

## Beiträge für eine geologisch-lagerstättenkundliche Beurteilung hinsichtlich einer hydrometallurgischen Verwertung der Kraubather Ultramafitmasse

J. G. HADITSCH (Graz), D. PETERSEN-KRAUSS (Frankfurt/Main) & Y. YAMAC (Graz)

Mit 1 Beilage, 7 Tafeln, 26 Abbildungen und 11 Tabellen

### Vorbemerkung

Die kritische Situation bei der Versorgung der Wirtschaft mit verschiedenen Roh- und Grundstoffen und die zunehmende Verarmung an oberflächennahen und entsprechend großen Lagerstätten führte in vielen Staaten zur Erkundung von komplexen Rohstoffvorkommen und Armerzlagerstätten. Inzwischen gelang es, vornehmlich über naßmetallurgische Methoden, verschiedentlich auch bisher als nicht bauwürdig angesehene Lagerstätten zu nutzen. Als Beispiele dafür können U-, Cu-, Ni-, Pb-, Zn-Lagerstätten und in jüngster Zeit auch Tonvorkommen (als Al-Träger) angeführt werden.

Um diesen drohenden Versorgungsrisiken zu begegnen, wurden in den letzten Jahren auch in Österreich, vor allem (dank der Initiative der Steiermärkischen Landesregierung) in der Steiermark, verstärkte Anstrengungen hinsichtlich einer Erweiterung der heimischen Rohstoffbasis unternommen, da das inländische Rohstoffpotential, mit Hilfe modernster Verfahren erfaßt, sicher die beste Möglichkeit, die heimische Versorgungslage zu verbessern, darstellt.

Österreich muß rund zwei Drittel seines Bedarfes an Roh- und Grundstoffen importieren, darunter viele wichtige, wie z. B. *Nickel-, Kobalt-, Kupfer-, Chrom- und Aluminiumerze*, zur Gänze. Die international kritische Lage auf dem Chrom- und Nickelsektor kann als bekannt vorausgesetzt werden, aber auch auf dem Gebiet, auf dem Österreich noch bis vor wenigen Jahren eine bestimmende Rolle innehatte, nämlich auf dem des Magnesits, ist dieser Staat wegen der steigenden Anforderungen an die Qualität auf steigende Einfuhren besonders reiner Rohstoffe angewiesen.

Obwohl das Bundesgebiet hinsichtlich der in ihm auftretenden nutzbaren mineralischen Rohstoffe bisher als gut bekannt angesehen wurde, wurde doch, durch neue und überraschende Funde angeregt, versucht, mittels geophysikalischer und geochemischer Untersuchungen neue Mineralisationen nachzuweisen (J. G. HADITSCH 1979, J. G. HADITSCH et al. 1978). Zudem haben neue Verfahren für die Nutzung komplexer Rohstoffe (R. MÜLLER 1939; M. J. RUTHNER 1978) zu einer verstärkten Suche nach solchen angeregt (z. B.: O. M. FRIEDRICH 1970; J. ROBITSCH 1938).

Aus Gründen der Wirtschaftlichkeit ist es bei der Verwertung komplexer Rohstoffe vielfach vonnöten, eine integrierte Rohstoffnutzung, d. h. eine Nutzung (möglichst) aller bei der Aufbereitung anfallender Produkte, anzustreben. Als ein Weg dazu bieten sich heute für manche Gebiete die hydrometallurgischen Verfahren an.

Eine derartige naßmetallurgische Methode ist das jüngst entwickelte und bereits in vielen Ländern patentierte *RLM-Verfahren*, das das Rohmaterial (Mg-reiche Rohstoffe) in drei Stufen (1. Erzvorbehandlung, d. h. Brechen, Mahlen, Säureaufschluß; 2. Solventextraktion unter Unterdruck; 3. thermische Zersetzung der Metallchloride, möglichst nach dem Sprühröstverfahren) zu verarbeiten gestattet.

Sollen Rohstoffe beliebiger Zusammensetzung über eine Solventextraktion genutzt werden, so sind dafür aus Gründen der Wirtschaftlichkeit besonders zwei Kennwerte bestimmend:

1. das Verhältnis  $\text{MgO}/\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{MnO}_2$ ,
2.  $\Sigma (\text{CaO} + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ .

Wenn der zuletzt genannte Kennwert über 1 Prozent beträgt, erfordert dies bei der Verarbeitung zusätzliche Stufen, weshalb, auf den Fall der Ultramafitite angewandt, diese besonders hinsichtlich ihrer Führung von Kalziumträgern (Dolomit, Calcit, Klinopyroxene) zu untersuchen sind.

Der Gedanke einer Verarbeitung ultramafischer Gesteine geht schon auf die Zeit vor dem Zweiten Weltkrieg zurück, als O. M. FRIEDRICH, J. ROBITSCH und R. MÜLLER entsprechende geowissenschaftliche und naßmetallurgische Untersuchungen am Kraubather Material vornahmen. Diese Erkundungen wurden kriegsbedingt unterbrochen, 1948, 1950 und 1951 zum Teil in Veröffentlichungen niedergelegt, aber in der Folge nicht mehr fortgesetzt. Erst neue technische Entwicklungen, wie sie durch das oben schon erwähnte RLM-Verfahren aufgezeigt wurden, legten eine abermalige und gründlichere geologische und geochemische Untersuchung nahe.

Als durch den Patentträger des RLM-Verfahrens die für die Beurteilung des Rohstoffvorkommens wichtigen Parameter festgelegt waren, wurde 1976 über Antrag des einen Verfassers (J. G. HADITSCH) durch die Steiermärkische Landesregierung die Förderung eines Projektes, das eine neuerliche gründliche geowissenschaftliche Untersuchung des östlich der Mur gelegenen Teiles der Kraubather Ultramafititmasse zum Ziele hatte, genehmigt.

Das für die Nutzung des Kraubather Materials in Aussicht genommene RLM-Verfahren verarbeitet — wie schon früher angedeutet — das Material in drei Stufen. Dabei muß auch aus Gründen des Umweltschutzes einem geschlossenen HCl- und  $\text{H}_2\text{O}$ -Kreislauf und der integrierten Nutzung der Produkte großer Wert beigelegt werden.

Als wichtige Kennzahlen für die Bewertung ultramafischer Gesteine konnten 1975 angesehen werden:

1. das Verhältnis  $\text{MgO}/\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{MnO}_2$  (dieses sollte gleich oder größer als 3 : 1 sein; frühere Untersuchungen ergaben, daß viele Ultramafitite der Ostalpen und der Böhmisches Masse im Vergleich zu anderen — italienischen, griechischen — bessere Kennwerte aufweisen).
2.  $\Sigma \text{CaO} + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$  (nach Möglichkeit kleiner als 1,0 %),
3. der MgO-Gehalt  $> 38,0\%$ ,
4. der Ni-Gehalt  $> 0,2\%$ ,
5. nachgewiesene Lagerstättenvorräte in der Größenordnung 10,5 Mill. t (= 30 Jahresförderungen à 350.000 t).

Schon seit 1975 wurden durch Mitarbeiter des damaligen Kupferbergbaues Mitterberg (Mühlbach/Hkg.) nahezu alle hinsichtlich der aufgeschlossenen Größe, vermuteten Substanz und der Zugänglichkeit als höffig angesehenen Ultramafitite beprobt. Dabei stellte sich heraus, daß hinsichtlich der oben genannten Anforderungen vier heimische Gebiete für weitere Untersuchungen in Frage kommen könnten, nämlich

- a) einige Ultramafitmassen in der Umgebung von Aggsbach (NÖ.),
- b) einige Vorkommen im Burgenland,
- c) der Ultramafit von Kraubath
- d) ein Vorkommen in Osttirol.

Aus Qualitätsgründen, aus Gründen des Umweltschutzes und wegen der Zugänglichkeit verblieben lediglich niederösterreichische Vorkommen (des Dunkelsteiner Waldes) und das Kraubather Massiv als prospektive Gebiete. Obwohl die niederösterreichischen Lagerstätten infolge ihrer Nähe zu einer großen Wasserstraße einen gewissen Standortvorteil genießen, so versprach doch die Kraubather Masse wesentlich größere Vorräte, zudem bemerkenswerte Chromgehalte und wegen ihrer Nähe zu den Verbrauchern (steirische Magnesitindustrie, Edelstahlwerke des Mur- und Mürztales) auch eine höhere Wirtschaftlichkeit.

Wie eingangs schon erwähnt, erteilte die Steiermärkische Landesregierung den Auftrag, im Zusammenhang mit der Rohstoffsicherung das Gebiet der Ultramafitmasse von Kraubath östlich der Mur neu geologisch aufzunehmen und petrographisch, tektonisch und geochemisch zu untersuchen. Über die Ergebnisse dieser Arbeiten soll nachstehend berichtet werden. Die geochemische Untersuchung der Kraubather Ultramafite und die Auswertung der Ergebnisse erfolgte ausschließlich durch D. PETERSEN-KRAUSS.

Über die Kraubather Ultramafitmasse gibt es eine große Anzahl (fast 400 Titel!) an veröffentlichten und — diese machen die Hauptmenge aus — unpublizierten Arbeiten. Es würde den Rahmen dieses Berichtes sprengen, wollte man hier im einzelnen auf dieses umfangreiche Schrifttum eingehen. Eine kritische Dokumentation alles bisher bekannt Gewordenen ist derzeit in Ausarbeitung (J. G. HADITSCH 1981). Zudem kann in diesem Zusammenhang auch auf einen Tagungsbericht (Aachen 1979) und den Exkursionsführer für das 8. Geochemische Explorationssymposium (Hannover 1980) verwiesen werden (J. G. HADITSCH 1980 a, b).

Ließen ältere Arbeiten (vom Beginn des 19. Jahrhunderts bis etwa zum Zweiten Weltkrieg) einen einheitlichen Aufbau des Kraubather Massivs vermuten, so wiesen doch seitdem vorgenommene Untersuchungen (z. B. durch J. ROBITSCH 1938, G. HIESSLEITNER 1953, F. ANGEL 1964) auf eine wesentlich stärkere Strukturierung der Ultramafitmasse hin.

Obwohl, wie es sich später herausstellen sollte, eine feldgeologische Aufnahme allein kaum zu einer Differenzierung der mehr oder minder stark serpentinisierten Ultramafite beitragen konnte, erschien es doch erforderlich, zunächst die bis dahin bekannte Grenzziehung der Kraubather Masse neu zu überprüfen und die Klein- und Großtektonik statistisch zu erfassen. Da das Arbeitsgebiet größtenteils aus einem metamorphosierten Körper besteht, wurde den Grenzbereichen eine besondere Beachtung zugewendet. Dies um so mehr, als es gerade in diesen Räumen durch die gut geschieferten Gesteine der liegenden und hangenden Bereiche möglich wurde, den Ultramafit räumlich besser zu erfassen. Wie gerade erwähnt, wurde die Klein- und Großtektonik statistisch erfaßt, d. h. die Hauptkluft- und Spannungsrichtungen durch Diagramme, Profile und Skizzen dargestellt und ausgewertet. Auch wurden die megaskopisch feststellbaren petrographischen Veränderungen (Alterationen) ermittelt (und in der beiliegenden geologischen Karte — Beilage 1 — durch eine Übersignatur eingetragen). Die Auswertung einer Reihe von Luftbildern in unterschiedlichem Maßstab, die uns in dankenswerter Weise durch das Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen (Wien) und das Amt der Steiermärkischen Landesregierung (Graz) zur Verfügung gestellt wurden, ergab erweiterte Einblicke in das Gefüge der Ultramafitmasse. Längs einer Reihe von Profillinien wurde (teilweise

in Zusammenarbeit mit Univ.-Doz. Dr. L. BECKER (Graz) und Dr. J. PISTOTNIK (jetzt: Wien) eine Reihe von Proben gezogen, die in der Folge chemisch, durch- und auflichtmikroskopisch untersucht wurden. Die röntgenographischen und chemischen Analysen ergaben die Möglichkeit, im Zusammenhang mit den mikroskopischen Befunden die Korrelation des Mineralbestandes der serpentinierten Masse mit ihrem Gehalt an sulfidischen Nickelmineralen bzw. dem Nickel in silikatischer Bindung, der Chromitführung usw. zu untersuchen. Schließlich ermöglichte die im Nachfolgenden geschilderte geochemische Untersuchung im Zusammenhang mit einer luftbildgeologischen Auswertung unter Berücksichtigung des Umweltschutzes und des Verkehrswegenetzes die Auswahl eines engeren Prospektionszielgebietes, das nach den Vorstellungen der Verfasser durch Tiefenaufschlüsse (Bohrungen) näher erkundet werden sollte.

## Geologischer Aufbau

Die Ultramafitmasse des Arbeitsgebietes hat eine langgestreckte Linsenform. Sie wird im Süden von z. T. massigem, im allgemeinen aber geschiefertem Amphibolit begrenzt. Im unmittelbaren Grenzbereich ist eine Wechsellagerung von Amphiboliten und Gneisen nicht selten. An der Nordgrenze des Ultramafitites kommen vorherrschend saure kristalline Schiefer, etwa in Form von Quarzitgneisen (die aber gegen Osten in glimmerreiche Gneise übergehen), vor.

An der breitesten Stelle mißt der Ultramafitkörper etwas über zwei Kilometer. Er ist etwa auf 20 Quadratkilometer aufgeschlossen, hat bis in 600 m Seehöhe ein Ausmaß von etwa 6 Kubikkilometer und kann zwanglos in vier Teile untergliedert werden:

1. der Raum westlich der Mur (mit dem Gulsenberg und -bruch);
2. der Bereich östlich der Mur mit dem Au-, Winter- und Sommergraben;
3. das Gebiet um den Nissenberg (mit dem Tanzmeistergraben), im Westen durch das Tertiär des Lichtensteinerberges begrenzt;
4. der Bereich Schrakogel-Matzlerberg (östlich des Lobmingtales).

Die Kraubather Masse wird gegen den Vorderlainsachgraben zu rasch schmaler und läßt sich in der Ostflanke des erwähnten Tales obertägig nicht mehr nachweisen.

Der Raum westlich der Mur (Teil I der gerade gebrachten Aufstellung) wurde aus verschiedenen Gründen geologisch nicht neu aufgenommen. Für diesen Bereich sei hier auf das Schrifttum verwiesen (F. ANGEL 1938, 1964; E. CLAR 1929; E. CLAR, O. M. FRIEDRICH & H. MEIXNER 1965; A. HAUSER & H. URREGG 1948; G. HIESSLEITNER 1953; H. MEIXNER 1938, 1953, 1959; H. MEIXNER & L. WALTER 1939; J. ROBITSCH 1938; J. STINY & F. CZERMAK 1932; A. TORNQUIST 1916).

Das Ultramafitmassiv ist im allgemeinen sehr einheitlich aufgebaut; es behält seine Homogenität zumindest megaskopisch über weite Strecken bei. Vereinzelt Enstatitfelse, Olivin-Pyroxenite („Bronzite“) im Westen, einige schmale Amphibolitlinsen (so etwa beim Stellerkreuz oder nördlich des Gehöftes Gruber), ein an eine breite Mylonitzone gebundener Marmorkörper im Stellerboden und vereinzelt auftretende, epigenetische Magnesitkörper, wie auch die an den Rändern der tertiären Verebnungsflächen beobachteten gelblichen bis braunen Laterite, z. T. mit Bohnerzen, kommen auch auf der geologischen Karte in Form einer Übersignatur zum Ausdruck.

Die tertiären Ablagerungen treten vor allem in den Kammereichen auf; so sind sie besonders zwischen dem Sommer- und unteren Tanzmeistergraben, d. h. zwischen dem Gehöft Fellhuber und der Manghube, verbreitet. Es handelt sich bei diesen

Tertiärablagerungen meist um Kristallinschotter bis -sande (bei den Anwesen Toberer, Egger), die fallweise noch durch toniges Material unterlagert werden, was sich dann auch durch das Auftreten ausgeprägter Quellhorizonte (z. B. bei der Manghube) bemerkbar macht.

Die quartären Überlagerungen bestehen im allgemeinen aus lockeren Talfüllungen, teilweise sind sie konglomeratartig verfestigt. Derartig verfestigte Massen sind besonders nördlich von Lobming, weiters im Raum Schrabach, auch im Chromwerk- und im unteren Tanzmeistergraben (nahe der Talbasis) als kleine Härtlinge zu beobachten.

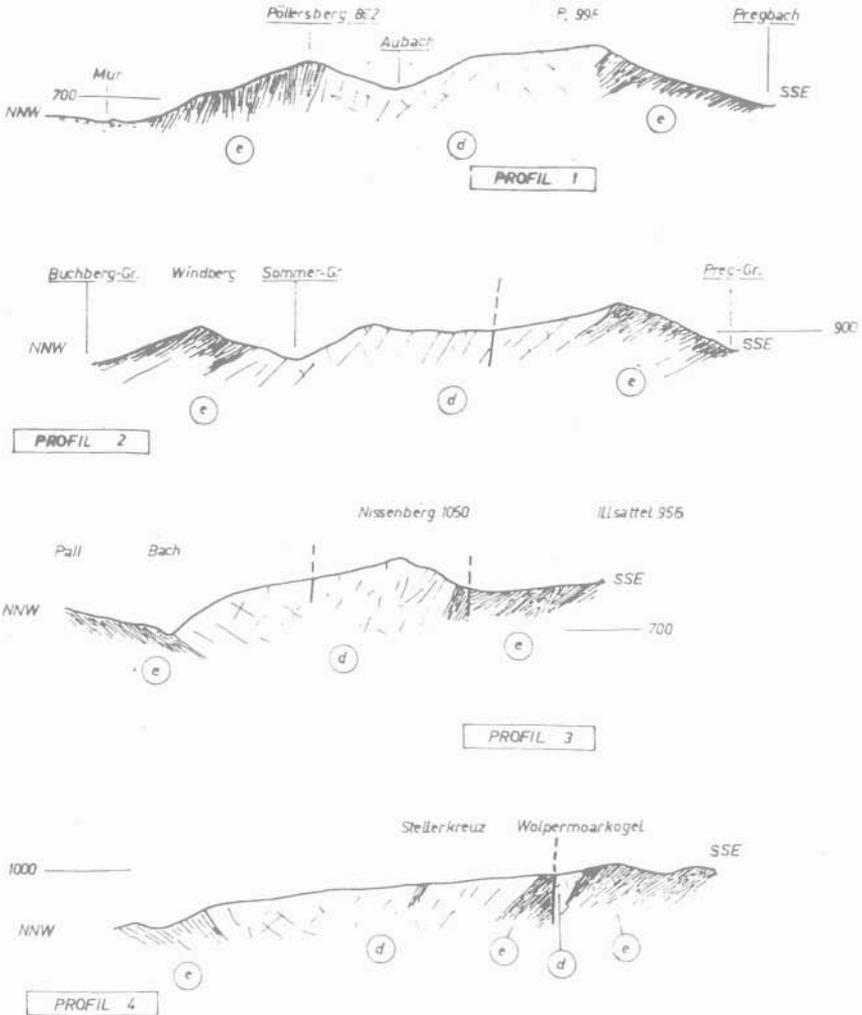


Abb. 1: Geologische Profile (NNW-SSE) a – c siehe Beilage 1

Die dieser Arbeit beigefügten Querprofile veranschaulichen sehr gut die Lagerungsverhältnisse in diesem Gebiet (Abb. 1). Auch aus den Profilen kommt sehr gut der linsenförmige Charakter des Ultramafitites mit seinem Streichen von etwa

60/240 Grad zum Ausdruck. Die durch diese Struktur bedingte und megaskopisch nicht immer wahrnehmbare Schieferung des Gesteins folgt völlig konform der Begrenzung des Ultramafitkörpers. An manchen Stellen, so etwa in den Profilen 3 und 4, gewinnt man den Eindruck einer synklinalen Gestalt der Masse, während die Profile im Westen des Untersuchungsgebietes eine ausschließlich nach Nordwesten eintauchende Großstruktur veranschaulichen.

Die Schieferungsflächen, welche besonders in den Nebengesteinen deutlich zum Ausdruck kommen, bestimmen den Verlauf der Ultramafitite; die Schieferungsflächen als Kleinstrukturmerkmale stimmen demnach lagemäßig vollkommen mit den großräumlichen Gefügedaten überein. Dies ist besonders im Raume Vorderlobming besonders deutlich, da hier der Ultramafitkörper zunehmend schmaler wird, ausdünt.

Auch der fast geradlinige Grenzverlauf zwischen Preg und dem Wirtshaus Ebner (westlich der Kote 969 m) wird durch steile Einfallswinkel der Schieferungsflächen bestimmt. So kann, obgleich örtliche Inhomogenitäten ausnahmsweise andere s-Flächenlagen bedingen, auch hier von einem gewissen Zusammenhang zwischen der Groß- und der Kleintektonik gesprochen werden.

Das Gefüge des Kraubather Massivs ist entsprechend seiner ziemlich einheitlichen petrographischen Ausbildung relativ homogen. Nur die Grenzzonen, insbesondere die grenznahen Bereiche im Norden, sind deutlicher geschiefert als die zentralen Räume. Fallweise treten steile Trennflächen auf, von denen viele Bewegungsspuren in Form von Harnischstriemen zeigen.

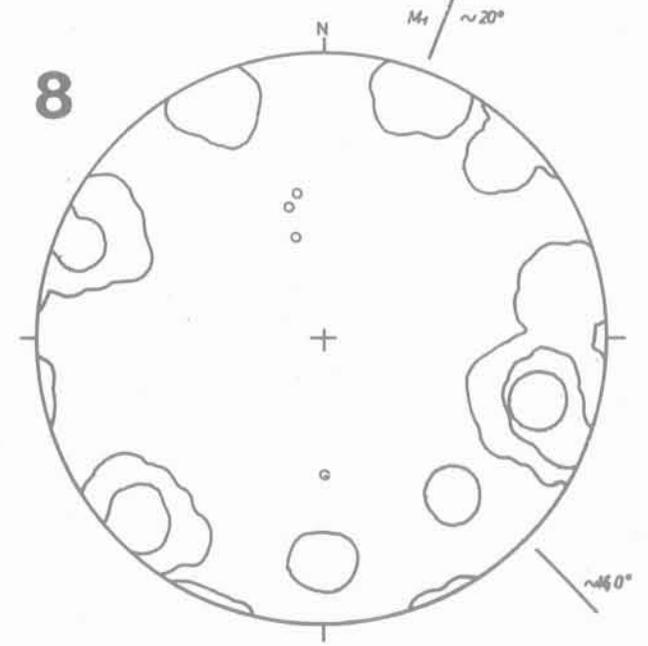
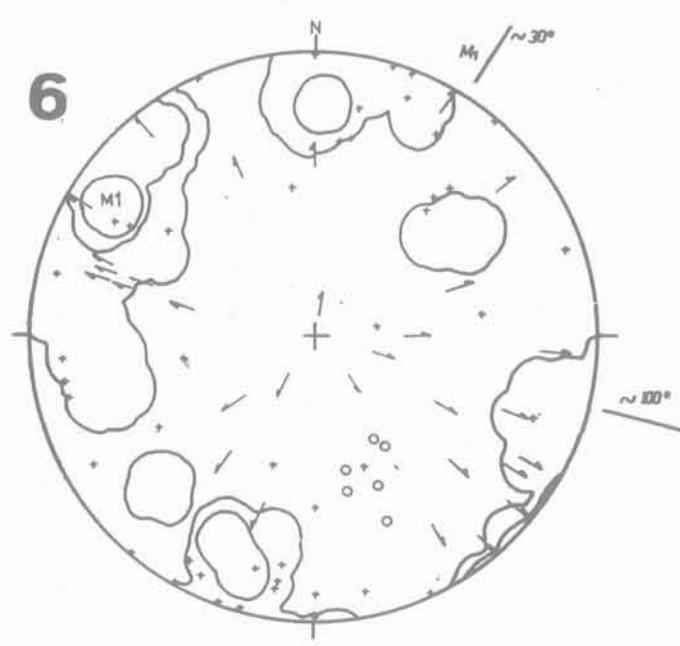
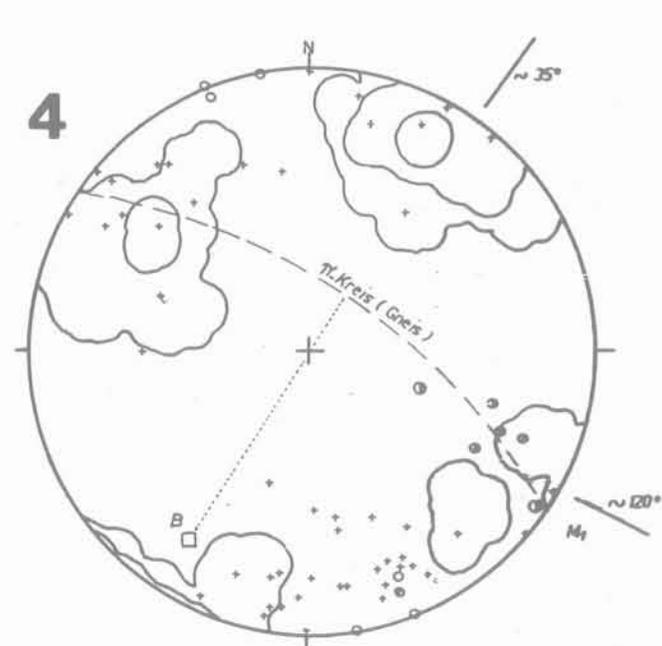
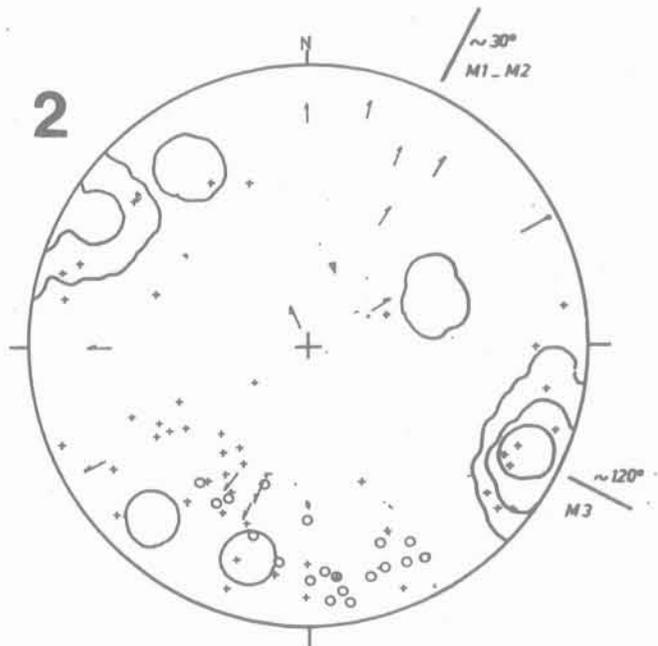
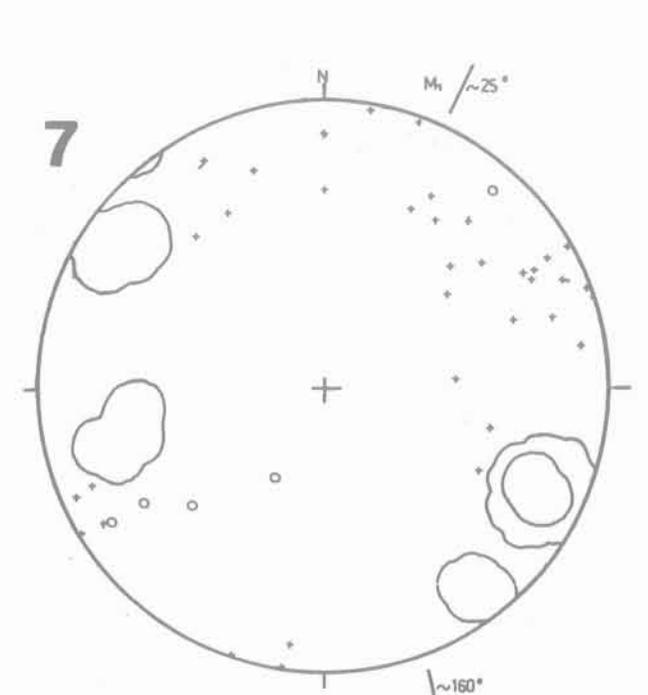
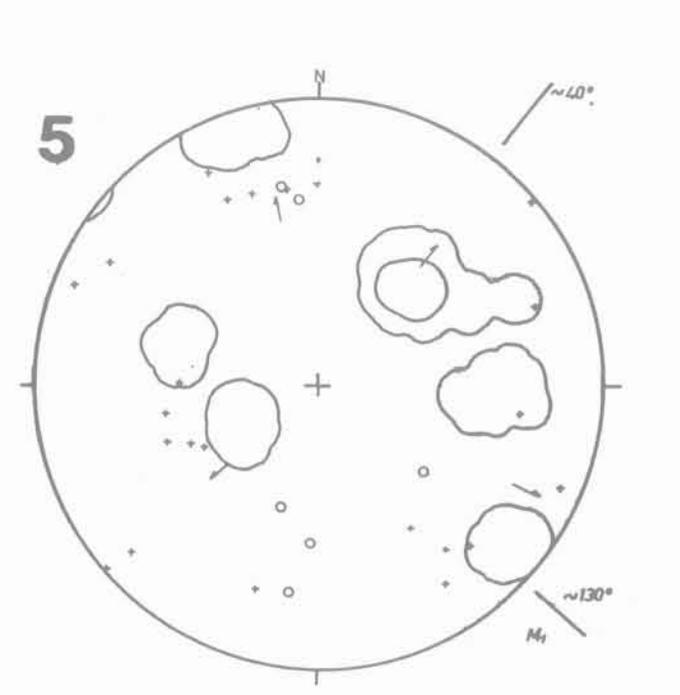
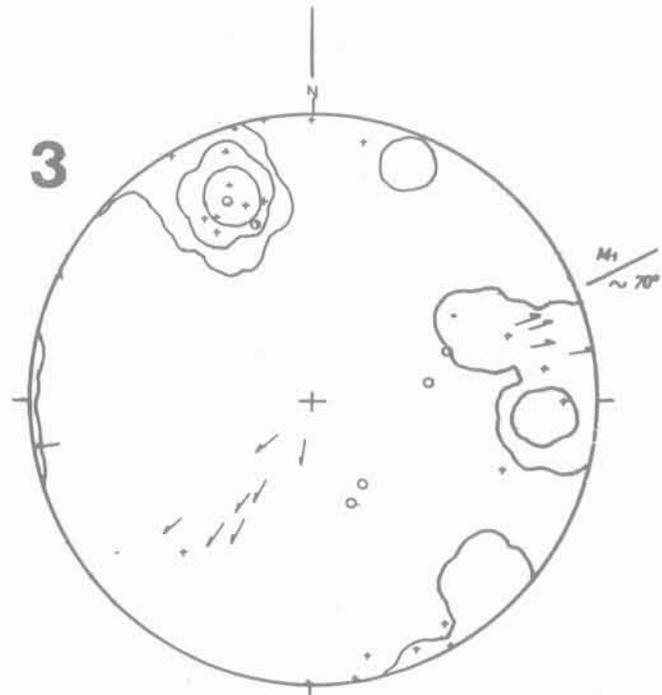
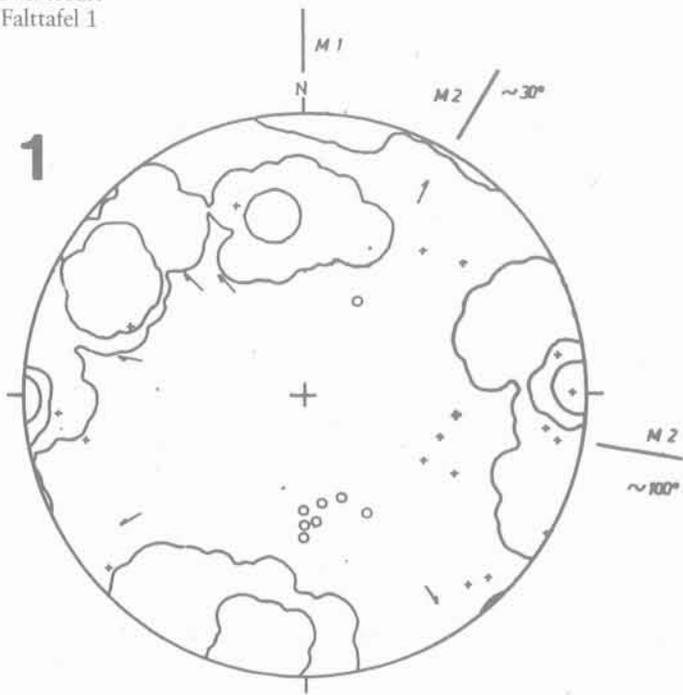
Die statistische Erfassung der Trennflächen geschah mit Hilfe des Schmidtschen Netzes. Die nachstehend angefügten Diagramme 1—11 (Tafeln 1, 2) sind als synoptische Sammeldiagramme aufzufassen. Um die Übersichtlichkeit zu gewährleisten, wurden die Klufflächen ausgezählt und die anderen flächenhaften Gefügedaten, wie auch die linearen, in Form von Polpunkten eingetragen. Die ersten drei Klufflächenpolmaxima lassen erkennen, daß die vorherrschenden Trennflächen steile Lagen haben und in die Richtungen 20 bis 30 Grad, 60 bis 70 Grad und 120 bis 130 Grad streichen. Neben diesen drei Hauptrichtungen kommen zwei weitere schwach besetzte Richtungen vor, welche bei etwa 100 Grad und 150 bis 160 Grad liegen.

Die Trennflächen, auf denen Bewegungsspuren erkennbar sind, wurden im Diagramm 13 (Taf. 2) dargestellt. Aus diesem ist ersichtlich, daß die vorherrschende Kleinstörungsrichtung gegen 60 bis 70 Grad streicht und steil gegen SSE einfällt. Zwei weitere bevorzugte Bewegungsbahnen streichen um 110 bis 120 Grad bzw. um 160 Grad, wobei die zuletzt genannte Bahn scharf ausgebildet ist.

Im Diagramm 14 (Taf. 2) wurden die Rutschstriemen dargestellt. Das Hauptmaximum fällt mit 60 bis 70 Grad gegen Nordosten ein.

Die angeführten Diagramme erlauben hinsichtlich der Kleintektonik folgende Deutungsversuche:

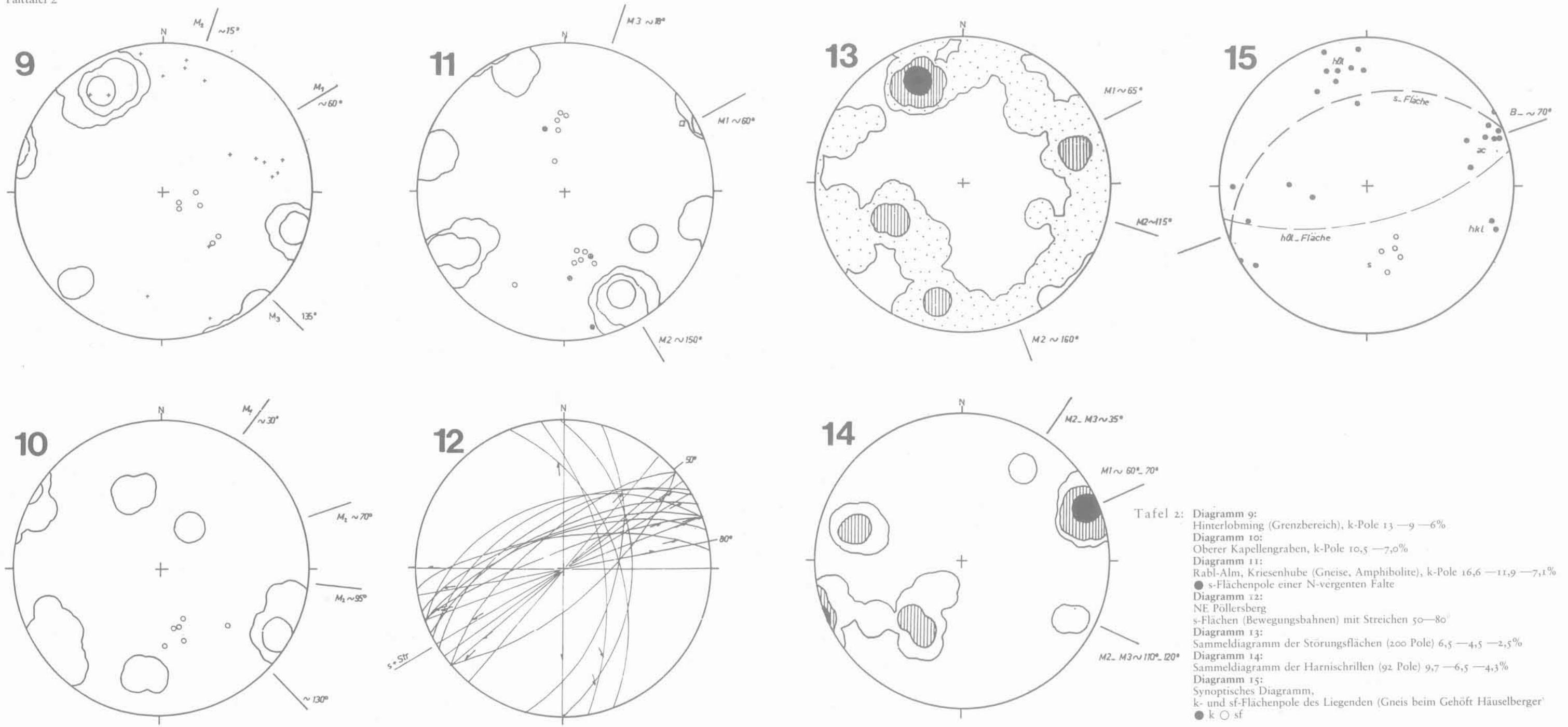
- a) Die B-Achse, welche nur konstruktiv zu ermitteln ist, streicht SW-NE und pendelt um die Horizontale.
- b) Das Klufflächenmaximum um 60 bis 70 Grad läßt sich als (hOl)-Fläche interpretieren; es dominiert örtlich in einem unterschiedlichen Ausmaß.
- c) Sowohl die (hOl)-Flächen als auch die anderen Schieferungsflächen waren die bevorzugten Bewegungsebenen der Kleinstörungen während der verschiedenen Deformationsphasen. Dies bedeutet, daß die vorhandenen Inhomogenitätsflächen wiederholt reaktiviert wurden.



Tafel I: Gefügediagramme  
 M = Maximum  
 ○ = Schieferungsfläche  
 + Störungsfläche  
 ^ Harnischrillen, Rutschstreifen  
 ↗ Lineare  
 □ B-Achse

Diagramm 1:  
 Oberer Augraben, k-Pole 12 — 8 — 4%  
 Diagramm 2:  
 Hartsteinwerk Preg (Preger Bruch), k-Pole 12,7 — 10,4 — 5,8%  
 Diagramm 3:  
 Augraben, k-Pole 16,3 — 12,7 — 7,2%  
 Diagramm 4:  
 Chromwerkgraben, unterer Sommergraben, k-Pole 11 — 7 — 4%, □ B (Gneis), ● s-Flächenpole (Gneis)

Diagramm 5:  
 Wintergraben, k-Pole 10 — 5,7%  
 Diagramm 6:  
 Sommergraben, k-Pole 8 — 6 — 4%  
 Diagramm 7:  
 Grubergraben (Grenzbereich), k-Pole 19,2 — 12,5%  
 Diagramm 8:  
 Unterer Tanzmeistergraben, k-Pole 8,1 — 5,6 — 3,7%



Tafel 2: Diagramm 9:  
Hinterlobming (Grenzbereich), k-Pole 13 — 9 — 6%  
Diagramm 10:  
Oberer Kapellengraben, k-Pole 10,5 — 7,0%  
Diagramm 11:  
Rabl-alm, Kriesenhube (Gneise, Amphibolite), k-Pole 16,6 — 11,9 — 7,1%  
● s-Flächenpole einer N-vergente Falte  
Diagramm 12:  
NE Pöllersberg  
s-Flächen (Bewegungsbahnen) mit Streichen 50—80°  
Diagramm 13:  
Sammeldiagramm der Störungsflächen (200 Pole) 6,5 — 4,5 — 2,5%  
Diagramm 14:  
Sammeldiagramm der Harnischrillen (92 Pole) 9,7 — 6,5 — 4,3%  
Diagramm 15:  
Synoptisches Diagramm,  
k- und sf-Flächenpole des Liegenden (Gneis beim Gehöft Häuselberger)  
● k ○ sf

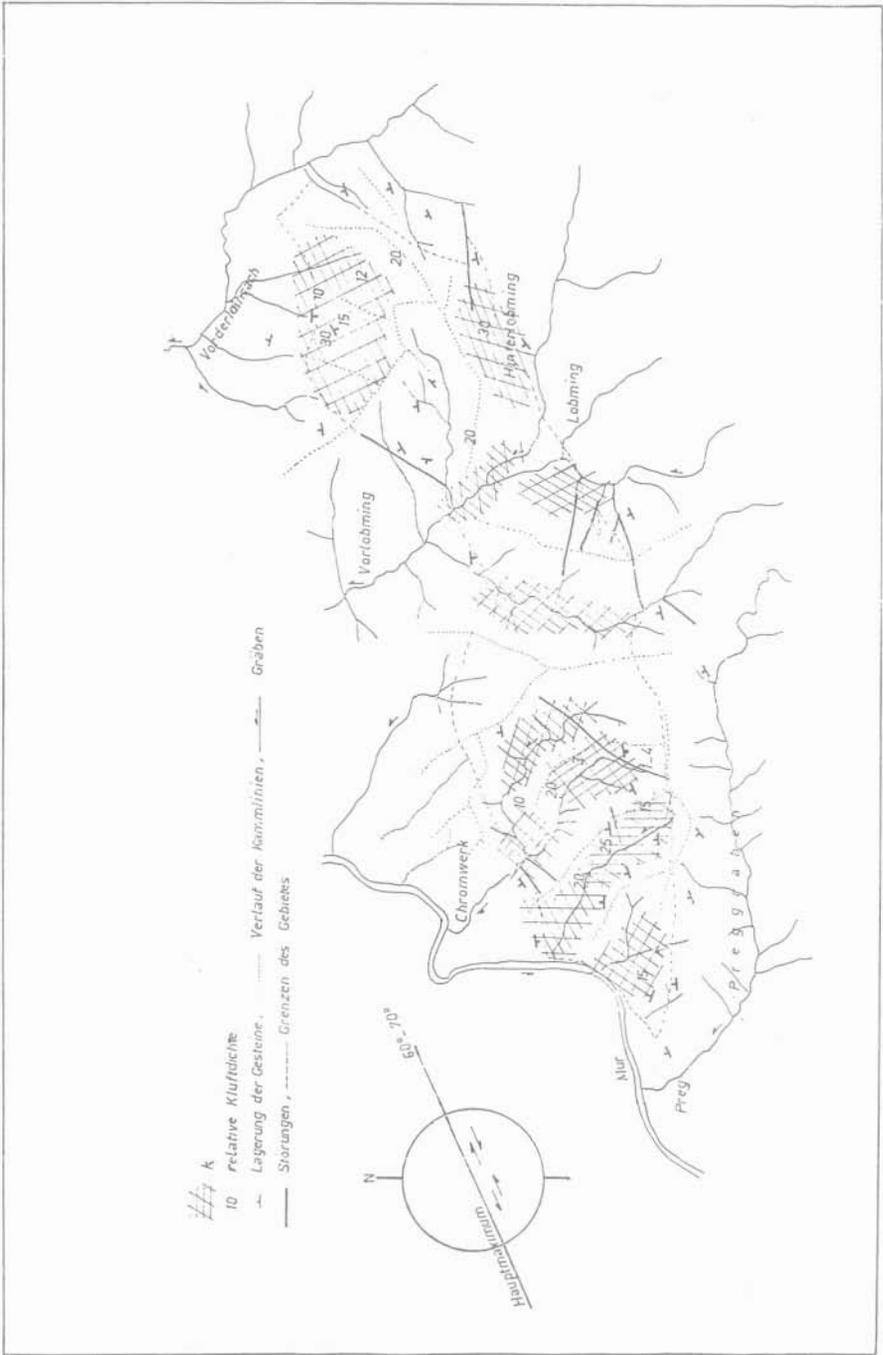


Abb. 2: Klüftung und Kluftdichte im Ultramafitit östlich der Mur

- d) Die statistische Erfassung der Rutschstriemen läßt erkennen, daß die Bewegung zumeist SW-NE-gerichtet war. Die sehr flache Lage der Striemen auf steilen Flächen läßt ihre Deutung als durch Blattverschiebungen entstanden zu. Diese Feststellung ließ sich allerdings bisher großräumig noch nicht nachweisen.

Die stark mylonitisierten und zerrütteten Grenzbereiche — besonders ist hier die Südgrenze der Ultramafitmasse anzuführen — lassen sich als wiederholt reaktivierte Zonen deuten. Es war uns wegen der allein megaskopisch nicht widerlegbaren petrographischen Eintönigkeit nicht möglich, den Versetzungssinn und -betrag zu bestimmen.

Die s-Flächen um ca. 60 Grad decken sich in ihrer Lage mit dem Mylonitstreifen an der Südgrenze der Ultramafitmasse. Daher sind diese Kleinstörungen auch auf Grund der Statistik als tektonische Leitstrukturen anzusehen.

- e) Die um 30 Grad streichende Hauptkluftrichtung ist nicht mit dem primären Gefügeplan in Zusammenhang zu bringen. Sie kommt auch in der Morphologie kaum zum Ausdruck. Daher sind wir geneigt, sie als relativ junge Prägung zu betrachten.

- f) Schieferungsflächen stimmen mit dem Umriß des Ultramafitkörpers überein. Sie sind gleichzeitig Bewegungsbahnen, wie dies schon unter Punkt c dargelegt wurde. Da, wie dies ebenfalls aus den früheren Darlegungen hervorgeht, dieser Körper auch durch eine mehr oder minder deutliche Mylonitzone umgrenzt ist, kann hier mit Berechtigung von einer Strukturähnlichkeit zwischen der Klein- (Schieferungs-) und der Groß- (= Störungs-) Tektonik gesprochen werden. Diese Aussage gilt zunächst nur für die Richtung der Bewegungsbahnen.

Wenn heute die Ultramafitmasse und ihre Kristallin-Hülle im großen einen ähnlichen oder denselben, im kleinen aber einen unterschiedlichen Verformungstypus aufweisen, so deutet dies sicher auf die unterschiedlichen Verformungseigenschaften der von der Tektonik des gleichen Deformationsplanes betroffenen Gesteine hin. Auch die entlang der Südgrenze des Ultramafitkörpers besonders gut ausgebildeten Mylonitzonen scheinen die Existenz von Unstetigkeitsflächen, die durch die petrographischen Unterschiede bedingt sind, zu beweisen.

Der Durchtrennungsgrad der Klüfte muß allgemein als gut angesehen werden. Um die Kluftdichte der natürlich, d. h. durch die Verwitterung, aktivierten Rupturen abschätzen und darüber hinaus auch Anhaltspunkte für das Gesteinsverhalten bei einem künftigen Abbau erhalten zu können, wurde jeweils die an einem Ort mengenmäßig vorherrschende Blockgröße festgestellt. Leider war diese Schätzung häufig nicht möglich, weil Bewuchs oder zu starke Heterogenität des Blockwerks sie nicht zuließen. Wo das geschilderte Verfahren angewendet werden konnte, erbrachte es das Bild sehr unterschiedlicher Dichten ohne einen gut erkennbaren Zusammenhang zu den Grenzen des Ultramafitkörpers oder zu anderen stark ausgeprägten tektonischen Linien (Abb. 2). Dieser Befund besagt, daß hier aus der Blockgröße, die die durch die Verwitterung aktivierten Rupturen widerspiegelt, nicht auf die gesamte Kluftdichte geschlossen werden darf.

Um auch im Hinblick auf eine künftige Tagbauplanung das großflächige Gefüge besser erfassen zu können, wurden Luftaufnahmen ausgewertet. In Abb. 3 ist die photogeologische Interpretation des (als Erkundungszielgebiet besonders interessanten) Raumes um den Tanzmeistergraben wiedergegeben. Wie aus dieser Darstellung hervorgeht, folgt das Talnetz in hohem Ausmaße der Klüftung, besonders dem Hauptmaximum der Kleinstörungen. Diese tektonische Kontrolle der Talbildungen kann übrigens teilweise auch der vorhin gebrachten Abb. 2 entnommen werden. Aus

dem Vergleich dieser beiden eben genannten Bilder ergibt sich auch eine gute Übereinstimmung der eingemessenen tektonischen Daten mit der Oberflächenmorphologie.

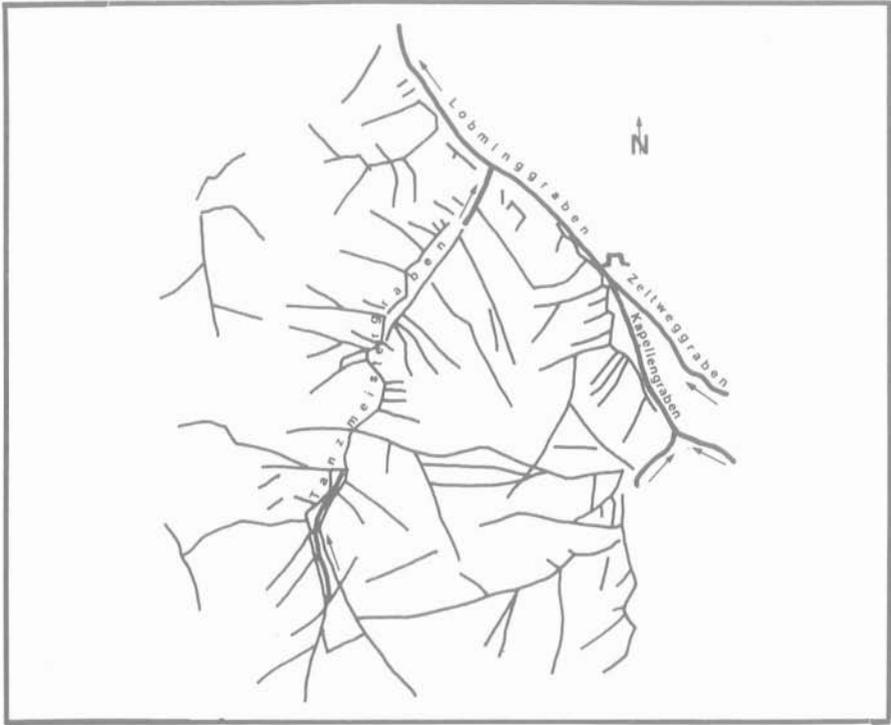


Abb. 3: Kluftnetz im Bereich des Lobming- und Tanzmeistergrabens

1977—1979 wurde der Kraubather Ultramafitkörper geophysikalisch vermessen (S. S. SEREN 1980). Ein Vergleich der sich aus der Isanomalienkarte der Totalintensität des geomagnetischen Feldes ergebenden Grenzen der Kraubather Masse mit denen der geologischen Karten von E. CLAR (1929) und J. G. HADITSCH & Y. YAMAC (1976) zeigt örtlich starke Abweichungen der geophysikalisch ermittelten Gesteinsgrenzen von den geologisch erkundeten. Aus der angeführten Isanomalienkarte leitete S. S. SEREN auch eine größere Anzahl von Störungen ab, für deren Existenz es bisher vom geologischen Standpunkt aus noch keine Anhaltspunkte gibt. Einige im Gelände nachgewiesene oder vermutete Brüche konnten durch die Geophysik bestätigt werden.

## Bemerkungen zur Mineralogie und Petrographie

Der Ultramafitkörper ist in sich petrographisch gegliedert. Für verschiedene Gesteinstypen prägte F. ANGEL (1964) neue Namen (Gulsenit, Eggerbachit, Ebernit, Augrabenerit, Barbarait, Alfredit, Pregit). Wie noch später ausführlich gezeigt werden soll, wiesen die nunmehr vorliegenden chemischen Analysen unter acht Gesteinsgruppen, die durch Fraktionierung eines peridotitischen Ausgangsmagmas entstanden sind, hauptsächlich Pyroxen-Peridotite nach. Die einzelnen Phasen der

Mineral- und Gesteinsbildung sind gut belegbar (H. MEIXNER & L. WALTER 1939). Man kann vom ältesten zum jüngsten die nachstehend angeführten acht Stadien unterscheiden:

1. Dunit-Pyroxenit-Bildung (mit Chromit)
2. teilweise tiefenhydrotogene Chrysotilisierung (Maschenserpentinbildung) der Olivine (mit Magnetitpigmentierung)
3. Kluftantigoritbildung (mit Kämmererit = Chrompennin, Cr-haltigem Smaragdit, Zirkon, Klinochlor, Talk („Phästin“) usw., und Kupfer- und Nickelerzmineralen, wie z. B. Pentlandit, Kupferkies, Mackinawit, Heazlewoodit)
4. Kluftchrysotil-(= „Pikrosmin“-)Bildung
5. Magnesitphase (mit Hämatit, Deweylith = „Gymnit“, Meerscham, Chalcedon, Opal usw.)
6. Brucitparagenese: hydrothermale Abfolge von Pyroaurit über Brucit (bei 250 Grad C), Aragonit, Kalkspat, Hydromagnesit zum Artinit
7.  $\text{SiO}_2$ - $\text{CaCO}_3$ -Phase (mit Chalcedon, Opal, Bergkristall, Calcit, Aragonit, Dolomit)
8. Rezente, z. T. „sonnenhydrothermale“ (MEIXNER) Bildungen mit Rot- und Schwarzkupfererz, Malachit, Chrysokoll, Zaratit = „Texasit“, Bravoit, Gips, Bittersalz, Hydromagnesit, Aragonit usw.

J. SCHANTL (1975) konnte in Kraubath zum ersten Mal Brucit als gesteinsbildendes Mineral nachweisen.

Auf verschiedene der oben erwähnten Gesteine und Minerale gingen z. T. bis in die jüngste Vergangenheit bergbauliche Tätigkeiten um; manche werden auch heute noch abgebaut, so etwa die Dunit- und peridotitischen Gesteinstypen, die in früheren Zeiten schon als Gestellsteine genutzt wurden und aus denen man heute einerseits feuerfeste Baustoffe erzeugt (Magnolithe-Bruch in Lobming), andererseits hochwertige Gleisbettungs- und Straßenbaustoffe herstellt. Hier wäre auch der Chromit anzuführen, der ungefähr seit 1810 und bis etwa 1915 in mehreren kleinen Abbauen am Lichtensteiner-, Mitter-, Fledl- und Gulsenberg hereingewonnen wurde, desgleichen der kryptokristalline Magnesit, der einem eigenen Lagerstättentyp seinen Namen gab und im Sommergraben und in der Gulsen abgebaut wurde, oder die lateritischen Toneisensteine und Bohnerze auf dem Lichtensteinerberg. Derzeit ruhen alle Chromit-, Eisen- und Magnesitgruben, dies entweder wegen der absetzigen Lagerstätten oder wegen der heute nicht mehr entsprechenden Qualität. Einzelheiten darüber können der Dokumentation (J. G. HADITSCH, 1981) entnommen werden. Da aber viele Einbaue nicht mehr zugänglich sind und um die Lagerstättenform anschaulich zu vermitteln, sollen auf den Tafeln 3 und 4 Bilder vom einstigen Magnesitbergbau gebracht werden, die wir dem freundlichen Entgegenkommen des Herrn Univ.-Prof. Dr. Ing. O. M. FRIEDRICH (Leoben) verdanken.

---

Tafel 3: Magnesitgänge (Aufn. O. M. FRIEDRICH, 20. 1. 1956)

Fig. 1: Sommergraben, Stollen GV 2

Fig. 2: Sommergraben, Zubaustollen

Fig. 3: Augraben, Stollen S/4/B

Fig. 4: Augraben, Stollen S/4/B



## Geochemische Untersuchungen

### Methodik

Sämtliche Analysen erfolgten nach der Methode der Röntgenfluoreszenzspektralanalyse mit einem Philips-Fluoreszenzspektrometer des Typs PW 1410/20 unter den in Tab. 1 aufgelisteten apparativen Bedingungen.

Tab. 1: Apparative Daten zur Bestimmung der chemischen Zusammensetzung der Kraubather Ultramafitite nach der Methode der Röntgenfluoreszenzspektralanalyse.

Element	Röhre	Kristall	Zähler- typ	Kollimator	Analysen- linie	Winkel (2 Theta)	Zählzeit (sec.)
Si	Cr	PE	Fc	g	KA	109,21	10
Al	Cr	PE	Fc	g	KA	145,12	80
Fe	Cr	LiF	Fc	f	KA	57,52	10
Mn	Au	LiF	Fc	f	KA	62,97	20
Mg	Cr	TlAp	Fc	g	KA	45,17	40
Ca	Cr	LiF	Fc	f	KA	113,09	40
Cr	Au	LiF	Fc	f	KB	62,36	40
Ni	Cr	LiF	Fc	f	KA	48,67	60

Kristalle: LiF (200) (Lithiumfluorid); PE (002) (Pentaerytrit);

TlAp (100) (Thalliumhydrogenphthalat).

Zählertyp: Fc = Durchflußzähler, Spannung am Zähler 1710 V.

Kollimator: g = grober Kollimator (400  $\mu$ m), f = feiner Kollimator (160  $\mu$ m).

Zählzeit: sowohl Zählzeit für den Peak als auch für den Untergrund.

Spannung und Strom der Cr- und Au-Anregungsröhren = 50kV/30mA.

Von jeder Probe wurden zwei Analysen angefertigt; die Probenaufbereitung erfolgte gemäß dem Schema der Tab. 2. Auf Grund der jetzt von sämtlichen Proben vorliegenden Doppelbestimmungen ergeben sich naturgemäß geringfügige Abweichungen der Analysenwerte gegenüber den ersten Analysen, da es sich bei jenen um Einfachbestimmungen gehandelt hatte, die deshalb durchgeführt wurden, um einen ersten und raschen Einblick in die Geochemie des Kraubather Ultramafititkörpers zu erhalten.

Tab. 2: Schematische Darstellung der Probenaufbereitung

1—3 kg Ausgangsmaterial der Proben.

1. Reinigen der Proben.
2. Abtrennen eines Teils der Probe zur Herstellung von Dünnschliffen.
3. Brechen des restlichen Teils der Probe in einem Backenbrecher auf 5—10 mm Korngröße.
4. Teilung der Probe in einem 16-kammerigen Probenteiler. Eine Hälfte wird als Belegmaterial verwahrt.
5. Aufmahlen der anderen Hälfte des Probenmaterials in einer Scheibenschwingmühle auf Korngrößen < 60  $\mu$ m.
6. Weitere Teilung der Probe in einem Satz Probenteiler auf ca. 5 g. Aufbewahren des restlichen Materials.
7. Trocknen der Proben bei 105 Grad C.
8. 1,00000  $\pm$  0,00050 g der Probe wird mit 5,00000  $\pm$  0,00050 g MERCK Spectromelt A 11 (Lanthanoxid und Lithiumtetraborat im Mischungsverhältnis 1:4) eingewogen und gemischt.

Tafel 4: Magnesittrümer, -netzwerk, Scheck

(Aufn.: O. M. FRIEDRICH, 13. 11. 1955, 20. 1. 1956, 22. 12. 1959)

Fig. 1: Sommergraben, Abbaustollen des 8. Baues

Fig. 2: Augraben, Bruchstollen

Fig. 3: Kraubath, ohne genauere Ortsangabe

Fig. 4: Hauptstufe Ost des Preger Bruches



9. Aufschmelzen von Probe und Spectromelt A 11 bei 1100 Grad C in Graphittiegeln.
10. Aufmahlen der Schmelztabletten in einer Scheibenschwingmühle auf Korngrößen  $\ll 60 \mu\text{m}$ .
11. Einpressen des Materials unter einem Druck von 15 t/cm<sup>2</sup> in einen Borsäuremantel.
12. Wiederholen der Schritte 6—11 zur Herstellung einer zweiten Tablette.
13. Aufbewahren der Tabletten unter Vakuum bis zur Messung.
14. Messen der Tabletten entsprechend den Angaben nach Tab. 1.

Zur Eichung standen 20 ultramafische Referenzproben zur Verfügung. Dieser Referenzprobensatz wurde durch Mischen einzelner Referenzproben auf insgesamt 29 erweitert, die die gesamte Variationsbreite der chemischen Zusammensetzung der untersuchten Ultramafitite kontinuierlich abdeckten. Von jeder Referenzprobe wurden drei Tabletten angefertigt und diese jeweils zweimal gemessen. Wegen der z. T. beträchtlichen Konzentrationsunterschiede einiger Analyseelemente und der daraus resultierenden Eigenschaften der Matrix wurde sämtlichen Proben  $\text{La}_2\text{O}_3$  als schwerer Absorber zur Kompensation von Interelementeffekten beigemischt.

Aus den gemessenen Fluoreszenzintensitäten und dem bekannten Chemismus der Referenzproben ist die zur Bestimmung der chemischen Zusammensetzung der untersuchten Ultramafitite erforderliche Korrekturmatrixt errechnet worden. Die Berechnung dieser Matrix wurde mittels eines FORTRAN-V-Programms von G. STRECKER (unver.) durchgeführt. Dieses Programm geht in seinem Kernstück auf die Korrekturmethode von H. J. LUCAS-TOOTH & B. J. PRICE (1961) und G. R. LACHANCE & R. J. TRAILL (1966 a, b) zurück und wurde von A. JUNK (1978) erweitert. A. JUNK (1978) gibt auch eine ausführliche Beschreibung des Rechenprogramms, der Grundlagen des Korrekturverfahrens und des angewandten Aufbereitungsverfahrens.

Der Gesamtfehler ( $s_{\text{tot}}$ ) bei der Bestimmung eines einzelnen Analyseelementes nach der verwendeten Methode setzt sich aus folgenden Teilfehlern zusammen: zählstatistischer Fehler ( $s_z$ ), apparativer Fehler ( $s_{\text{app}}$ ) und präparativer Fehler ( $s_{\text{präp}}$ ). Der Gesamtfehler ist dann gleich:

$$s_{\text{tot}}^2 = s_z^2 + s_{\text{app}}^2 + s_{\text{präp}}^2$$

Der zählstatistische Fehler ist dabei sowohl von der Konzentration des zu bestimmenden Elementes als auch von der gewählten Zählzeit abhängig. Der apparative Fehler ist in erster Linie durch Ungenauigkeiten bei der Winkeleinstellung und durch Streuungen der Geräteparameter gegeben. Dieser Fehler liegt bei dem verwendeten Gerät unter 0,1 %. Der präparative Fehler wird durch die Probenaufbereitung hervorgerufen.

Nach E. SCHROLL (1975) „sollten etwa folgende relative Standardabweichungen (s) als Richtlinien gelten:

Präzisionsanalysen	$\pm 0,1$ bis $0,5\%$
Normale Analyse auf	
Hauptelemente	$\pm 0,5$ bis $5\%$
Spurenanalyse	$\pm 5$ bis $15\%$
Übersichtsanalyse	$\pm 15$ bis $200\%$ “.

Für die in den Ultramafititen bestimmten Oxide und Elemente ergaben sich die in Tab. 3 aufgeführten mittleren relativen Fehler (68,3%-Vertrauensbereich). Die angegebenen Werte stellen das arithmetische Mittel der Fehler sämtlicher jeweils an zwei Tabletten bestimmten Proben dar. Diese mittleren relativen Fehler liegen in den Bereichen, die E. SCHROLL (1975) als Richtlinien für „normale Analysen auf Hauptelemente“ und „Spurenanalyse“ empfiehlt.

Tab. 3: Mittlere relative Fehler der Analysen (alle Angaben in %)

Oxid Element	$s_z$	$s_{app}$	$s_{präp}$	rel. Fehler
SiO <sub>2</sub>	0,37		0,19	0,43
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,71		0,16	1,72
FeO	0,40		0,32	0,52
MnO	0,99	0,10	1,31	1,32
MgO	0,82		0,35	0,89
CaO	0,33		1,24	1,28
Cr	1,13		1,64	1,99
Ni	1,42		1,24	1,89

Im Laufe der Untersuchung mit der Röntgenfluoreszenzspektralanalyse ergaben sich gewisse Hinweise auf das mögliche Vorkommen von Platin in einigen Proben. Obwohl dieses Element nicht von vornherein mitbestimmt werden sollte, ergab sich bei weiterer Verfolgung der Angelegenheit durch dokimastische Bestimmungsmethoden des Staatshüttenlaboratoriums Hamburg und durch Mikrosondenuntersuchungen an der Montanuniversität Leoben kein Hinweis auf Platin. Eine nochmalige Überprüfung auf emissionspektrographischem Weg ergab aufgrund zu hoher Nachweisgrenzen noch keine eindeutige Aussage. Ein sehr empfindliches chromatographisches Verfahren wird zur Zeit am Anorganisch-Chemischen Institut der Universität Frankfurt am Main erprobt.

Aufgrund der natürlichen Gegebenheiten war in dem untersuchten Vorkommen eine dichte und annähernd gleichmäßige Beprobung nicht in allen Bereichen möglich. Nur auf den Kammlinien und in den Gräben waren die Aufschlußverhältnisse teilweise günstig genug, um dort eine gleichmäßigere Probenverteilung zu erreichen. Im Gebiet der Verebnungsflächen (Lichtensteinerberg, nordwestlich des Wh. Ebner und im Schrakogelgebiet) war die Beprobung des Körpers nur noch punktuell möglich. (Insgesamt ist die Probenverteilung [Abb. 4] jedoch so, daß der Körper in seiner Gesamtheit noch gut erfaßt wird.)

Bei den entnommenen Proben (jeweils 1–3 kg) handelt es sich stets um Einzelproben (= Stückproben nach ÖNORM G 1030). Bei derartigen Proben ist auch bei größter Sorgfalt der Entnahme stets die Gefahr gegeben, daß die Probe nicht hinreichend repräsentativ für den Aufschlußbereich ist. Dadurch können Verzerrungen des geochemischen Gesamtbildes eines Vorkommens entstehen, wenn eine Probenserie eine große Anzahl nicht repräsentativer Proben enthält.

Zur Kontrolle und zur Beurteilung der Güte der Probenserie stand eine zweite von anderen Bearbeitern entnommene Probenserie aus dem Kraubather Ultramafitkörper zur Verfügung, die darüber hinaus noch nach einem anderen Verfahren analysiert worden war: Diese zweite Serie wurde durch L. BECKER und J. PISTOTNIK gezogen und durch D. PETERSEN-KRAUSS nach der Methode der Atomabsorptionsspektroskopie analysiert. Zum Vergleich wurden die Analysenergebnisse der beiden Probenserien in einer Reihe von geochemischen Profilen dargestellt.

Zur Konstruktion der geochemischen Profile wurden die Analysenwerte des Elementes Ni deshalb herangezogen, weil es als Neben- bzw. Spurenelement empfindlicher geologisch bedingte lokale Inhomogenitäten und damit auch nicht repräsentative Proben erkennen läßt, als es bei einer Hauptkomponente, z. B. SiO<sub>2</sub>, der Fall wäre. Zur Darstellung der geochemischen Profile wurden die jeweils am nächsten zur Profillinie gelegenen Ultramafitproben auf diese projiziert.

Für die in den geochemischen Profilen auftretenden Unterschiede in der Variationsbreite der Konzentrationen der beiden Profilsereien ist die Beantwortung der

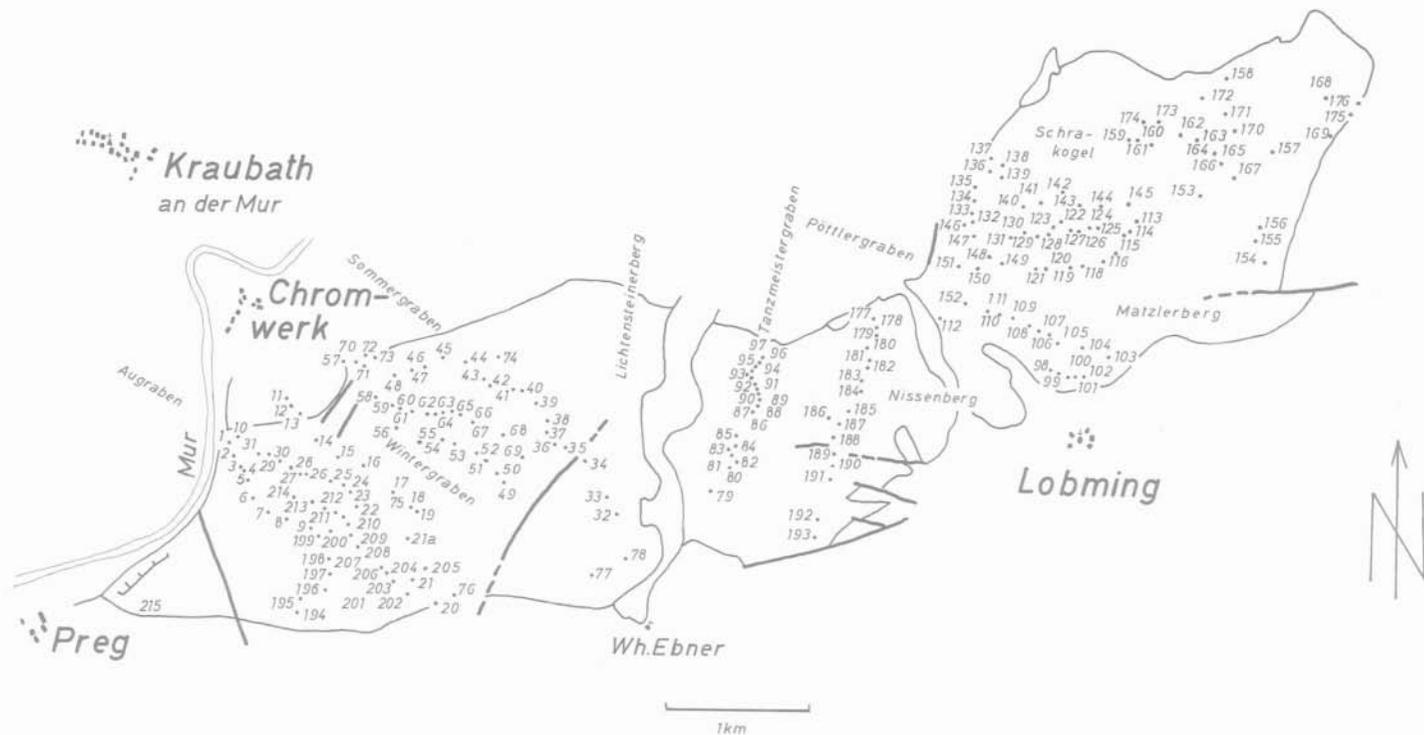


Abb. 4: Probenverteilung im Kraubather Ultramafitkörper östlich der Mur (die Verteilung der Proben im gesamten Körper ist in D. PETERSEN-KRAUSS, in Vorb., dargestellt)

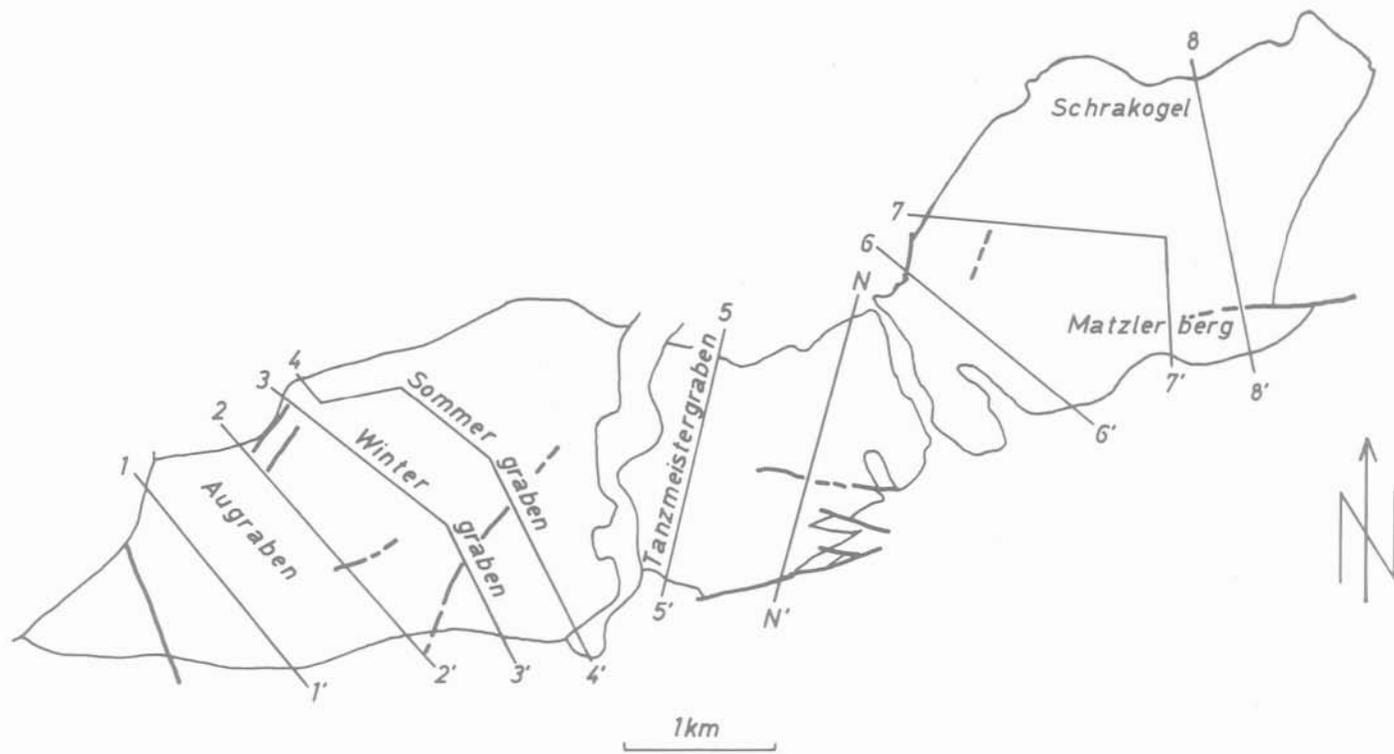


Abb. 5: Lage der geochemischen Profile nach Tafel 5

Frage wichtig, ob es sich hierbei um zufällige — also durch lokale geochemisch-geologische Inhomogenitäten hervorgerufene — Schwankungen handelt oder durch systematische Fehler (nicht repräsentative Probenahme, Analysenfehler) bedingte. Da sämtliche Proben einer Grundgesamtheit, nämlich dem Kraubather Ultramafitkörper, entstammen, müssen zwischen beiden Probenserien die Varianzen der einzelnen Profilerien und der gesamten Stichprobe gleich sein, sofern keine systematischen Fehler vorliegen. Wenn diese Homogenität der Varianzen nicht nachzuweisen ist, muß davon ausgegangen werden, daß eine der beiden Probenserien systematische Fehler enthält. Die Annahme, daß beide Probenserien den gleichen systematischen Fehler enthalten, kann ausgeschlossen werden, da die Serien jeweils von verschiedenen Bearbeitern entnommen und nach verschiedenen Verfahren analysiert wurden, worauf schon oben hingewiesen wurde.

Als Test auf Homogenität der Varianzen wurde der F-Test angewandt. Ferner wurde der Mittelwert der beiden Probenserien mittels des t-Testes auf Gleichheit geprüft.

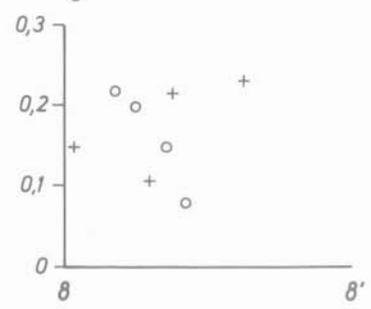
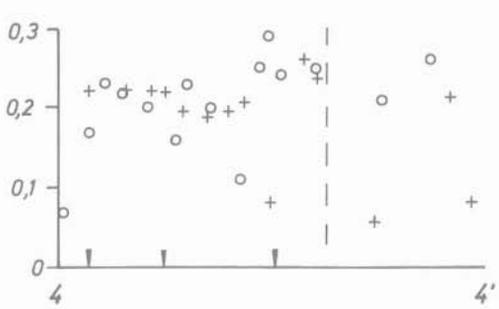
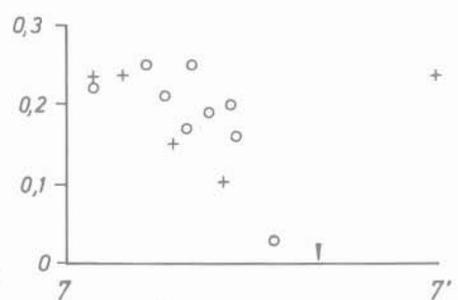
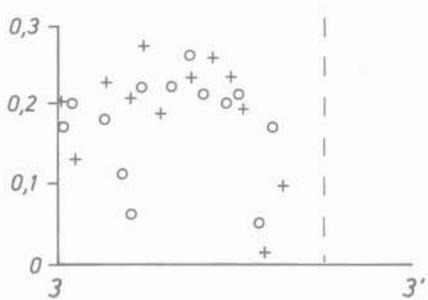
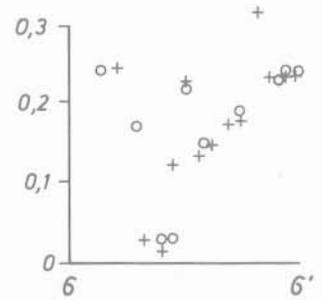
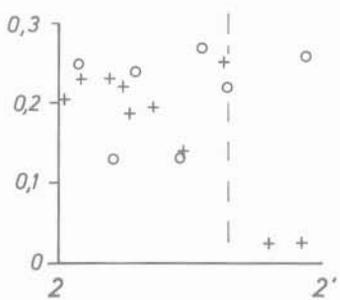
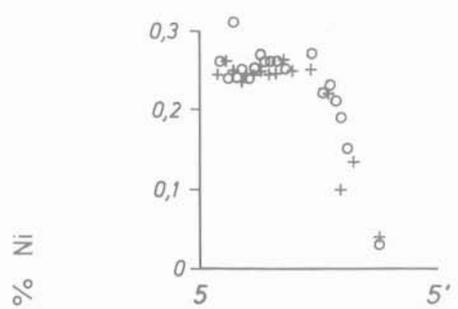
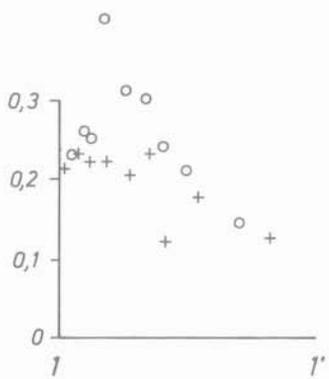
Tab. 4: Ergebnisse des F-Tests für die einzelnen geochemischen Profile ( $\bar{x}$  = Mittelwert,  $s^2$  = Varianz,  $n$  = Stichprobenumfang,  $F_1$  = berechneter Wert,  $F_2$  = tabellierter kritischer Wert 95%-Signifikanzniveau, z. T. aus nebeneinanderliegenden Tabellenwerten interpoliert; 1. Probenserie von L. BECKER und J. PISTOTNIK, 2. Probenserie von D. PETERSEN-KRAUSS entnommen).

Profil-Nr.	Probenserie	$\bar{x}$	$s^2$	$n$	$F_1$	$F_2$
1	1	0,19	0,00166	9	1,79	3,44
	2	0,27	0,00299	9		
2	1	0,17	0,00618	10	2,02	4,10
	2	0,21	0,00305	7		
3	1	0,19	0,00497	12	1,34	2,72
	2	0,17	0,00370	13		
4	1	0,19	0,00385	14	1,22	2,50
	2	0,21	0,00317	15		
5	1	0,22	0,00409	16	1,23	2,27
	2	0,23	0,00333	19		
6	1	0,18	0,00683	13	1,15	3,07
	2	0,17	0,00596	10		
7	1	0,19	0,00313	5	1,26	6,04
	2	0,19	0,00393	9		
8	1	0,18	0,00264	4	2,79	9,12
	2	0,20	0,00738	5		

Tab. 5: Ergebnisse des F- und t-Tests der Gesamtstichproben, die zur Konstruktion der geochemischen Profile verwendet wurden ( $t_1$  = berechneter,  $t_2$  = tabellierter kritischer Wert), weitere Erläuterungen siehe Tab. 4

Probenserie	$\bar{x}$	$s^2$	$n$	$F_1$	$F_2$	$t_1$	$t_2$
1	0,19	0,00470	83	1,02	1,51	1,68	1,99
2	0,21	0,00480	87				

Tafel 5: Gegenüberstellung der Ergebnisse der Doppelbeprobung einer Reihe von Profilen im Kraubather Ultramafitkörper (+ = 1. Beprobung durch Mitarbeiter der Universität Graz; ○ = 2. Beprobung durch D. PETERSEN-KRAUSS; weitere Erläuterungen: siehe Text)



Gew.-% Ni

Aus den Tab. 4 und 5 ist zu entnehmen, daß die Varianzen der beiden Probenserien sich sowohl bei den einzelnen Profilen als auch bei den verglichenen Stichproben auf 95%-Signifikanzniveau nicht unterscheiden. Ein statistisch abzusichernder Unterschied zwischen den Mittelwerten der beiden Probenserien besteht auf 95%-Signifikanzniveau ebenfalls nicht. Es kann somit davon ausgegangen werden, daß die in den dargestellten geochemischen Profilen auftretenden Unterschiede der beiden Probenserien zufälliger Natur sind. Systematische Fehler sind also auszuschließen und die auftretenden Abweichungen auf lokale Inhomogenitäten des untersuchten geologischen Körpers zurückzuführen.

Als geologische Ursachen für die lokalen Inhomogenitäten kommen Schwankungen in der primären Zusammensetzung, sekundäre Veränderungen der Gesteinskomposition durch die Serpentinisierung und die Verwitterung und letztlich Änderungen der Gesteinsabfolge durch tektonische Verstellungen in Betracht. Auf den Einfluß der Serpentinisierung wird weiter unten noch eingegangen; es sei deshalb an dieser Stelle nur auf den entsprechenden Abschnitt verwiesen.

Als Beispiel für die Variation der primären Zusammensetzung sind die Analysen von sechs Proben aus dem aufgelassenen Steinbruch am Gulsenberg in Tab. 6 wiedergegeben. Die Lage der Proben im Aufschlußbereich ist Abb. 6 zu entnehmen.

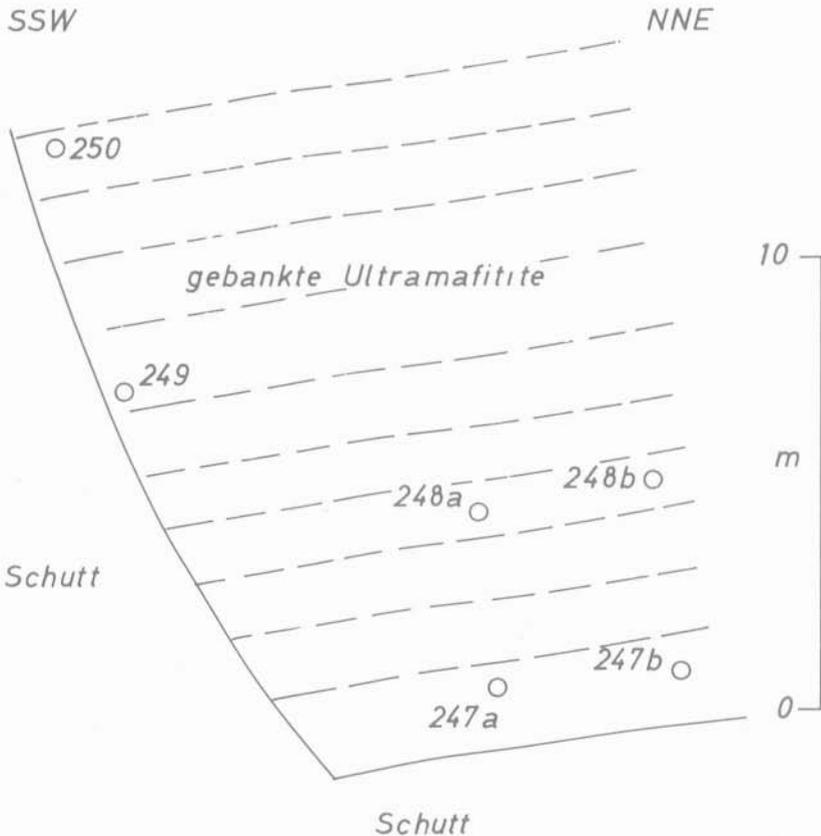


Abb. 6: Verteilung der Proben 247a—250 im Steinbruch am Gulsenberg

Tab. 6: Chemische Zusammensetzung der Proben aus dem Steinbruch am Südende des Törringgrabens (Probe 223a—223c) und aus dem Steinbruch am Gulsenberg (Proben 247a—250).

Gew.-%	223a	223b	223c	247a	247b	248a	248b	249	250
SiO <sub>2</sub>	40,45	39,62	33,00	39,12	35,54	38,63	38,70	38,80	38,65
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,75	0,72	0,50	0,59	0,48	0,55	0,63	0,64	0,71
FeO	6,98	6,87	4,42	6,89	6,91	6,86	6,81	6,77	6,67
MnO	0,12	0,12	0,11	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12
MgO	38,56	38,19	33,44	39,26	40,96	40,53	40,39	38,74	38,94
CaO	0,29	0,93	9,33	0,69	0,20	0,58	0,50	0,62	0,62
Cr	0,27	0,39	0,16	0,26	0,42	0,27	0,29	0,30	0,24
Ni	0,19	0,19	0,07	0,17	0,18	0,19	0,19	0,17	0,16
H <sub>2</sub> O	12,43	13,90	(20,28)	12,91	14,21	12,74	12,69	13,02	14,32
Summe	100,04	100,93	101,31	100,01	99,02	100,47	100,32	99,18	100,43

Bei Probe 223c ist der Glühverlust (20,28 Gew.-%) angegeben.

Die Schwankungen der chemischen Zusammensetzung dieser Proben ist mit Ausnahme des etwas herausfallenden Cr-Wertes der Probe 247a relativ gering. Der beprobte Bereich kann als geochemisch homogen angesehen werden.

Ein weiteres Beispiel soll illustrieren, welche Unterschiede in scheinbar homogenen Bereichen auftreten können und ferner, daß tektonische Verstellungen nicht immer auch geochemisch relevant sind: In Abb. 7 ist eine stark vereinfachende Skizze des Steinbruches am Südende des Törringgrabens mit der eingetragenen Lage der Proben wiedergegeben.

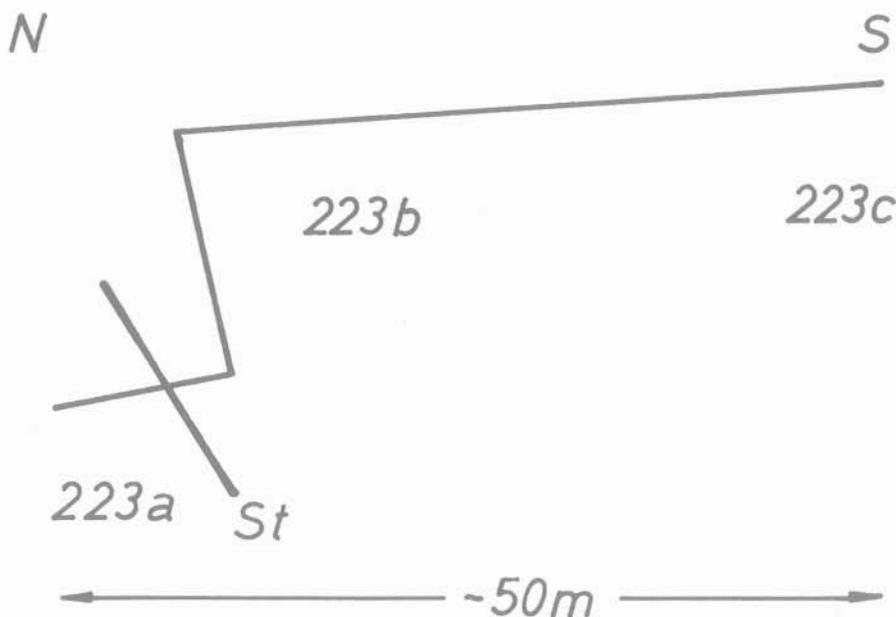


Abb. 7: Verteilung der Proben 223a—c im Steinbruch am Südende des Törringgrabens (St = Störung)

Nach einer häufig im Kraubather Ultramafitkörper gemachten Erfahrung wurde erwartet, daß sich eine zwischen den Proben 223a und 223 b, c gelegene, deutlich erkennbare Störung auch im Chemismus der beiden gestört nebeneinander lagernden Gesteinspakete widerspiegeln würde (Probe 223a zeigt noch im Handstück deutliche Spuren der tektonischen Beanspruchung). Nun weisen aber die Proben 223a und 223 b keine prägnanten Unterschiede im Chemismus auf, andererseits zeigt sich aber ein deutlicher Unterschied im Chemismus der Proben 223a und b einerseits und 223c andererseits. Die genannte Störung ist auch noch auf der dem Steinbruch gegenüberliegenden Talseite aufgeschlossen. Auch hier zeigen die Proben, zwischen denen die Störung verläuft, keine signifikanten Unterschiede im Chemismus (Proben 231 und 232; Analysendaten hierzu in: D. PETERSEN-KRAUSS, in Vorber.). Tektonische Verstellungen müssen sich also nicht zwangsläufig auch im Chemismus der gestört nebeneinander lagernden Gesteinspakete widerspiegeln.

Abschließend und zusammenfassend kann daraus gefolgert werden:

- Die aus dem Kraubather Ultramafitkörper entnommenen Probenserien weisen keine systematischen Fehler auf, was durch die Doppelbeprobung zu belegen ist.
- Lokale Inhomogenitäten, die im Körper auftreten, können teilweise schon feldgeologisch erkannt werden — wie beispielsweise die Linsen pyroxenitischer Gesteine, die in geochemischen Profilen durch sehr niedrige Ni-Werte auffallen (z. B. Profil Nissenberg, N); andererseits können Inhomogenitäten feldgeologisch unerkant bleiben, wie dies das letzte Beispiel zeigt.
- Tektonische Verstellungen können durch die Versetzung von Gesteinspaketen die generellen chemischen Trends auffallend verändern (Abb. 8), was aber nicht zwangsläufig der Fall sein muß, wie dies das letzte Beispiel ebenfalls zeigt.

Trendflächenkarten werden mittels einer Ausgleichsrechnung der kleinsten Quadrate als eine Fläche über den Meßpunkten (= Probenpunkten) bestimmt, wobei

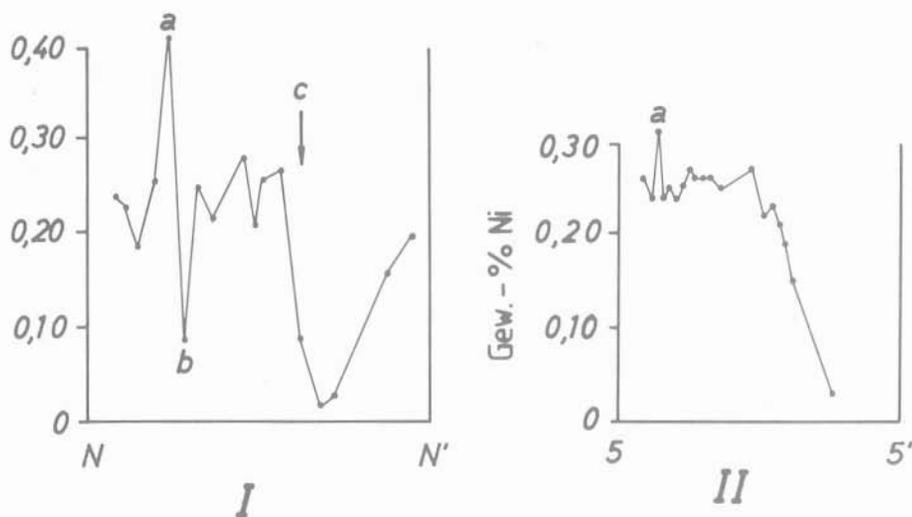


Abb. 8: Geochemische Profile Nissenberg (I) und Tanzmeistergraben (II).  
Gegenüberstellung der geochemischen Profile Nissenberg (I) und Tanzmeistergraben (II) als Beispiel für verschiedene Arten der lokalen Inhomogenitäten (I) und für die generelle Abfolge (II) (a = lokale hohe Ni-Konzentration, b = niedrige Ni-Konzentration infolge lokaler Einschaltungen pyroxenitischer Gesteine, c = Störung der generellen Abfolge — vgl. Profil II — durch tektonische Verstellungen)

vorausgesetzt wird, daß eine quantifizierte Beobachtung ( $y$ ) eine Funktion ihrer rechtwinkligen geographischen Koordinaten ( $x_1, x_2$ ) ist:

$$y = f(x_1, x_2).$$

Im einfachsten Falle handelt es sich dabei um eine lineare Funktion der Form:

$$\text{Gl. 1 } y = b_0 + b_1x_1 + b_2x_2.$$

Durch die entsprechenden quadratischen und kubischen Ergänzungen erhält man die Polynome 2. und 3. Grades:

$$\text{Gl. 2 } y = b_0 + b_1x_1 + b_2x_2 + b_3x_1^2 + b_4x_2^2 + b_5x_1x_2$$

$$\text{Gl. 3 } y = b_0 + b_1x_1 + b_2x_2 + b_3x_1^2 + b_4x_2^2 + b_5x_1x_2 + b_6x_1^3 + b_7x_2^3 + b_8x_1^2x_2 + b_9x_1x_2^2$$

(Gl. 1—3 nach J. C. DAVIS 1973). Jedes Glied dieser Gleichungen erklärt dabei einen bestimmten Anteil der Varianz, die durch das Polynom beschrieben wird. Mit steigendem Grad des zur Bestimmung der Trendflächenkarte zugrunde liegenden Polynoms wird die Gesamtvarianz des Datenmaterials durch Akkumulation der Teilvarianzen der einzelnen Glieder des Polynoms immer vollständiger beschrieben. Gleichzeitig nähert man sich dann bei der kartographischen Darstellung der Daten in mit Probenpunkten stärker besetzten Bereichen des Probenraumes deutlicher an die Ausgangsverteilung an, während in unterbesetzten Bereichen die Tendenz zu Abweichungen stärker zunimmt (H. BURGER & W. SKALA 1978).

Entscheidend für die Ermittlung von Trendflächenkarten ist die Verteilung der Proben im Untersuchungsraum. Im Idealfall sollten die Proben gleichmäßig über das Untersuchungsgebiet verteilt sein. Da dieses Ideal i. a. auf Grund der Aufschlußverhältnisse nicht zu verwirklichen ist, sollte doch sichergestellt sein, daß keine Bündelung von Probenpunkten vorliegt. Wie unten noch gezeigt werden wird, kann eine Bündelung von Proben im Rahmen der entsprechenden statistischen Sicherheit ausgeschlossen werden.

Von Bedeutung für die Darstellung von geologischen Variablen als Trendflächenkarte ist ferner die Wahl des zur Berechnung der Karten verwendeten Polynoms. Zur Auswahl des entsprechenden Polynoms und zum Test der Signifikanz der Trendflächenkarte wurde der von J. C. DAVIS (1973) und von W. C. KRUMBEIN & F. A. GRAYBILL (1965) vorgeschlagene Varianztest verwendet.

Die Berechnung der Trendflächenkarten erfolgte unter Verwendung des modifizierten Programms „TREND“ von J. C. DAVIS (1973)<sup>1)</sup>. Die Verarbeitung wurde auf einem HP 2.100A-Rechner des Institutes für Angewandte Physik der Johann Wolfgang Goethe-Universität Frankfurt am Main durchgeführt.

Die Berücksichtigung von nur zwei geographischen Koordinaten in dem verwendeten Rechenprogramm zur Bestimmung der Trendflächenkarten erwies sich nicht als nachteilig. Obwohl zwischen einzelnen Probenpunkten Höhendifferenzen von ca. 300 m bestehen, war zwischen geochemischen Profilen, die in Taleinschnitten, und solchen, die auf Bergkämmen aufgenommen wurden, kein signifikanter Unterschied im Chemismus nachzuweisen, solange diese nicht durch tektonische Verstellungen gestört sind. Im Bereich der Südgrenze des Kraubather Ultramafititkörpers ist lokal (z. B. am Nissenberg) die generelle Abfolge — im Norden MgO-reichere und im Süden MgO-ärmere Gesteine — durch tektonische Verstellungen gestört. Diese lokalen Störungen der Abfolge sind auf die Berechnung der Trendflächenkarten ohne nachweisbaren Einfluß geblieben, da bei der Bestimmung von Trendflächenkarten die Approximation eines Datenpunktes an einem Ort gleichzeitig abhängig von

---

<sup>1)</sup> Da die Werte der einzelnen Isolinien und deren Intervalle rechnerisch bestimmt wurden, ergeben sich folglich „ungerade“ Werte für die einzelnen Isolinien.

der Verteilung aller Datenpunkte ist, sodaß derartige Einflüsse in entsprechendem Umfange kompensiert werden.

Die in die Abfolge der Peridotite gelegentlich kleinräumig-linsenartig eingeschalteten pyroxenitischen Gesteine wurden aufgrund ihrer speziellen genetischen Stellung (vgl. hierzu weiter unten) nicht miteinbezogen, da durch diese lokalen Inhomogenitäten, die sich in einzelnen Bereichen häufen, eine Verfälschung des Gesamtbildes zu erwarten war.

Ziel der Trendflächenkartenanalyse des Kraubather Ultramafititkörpers war, dessen geochemische Grundstruktur, d. h. die ehemalige, durch die magmatische Differentiation hervorgerufene Verteilung einzelner Elemente und Oxide, zu rekonstruieren. In diesem Sinne stellen die in dieser Arbeit vorgelegten Trendflächenkarten eine Abstraktion von den realen Verteilungen dar. Sie sind also — und das soll hier besonders betont werden — nicht als Bereiche einheitlicher Elementkonzentrationen mißzuverstehen, sondern generalisierte Ableitungen geochemischer Entwicklungstrends. Zur Bestimmung dieser magmatischen Grundstruktur des Körpers wurden auf Grund ihrer Variationsbreite und ihres bekannten Verhaltens während der Differentiation eines ultrabasischen Magmas MgO und Ni ausgewählt.

Von MgO und Ni wurde die Trendflächenkarte 1.—3. Grades berechnet, auf ihre Signifikanz getestet und danach die entsprechende Trendflächenkarte ausgewählt. Im vorliegenden Fall sind es die Trendflächenkarten 1. und 2. Grades, die nach dem F-Test (J. C. DAVIS 1973, W. C. KRUMBEIN & F. A. GRAYBILL 1965) den höchsten Anteil an erklärter Varianz auf sich vereinigen. In Tab. 7 und 8 sind die einzelnen F-Werte des varianzanalytischen Tests nach J. C. DAVIS (1973) und die prozentualen Anteile der einzelnen Polynomglieder an der Gesamtvarianz (erklärte Varianz = 100 % gesetzt) wiedergegeben.

Tab. 7: F-Werte des Signifikanztests der einzelnen zur Berechnung der Trendflächenkarten verwendeten Polynome.

Oxid Element	Trendflächenkarte		
	1. Grades	2. Grades	3. Grades
MgO	3,66	7,66	4,56
Ni	0,21	2,64	2,01
H <sub>2</sub> O	5,96	2,54	1,68

Tab. 8: Varianzanteil der einzelnen Polynomglieder und Varianzanteil des gesamten Polynoms (erklärte Varianz des Polynoms 3. Grades = 100%).

Oxid Element	Varianzanteil des Polynomgliedes (%)			Gesamte Varianz des Polynoms (%)		
	lin.	quadr. Glie	kub.	1. Grades	2. Grades	3. Grades
MgO	20,06	72,56	7,38	20,06	92,62	100,00
Ni	2,41	72,53	25,06	2,41	74,94	100,00
H <sub>2</sub> O	77,46	5,78	16,76	77,46	83,24	100,00

Nach den Tab. 7 und 8 beschreiben die Trendflächenkarten 1. und 2. Grades (1. Grades für H<sub>2</sub>O und 2. Grades für MgO und Ni) die Verteilung der Konzentrationen von MgO, Ni und H<sub>2</sub>O am besten, weshalb diese Karten zur Interpretation des geochemischen Aufbaus des Kraubather Ultramafititkörpers verwendet wurden.

## Zur Geochemie der Kraubather Ultramafitite

Die Häufigkeitsverteilung der Konzentrationen eines Elementes bzw. Oxides wird von einer ganzen Reihe von Faktoren bestimmt. Einmal beeinflussen die primären Differentiationsvorgänge in einem Magmatit, die Ionenradien und -energien sowie die postmagmatischen Stoffwechselferscheinungen und die tektonischen Verstellungen die Häufigkeitsverteilungen der Konzentrationen von Oxiden und Elementen, daneben werden die ermittelten Häufigkeitsverteilungen in einem ganz erheblichen Ausmaß auch durch die Probenverteilung innerhalb eines zur Untersuchung anstehenden geologischen Körpers bestimmt (H. JOHANNING 1966). Voraussetzung für die Darstellung von Häufigkeitsverteilungen ist deshalb, daß sichergestellt ist, daß die gezogenen Proben repräsentativ für den bearbeiteten Körper sind. Die Probenverteilung sollte demnach den untersuchten Körper möglichst gleichmäßig abdecken. H. BURGER & W. SKALA (1978: 826) empfehlen zur Überprüfung, ob in einem Untersuchungsraum die entnommenen Proben hinreichend gleichmäßig verteilt sind, eine lineare Korrelation der geographischen  $x$ ,  $y$ -Koordinaten der Probenentnahmeorte. Der Korrelationskoeffizient sollte dabei nahe Null sein, wenn keine Bündelung der Proben in Teilbereichen vorliegt. Der entsprechende Korrelationskoeffizient der Probenpunkte im Kraubather Ultramafititkörper beträgt  $r = 0,0950$ . Dieser Wert liegt deutlich unter der Signifikanzgrenze von  $r = 0,1381$ . Eine signifikante Korrelation der geographischen Koordinaten der entnommenen Proben (und damit eine Bündelung von Probenpunkten) liegt nicht vor. Eine Verfälschung der in Abb. 9 dargestellten Häufigkeitsverteilungen auf Grund einer Bündelung von Probenpunkten ist deshalb nicht anzunehmen.

Tektonische Verstellungen sind als Fehlerursache in den Häufigkeitsverteilungen ebenfalls auszuschließen, da sichergestellt ist, daß die Proben hinreichend gleichmäßig über den Körper verteilt entnommen wurden, dieser andererseits eine wohldefinierte Einheit darstellt, die bei der gegebenen Probenverteilung auch bei internen Verstellungen noch einwandfrei erfaßt wird. Tektonisch eingebrachtes Fremdgestein, das deutlich begrenzt im Körper auftritt, wurde dabei selbstverständlich ausgehalten. Als letzter Faktor, der die primären Häufigkeitsverteilungen beeinflusst haben könnte, ist die Serpentinisierung der Kraubather Ultramafitite zu nennen. Wie weiter unten noch gezeigt werden wird, sind infolge der Serpentinisierung im Kraubather Ultramafititkörper außer für MgO und Ni keine weiteren Abreicherungen nachzuweisen. Dabei ist die MgO- und Ni-Abfuhr aber nicht so stark, daß die primären Verteilungen hiervon ausgelöscht wurden. Zusammenfassend ergibt sich, daß die wiedergegebenen Häufigkeitsverteilungen der Konzentrationen der bestimmten Oxide und Elemente repräsentativ für den Kraubather Ultramafititkörper sind und daß die primären Verteilungen durch sekundäre Prozesse nicht verfälscht wurden.

Die hier dargestellten Häufigkeitsverteilungen weichen in der Besetzung einzelner Klassen gegenüber früher wiedergegebenen (D. KRAUSS, D. PETERSEN-KRAUSS 1978) auf Grund der erhöhten Probenanzahl und der damit verbundenen besseren Erfassung des Körpers geringfügig ab.

Sämtliche dargestellten Häufigkeitsverteilungen der Konzentrationen der bestimmten Elemente und Oxide folgen näherungsweise einer lognormalen Verteilungskurve. Da keine bimodalen Verteilungskurven vorliegen, können die aus dem Kraubather Ultramafititkörper entnommenen Proben einer einheitlichen Population zugerechnet werden. Die bearbeiteten Ultramafitite sind deshalb von einem einzigen, entsprechend differenzierten Ausgangsmagma abzuleiten. Der

Schwerpunkt der einzelnen Verteilungskurven liegt stets in Größenordnungen, wie sie von Px-Peridotiten—Duniten zu erwarten sind. Der steile Abfall der Kurven zu hohen  $\text{SiO}_2$ -,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -,  $\text{FeO}$ - und  $\text{CaO}$ -Konzentrationen bzw. zu niedrigen  $\text{MgO}$ - und  $\text{Ni}$ -Gehalten spricht dafür, daß die Hauptdifferenzierung im Bereich der Duniten bis Px-Peridotite (den  $\text{MgO}$ -reichsten Gesteinsgruppen) erfolgte und daß die anderen

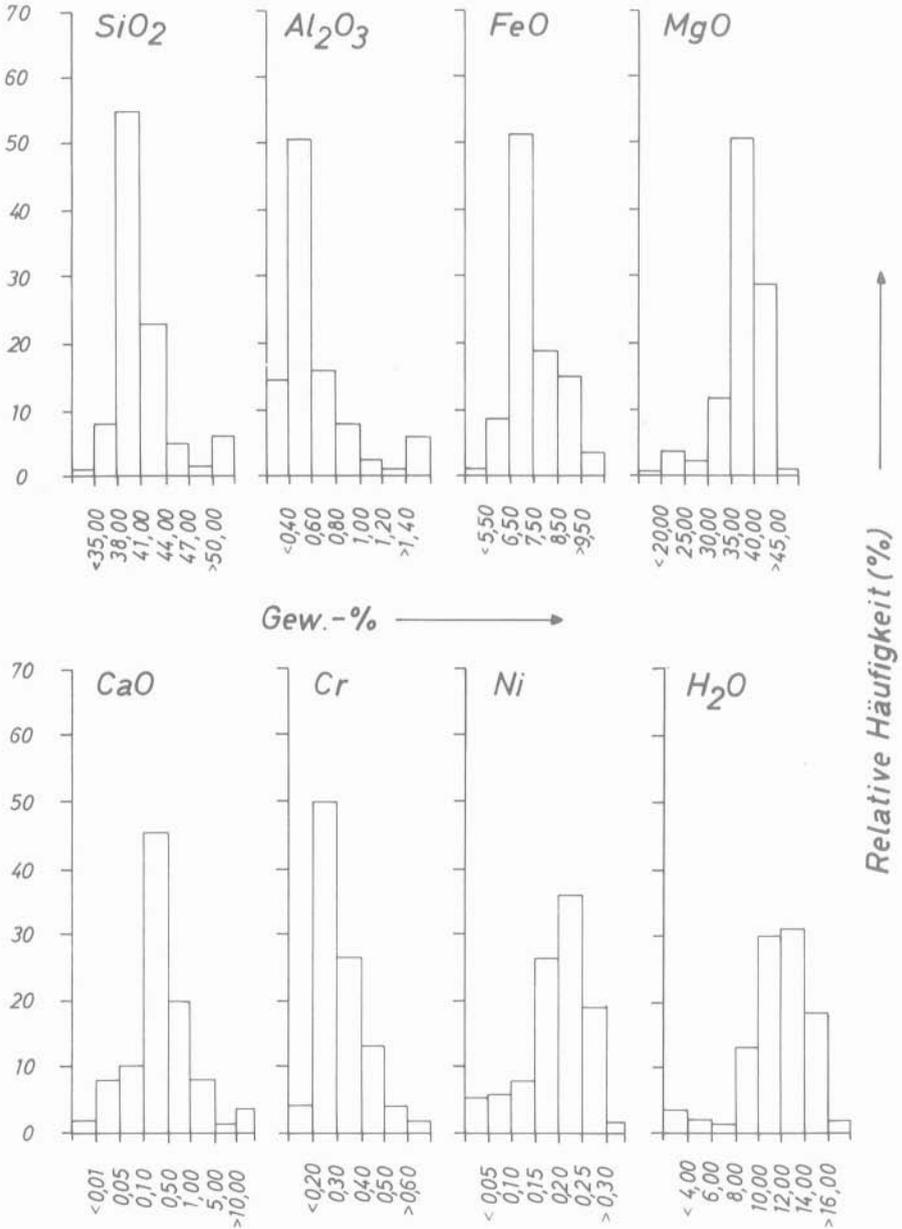


Abb. 9: Häufigkeitsverteilungen der Konzentrationen der bestimmten Oxide und Elemente von 227 Proben aus dem Kraubather Ultramafititkörper

Gesteinstypen aus einem entsprechend hoch ab- bzw. angereicherten Restmagma zur Ausscheidung gelangten. Während die genannten Oxide und das Element Ni wechselseitig miteinander Phasen bilden und deren Häufigkeitsverteilungen deshalb einander bedingen, trifft dies für das Element Cr in dieser uneingeschränkten Form nicht zu. Cr bildet a) eine eigene frühkristalline Phase (Chromit) und b) tritt es in erheblich später ausgeschiedenen Phasen (Pyroxenen) auf. So liegt Cr sowohl als Hauptelement in einem Nebengemengteil als auch als Spurenelement in einem Hauptgemengteil vor. Von daher wäre von den Cr-Konzentrationen eher eine Normalverteilung zu erwarten. Da Cr aber in Frühausscheidungen bereits zu Beginn der Kristallisationsphase eines ultrabasischen Magmas hoch angereichert wird, verschiebt sich die Verteilung des Elementes zwischen der Schmelze und der festen Phase sehr schnell zu hohen, aber nicht allzu häufigen Konzentrationen in der festen Phase. Die Tendenz zu niedrigen, aber relativ häufigen Werten entspricht dann im weiteren Verlauf der Differentiation der bekannten Substitution von Cr im Gitter von Pyroxenen, wobei die Schmelze zunehmend an Cr verarmt.

Die Häufigkeitsverteilung der H<sub>2</sub>O-Konzentrationen ist primär durch die MgO- und damit auch durch die Olivinverteilung im Gestein vorgezeichnet, wenn bei der Serpentinisierung ausreichende Mengen Wasser zur Verfügung stehen.

Auf die Darstellung der Häufigkeitsverteilung der MnO-Konzentrationen im Kraubather Ultramafitkörper wurde verzichtet, da diese nahezu invariant ist.

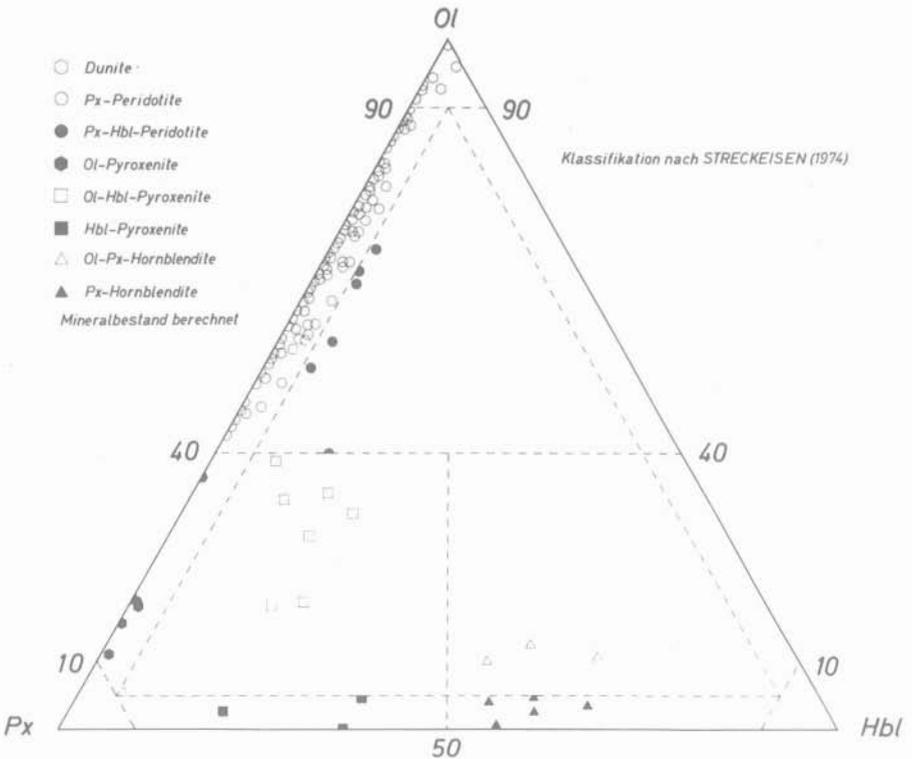


Abb. 10: Ol-Px-Hbl-Diagramm von 227 Proben aus dem Kraubather Ultramafitkörper. Mineralbestand aus den vorliegenden chemischen Analysen der Proben berechnet

Nach der Lage der Proben aus dem Kraubather Ultramafitkörper im Ol-Px-Hbl-Diagramm nach A. STRECKEISEN (1974) (Abb. 10) sind diese acht ultramafischen Gesteinsgruppen zuzuordnen. Die mittlere chemische Zusammensetzung der einzelnen Gesteinsgruppen ist in Tab. 9 wiedergegeben.

Tab. 9: Mittlere chemische Zusammensetzung der Kraubather Ultramafite

Gew.-%	A	B	C	D	E	F	G	H	X
SiO <sub>2</sub>	41,75	45,64	47,15	53,64	51,93	55,86	53,05	54,31	46,44
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,51	0,66	1,02	1,51	1,00	1,97	1,30	1,89	0,75
FeO	7,90	8,47	9,12	8,15	9,64	8,96	7,33	6,85	8,46
MnO	0,17	0,15	0,17	0,19	0,19	0,27	0,16	0,16	0,16
MgO	48,69	44,05	39,55	35,23	32,50	23,90	23,49	21,91	42,38
CaO	0,37	0,41	2,45	0,86	4,36	8,81	14,42	14,56	1,22
Cr	0,39	0,38	0,37	0,30	0,30	0,19	0,22	0,29	0,37
Ni	0,22	0,24	0,17	0,12	0,08	0,04	0,03	0,03	0,22
Summe	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

A Dunite (6 Analysen)

B Pyroxen-Peridotite (190 Analysen)

C Pyroxen-Hornblende-Peridotite (6 Analysen)

D Olivin-Pyroxenite (6 Analysen)

E Olivin-Hornblende-Pyroxenite (8 Analysen)

F Hornblende-Pyroxenite (3 Analysen)

G Olivin-Pyroxen-Hornblendite (3 Analysen)

H Pyroxen-Hornblendite (5 Analysen)

X Gewogenes Mittel der acht Gesteinsgruppen (A—H)  
Analysen wasserfrei gerechnet.

Tab. 10: Vergleich der mittleren chemischen Zusammensetzung der Kraubather Ultramafite mit der von anderen Ultramafiten und der angenommenen Mantelkomposition.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	42,20	44,77	43,50	39,82	43,56	44,50	43,95	45,10	46,33
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,72	4,16	2,00	0,87	2,36	2,55	3,88	4,10	0,75
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,86	—	—	1,00	1,00	1,50	0,75	2,00	—
FeO	6,03	8,21	8,00	7,86	7,77	7,30	7,50	7,90	8,44
MgO	47,90	39,22	43,50	48,60	41,53	41,70	39,00	36,70	42,28
CaO	0,30	2,42	2,00	0,37	2,51	2,25	2,60	2,30	1,22
MnO	0,12	0,11	—	—	—	0,14	0,13	0,20	0,16
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,52	0,40	1,00	0,46	0,40	—	0,41	0,30	0,54
NiO	0,35	0,24	—	0,46	0,34	—	0,39	0,20	0,28
Summe	100,00	99,53	100,00	99,44	99,47	99,94	98,61	98,80	100,00

1 Burro Mountain-Peridotit (R. A. LONEY et al. 1971, Durchschnitt)

2 Lizard-Peridotit (D. H. GREEN 1964, Durchschnitt)

3 Idealperidotit (F. ROST 1967)

4 Serpentin (nach P. J. WYLLIE 1971, Tab. 6—5)

5 Serpentin (nach P. J. WYLLIE 1971, Tab. 6—5)

6 Zusammensetzung des oberen Mantels nach 168 Analysen von Ultramafiten (J. G. WHITE 1967)

7 Synthetischer Peridotit (nach P. J. WYLLIE 1971, Tab. 6—6)

8 Angenommene Mantelzusammensetzung (nach P. J. WYLLIE 1971, Tab. 6—6)

9 Durchschnittliche Zusammensetzung der Kraubather Ultramafite (227 Analysen von D. PETERSEN-KRAUSS)

(Analysen z. T. gekürzt wiedergegeben und wasserfrei gerechnet).

Diese Tabelle reflektiert deutlich den generellen Differentiationstrend (Dunite — Px-Hornblendite) der Kraubather Ultramafitite, auf den im einzelnen weiter unten noch eingegangen wird.

Unter Berücksichtigung der Probenhäufigkeit innerhalb der einzelnen Gesteinsgruppen ist aus deren chemischer Zusammensetzung heraus das gewogene Mittel sämtlicher acht im Kraubather Ultramafititkörper ausgegliederten Gesteinsgruppen berechnet worden. Dieses gewogene Mittel ist in Tab. 10 einigen Analysendaten von Mantelultramafititen und der von verschiedenen Autoren angenommenen chemischen Mantelzusammensetzung vergleichend gegenübergestellt. Aus diesem Vergleich ist die generelle Übereinstimmung des gewogenen Mittels der chemischen Zusammensetzung der Kraubather Ultramafitite und der Literaturdaten ersichtlich. Davon ausgehend und unter der Berücksichtigung der im vorausgegangenen Abschnitt gemachten Ausführungen über die Häufigkeitsverteilungen kann dieses gewogene Mittel der Analysendaten der Kraubather Ultramafitite als repräsentativ für das Ausgangsmagma angesehen werden. Die Bestimmung der Verteilungskoeffizienten ( $X_{\text{solid}}/X_{\text{melt}}$ ) erfolgte unter Verwendung der entsprechenden Konzentrationswerte des gewogenen Mittels der acht Gesteinsgruppen (s. u.).

Im Kraubather Ultramafititkörper variiert die  $\text{SiO}_2$ -Konzentration zwischen 33,53 und 54,08 Gew.-%. Der  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -Gehalt liegt in den Duniten und Px-Peridotiten in der Größenordnung von 0,28—1,05 Gew.-% mit Ausnahme der relativ hohen Werte der Proben 136, 202, 203 und 239 (1,63; 2,95; 2,93 und 3,61 Gew.-%  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ). Erst innerhalb der Gesteinsgruppen der Hbl-Pyroxenite, Ol-Px-Hornblendite, Px-Hornblendite und der Ol-Hbl-Pyroxenite ist ein  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -Anstieg als Folge der zunehmenden Pyroxen- und Hornblendegehalte der Gesteine zu registrieren. FeO (gesamtes Fe als FeO angegeben) zeigt innerhalb der Dunite und Px-Peridotite Gehalte zwischen 5,26 und 10,59 Gew.-%, die mit abnehmenden MgO-Gehalten bei relativ großer Streubreite (mittlere relative Standardabweichung der FeO-Konzentration = 13 %) leicht ansteigen. Die Ol-Hbl-Pyroxenite weisen bei weiter abnehmendem MgO-Anteil mit 8,73 Gew.-% FeO von allen untersuchten Gesteinsgruppen den höchsten Durchschnittsgehalt an FeO auf. Mit weiter fallenden MgO-Gehalten innerhalb der Gesteinsgruppen der Hbl-Pyroxenite, Ol-Px-Hornblendite und Px-Hornblendite geht auch die FeO-Konzentration wieder geringfügig zurück. MnO verhält sich bei nur geringen Konzentrationsschwankungen analog zum FeO. Von allen untersuchten Oxiden und Elementen zeigt CaO mit Gehalten zwischen ~ 30 ppm und 16,75 Gew.-% die größte Varianz. Die Konzentration dieses Oxids wird dabei in erster Linie durch den Hornblendeanteil der Gesteine kontrolliert.

S. E. KESSON (1973) und B. G. UPTON & W. J. WADSWORTH (1972) wiesen für die von ihnen untersuchten Magmenkörper nach, daß Cr signifikant positiv mit MgO korreliert ist. Im Kraubather Ultramafititkörper trifft dies für Cr nicht zu. S. E. KESSON (1973: 105) betont, daß bei Mg/Fe-Verhältnissen in Mafititen, die in der Größenordnung der entsprechenden Mg/Fe-Verhältnisse der primären Magmen liegen, eine diesbezügliche Korrelation nicht zwingend zu erwarten ist. Im Gegensatz zu Cr zeigt Ni eine deutliche signifikante Korrelation mit MgO, was auf die bekannte Substitution von Ni im Olivingitter zurückzuführen ist.

Die regionale Darstellung der Konzentrationen des Oxids MgO und des Elementes Ni als Trendflächenkarten 2. Grades weisen übereinstimmend eine elliptisch-konzentrische Zonierung des Kraubather Ultramafititkörpers aus.

Die Isokonzentrationslinien für MgO und Ni zeigen, daß von einem im Norden des Körpers gelegenen Zentrum maximaler Konzentration diese konzentrisch nach außen abnehmen (Abb. 11, 12).

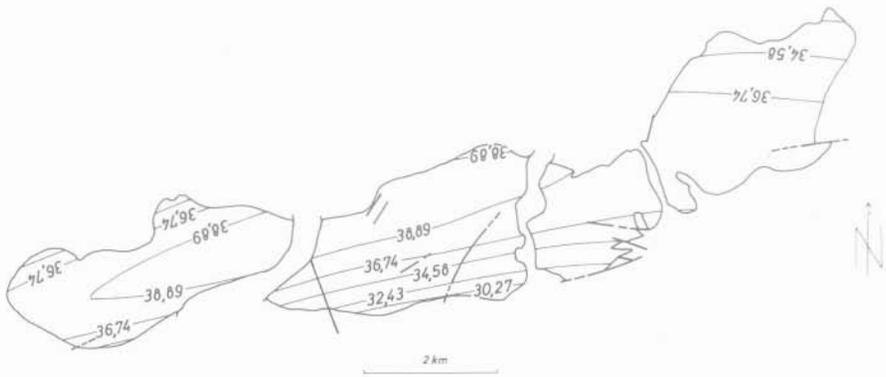


Abb. 11: MgO-Trendflächenkarte 2. Grades der Kraubather Ultramafitite

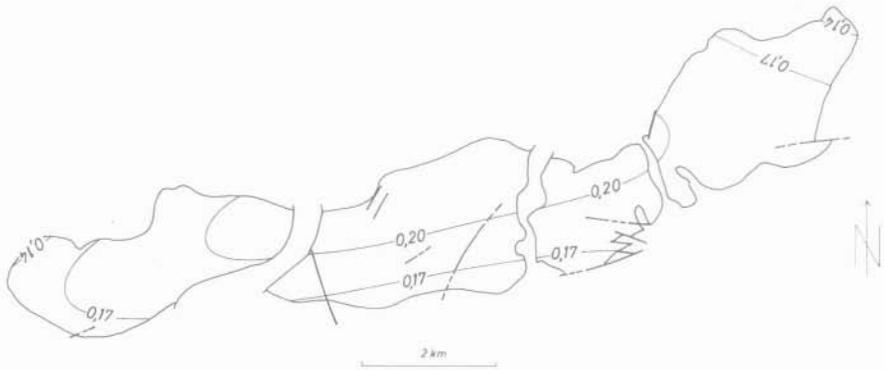


Abb. 12: Ni-Trendflächenkarte 2. Grades der Kraubather Ultramafitite

Erstmalig sprach G. HIESLEITNER (1953) von einem magmatischen Schichtbau im Kraubather Ultramafititkörper, wobei er in Analogie zu anderen Ultramafititkomplexen nur einen einfachen Lagenbau annahm. Wie aber anhand der Trendflächenkarten zu ersehen ist, weicht der Kraubather Ultramafititkörper doch deutlich von den lagigen, durch reine Kristallakkumulation gebildeten Mafititkomplexen ab, was durch eine komplexe Differentiationsgeschichte des Ausgangsmagmas, wie unten noch gezeigt wird, zu erklären ist. Das Abreißen der Isokonzentrationslinien im Norden des Körpers impliziert, daß zumindest hier noch ein Teil des Magmatitkörpers in der Tiefe anstehen muß. Dies deuten auch (nach einer mündlichen Mitteilung durch F. WEBER, Leoben) die Ergebnisse geophysikalischer Untersuchungen in diesem Raume an.

Das durchschnittliche Fe/Mg-Verhältnis der Px-Peridotite im Kraubather Ultramafititkörper beträgt 0,11, während das der Dunite mit 0,09 erwartungsgemäß etwas niedriger liegt. Alle übrigen ausgeschiedenen Gesteinsgruppen zeigen ein höheres Fe/Mg-Verhältnis. Insgesamt betrachtet weist das Fe/Mg-Verhältnis der Kraubather Ultramafitite mit Werten zwischen 0,07 und 0,23 eine nur geringe Spannweite auf. Da nach optischen Bestimmungen die Zusammensetzung der Olivine nur geringfügig schwankt (F. ANGEL 1964, D. PETERSEN-KRAUSS, in Vorber.), kann die deutliche negative Korrelation zwischen der Summe MgO + FeO und dem Fe/Mg-Verhältnis nicht durch eine Änderung des Chemismus der Olivine erklärt werden. Als

Ursache für diese negative Korrelation kann nur die relative Anreicherung von FeO in der Schmelze durch die Ausscheidung von konstant zusammengesetzten Olivinen während der gesamten Differentiation angesehen werden.

Während die Gesteinsgruppen der Dunite, Px-Peridotite, Px-Hbl-Peridotite, Ol-Pyroxenite, Ol-Hbl-Pyroxenite und Hbl-Pyroxenite sich deutlich an die in Abb. 13 dargestellte Regressionsgerade anfügen, gilt dies für die Ol-Px-Hornblendite nicht mehr. Obwohl die Summe MgO + FeO dieser Gesteinsgruppen nach Erreichen eines Grenzwertes von 0,2 weiter abfällt, steigt das Fe/Mg-Verhältnis, wie es nach dem Verlauf der Regressionsgeraden zu erwarten ist, wenn über diesen Grenzwert hinaus extrapoliert wird, nicht mehr an. Auf die Verteilungskoeffizienten  $(Fe/Mg)_{solid}/(Fe/Mg)_{melt}$  übertragen bedeutet dies, daß nach einer anfänglichen FeO-Anreicherung in der Schmelze während der Bildung der Dunite und Px-Peridotite ein schneller MgO-Anstieg auf ein Maximum in den festen Phasen erfolgte, von dem aus die Verteilungskoeffizienten dann wieder zu niedrigeren Werten abfielen. Entlang der Regressionsgeraden ändert sich die Pauschalzusammensetzung der Schmelze nur auf Grund der vorherrschenden Olivinfraktionierung. Nach Erreichen eines Fe/Mg-Verhältnisses von 0,2 ist dieser Prozeß als abgeschlossen anzusehen. Die nachfolgenden Änderungen der Schmelzzusammensetzung werden dann durch die vorherrschende Ausscheidung von Hornblenden aus dem Restmagma bestimmt (s. w. u.).

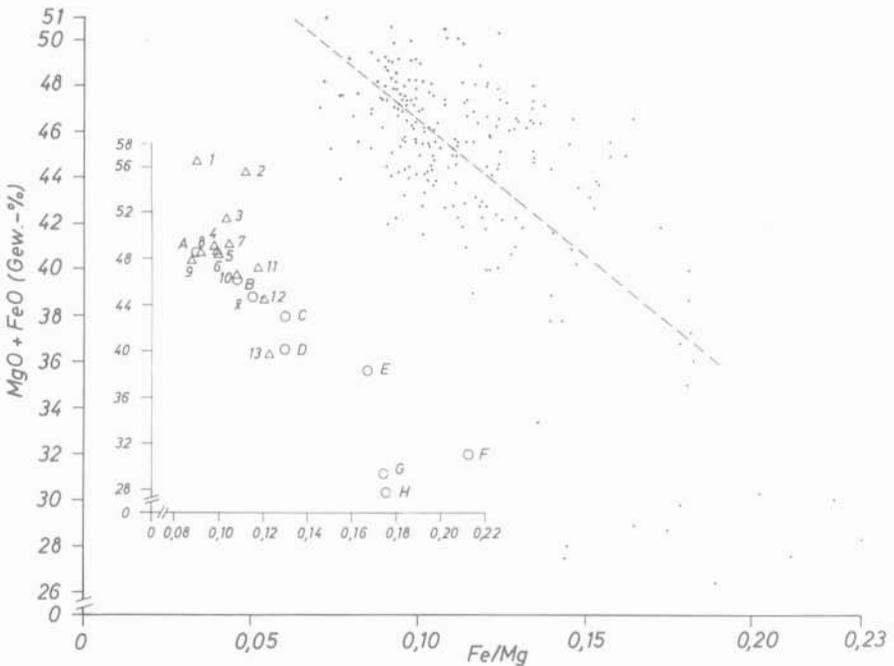


Abb. 13: Diagramm Summe MgO + FeO vs. Fe/Mg-Verhältnis der Kraubather Ultramafitite (großes Diagramm) und ihr Vergleich mit Literaturdaten (eingesetztes kleines Diagramm) (1, 2, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11 und 12 nach P. J. WYLLIE 1971: 112, 114; 3 Angaben in F. ROST 1967: A) Dunite, B) Px-Peridotite, C) Px-Hbl-Peridotite, D) Ol-Pyroxenite, E) Ol-Hbl-Pyroxenite, F) Hbl-Pyroxenite, G) Ol-Px-Hornblendite, H) Px-Hornblendite,  $\bar{x}$ ) gewogenes Mittel der Gesteinsgruppen A—H; A—H sämtlich aus dem Kraubather Ultramafititkörper)

In dem kleinen Diagramm der Abb. 13 sind die Mittelwerte der einzelnen Gesteinsgruppen und der gewogene Mittelwert des Fe/Mg-Verhältnisses sämtlicher Gesteinsgruppen aus dem Kraubather Ultramafitkörper einer Reihe von Daten aus der Literatur gegenübergestellt. Dabei wird die deutliche Entsprechung der Mittelwerte der Kraubather Dunite und Px-Peridotite und ferner des gewogenen Mittelwertes zu den Fe/Mg-Verhältnissen der angenommenen Zusammensetzung des Mantels und der anderer Ultramafitite klar. P. J. WYLLIE (1971:137) nennt als mittleres Fe/Mg-Verhältnis des oberen Mantels einen Wert von rd. 0,1, dem der Kraubather Mittelwert von 0,12 recht nahesteht. Generell liegt die Mehrzahl der Werte des Fe/Mg-Verhältnisses der Kraubather Ultramafitite in der Größenordnung von primären peridotitischen Magmen, wodurch auch die fehlende Korrelation zwischen Cr und MgO eine im Sinne von S. E. KESSON (1973:105) befriedigende Erklärung findet.

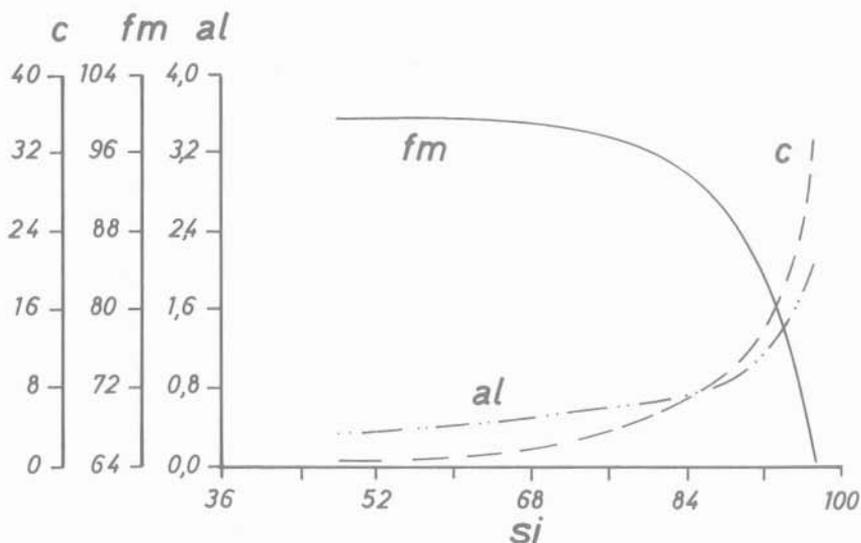


Abb. 14: Genereller Differentiationsverlauf der Kraubather Ultramafitite, dargestellt am Beispiel der Niggli-Werte c, fm, al gegen si. Kurven aus den vorliegenden Daten approximiert

Der generelle Differentiationsverlauf der Kraubather Ultramafitite ist anhand der aus den Niggli-Werten approximierten Kurven in Abb. 14 ersichtlich.

Zur Ermittlung der Differentiationsabfolge und des Erstarrungsgrades wurde die Kurve fm vs. si verwendet. Dabei ist der jeweils niedrigste fm-Wert einer Gesteinsgruppe über die Kurve fm vs. si auf die Abszisse projiziert worden und die entsprechende Gesteinsgruppe darauf eingetragen. Zur Kennzeichnung des Erstarrungsgrades wurde jene Strecke auf der Abszisse herangezogen, die durch den niedrigsten bzw. höchsten si-Wert auf dem von der Kurve umschriebenen Teil gegeben ist. Der Anfangspunkt (= niedrigster si-Wert) ist dabei gleich 0 und der Endpunkt der Erstarrung des Magmas gleich 1 gesetzt.

Aus der Abb. 15 geht ferner hervor, daß die Ausscheidung der Ol-Pyroxenite in die Differentiationsfolge der Dunite bis Px-Peridotite fällt. Dies steht auch in deutlicher Übereinstimmung mit der feldgeologischen Beobachtung, daß die Ol-Pyroxenite

(= Bronzite bzw. Bronzitfelse bei E. CLAR 1929) in ungestörtem Verband in der Abfolge der Px-Peridotite auftreten, worauf auch G. HIESLEITNER (1953) hinweist.

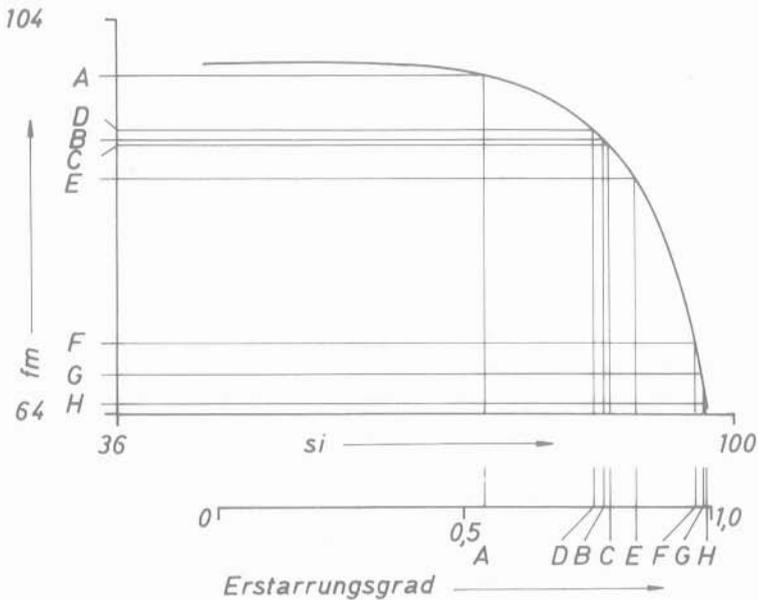


Abb. 15: fm vs. si-Diagramm zur Bestimmung der Ausscheidungsreihenfolge und des Erstarrungsgrades (weitere Erläuterungen: siehe Text)

Das Endstadium der Px-Peridotitbildung, die durch eine einfache Olivinfraktionierung gekennzeichnet ist, wurde somit von einer temporären Einlagerung von Ol-Pyroxeniten unterbrochen. Mit der Bildung der Px-Hbl-Peridotite findet diese Kristallisationsphase des Magmas einen Abschluß. In diesem Stadium sind etwa 80 Prozent des ursprünglichen Magmas auskristallisiert (s. Abb. 15). Das nachfolgende Stadium wird durch die Entstehung zunehmend hornblendereicherer Gesteine markiert.

Dieser generelle Entwicklungstrend ist in Abb. 16 im Dreistoffsystem MgO-FeO-CaO dargestellt. Die Dunite, Px-Peridotite, Px-Hbl-Peridotite, Ol-Pyroxenite und Ol-Hbl-Pyroxenite fallen dabei in einen relativ engen Bereich, der durch eine „Lücke“ deutlich vom Feld der CaO-reichen Hbl-Pyroxenite, Ol-Px-Hornblendite und Px-Hornblendite geschieden ist.

Die Kurve des CaO-Verteilungskoeffizienten (Abb. 17) zeigt eindeutig, daß die Hbl-Pyroxenite, Ol-Px-Hornblendite und Px-Hornblendite aus einem hoch an CaO angereicherten Restmagma ausgeschieden wurden.

Der beschriebene Entwicklungstrend der Hauptoxide impliziert eine scheinbar kontinuierliche Differentiation der Kraubather Ultramafitite. Wie aus den bestimmten Verteilungskoeffizienten von MnO, Cr, Ni und des Fe/Mg-Verhältnisses hervorgeht, ist die Differentiation der Kraubather Ultramafitite durch ein derart einfaches Modell nicht zu erklären. Das Modell einer kontinuierlichen Differentiation erfordert, daß die Verteilungskoeffizienten einer Rayleigh-Fraktionierung gehorchen, wie es z. B. in dem Magmatitkörper der Skaergaard-Intrusion verwirklicht ist, wo die empirisch bestimmten Kurven der Verteilungskoeffizienten deutlich mit den aus der

Theorie abgeleiteten übereinstimmen (L. R. WAGER & R. L. MITCHELL 1951; W. L. MCINTIRE 1963).

Nach B. J. WOOD & D. G. FRASER (1977) sind Verteilungskoeffizienten als nahezu unabhängig von herrschenden Drucken anzusehen. Wie T. N. IRVINE (1975) zeigte, sind Verteilungskoeffizienten stark temperaturabhängig; J. HERTOGEN & R. GIBBELS (1967) untersuchten die Abhängigkeit der Verteilungskoeffizienten von der Schmelzzusammensetzung.

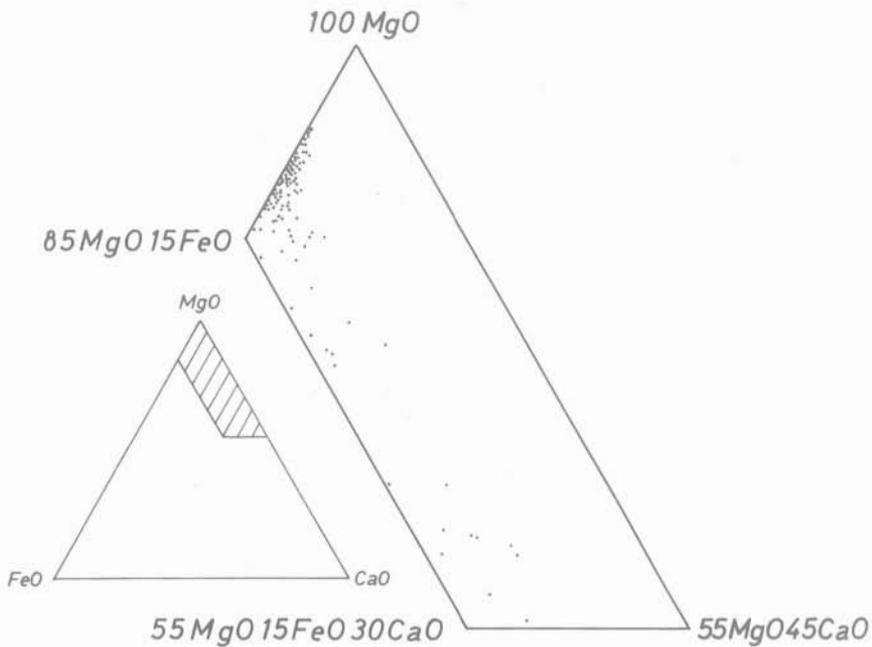


Abb. 16: MgO-FeO-CaO-Dreistoffsystem der Kraubather Ultramafitite (Angaben in Mol-%)

Die deutliche Abweichung (Abb. 17, 18) der Kurven der Verteilungskoeffizienten im Kraubather Ultramafititkörper von denen, die bei einer kontinuierlichen Differentiation zu erwarten sind (z. B. in der Skaergaard-Intrusion, L. R. WAGER & R. L. MITCHELL 1951, W. L. MCINTIRE 1963), bedeutet, daß in dem untersuchten Ultramafititkörper sowohl

- a) die Schmelzzusammensetzung, als auch
- b) die Temperatur und/oder
- c) das Gleichgewicht Schmelze  $\rightleftharpoons$  feste Phase während der Differentiation nicht zu allen Zeitpunkten der Entwicklung konstant gewesen sein konnte.

In einer ersten Entwicklungsphase erfolgte die Fraktionierung nahezu kontinuierlich, nur gestört von der temporären Einlagerung der Ol-Pyroxenite (s. o.). Dabei wird in den Duniten und Px-Peridotiten erwartungsgemäß Cr und Ni in den

festen Phasen gegenüber der Schmelze angereichert. Die Schmelze erfährt dabei eine relative Anreicherung an CaO, FeO und MnO. Die im Kraubather Ultramafitkörper nicht ausgeprägte Trennung zwischen den Duniten und den Px-Peridotiten kann dabei als Hinweis darauf betrachtet werden, daß in dem Magmareservoir keine weit fortgeschrittene gravitative Olivinsaugerung stattgefunden hat. Es lag hier demnach ein Gemenge aus Kristallen und Schmelze vor (crystal mush). Die kurzzeitige Ausscheidung der Ol-Pyroxenite und ihre Verbandsverhältnisse zu den Ol-Peridotiten (vgl. w. o.) sind dahingehend zu interpretieren, daß, obwohl entsprechende Texturen bislang noch nicht nachgewiesen sind, es sich hierbei um lokale Reliktkumulate von aus höheren Teilen des Magmareservoirs temporär abgesetzten Kristallisaten handelt. In diesem Sinne wird auch die Genese der früher im Abbau befindlichen Chromerzlagerstätten (F. RYBA 1900) als frühe Kristallakkumulierung verstanden. R. A. LONEY et al. (1971) diskutieren für das Auftreten von Chromitlinsen im alpinotypen Burro Mountain-Peridotit ebenfalls die Frage, ob es sich hierbei um lokale Reliktkumulate handelt.

Diese erste Bildungsphase, in der der Hauptteil des Magmas auskristallisierte, findet mit der Ausscheidung der Px-Hbl-Peridotite ihr Ende. Danach setzt ein deutlicher Umschwung im Verlauf der Verteilungskurven ein (vgl. Abb. 17, 18). Das in dem noch vorhandenen Restmagma stark angereicherte CaO wird nun zu einer wesentlichen Komponente in der jetzt vorherrschenden Bildung der Hornblenden. Cr erfährt nach einer anfänglichen Abreicherung am Ende dieser magmatischen Phase dann nochmals eine geringfügige Zunahme, die aber deutlich hinter der Konzentration zurückbleibt, die für das Ausgangsmagma geschätzt wurde.

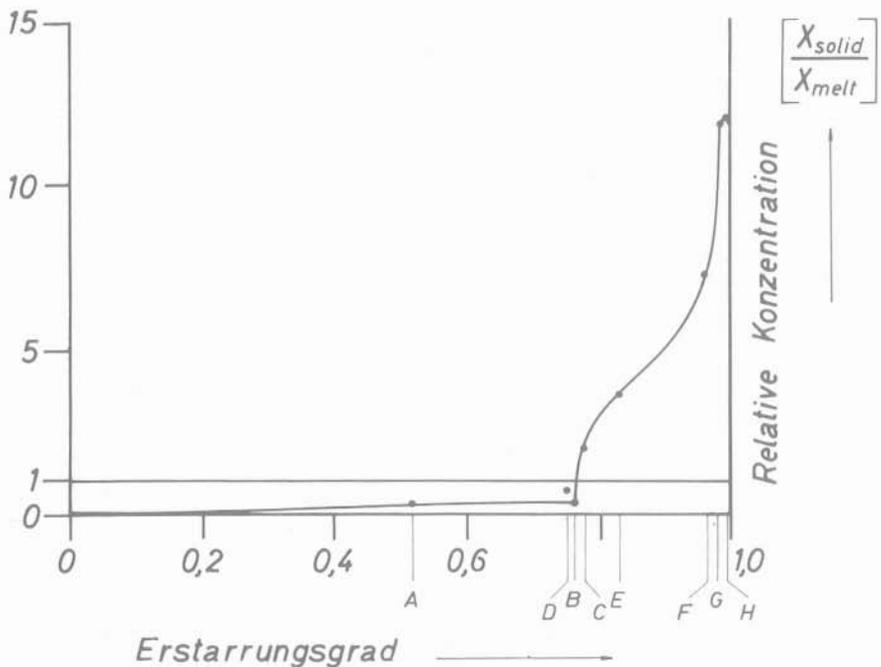


Abb. 17: Änderung der CaO-Konzentration während der Differentiation

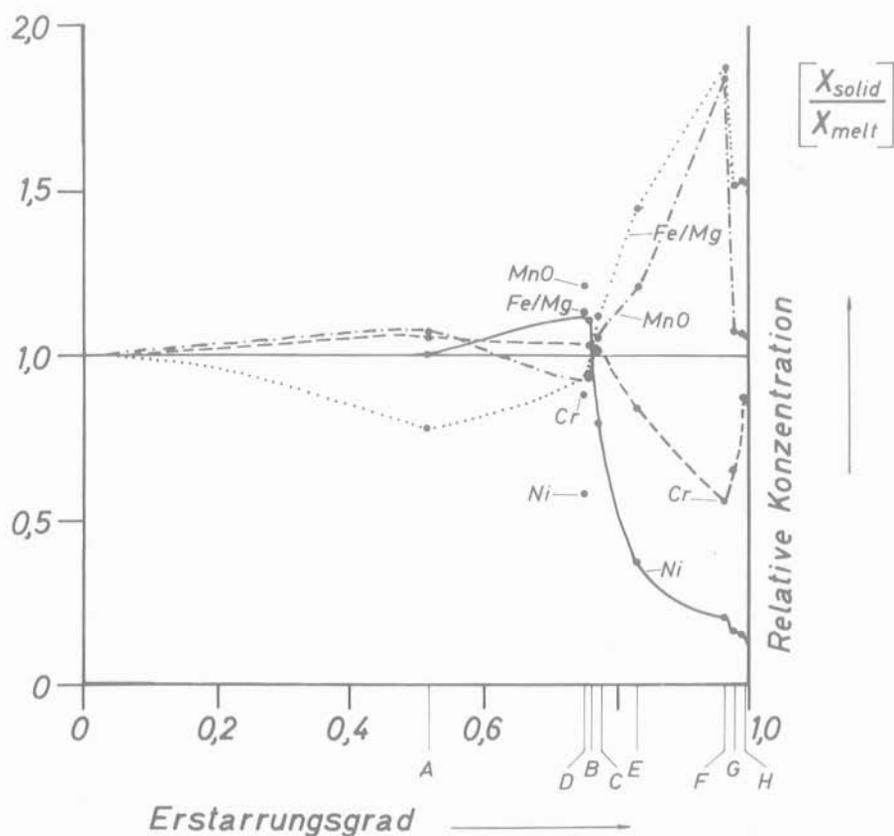


Abb. 18: Änderung der MnO-, Cr- und Ni-Konzentration und des Fe/Mg-Verhältnisses während der Differentiation.

Diese Entwicklung wird verständlich, wenn man davon ausgeht, daß das Ausgangsmagma einen geringen  $H_2O$ -Anteil enthielt, wie er zur Hornblendebildung erforderlich ist. Solange das Magma in pT-Bereichen oberhalb des Hornblendestabilitätsfeldes, aber unterhalb der Soliduskurve wasserhaltiger Peridotit-Schmelzen lag, wurden die dunitisch-peridotitischen Magmatite gebildet (Abb. 19). Mit dem Erreichen der Hornblendestabilitätsgrenze setzte unter den veränderten pT-Bedingungen die Bildung der hornblenditischen Ultramafitite ein.

Die Hauptkristallisationsphase erfolgte also im Bildungsbereich der Peridotite (Peridotit i. S. von P. J. WYLLIE 1967: 2).

Ein Problem stellt die ungewöhnliche Zonierung des Kraubather Ultramafititkörpers dar, die an diejenige der Ultramafititkomplexe in Alaska und im Ural erinnert, wie sie zusammenfassend von H. P. TAYLOR (1967) beschrieben wurden. Während in den lagigen Intrusionen, wie Bushveld und Skaergaard, die Abfolge durch gravitative Kristallsaigerung hinreichend erklärt werden kann, trifft dies für den Kraubather Ultramafititkörper nicht zu. Auch wenn im Kraubather Ultramafititkörper zumindest eine partielle Kristallsaigerung anzunehmen ist, so ist durch einen derartigen Vorgang die konzentrische Zonierung nicht zu verstehen. Verschiedene Autoren (WALTON, zit. n. H. P. TAYLOR 1967, R. H. JAHNS 1955, 1956 und R. H. JAHNS & C. W. BURNHAM

1961) versuchen die Zonierung von Magmatiten durch Diffusion entlang eines Temperaturgradienten zu erklären. Wird diese Vorstellung auf den Kraubather Ultramafitkörper übertragen, so ergibt sich folgendes Bild: Aus dem nach der dunitisch-peridotitischen Bildungsphase vorliegenden „crystal mush“ werden entlang eines Temperaturgradienten Si, Ca, Fe und Mn aus dem interstitialen Restmagma nach außen transportiert und in den Randbereichen des Magmenreservoirs gegenüber dem Ausgangsmagma relativ angereichert. Während der Dislokation des Magmenkörpers wird das Hornblendestabilitätsfeld erreicht, und die Ausscheidung der oben genannten Elemente setzt ein.

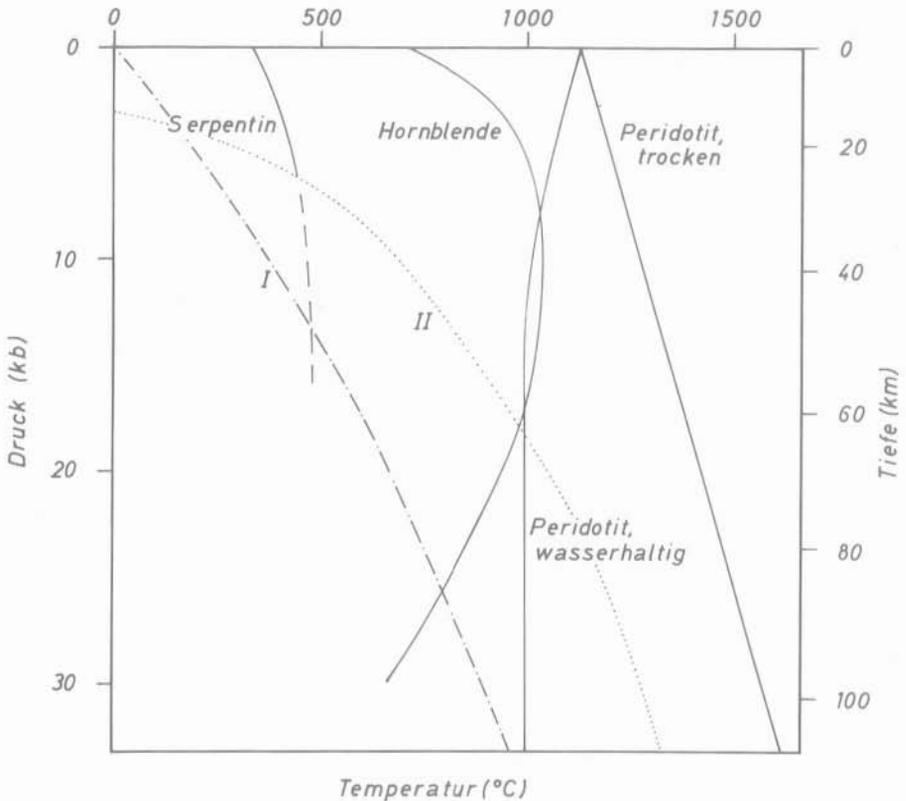


Abb. 19: Experimentell bestimmte Reaktionskurven für trockene und wasserführende Peridotit-Schmelzen und für Hornblenden und Serpentin. Bei den Peridotitkurven handelt es sich um die Soliduskurve und bei den Hornblenden bzw. beim Serpentin um die obere Kurve der Temperaturstabilität. I entspricht dem Verlauf des geothermischen Gradienten der präkambrischen Schilde, II repräsentiert den Verlauf des ozeanischen geothermischen Gradienten (zusammengestellt nach Angaben in W. JOHANNES 1968 und P. J. WYLLIE 1967, 1971)

Zusammenfassend und abschließend wird für den Differentiationsablauf der Kraubather Ultramafite folgendes Modell zur Diskussion gestellt:

In einer ersten dunitisch-peridotitischen quasi-stationären Bildungsphase bildet sich ein „crystal mush“ aus. Dieser „crystal mush“ tendiert zur gravitativen Kristallsaigerung, die (z. B. durch thermische Konvektionen) gestört wird, wodurch sie sich nur höchst unvollständig einstellt. Unter veränderten pT-Bedingungen werden

in einer zweiten Bildungsphase die im interstitialen Restmagma relativ angereicherten Komponenten entlang eines Temperaturgradienten nach außen transportiert. Hier erfolgt dann im Zusammenhang mit der Dislokation des Magmenkörpers die Ausscheidung der hornblendereichen Gesteinstypen. Die Ol-Px-Hornblendite und Px-Hornblendite müssen dabei aufgrund der vorliegenden Paragenesen im Überschneidungsbereich der Hornblendestabilitätskurve und der Soliduskurve eines wasserführenden Peridotites gebildet worden sein. Dadurch ist eine Abschätzung der pT-Bedingungen möglich, unter denen diese Gesteine entstanden. Nach dem Diagramm der Abb. 19 lag die Temperatur dabei um 1000° C und der Druck zwischen 8 und 18 kb, was mit den Bedingungen des Mantels unter der ozeanischen Kruste in Einklang zu bringen ist.

Ein häufiger auftretendes Merkmal der Kraubather Ultramafitite ist die Ausbildung eines gelbbraunen Randes um einen dunklen Gesteinskern. Diese Ränder verlaufen deutlich begrenzt in einer 1 bis 2 cm breiten Zone um den Gesteinskern. Gelegentlich greifen sie auch taschenförmig in den Kern hinein.

F. ANGEL (1964) kommt aufgrund seiner petrographischen Untersuchungen und dem Nachweis derartig ausgebildeter Gesteine in Tiefbauten des Kraubather Ultramafititkörpers zu dem Schluß, daß es sich hierbei um eine hydrothermale Umwandlungserscheinung handelt. Für die vorliegende Arbeit war die Frage nach der Genese dieser Ränder weniger von Bedeutung als vielmehr die Frage, ob zwischen diesen Rändern und den Kernen ein signifikanter Unterschied im Chemismus besteht. Zu diesem Zweck wurden von einer Reihe derartig ausgebildeter Gesteine der Kern- und der Randbereich sorgfältig getrennt und analysiert und ferner diese Werte mit einem Teil des Gesteins verglichen, bei dem diese Trennung nicht vorgenommen worden war. Die Analysenergebnisse sind in Tab. 11 dargestellt.

Tab. 11: Gegenüberstellung der chemischen Zusammensetzung der „Gelbränder“ (R), der dunklen Kerne (K) und des Gesamtgesteins (G).

Gew.-%	37G	37R	37K	58G	58R	58K	70G	70R	70K
SiO <sub>2</sub>	37,49	38,29	37,73	37,32	39,87	37,28	37,47	38,31	37,27
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,35	0,33	0,32	0,33	0,37	0,34	0,38	0,38	0,37
FeO	5,95	6,23	6,19	6,93	7,15	6,71	9,13	8,68	8,48
MnO	0,12	0,11	0,12	0,12	0,12	0,12	0,18	0,16	0,16
MgO	43,28	42,36	43,21	41,67	39,10	41,84	41,23	40,43	41,22
CaO	0,04	0,01	0,06	0,01	0,17	0,03	0,07	0,01	0,05
Cr	0,25	0,40	0,32	0,29	0,30	0,27	0,26	0,51	0,46
Ni	0,29	0,33	0,31	0,18	0,21	0,17	0,17	0,19	0,17
Summe	99,91	100,35	100,55	101,51	101,88	101,16	99,52	99,42	99,43

Gew.-%	73G	73R	73K	106G	106R	106K	109G	109R	109K
SiO <sub>2</sub>	39,35	41,62	39,90	38,03	38,76	37,95	36,74	38,06	36,11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,38	0,50	0,38	0,34	0,32	0,33	0,63	0,55	0,60
FeO	7,26	6,75	7,16	8,13	8,34	8,15	8,14	8,22	8,06
MnO	0,13	0,12	0,13	0,16	0,16	0,16	0,15	0,15	0,15
MgO	41,06	38,04	39,92	42,28	40,92	41,95	40,04	39,03	40,73
CaO	0,20	0,11	0,34	0,19	0,20	0,20	0,13	0,34	0,10
Cr	0,29	0,32	0,23	0,24	0,26	0,24	0,60	0,53	0,62
Ni	0,21	0,20	0,20	0,16	0,17	0,16	0,22	0,22	0,24
H <sub>2</sub> O	11,82	13,02	14,25	10,83	10,89	10,95	12,32	12,05	13,06
Summe	100,70	100,68	100,51	100,36	100,02	100,09	98,97	99,15	99,67

Danach sind keine signifikanten Unterschiede im Chemismus sowohl zwischen der Randzone und dem Kernbereich als auch gegenüber dem Gesamtgestein nachzuweisen. Die bestehenden geringen Differenzen sind nur der Ausdruck von Gesteinsinhomogenitäten im Kleinbereich. In Röntgendiffraktogrammen, die von Pulverpräparaten angefertigt wurden, war der Nachweis von typischen Verwitterungsmineralen nicht zu erbringen.

Verfälschungen des geochemischen Gesamtbildes des Kraubather Ultramafitkörpers sind demnach nicht zu erwarten, wenn derartig ausgebildete Gesteine in die Darstellung miteinbezogen werden.

Die für den Kraubather Ultramafitkörper in seiner Geschichte bedeutendste postmagmatische Entwicklung ist die der Serpentinisierung. Die Auswirkung der Serpentinisierung auf den Pauschalchemismus der Kraubather Ultramafitite ist in den

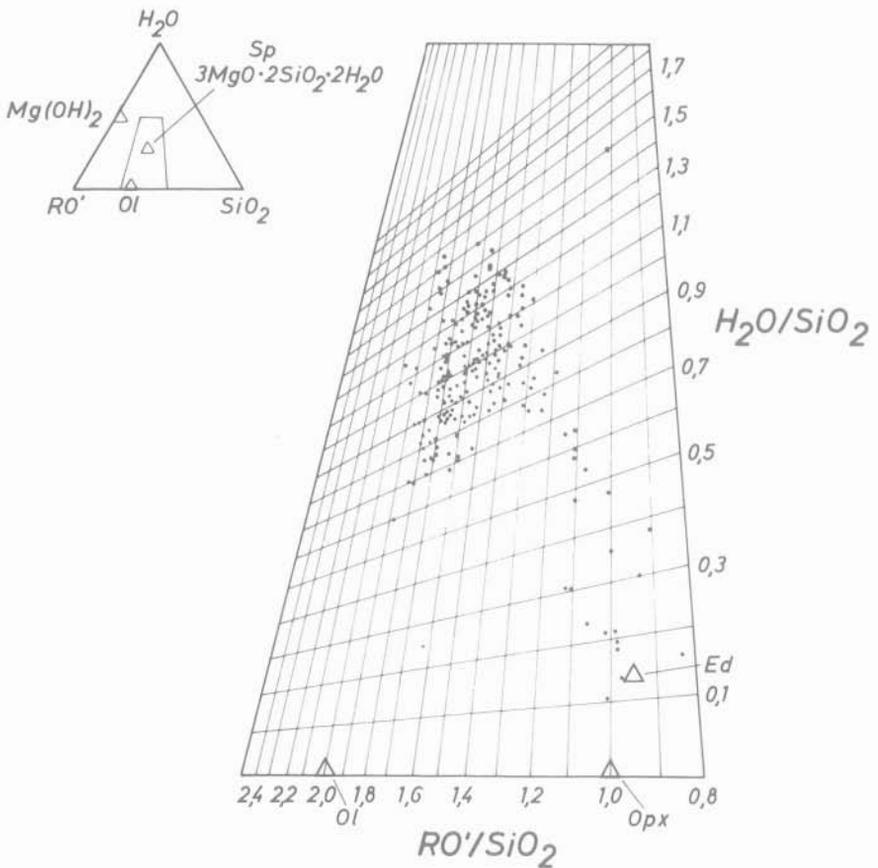


Abb. 20: Diagramm der Mol-Verhältnisse von  $RO'/SiO_2$  und  $H_2O/SiO_2$  der Kraubather Ultramafitite

Diagrammen der Abb. 20 und der Tafel 7 dargestellt. Das von SHTEINBERG vorgeschlagene Diagramm (zit. nach T. P. THAYER 1966 und R. G. COLEMAN & T. E. C. KEITH 1971) ist in seiner Anwendung auf die Kraubather Ultramafitite in der Aussage nicht eindeutig.

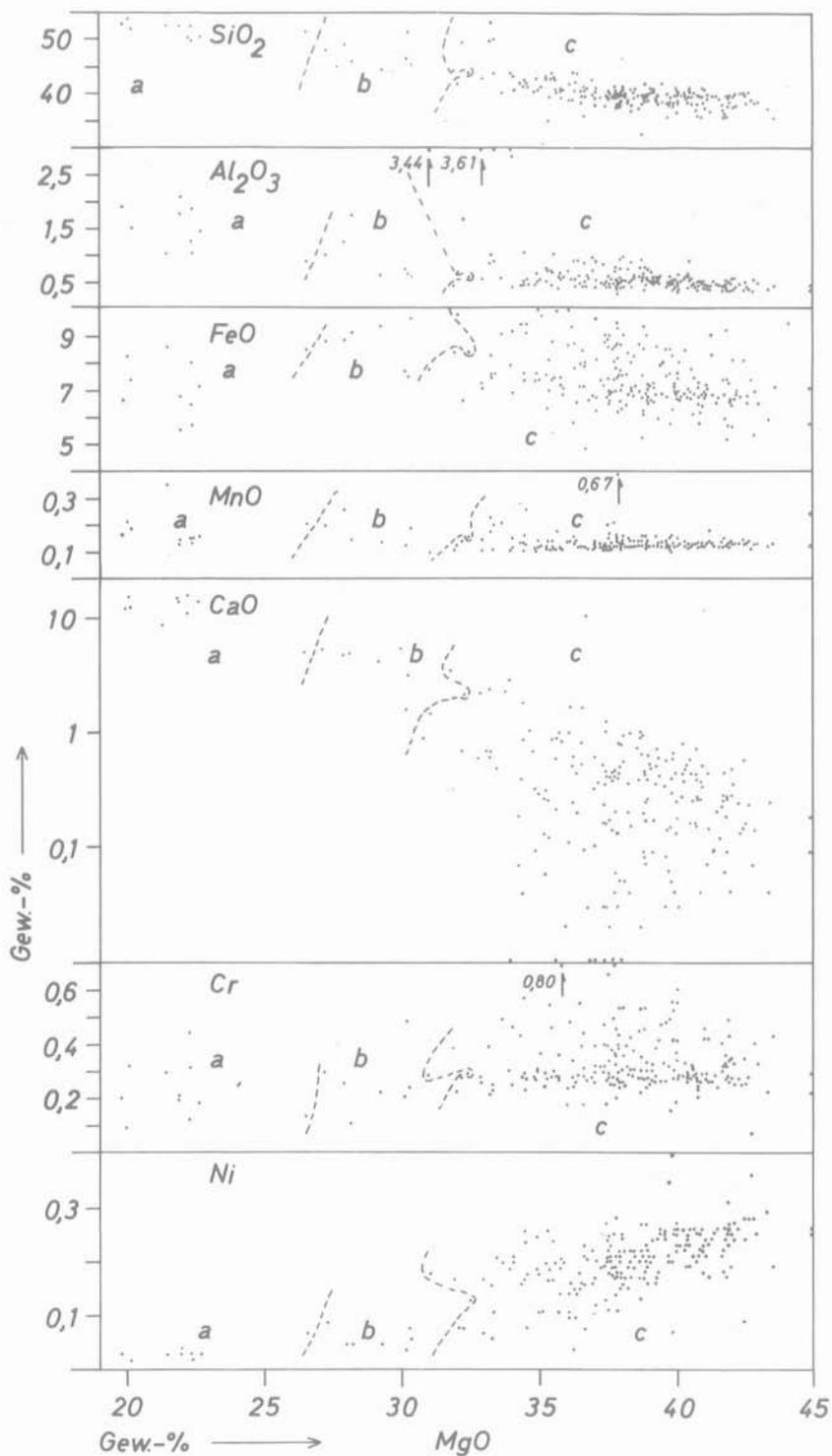
Durch die magmatische Differentiation und die damit verbundene Variation des  $RO'/SiO_2$ -Verhältnisses ( $RO' = \text{Molsumme von } RO' = MgO + FeO + MnO + CaO - Cr_2O_3 - Al_2O_3$ ; gesamtes Fe als FeO) liegt beim Eintragen in das Diagramm  $RO' - SiO_2 - H_2O$  ein ganz natürlich zu erwartender Trend vor. Somit ist von diesem Diagramm her eine Aussage über Stoffwanderungen in Ultramafititen während der Serpentinisierung dann nicht möglich, wenn die primären Variationen des  $RO'/SiO_2$ -Verhältnisses die durch sekundäre Prozesse hervorgerufenen Veränderungen dieses Verhältnisses überlagern.

Diese Darstellungsweise eignet sich nur dann, wenn mit Sicherheit davon ausgegangen werden kann, daß keine primären Variationen vorliegen. Die zur Konstruktion des Diagrammes erforderlichen Molquotienten liefern jedoch Hinweise auf die Serpentinisierungsprodukte. Serpentin der theoretischen Zusammensetzung  $3MgO \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O$  weist ein  $RO'/SiO_2$ -Verhältnis von 1,5 und ein  $H_2O/SiO_2$ -Verhältnis von 1 auf. Bei einem vollständig serpentinisierten Dunit mit Olivinen forsteritischer Zusammensetzung sind also Werte in dieser Größenordnung zu erwarten. Wenn  $H_2O/SiO_2 > 1$  ist, dann muß außer Serpentin noch eine weitere Phase erwartet werden, deren  $H_2O$ -Gehalt über dem des Serpentin liegen muß. Als derartige Phase kommt bei der Serpentinisierung von Peridotiten vor allem Brucit ( $MgO \cdot H_2O$ ) in Frage. J. SCHANTL (1975) konnte im Kraubather Ultramafititkörper erstmals Brucit als gesteinsbildendes und nicht als kluffüllendes Mineral (H. MEIXNER 1938) nachweisen. Somit steht zumindest für einen Bereich des Körpers fest, daß die Serpentinisierung ohne Materialverluste verlaufen ist. Allerdings reicht die Angabe von nur einem Fundpunkt nicht aus, um Rückschlüsse auf den Serpentinisierungsprozeß des gesamten Körpers zu ziehen und damit auch die Frage nach Materialzu- bzw. -abfuhr definitiv zu beantworten.

Eindeutige Aussagen hierüber ergeben sich dagegen aus dem Diagramm der Tafel 7. In diesem Diagramm sind mit Ausnahme von MnO sämtliche im Kraubather Ultramafititkörper von D. PETERSEN-KRAUSS bestimmten Oxide und Elemente gegen den  $H_2O$ -Gehalt aufgetragen. Aus diesem Diagramm ist zu entnehmen, daß zwischen den Oxiden  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$ , FeO, CaO und dem Element Cr gegenüber dem  $H_2O$ -Gehalt keine signifikanten Korrelationen bestehen. Diese Oxide bzw. dieses Element verhielten sich während der Serpentinisierung des Kraubather Ultramafititkörpers „stationär“. Anders hingegen liegen die Verhältnisse für MgO und Ni in den Duniten und Px-Peridotiten dieses Körpers. Beide sind signifikant negativ mit dem  $H_2O$ -Gehalt korreliert ( $MgO, H_2O: r = -0,4575$ ;  $Ni, H_2O: r = -0,2857$ ; Signifikanzgrenze des Korrelationskoeffizienten auf 95%-Niveau:  $r = 0,1399$ ). Es kann also davon ausgegangen werden, daß während der Serpentinisierung des Kraubather Ultramafititkörpers sowohl MgO als auch Ni in gewissem Umfange mobilisiert wurden. Dabei weisen die relativ niedrigen Korrelationskoeffizienten, die nur rund 21% bzw. 8% der Varianz der Daten erklären, und die große Streubreite der Werte

---

Tafel 6: Variationsdiagramm der analysierten Proben aus dem Kraubather Ultramafititkörper: a) Hbl-Pyroxenite, Ol-Px-Hornblendite und Px-Hornblendite; b) Ol-Hbl-Pyroxenite; c) Ol-Pyroxenite, Px-Hbl-Peridotite, Px-Peridotite und Dunit



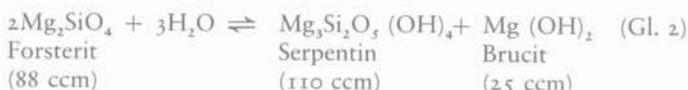
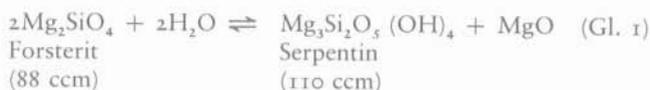
insbesondere für Ni darauf hin, daß zwar eine Materialabfuhr stattgefunden haben muß, diese aber nicht einheitlich homogenisierend wirkte.

Während der Serpentinisierung wird also MgO, zumindest partiell, mobilisiert. Dadurch verschieben sich die primären Fe/Mg-Verhältnisse zu etwas höheren Werten, ohne aber die magmatischen Trends auszulöschen.

Wie J. SCHANTL (1975) zeigte, ist im Kraubather Ultramafitkörper eine Brucitbildung nur dann nachzuweisen, wenn die Gesteine (nach visueller Abschätzung) zu mehr als 50% serpentinisiert sind.

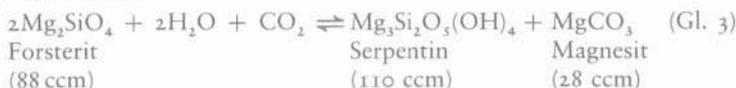
Wie oben gezeigt wurde, ist zumindest MgO partiell während der Serpentinisierung mobilisiert worden. J. SCHANTLS (1975) Beobachtung weist aber deutlich darauf hin, daß die Serpentinisierung der Kraubather Ultramafite ebenfalls zumindest partiell ohne MgO-Mobilisation verlief. Für den Kraubather Ultramafitkörper sind also grundsätzlich zwei verschiedene Reaktionen während der Serpentinisierung aufgetreten: eine ohne MgO-Mobilisation, die von J. SCHANTL (1975) beschrieben wurde, und eine mit MgO-Mobilisation, die aus dem Variationsdiagramm (Abb. 20) abzuleiten ist. Aufgrund dieser Tatsache sind auch die nur relativ niedrigen Korrelationskoeffizienten zu erklären.

Die genannten Reaktionen liefen — am vereinfachten Beispiel eines reinen Forsterites — wie folgt ab (Gl. 1 und 2 nach P. B. HOSTETLER et al. 1966):



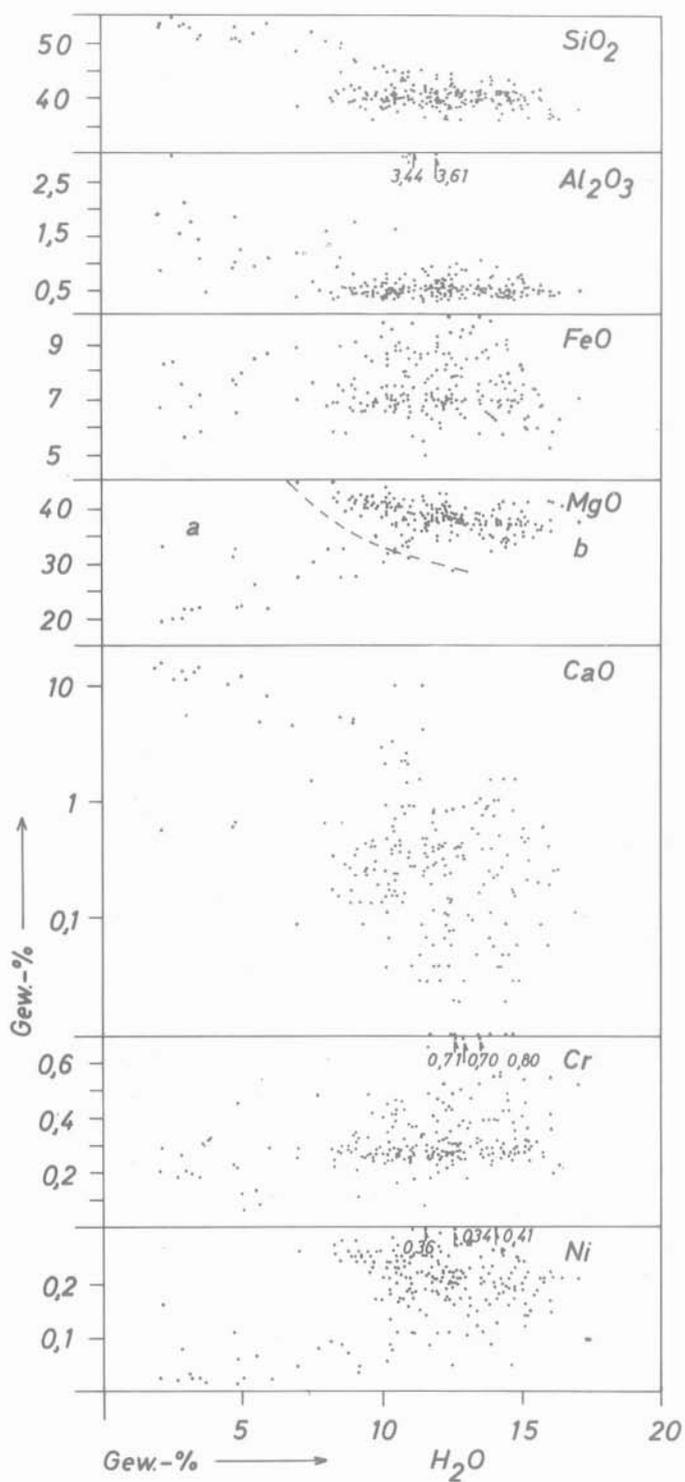
Beide Reaktionen sind mit deutlichen Volumenzunahmen verbunden. Gl. 1 entspricht dabei der Reaktion, die mit einer MgO-Mobilisation verbunden ist, während Gl. 2 bei konstanten MgO-Gehalten abläuft.

In diesem Zusammenhang ist ferner die Beobachtung F. ANGELS (1964: 54) von Bedeutung, welcher in „Chrysotiltapeten“ Magnesit bzw. Dolomit feststellte: „paragenetisch ist Magnesit in diesen Fällen wahrscheinlicher als Dolomit“ (F. ANGEL 1964: 54). Fest steht, daß es sich dabei auf alle Fälle um ein Mg-Karbonat handelt, das genetisch mit dem Chrysotil verknüpft ist. Daneben konnte gelegentlich in Schlifften ebenfalls ein sehr feinkörniges, unregelmäßig verteiltes Karbonat nachgewiesen werden, das genetisch ebenfalls in Beziehung zur Serpentinisierung steht. Aus diesen Beobachtungen ergibt sich, daß während der Serpentinisierung geringe CO<sub>2</sub>-Gehalte zugegen waren. In Gegenwart von CO<sub>2</sub> verläuft die Reaktion Forsterit  $\rightleftharpoons$  Serpentin nach F. J. TURNER & J. VERHOOGEN (1960: 318) unter Volumenzunahme gemäß der Reaktionsgleichung:




---

Tafel 7: Variationsdiagramm SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO, MgO, CaO, Cr und Ni vs. H<sub>2</sub>O sämtlicher aus dem Kraubather Ultramafitkörper analysierter Ultramafite (a = Pyroxen-Hornblendite, Olivin-Pyroxen-Hornblendite, Hornblende-Pyroxenite, Olivin-Pyroxenite, Olivin-Hornblende-Pyroxenite; b = Pyroxen-Peridotite und Dunite)



Nach W. JOHANNES (1967, 1969) ist die Paragenese Serpentin—Magnesit nur dann beständig, wenn der  $\text{CO}_2$ -Gehalt bei Bildung unter 10 Mol-% lag, da bei höheren  $\text{CO}_2$ -Gehalten eine Umwandlung von Serpentin in Magnesit und Quarz bzw. in Magnesit und Talk erfolgt.

Als weiteres Produkt der Serpentinisierung tritt daneben Magnetit infolge der Freisetzung und Oxidation des Eisens aus dem Fayalitanteil der Olivine auf.

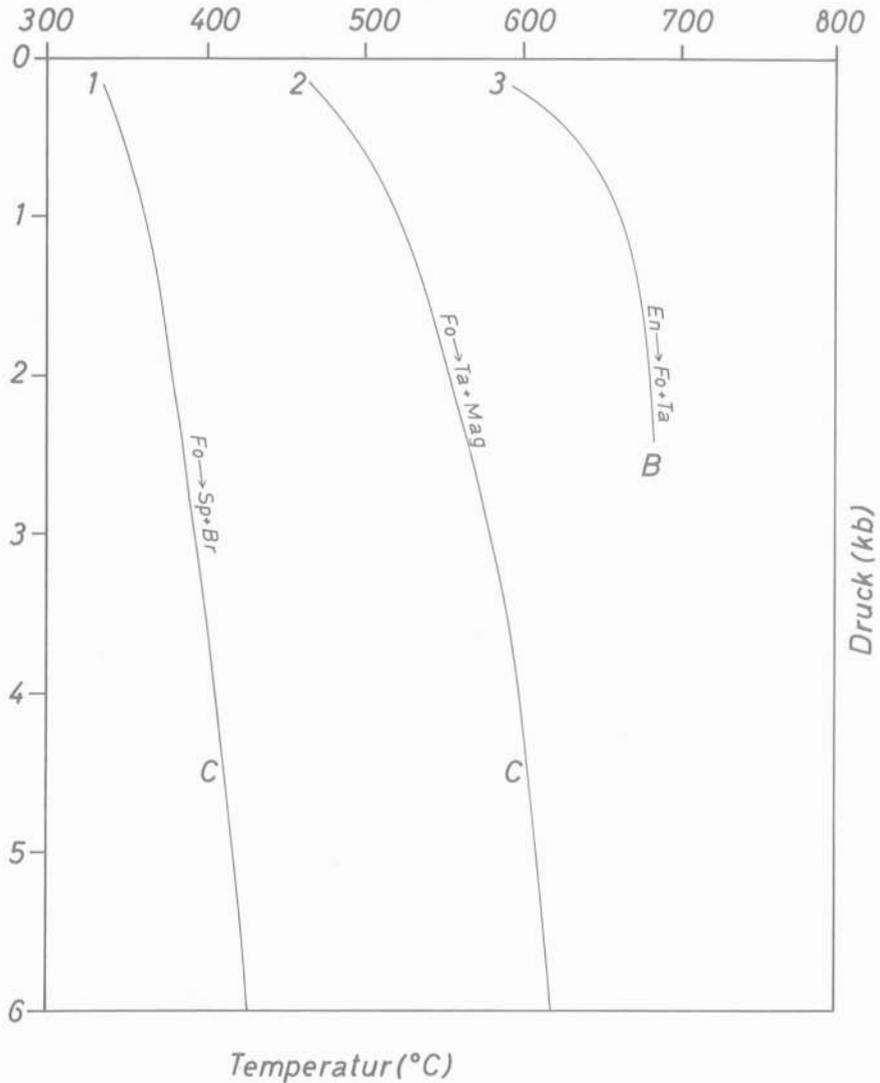


Abb. 21: Experimentell bestimmte Reaktionskurven für das System  $\text{MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O-CO}_2$  und das System  $\text{MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ . Zusammengestellt nach Angaben in N. L. BOWEN & O. F. TUTTLE (1949) und W. JOHANNES (1967, 1968, 1969)

Zusammenfassend dargestellt treten im Kraubather Ultramafititkörper folgende postmagmatische Reaktionen auf, die im Zusammenhang mit dem Aufstieg des Magmatitkörpers zu sehen sind:

- |          |  |       |
|----------|--|-------|
| Olivin   | → Serpentin + Magnetit                   | (I)   |
| Olivin   | → Serpentin + Brucit + Magnetit          | (II)  |
| Olivin   | → Serpentin + Talk + Magnesit + Magnetit | (III) |
| Enstatit | → Serpentin                              | (IV)  |
| Enstatit | → Talk                                   | (V)   |
| Edenit   | → Talk                                   | (VI)  |
| Chromit  | → Chlorit                                | (VII) |

(sämtliche Reaktionen vereinfacht, kompiliert nach F. ANGEL 1964, H. MEIXNER & L. WALTER 1939, J. SCHANTL 1975 und eigenen Untersuchungen).

Einige dieser Reaktionen sind schematisch im pT-Diagramm der Abb. 21 dargestellt. Sie sind zu erwarten, wenn ein Ultramafititkörper vom Mantel in die Kruste aufsteigt, der geringe Mengen an H<sub>2</sub>O und CO<sub>2</sub> enthält bzw. aufnimmt.

Für die Aufklärung der Serpentinisierungsprozesse in einem Ultramafititkörper ist die Klärung der Frage von Interesse, ob es sich dabei um eine Autometasomatose eines primär wasserhaltigen Ultramafititkörpers handelt oder ob das Wasser von außen in den Körper eindrang. F. ANGEL (1964) stellt fest, daß im Kraubather Ultramafititkörper Talk gelegentlich pseudomorph nach Enstatit auftritt. F. J. TURNER & J. VERHOOGEN (1960:320) werten dies als ein Indiz für die Autometasomatose eines Ultramafititkörpers. N. L. BOWEN & O. F. TUTTLE (1949) führen hierzu aus, daß bei einem entsprechenden Fall der Enstatit bei hohen Temperaturen in Talk und Forsterit umgesetzt und mit fallender Temperatur der Forsterit in Serpentin und Brucit umgewandelt wird. Dies sind Reaktionen, wie sie aus dem Kraubather Ultramafititkörper bekannt sind. Ob dieser Vorgang jedoch ausreichte, um den gesamten Körper zu serpentinisieren, erscheint fraglich, zumal der entsprechende Indikator (Talk pseudomorph nach Enstatit) nicht allzu häufig anzutreffen ist. Darüber hinaus weist die Intensität der Serpentinisierung, wie nachfolgend gezeigt wird, eindeutige regionale Trends auf, die in deutlicher Beziehung zur Tektonik des Körpers stehen.

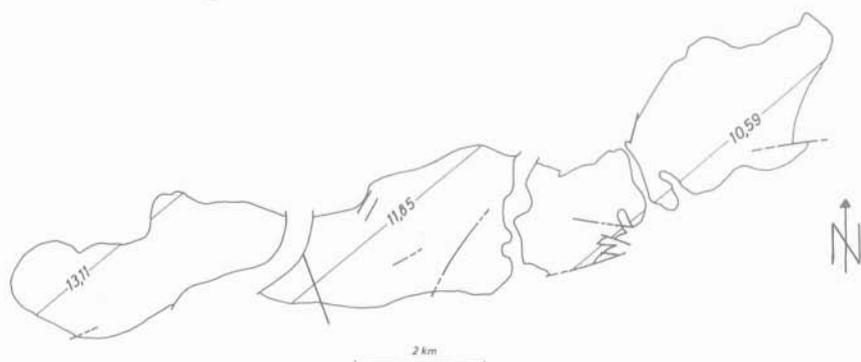


Abb. 22: H<sub>2</sub>O-Trendflächenkarte 1. Grades des Kraubather Ultramafititkörpers (Angaben in Gew.-%)

In Abb. 22 ist die Trendflächenkarte 1. Grades des H<sub>2</sub>O-Gehaltes wiedergegeben. Diese Karte zeigt, daß der Grad der Serpentinisierung — hier ausgedrückt als H<sub>2</sub>O-Gehalt — von NW nach SE abnimmt, die postulierte Reaktionsfront den Körper also

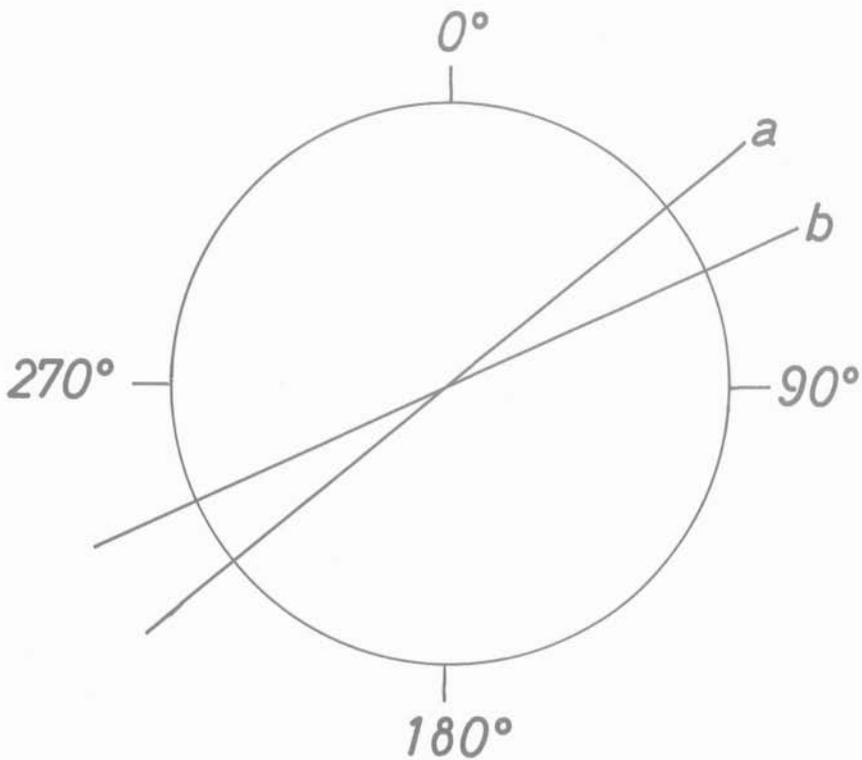


Abb. 23: Gegenüberstellung der Streichrichtung der  $H_2O$ -Isolinien (a) der  $H_2O$ -Trendflächenkarte 1. Grades und der Kleinstörungen (b) im Kraubather Ultramafitkörper.

von NW nach SE mit abnehmender Wirkung durchlief. Das Streichen der  $H_2O$ -Isolinien steht dabei in auffälliger Entsprechung zum Streichen der Kleinstörungen im Kraubather Ultramafitkörper (Abb. 23).

In diesem Zusammenhang ist weiter auffallend, daß das Gestein im NW des Körpers maximal klüftig wird, also in den Bereichen mit den tendentiell höchsten Wassergehalten. Ein quantitativ serpentinisierter Dunit enthält etwa 11 Gew.-% Wasser, deshalb müßte im Bereich westlich der 11,85 Gew.-%- $H_2O$ -Isolinie eine noch wasserreichere Phase vorliegen. Aus genetischen Gründen (vgl. w. o.) käme dabei Brucit in Frage. In diesem Bereich müßte der Körper die relativ größte Volumenzunahme erfahren haben (vgl. Gl. 2). Diese Übereinstimmungen weisen auf einen Zusammenhang zwischen der Serpentinisierung des Kraubather Ultramafitkörpers und dessen tektonischer Entwicklung hin, die nachfolgend modellhaft dargestellt wird:

Nach der magmatischen Entwicklungsphase des Körpers schloß sich während der Dislokation eine erste plastische Verformung und beginnende Autometasomatose an. Der Einbau des Ultramafitkörpers in seine Hüllgesteine erfolgte im „kalten“ Zustand, wie das Fehlen einer metamorphen Temperaturaureole um den Körper zeigt. Dabei wurde das heutige Kluft- und Störungssystem mitangelegt. Bezogen auf die heutige geographische Orientierung des Körpers drangen schwach  $CO_2$ -haltige Wässer in den Magmatitkörper ein. Die mit der Serpentinisierung verbundene

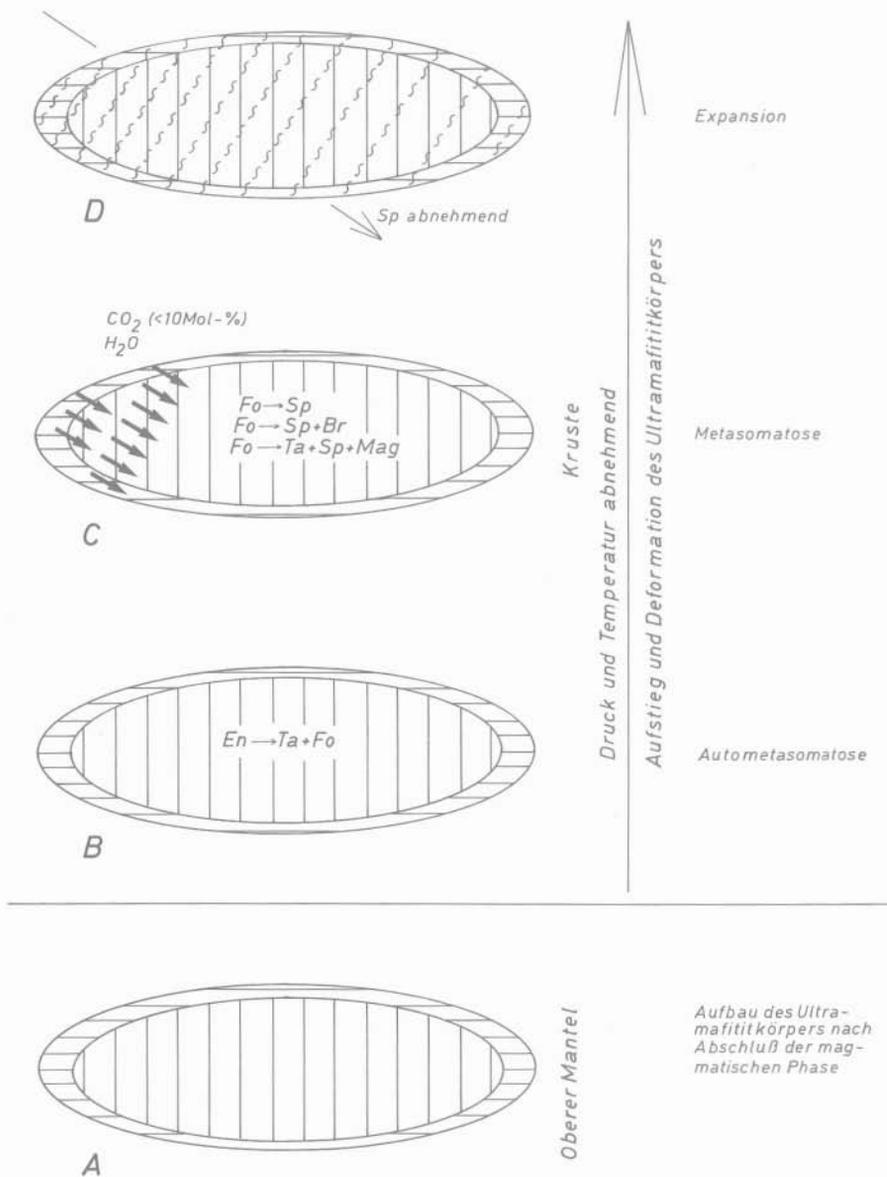


Abb. 24: Schematische Darstellung der Serpentinisierung des Kraubather Ultramafititkörpers (Fo = Forsterit, Sp = Serpentin, Br = Brucit, Ta = Talk, En = Enstatit)

Volumenzunahme führte zum Aufbau beträchtlicher Spannungen im Körper, die erst nach abnehmender Auflast abklagen. Der hier modellhaft beschriebene Vorgang ist in Abb. 24 schematisch dargestellt. Der Serpentinisierungsprozeß der Kraubather Ultramafitite stellt somit einen Vorgang dar, der durch das komplexe Zusammenwirken sowohl von tektonischen als auch mineralogischen Vorgängen bestimmt wurde, wobei sich beide wechselseitig beeinflussen.

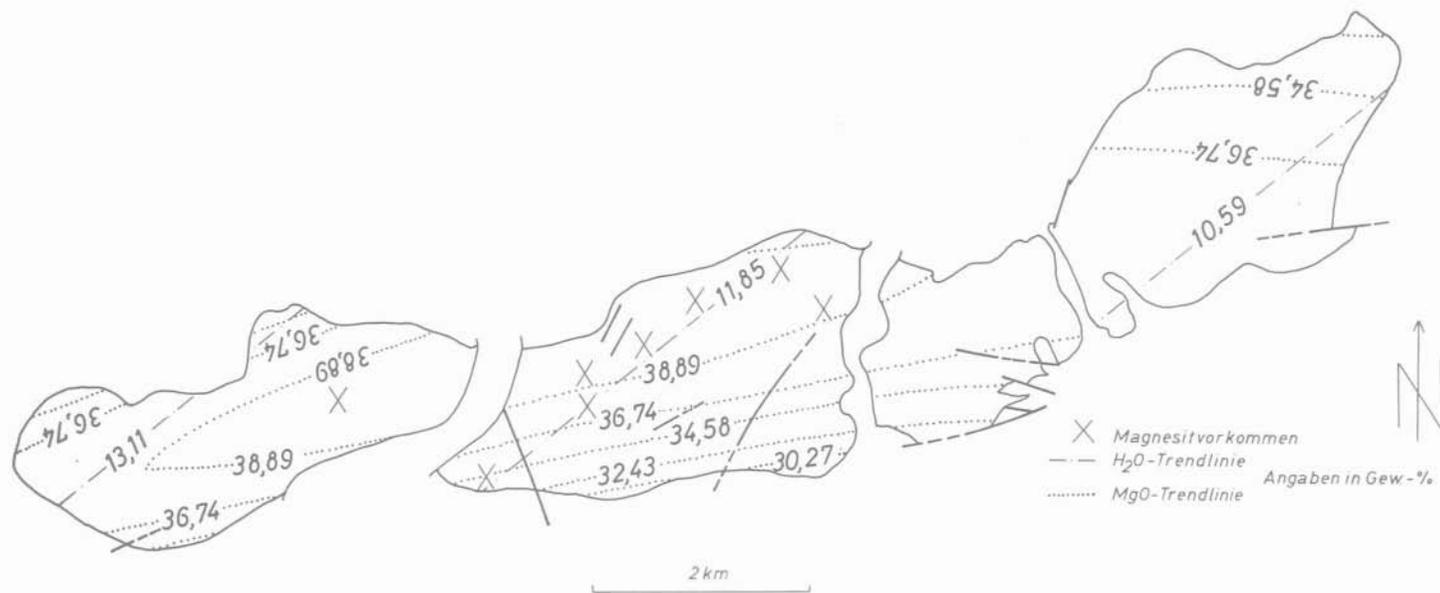


Abb. 25: Beziehung zwischen der Anordnung der Magnesitvorkommen und den MgO- und H<sub>2</sub>O-Gehalten im Kraubather Ultramafitkörper

Eine weitere, schon feldgeologisch auffallende Erscheinung im Kraubather Ultramafitkörper ist das gangförmige Auftreten von mikrokristallinem Magnesit. Diese Vorkommen gaben, wie schon oben erwähnt, in früheren Jahren Anlaß zu einem umfangreichen Abbau, der aber, wie auch schon gesagt, mittlerweile zum Erliegen kam. Die mikrokristallinen Magnesite und die Ausbildung der Lagerstätten waren für eine ganze Reihe weiterer derartiger Vorkommen, die unter dem Schlagwort Magnesitlagerstätten vom Typus Kraubath zusammengefaßt wurden, namensgebend (H. v. BRAUNMÜHL 1930; K. SPANGENBERG 1949). Die im Kraubather Ultramafitkörper auftretenden bedeutenden Magnesitvorkommen liegen mit einer Ausnahme alle etwa entlang einer Linie, die der 11,85 Gew.-%-H<sub>2</sub>O-Isolinie entspricht. Gleichzeitig ist dieser Bereich durch sehr klüftiges Gestein ausgezeichnet und nach der MgO-Trendflächenkarte 2. Grades befinden sich nahezu alle diese Vorkommen in einem Areal, das durch die höchsten MgO-Gehalte gekennzeichnet ist (Abb. 25).

Die nahezu lineare Anordnung dieser Vorkommen im Kraubather Ultramafitkörper ist somit durch zwei wesentliche Voraussetzungen für die Magnesitbildung bedingt:

- a) optimale Wegsamkeit des Gesteins infolge der Klüftigkeit schafft die Voraussetzung für den Transport der während der Magnesitbildung freigesetzten Kationen und
- b) magnesiumreiche Minerale (Serpentin) in entsprechender Konzentration, die unter Einwirkung CO<sub>2</sub>-reicher Lösungen instabil werden.

Über die Genese der Kraubather Magnesitlagerstätte bestehen unterschiedliche Auffassungen: so nimmt E. CLAR (1928) und mit ihm F. ANGEL (1964) eine azzendente Magnesitbildung an, während I. LESKO (1972) eine deszendente Genese vertritt. Auf die Genese der Kraubather Magnesite soll hier nur insoweit eingegangen werden, als an diesem Beispiel gezeigt werden kann, wie durch das Zusammenwirken chemischer und tektonischer Vorgänge (Serpentinisierung des Ultramafitkörpers) die Voraussetzungen zur Bildung einer Lagerstätte geschaffen werden, ohne daß dabei diese Vorgänge schon der unmittelbare Auslöser der Lagerstättenbildung sind.

Somit ergibt sich folgende Zusammenfassung der hinsichtlich Element- und Mineralverteilung im Kraubather Ultramafitkörper wichtigsten Ergebnisse und Schlußfolgerungen aus Geochemie, Ausscheidungsabfolge und Serpentinisierung:

Durch Doppelbeprobung und durch unterschiedliche Analysemethoden (Atomabsorptionsspektrometrie und Röntgenfluoreszenzanalyse) kann gezeigt werden, daß sowohl während der Beprobung des Körpers als auch bei der Analyse der Gesteinsproben keine systematischen Fehler gemacht wurden. Unterschiede, die zwischen den beiden unabhängigen Probenserien auftreten, sind durch lokale — geologische — Inhomogenitäten des Kraubather Ultramafitkörpers bedingt.

MgO und Ni weisen im Nordteil des Körpers die höchsten Konzentrationen auf. Von diesem Zentrum maximaler Konzentrationen aus nehmen MgO und Ni konzentrisch nach außen ab. Während Ni mit MgO deutlich positiv korreliert ist, weist Cr keine signifikanten Korrelationen zu MgO auf.

Im Verlauf der Serpentinisierung werden MgO und Ni partiell mobilisiert. Dabei sind drei Fälle zu unterscheiden: einmal wird Magnesium tatsächlich abgeführt, zum anderen kann das bei der Serpentinisierung freigewordene Magnesium unmittelbar wieder als Brucit ausgeschieden werden oder auch, wenn geringe CO<sub>2</sub>-Gehalte (10 Mol-%) zugegen waren, im Magnesit, der dann dispers im Gestein verteilt ist, gebunden werden.

Für  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{CaO}$  und  $\text{Cr}$  sind keine Mobilisationen als Folge der Serpentinisierung nachzuweisen.

Die Verknüpfung der Lage der alten Magnesitbergbaue mit dem Maximum der  $\text{MgO}$ -Konzentration, maximaler Serpentinisierung sowie einer maximalen Zerklüftung des Gesteins in diesem Bereich wird aufgezeigt.

## Neue Möglichkeiten einer Nutzung der Ultramafitite

Hat somit, wie gezeigt werden konnte, die geochemische Untersuchung im betrachteten Bereich hauptsächlich metamorphe Peridotite und Dunite (nach einer anderen Nomenklatur „depleted ultramafics“) nachweisen können, so gelten nun weitere Überlegungen der Nutzbarmachung dieser Gesteine.

In dieser Arbeit wurde schon erwähnt, daß die seinerzeit auf  $\text{Cr}$ - und  $\text{Fe}$ -Erze sowie auf Magnesit betriebenen Bergbaue heimgesagt wurden. Ein Wiederaufleben bergmännischer Tätigkeiten ist angesichts der heutigen Anforderungen an Lagerstätten derartiger Rohstoffe wohl nur unter Anwendung neuer Techniken denkbar. Als möglicherweise geeignete neue Verarbeitungsmethoden bieten sich naßmetallurgische Verfahren an.

In der Vorbemerkung wurde bereits dargelegt, welche chemischen Parameter die Qualität ultramafischer Gesteine im Hinblick auf eine naßmetallurgische Nutzung bestimmen. Wenn man davon ausgehen kann, daß das Verhältnis des  $\text{MgO}$  zur Summe von  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  und  $\text{MnO}_2$  im Vergleich zu anderen derartigen Gesteinen als günstig anzusehen ist, so verbleiben für die weitere Betrachtung

- a) der Wert für  $\text{CaO} + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ ,
- b) der  $\text{MgO}$ -Gehalt,
- c) der  $\text{Ni}$ -Gehalt,
- d) die Frage nach nachgewiesenen Lagerstättenvorräten in der Größe von mindestens 10,5 Mill. Tonnen.

Was den zuerst angeführten Wert betrifft, so ergaben die chemischen Analysen, daß in der Kraubather Masse für eine künftige Nutzung nur (mehr oder minder serpentinisierte) Dunite und Pyroxen-Peridotite in Frage kommen, wobei allerdings festgestellt werden muß, daß für entsprechend große Bereiche die Werte über 1,0% liegen. Es wurden daher in der Abb. 26 alle Gebiete ausgeschieden, die einen  $\text{CaO}$ -Gehalt (die Werte für  $\text{K}_2\text{O}$  und  $\text{Na}_2\text{O}$  können hier völlig vernachlässigt werden) von gleich oder weniger als 1,29% aufweisen. Wie die genannte Darstellung veranschaulicht, zeigt ein Großteil des untersuchten Raumes derartige  $\text{CaO}$ -Werte.

Der  $\text{MgO}$ -Gehalt der Dunite und Pyroxen-Peridotite ist naturgemäß sehr hoch, weshalb in der Abb. 26 nur die höchstwertigen Gebiete, nämlich solche mit einem Gehalt von gleich oder mehr als 42,60%  $\text{MgO}$  hervorgehoben wurden. Es zeigt sich, daß vor allem das Gebiet um den Augraben, ein kleiner Abschnitt im Sommergraben, der Raum Lichtensteinerberg-Nissenberg (bis in den Lobminggraben), die Hinterlobming und ein eng begrenzter Bereich nordöstlich des Schrakogelgipfels derartig hohe Gehalte aufweisen.

Hinsichtlich des Nickelgehaltes (von über 0,2%) kommen die gleichen, eben genannten Gebiete in Frage, es zeigen darüber hinaus aber noch weitere Areale, wie die Räume um den Wintergraben und den Schrakogel, entsprechende Werte.

Aus einer synoptischen Darstellung, wie sie etwa die Abb. 26 ist, kommt sehr gut zum Ausdruck, daß im Hinblick auf alle an den Chemiesmus der Ultramafitite gestellten Anforderungen im Bereich östlich der Mur zwei Räume hervorstechen:

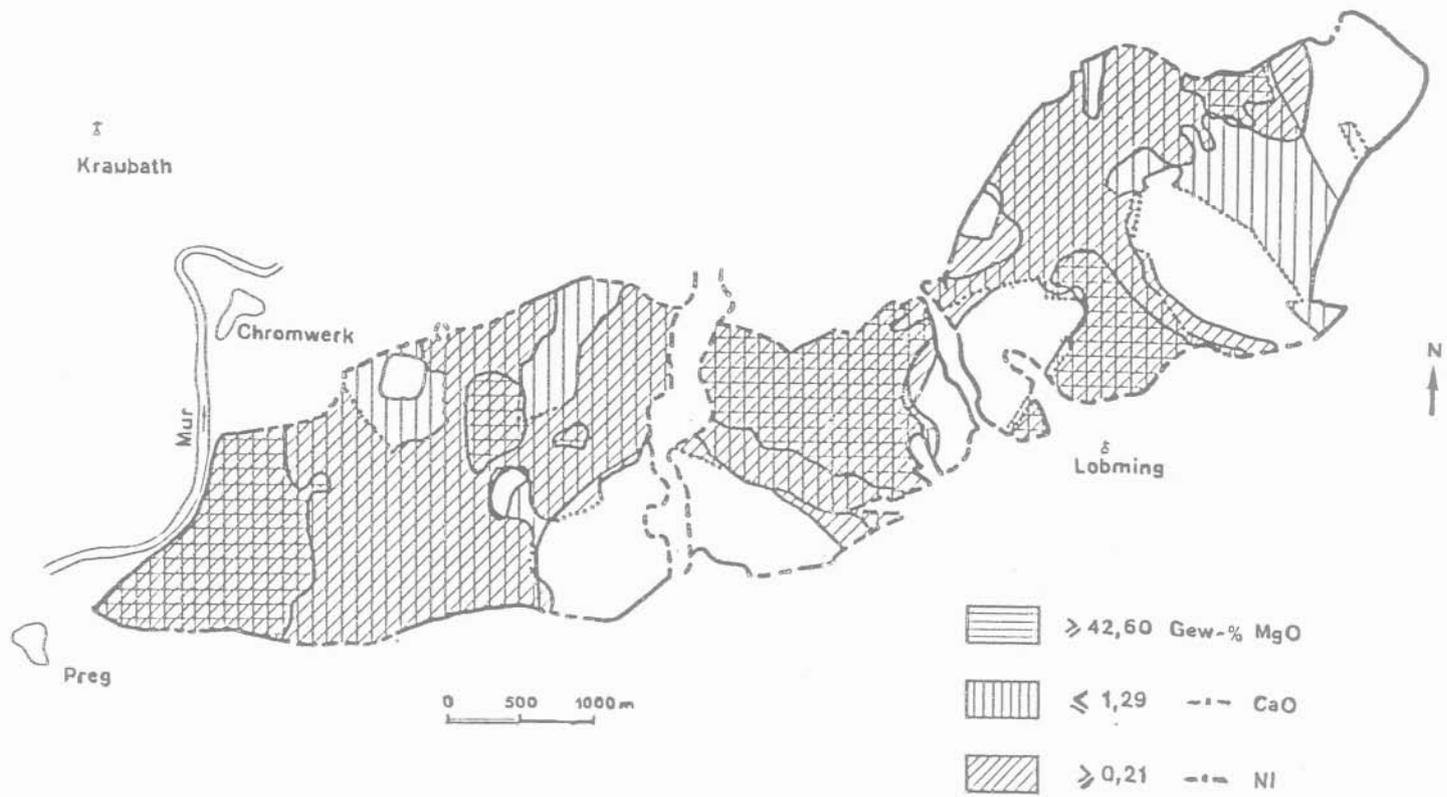


Abb. 26: Synoptische Kartenskizze: Elementverteilung im Kraubather Ultramafitkörper östlich der Mur

- a) im Westen das Gebiet zwischen dem Pöllerberg im Norden (über den Aufragen) bis zur Südgrenze des Kraubather Ultramafitkörper;
- b) in der Mitte das Gebiet zwischen dem Tertiär des Lichtensteinerberges und dem Lobminggraben im Osten, also — vereinfachend gesagt — etwa der mittlere Abschnitt des Tanzmeistergrabens.

Da im zuerst genannten Raum mit dem Pregerbruch bereits ein Betrieb mit einem anderen Unternehmensziel (Gewinnung von Hartgesteinen) besteht, kommt für eine künftige naßmetallurgische Nutzung in erster Linie der oben an zweiter Stelle genannte Bereich (um den Tanzmeistergraben) in Betracht. Beiden Gebieten sind die augenscheinlich weit über die geforderten Lagerstättenvorräte hinausgehenden Substanzmengen gemein.

Wie anschaulich aus der Abb. 3 hervorgeht, zeigt der in Betracht kommende Teil des Tanzmeistergrabens an photogeologisch auswertbaren tektonischen Strukturen vor allem Kluftsysteme in NW-SE, NE-SW und WNW-ESE bis E-W. In den beiden zuerst genannten Richtungen verlaufen auch der Lobming- und der oberste (südlichste) Teil des Tanzmeistergrabens bzw. der größte Abschnitt des zuletzt genannten Grabens. Beide Täler scheinen dabei, ohne daß dies wegen der schlechten Aufschlußverhältnisse unmittelbar nachweisbar wäre, Störungslinien zu folgen, die sich vielleicht auch in der vorherrschenden Klüftung widerspiegeln (Abb. 2). Die beiden nun in Rede stehenden Kluftrichtungen gehen auch aus dem Gefügediagramm 8 auf Tafel 1 hervor. Die beiden Polmaxima dieses Diagramms aus dem unteren Tanzmeistergraben liegen relativ flach in SW bzw. ESE. Die meisten Klüfte stehen also in diesem Bereich steil bis saiger. Diese Tatsachen wird man bei einer eventuellen Tagbauplanung beachten müssen.

Auf Grund der vorliegenden geologischen und chemischen Untersuchungen wurden, um gegebenenfalls vertikale Elementverschiebungen nachweisen zu können, zunächst vier Bohrungen (à 90 m) im höffigsten Raume (Lichtensteinerberg-Tanzmeistergraben) vorgeschlagen, die inzwischen auch niedergebracht wurden. Über die Ergebnisse der Kernausswertung wird möglicherweise gesondert berichtet werden können. Nach der Untersuchung der ersten Bohrung kann hier nur soviel gesagt werden, daß die analytischen Werte völlig im Erwarteten liegen.

Vom Chemismus her kommen für eine naßmetallurgische Verwertung nur Kraubather Dunite (Gesteinstyp A der Tab. 9) und Pyroxen-Peridotite (Typ B) in Betracht. Unter Zugrundelegung der mittleren Gesteinszusammensetzung dieser beiden Typen gemäß der Tabelle 9 ergeben sich bei der Verarbeitung von 350.000 t (= eine vorgesehene Jahresförderung) annähernd folgende Produktmengen:

MgO	135.000—145.000 t
SiO <sub>2</sub>	125.000—140.000 t
Cr	1.150— 1.200 t
Ni	665— 735 t.

Dabei sind bei Anwendung naßmetallurgischer Verfahren (z. T. nach Auskunft M. J. RUTHNERS, Wien) im einzelnen folgende Produkte zu erwarten:

- A) HCl-unlösliche Bestandteile (diese umfassen etwa 60—65% des Ausgangsmaterials und fallen entweder als Steinmehl — Korngröße: < 0,1 mm — oder als Steinsand an): Serpentin, Chromit (und andere Spinelle), Rutil usw.

Vom Steinmehl bzw. -sand kann folgender Chemismus erwartet werden:

SiO <sub>2</sub>	90	—94	Gew.-%
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,5	— 3,0	Gew.-%
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,3	— 4,0	Gew.-%
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,5	— 3,0	Gew.-%

CaO	0,05 — 0,6	Gew.-%
MgO	0,4 — 6,0	Gew.-%
Ni	0,01 — 0,1	Gew.-%
Co	0,001 — 0,01	Gew.-%

Dazu ist noch ein Schüttgewicht von 1 kg/l und eine spezifische Oberfläche von 50 bis 150 m<sup>2</sup>/g wahrscheinlich.

## B) HCl-lösliche Bestandteile

### 1) Rotschlamm der Zusammensetzung

Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	80 — 95	Gew.-%
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5 — 15	Gew.-%
MnO <sub>2</sub>	0,5 — 2,0	Gew.-%

### 2) NiO, CoO

Ni(+Co)	99,4 — 99,6	Gew.-%
MgO	0,02 — 0,04	Gew.-%
Al	bis 100 ppm	
Fe	bis 100 ppm	
Mn	bis 100 ppm	
H <sub>2</sub> O-lösliche Salze	0,25 — 0,35	Gew.-%
HCl-unlösliche Bestandteile	0,01 — 0,05	Gew.-%

### 3) MgO

MgO	max. 99,4 — 99,6	Gew.-%
	(realistischer:	
	98,5 — 99,0	Gew.-%)
SiO <sub>2</sub>	0,03 — 0,05	Gew.-%
TiO <sub>2</sub>	0,01	Gew.-%
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02 — 0,05	Gew.-%
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02 — 0,05	Gew.-%
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,001	Gew.-%
CaO	0,1 — 0,3	Gew.-%
Na <sub>2</sub> O	bis 0,05	Gew.-%
K <sub>2</sub> O	bis 0,05	Gew.-%
B <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	bis 0,01	Gew.-%
MnO <sub>2</sub>	0,02 — 0,04	Gew.-%

Es soll nicht unerwähnt bleiben, daß selbstverständlich neben der hydrometallurgischen Verwertung der Ultramafite diese auch weiterhin zur Gewinnung hochwertiger Straßenbau- und Gleisbettungsstoffe sowie von Feuerfestprodukten dienen können.

Grundsätzlich können für die Produktion feuerfester Materialien (Gießereisande usw.) alle Gesteine mit einem Olivinegehalt von mindestens 90% bei einem Fayalitanteil von weniger als 8% herangezogen werden, wobei das Molverhältnis MgO : SiO<sub>2</sub> über 1,8 : 1 liegen soll. Dieses (M/S-)Verhältnis und der Glühverlust sind die wichtigsten Bestimmungsmerkmale für den technischen Wert olivinreicher Rohstoffe (dazu: W. BAUMGART 1971).

188 Analysen serpentinisierter Kraubather Ultramafite zeigten durchschnittlich einen Glühverlust von 11,49% (s : 2,96) und ein M/S-Verhältnis von 1,38 (s : 0,25), davon 169 Analysen ein mittleres M/S-Verhältnis von 1,45 (s : 0,15 bei Extremwerten von 1,06 und 1,80). Diese Werte liegen weit unter den von W. BAUMGART (1971) geforderten. Praktische Versuche und ein Werk im Lobmingtal haben aber bewiesen,

daß manche Kraubather Gesteinstypen trotzdem in bestimmten Anwendungsbereichen der Feuerfesttechnik einsetzbar sind.

Abschließend und zusammenfassend kann somit festgestellt werden, daß Kraubather Ultramafitite (Dunite, Pyroxen-Peridotite) unter den eingangs angegebenen Voraussetzungen und unter der Bedingung, daß — wie dies seinerzeit den Verfassern angegeben wurde — die naßmetallurgische Verarbeitung keine Schwierigkeiten bereite und daß (möglichst) alle dabei anfallenden Produkte marktfähig sind, als für eine integrierte Nutzung interessante Rohstoffe angesehen werden können. Vom geowissenschaftlichen Standpunkt aus bietet sich als günstigstes Zielgebiet für weitere Erkundungsarbeiten ein Teil des Tanzmeistergrabens an.

### Schrifttum

- ANGEL, F. (1938): Der Kraubather Olivinfels- bis Serpentinkörper als Glied der metamorphen Einheit der Gleinalpe. — Fortschr. Min., 23, XC—CIV.  
— (1964): Petrographische Studien an der Ultramafit-Masse von Kraubath (Steiermark). — Joanneum, Min. Mittbl., 2, 1—125.  
BAUMGART, W. (1971): Die technische Verwendung von Olivingestein. — Haus der Technik, Vortragsveröffentlichung, 273, 43—46.  
BOWEN, N. L. & TUTTLE, O. F. (1949): The system  $MgO-SiO_2-H_2O$ . — Bull. geol. Soc. Am., 60, 430—460.  
BRAUNMÜHL, H. v. (1930): Über die Entstehung der Lagerstätten dichten Magnesits vom Typus Kraubath. — Archiv Lagerstättenforsch., 45, 87 p.  
BURGER, H. & SKALA, W. (1978): Die Untersuchung ortsabhängiger Variablen: Modelle, Methoden und Probleme. — Geol. Rundsch., 67, 823—839.  
CLAR, E. (1928): Mikroskopische Untersuchungen an der Magnesitlagerstätte von Kraubath in Steiermark. — Z. prakt. Geol., 36, 7, 97—102.  
— (1929): Über die Geologie des Serpentinstockes von Kraubath und seiner Umgebung. — Mitt. Naturw. Ver. Stmk., 64/65, 178—214.  
—, FRIEDRICH, O. M. & MEIXNER, H. (1964): Steirische Lagerstätten. — Fortschr. Min., 42, 1, 173—183.  
COLEMAN, R. G. & KEITH, T. E. C. (1971): A chemical study of serpentinization — Burro Mountain, California. — J. Petrol., 12, 311—328.  
DAVIS, J. C. (1973): Statistics and data analysis in geology. — 550 p., John Wiley & Sons Inc., New York, London, Sydney, Toronto.  
FRIEDRICH, O. M. (1970): Aufbereitungsproben, Ni-Kraubath, Texte zu den Lichtbildern. — 32 Abb. mit Erläuterungen, unveröffentlicht.  
GREEN, D. H. (1964): The petrogenesis of the high temperature peridotite intrusion in the Lizard area, Cornwall. — J. Petrol., 5, 134—188.  
HADITSCH, J. G. (1979): Erze, feste Energierohstoffe, Industriemineralien, Steine und Erden. — In: Grundlagen der Rohstoffversorgung, 2: Lagerstätten fester mineralischer Rohstoffe in Österreich und ihre Bedeutung, 5—45, Bundesministerium für Handel, Gewerbe und Industrie, Wien.  
— (1980): Nickelführende Ultramafitite Österreichs unter besonderer Berücksichtigung einer naßmetallurgischen Verwertung der Dunite und Peridotite von Kraubath. — Schriftenreihe GDMB, 35, 95—118 (1980 a).  
— (1980): Geological and Geochemical Investigation of the Kraubath Ultramafic Massif (Styria, Austria). — 8th Int. Geochem. Expl. Symp., Hannover, Excursion Guide, 15 p. (1980 b).  
— (1981): Geowissenschaftliche Dokumentation des Kraubather Ultramafitites. — In Vorbereitung.  
— & YAMAC, Y. (1976): Geologische Übersichtsaufnahme des Kraubather Ultramafititkörpers östlich der Mur. — Unveröffentl. Karte 1:25.000.  
—, MATAUSCHEK, J., STERK, G. & WALTER, E. (1978): Rohstoffsicherung und Rohstofforschung in Österreich. — BHM., 123, 10, 348—353.  
HAUSER, A. & URREGG, H. (1948): Die Serpentine Steiermarks. — In: Die bautechnisch nutzbaren Gesteine Steiermarks, 1, 1—39.  
HERTOGEN, J. & GIJBELS, R. (1967): Calculations of trace element fractionation during partial melting. — Geochim. Cosmochim. Acta, 40, 313—322.

- HISSLLEITNER, G. (1953): Der magmatische Schichtbau des Kraubather chromerzführenden Peridotitmassivs. — *Fortschr. Miner.*, 32, 75—78.
- HOSTETLER, P. B., COLEMAN, R. G., MUMTON, R. A. & EVANS, B. W. (1966): Brucite in Alpine Serpentinities. — *Am. Miner.*, 51, 95—98.
- IRVINE, T. N. (1975): Crystallization sequences in the Muskox intrusion and other layered intrusions — II. Origin of chromitite layers and similiar deposits of other magmatic ores. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, 39, 991—1020.
- JAHNS, R. H. (1955): The study of pegmatites. — In: pt. 2 of A. M. BATEMAN, ed., *Econ. Geol.* 50th anniv. vol., 1020—1130.
- (1956): Resurgent boiling and the formation of magmatic pegmatites. — *Bull. Geol. Soc. Am.*, 67, 1172 (Abstr.).
- & BURNHAM, C. W. (1961): Experimental studies of pegmatite genesis: A model for the crystallization of granitic pegmatites. — *Geol. Soc. Am. Spec. Paper*, 68, 206 (Abstr.).
- JOHANNES, W. (1967): Zur Bildung und Stabilität von Forsterit, Talk, Serpentin, Quarz und Magnesit im System  $MgO-SiO_2-H_2O-CO_2$ . — *Contr. Mineral. Petrol.*, 15, 233—250.
- (1968): Experimental investigations of the reaction Forsterit +  $H_2O$  = Serpentin + Brucit. — *Contr. Mineral. Petrol.*, 19, 309—315.
- (1969): An experimental investigation of the system  $MgO-SiO_2-H_2O-CO_2$ . — *Am. J. Sc.*, 267, 1083—1104.
- JOHANNING, H. (1966): Die Verwendung von geochemischen Leitelementen — ein Beitrag zur Klärung der geologischen Stellung des Bärhalde-Granites (Südschwarzwald). — *Diss.* (Auszug), TH München, 76 p.
- JUNK, A. (1978): Einrichten eines Röntgenfluoreszenzspektrometers: Teil 1: Kriterien zur Auswahl geeigneter Probensätze für die quantitative Röntgenfluoreszenzanalyse. Teil 2: Geochemische Untersuchung der Hauptelemente in Basalten und ultramafischen Einschlägen des Westerwaldes. — Unveröffentl. Diplomarbeit, 135 p., Univ. Frankfurt am Main.
- KESSON, S. E. (1973): The primary geochemistry of the Monaro alkaline volcanics southeastern Australia — Evidence for Upper Mantle heterogeneity. — *Contr. Mineral. Petrol.*, 42, 93—108.
- KRAUSS, D. (?): I. Zwischenbericht zur geochemischen Analyse der Gesteine des Serpentinorkommens südlich von St. Stefan ob Leoben (Steiermark) im Rahmen des Programms „Rohstoffsicherung der Steiermark, Teilprojekt Kraubath“. Die Gehalte und die Verteilung der Elemente Mg, Fe, Ca und Ni. — Unveröffentl., 6 p., 7 Abb., 3 Tab.
- KRUMBEIN, W. C. & GRAYBILL, F. A. (1965): An introduction to statistical models in geology. — Mac Graw Hill, New York.
- LACHANCE, G. R. & TRAILL, R. J. (1966): A practical solution to the matrix problem in X-ray analysis. Part 1: Method. — *Can. Spectr.*, 11, 43—48 (1966 a).
- & TRAILL, R. J. (1966): A practical solution to the matrix problem in X-ray analysis. Part 2: Application to a multicomponent alloy system. — *Can. Spectr.*, 11, 61—75 (1966 b).
- LESKO, I. (1972): Über die Bildung von Magnesitlagerstätten. — *Mineral. Deposita*, 7, 61—72.
- LONEY, R. A., HIMMELBERG, G. R. & COLEMAN, R. G. (1971): Structure and petrology of the alpine-type peridotite at Burro Mountain, California, U.S.A. — *J. Petrol.*, 12, 245—309.
- LUCAS-TOOTH, H. J. & PRICE, B. J. (1961): A mathematical method for investigations of interelement-effects in X-ray fluorescent analysis. — *Metallurgia*, 383, 149—152.
- MCINTIRE, W. L. (1963): Trace element coefficients — a review of theory and applications to geology. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, 27, 1209—1264.
- MEIXNER, H. (1938): Kraubather Lagerstättenstudien I. — *Zbl. Miner. etc.*, A, 1, 5—19 (1938 a).
- (1938): Kraubather Lagerstättenstudien III. — *Zbl. Miner. etc.*, A, 4, 115—120 (1938 b).
- (1953): Die Minerale aus dem Dunitserpentin von Kraubath (Steiermark). — *Joanneum, Min. Mittbl.*, 1, 21—23.
- (1959): Kraubather Lagerstättenstudien. V. Die Nickelmineralisation im Kraubather Serpentinegebiet. — *BHM.*, 104, 4, 83—87.
- & WALTER, L. (1939): Die Minerale des Serpentinegebietes von Kraubath (Obersteiermark). — *Fortschr. Miner.*, 23, LXXXI—LXXXIX.
- MÜLLER, R. (1939): Plan zur Nickelgewinnung im Gau Steiermark. — Unveröffentl., 6 p.
- MÜLLER, R. M. (1948): Versuche zur Aufbereitung von Magnesiummineralien für die Magnesiumherzeugung. — *BHM.*, 93, 8/11, 156—160.
- (1950): Versuche zur Verwertung serpentinisher Gesteine für die Nickelgewinnung. I. Der Nickelgehalt der Serpentinite und der aus diesen entstandenen Verwitterungsprodukte. — *BHM.*, 95, 4, 76—79. — II. Die thermische Reduktion von Serpentiniten und ihren Verwitterungsprodukten. — *BHM.*, 95, 7, 129—132, 155—161.

- , HESSE, W. & SINIGOI, F. (1951): Die Aufbereitung von Serpentiniten und ihren Verwitterungsprodukten durch Säurelaugung. — Versuche zur Verwertung serpentinitischer Gesteine für die Nickelgewinnung. III. — BHM., 96, 10, 209—214.
- PETERSEN-KRAUSS, D. (1978): II. Zwischenbericht zur geochemischen Analyse der Gesteine des Serpentinivorkommens südlich von St. Stefan ob Leoben (Steiermark) im Rahmen des Forschungsprogramms „Rohstoffsicherung der Steiermark, Teilprojekt Kraubath“, zur Vorlage bei der Landesregierung Steiermark. — Unveröffentl., 11 p., 5 Abb., 5 Tab.
- (in Vorber.): Geochemische und petrographische Untersuchungen im Kraubather Ultramafitkörper (Steiermark, Österreich).
- ROBITSCH, J. (1938): Kraubater Serpentin Bemusterung 1938. — Unveröffentl. Karte 1:25.000.
- ROST, F. (1967): Zur faziellen Einstufung österreichischer Peridotite. — Joanneum, Min. Mittbl., 1/2, 92—98.
- RUTHNER, M. J. (1978): Über die Aufbereitung ultrabasischer Gesteine mit Hilfe hydrometallurgischer Kreislaufprozesse. — Unveröffentl. Vortragsmanuskript, Tagung BVÖ-GDMB Innsbruck 1978, 16+3 p.
- RYBA, F. (1900): Beitrag zur Genesis der Chromeisenerzlagerstätte bei Kraubath in Obersteiermark. — Z. Prakt. Geol., 8, 337—341.
- SACHS, L. (1974): Angewandte Statistik. — 545 p., Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.
- SCHANTL, J. (1975): Die Paragenese Serpentin + Brucit in Serpentiniten aus der Ultramafitmasse von Kraubath (Steiermark). — Karinthin, 72/73, 185—189.
- SCHROLL, E. (1975): Analytische Geochemie. Band I: Methodik. — 292 p., Ferdinand Enke-Verlag, Stuttgart.
- SEREN, S. S. (1980): Geophysikalische Untersuchung des Kraubather Serpentin. — Unveröffentl. Diss., Univ. Wien, 2+115 p.
- SPANGENBERG, K. (1949): Zur Genesis der Magnesitlagerstätten vom Typus Kraubath. — Fortschr. Miner., 28, 42—44.
- STINY, J. & CZERMAK, F. (1932): Geologische Spezialkarte 1:75.000, Blatt Leoben—Bruck a. d. M. — GBA, Wien.
- STRECKEISEN, A. (1974): Classification and nomenclature of plutonic rocks. — Geol. Rundsch., 63, 773—786.
- STRECKER, G.: RFHP-Berechnung von Korrekturfaktoren für die Röntgenfluoreszenzanalyse und Umrechnung von RFA-Zählraten in Gewichtsprozent. — Unveröffentl., Hess. L.-A. f. Bodenforsch., Wiesbaden.
- THAYER, T. P. (1966): Serpentinization considered as a constant volume process. — Am. Mineral., 51, 687—710.
- TAYLOR, H. P. (1967): The zoned ultramafic complexes of southeastern Alaska. — In: P. J. WYLLIE, ed.: Ultramafic and related rocks, 464 p.
- TORNUST, A. (1916): Vorläufiger Bericht über das Chromeisenerzvorkommen in der Gulsen bei Kraubath bei St. Michael in Obersteiermark. — Unveröffentl. Ber., 4 p.
- TURNER, F. J. & VERHOOGEN, J. (1960): Igneous and metamorphic petrology. — 694 p., Mac Graw-Hill, New York, London, Toronto.
- UPTON, B. G. & WADSWORTH, W. J. (1972): Peridotitic and gabbroic rocks associated with the shield-forming lavas of Réunion. — Contr. Mineral. Petrol., 35, 139—158.
- WAGER, L. R. & MITCHELL, R. L. (1951): The distribution of trace elements during strong fractionation of basic magma — a further study of the Skaergaard intrusion, East Greenland. — Geochim. Cosmochim. Acta, 1, 129—208.
- WHITE, J. G. (1967): Ultrabasic rocks and the compositions of the upper mantle. — Earth. Planet. Sci. Letters, 3, 11—18.
- WOOD, B. J. & FRASER, D. G. (1977): Elementary thermodynamics for geologists. — 303 p.
- WYLLIE, P. J. (1967): Ultramafic and ultrabasic rocks. — In: WYLLIE, P. J., ed.: Ultramafic and related rocks, 464 p.
- WYLLIE, P. J. (1971): The dynamic earth: A textbook in geosciences. — 416 p., John Wiley & Sons Inc., New York, London, Sydney, Toronto.

Anschriften der Verfasser: Univ.-Prof. Dr. Johann Georg HADITSCH, Mariatroster Straße 193, A-8043 Graz, Dipl.-Geol. Detlev PETERSEN-KRAUSS, Institut für Geochemie, Lagerstättenkunde und Petrologie der Joh. Wolfgang v. Goethe-Universität, Senckenberganlage 28, D-6000 Frankfurt am Main & Dr. Yücel YAMAC, Klosterwiesgasse 37, A-8010 Graz.

# GEOLOGISCHE ÜBERSICHTSKARTE DES KRAUBATHER ULTRAMAFITITES ÖSTLICH DER MUR

