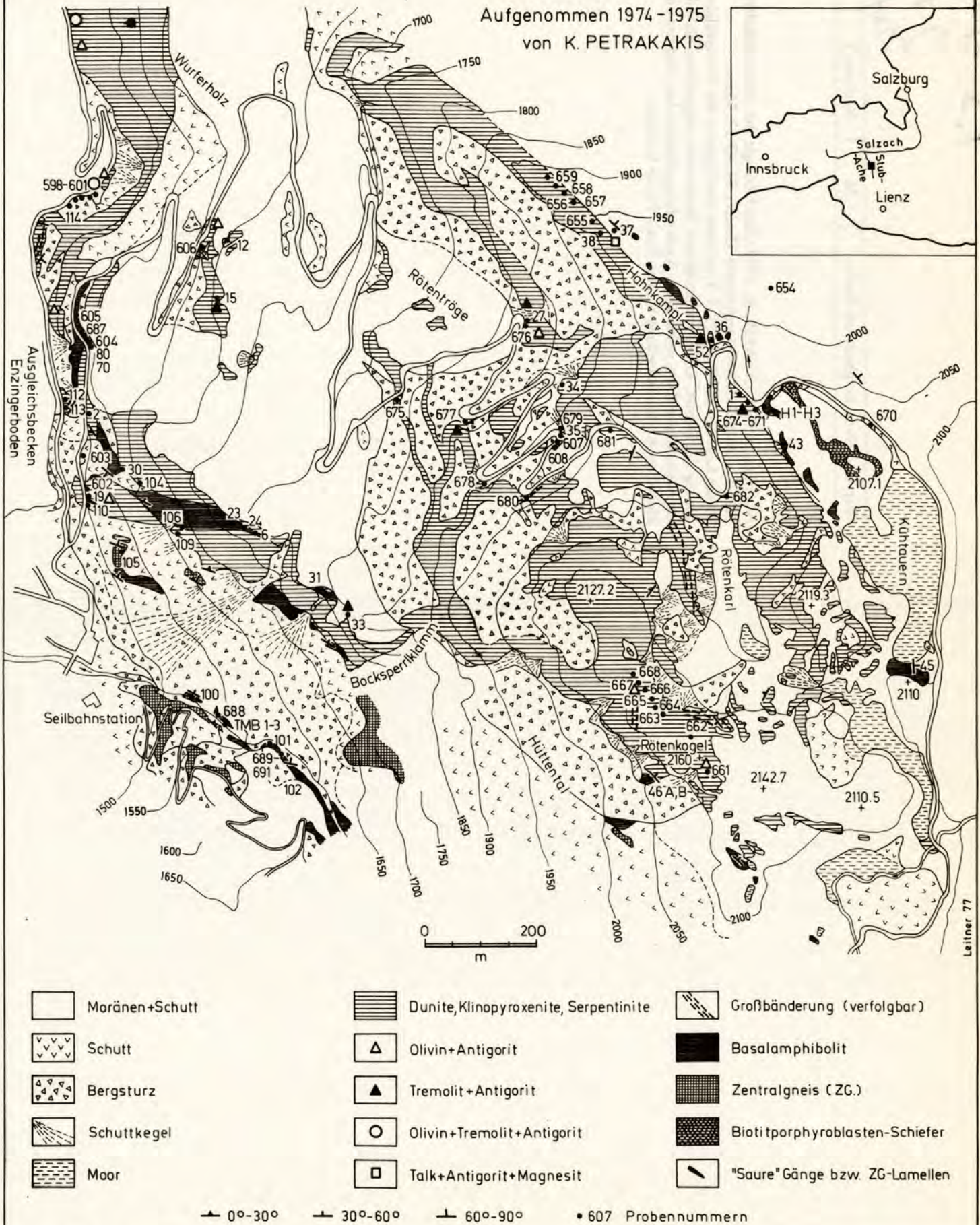
PETROGRAPHISCHE KARTE DES STUBACHTAL-ULTRAMAFITITKOMPLEXES

Aufgenommen 1974-1975
von K. PETRAKAKIS



PETROGRAPHISCHE KARTe DES STUBACHTAL-ULTRAMAFITITKOMPLEXES

Aufgenommen 1974-1975
von K. PETRAKAKIS



Nachtrag zu PETRAKAKIS, K. 1977: Zur Geologie des Stubachtalultramafititkomplexes. – Mitt.Ges.Geol.Bergbaustud. Österr., 24, 47-57, Wien.

In der Legende zur Karte (Taf. 7) ist zwar eine Signatur für die verfolgbare Großbänderung der Dunite, Klinopyroxenite und Serpentinite vorgesehen, die jedoch irrtümlicherweise in der Karte selbst keine Anwendung gefunden hat. Auf der umseitigen verkleinerten Kartendarstellung ist nun dieser Fehler behoben.

Tafel 8



Fig. 1 : Magmatisches Gefüge aus dem Zentralen Bereich des Ultramafitits. Clinopyroxen umschließt Olivin bzw. bildet sich xenomorph zwischen den bereits kristallisierten Olivinen aus. Probe P 34, + Nicols, x 60.

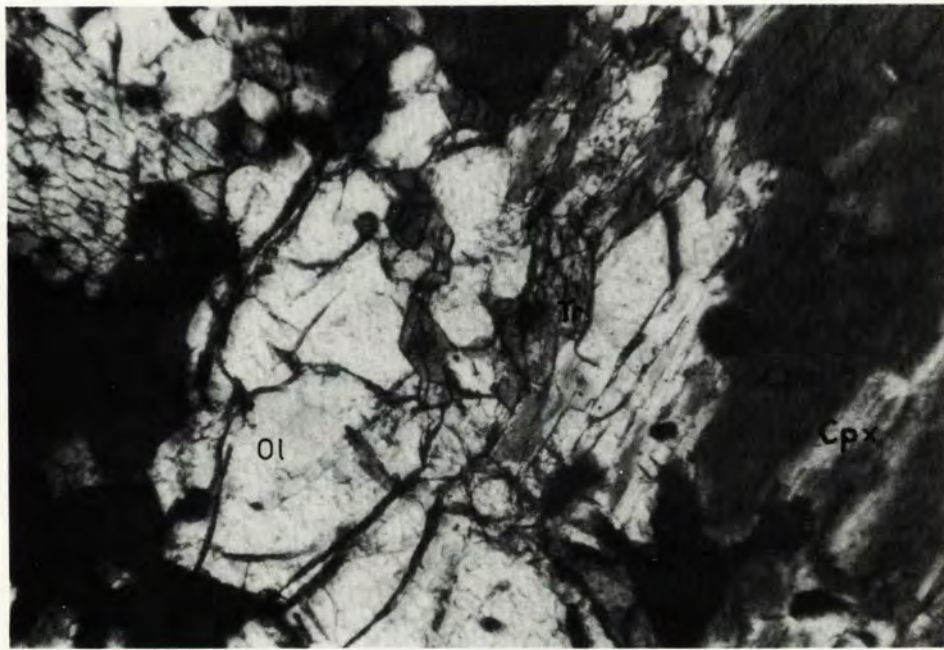


Fig. 2 : Tremolit verwachsen mit Olivin. Diese metamorphe Paragenese ist präalpidisch. Probe 596, + Nicols, x 120.

Tabelle 1 : Übersicht über die Stabilität der verschiedenen Mineralien im Ultramafitit.

Metamorphose :	Ältere	Jüngere
Cpx (prim.)	um	—
Ol (prim.)	m/—	—
Sp ¹	um	um
Tr	+	?
Ant	+	+
Fo	+	—
Do	+	?
Cc	?	+
Mgs	+	?
Chl	+	+
Mt	+	+
Di	+	—
Chr ¹	um	um
Ta	+	?

um = umkristallisiert
m = metastabil erhalten
/ = bzw.
+ = stabil
— = instabil
? = nicht beobachtet
¹ = tatsächlich „magnetisiert“

Tabelle 2 : Die mineralogische Zusammensetzung der untersuchten Ultramafitite.
 Abkürzungen : D = Dunit, K = Klinopyroxenit, Schf = Schiefer, mit dem Hinweis auf eine völlig metamorphe Paragenese, Se = Serpentin, Stub = Stübachit, W = Wehlrit.
 Obige Gesteinsbezeichnungen beziehen sich im allgemeinen auf die vortemamorphe mineralogische Zusammensetzung des Gesteins.
 Die angegebenen Paragenesen sind das Ergebnis optisch-mikroskopischer und röntgenographischer (Diffraktometrie) Untersuchungen.
 Die Sammlungsposition einiger Proben liegt außerhalb der beiliegenden Karte. In solchen Fällen wird sie mit einer in Klammer gesetzten Zahl am Ende der Tabelle angegeben.

Probe Nr.	Ol	Cpx	Chr	Sp	Chl	Se	Fo	Tr	Ant	Mt	Do	Cc	Ms	Ta	Name
590 (1)					+		+		+	+					Stub
591 (2)		+	+		+	+	+	+	+	+					K
592 (3)		+			+	+		+		+					K
593 (3)		+			+		+		+	+		+			K
594 (3)		+			+		+	+	+	+					K
595 (3)		+			+		+	+	+	+					K
596 (4)		+	+		+		+	+		+					K
597 (4)		+			+	+	+	+		+					
598	+	+	+	?						+					D
599	+	+	+		+					+	?				K
600	+	+	+			+				+					D
601		+				+	+	+		+	(+ Phlogopit)				Schf
602	+				+	+				+					Se
603					+	+				+					Se
606 R		+			+		+	+		+					Schf
606 A	+		+	?	+	+				+					D
606 B	+		+		+	+				+					D
606 C							+		+	+					Stub
607	+	+	+		+	+				+					W
608	+	+	+		+	+				+					D
655					+		+		+	+					Stub
656	?		?		+		+		+	+					D/S
657					+		+		+	+					Stub
658	+				+	+	?		?						Se
659					+		+			+					Stub
661					+		+		+	+					Stub
662	+	+	+		+	+				+					K
663	+	+	+		+			+	+	+					D
664					+	+	+		+	+	+				Stub
665	+		+	+	+	+				+					D
666	+		+		+	+	+		+	+					D
667	+	+	+		+	+	+		+	+					D
668	+	+	+	+	+	+	+			+		+			D
669	+				+	+	+		+	+					D/S
673	+				+	+				+		+			Se
674					+	+		+		+					Se
675	+		+		+	+				+					D
676		?	+		+	+	+		+	+					Stub
677	+	+	+		+		?	+	+	+					W
678	+		+		+	+	+		+	+					D
679	+	+	+	+	+	+									W
680	+	+	+	?	+	+									K-W
681	+	+	+		+	+				+		+			D
682	+	+	+		+	+	?		?	+					D
692 (5)		+			+	+	+		+	+					Stub
693 (5)	+	+	+		+	+									K
P 1					+	+				+		+			Se
P 2					+	+		+		+				+	Schf
P 12					+		+		+	+					Stub
P 15					+	+		+		+					Se
P 19					+	+				+					Se
P 27					+	+	+		+	+					Stub
P 31					+			+							Schf
P 33					+	+		+	+	+					Schf
P 34	+	+	+	+	+	+									W
P 52		+			+			+		+	(+ Phlogopit ?)				Schf
P 38					+	+				+			+	+	Schf
P 106					+	+				+					Schf
P 110					+		+		+	+	+				Stub
P 112					+	+	+		+	+	+				Stub

- (1) Mündung des Wurferbaches in die Stübache
 (2) Kehre 6
 (3) Zwischen Kehre 9 und 10
 (4) Zwischen Kehre 11 und 12
 (5) Westufer des Ausgleichsbeckens Enzingerboden

Tabelle 3 : Die Zusammensetzung der untersuchten feldspatführenden Gesteine. Abkürzung : Sch = Schieferung
Die angegebenen Paragenesen sind das Ergebnis optisch-mikroskopischer und röntgenographischer (Diffraktometrie) Untersuchungen.

Probe Nr.	Hb	Plg	Ep	Gr	Bi	Chl	Tit	Qu	Ab	Zo	Cc	Ilm	Schf
580	+	+	+				+						+
581	+						+		+	+	+		+
589	+	+	+	+	+	+		+	+			+	+
604	+	+	+	+			+	+				+	+
605	+	+	+	+			+			+		+	+
672	+		+	+	+	+	+		+	+		+	+
683	+	+	+	+	+		+						
687	+	+	+	+			+	+		+		+	+
688	+	+	+				+	+		+			
689	+			+		+	+	+	+			+	
690	+	+		+		+	+	+	?			+	
691	+	+	+	+			+	+		+			
P 4	+				(+ Phlogopit?)		+					+	+
P 6		+		+	+	+						+	+
P 23		+		+	+	+						+	(sowie Sulfide)
P 30	+	+	+	+			+	+	?			+	+
P 35	+	+	+		+		+	+					+
P 37	+	+	+	+			+	+					+
P 43	+	+	+			+	+	+	+	+			+
P 45		+		+	+	+		+					+
P 46 A		+	+	+	+			+					
P 46 B	+	+	+	+			+	+					
H 1	+	+	+	+	+	+	+	+	+				+
H 2	+	+	+	+	(Hellglimmer)		+	+	+			+	+
H 3	+	+	+	+	+	+		+	+				
P 70	+	+	+				+						+
P 80	+	+	+				+						+
TMB	+	+	+	+			+	+	?			+	