

Der Serpentin des Moosgrabens im Grenzbereich Helvetikum/Flyschzone (Oberbayern)

Von RICHARD M. VIELREICHER*)

Mit 11 Abbildungen und 4 Tabellen

*Bayern
Helvetikum
Flyschzone
Serpentin
Petrographie*

Inhalt

Zusammenfassung	149
Abstract	149
1. Vorwort	150
2. Der Moosgraben-Serpentin	150
3. Der Spinell des Moosgraben-Serpentinits	153
4. Abschließende Bemerkungen	156
Literatur	158

Zusammenfassung

Im südlichsten Seitenast des Moosgrabens ca. 1 km W Hammer in Oberbayern (ungefähr 20 km W Salzburg) findet sich in unmittelbarer Nähe zur Buntmergelserie des Nordultrahelvetikums ein stark serpentiniertes, karbonatisiertes, ultramafisches Gestein mit deutlich plutonischem Charakter, dessen Primärbestand etwa mit 60 % Olivin und 40 % Pyroxen anzugeben ist. Im wesentlichen zeigt dieser Lherzolith im Mikroskop Chrysotil-Pseudomorphosen nach Olivin (unter Beibehaltung der Maschenstruktur) sowie Pseudomorphosen nach Klino- und Orthopyroxenen; allerdings überprägt durch eine außerordentliche Karbonatisierung. Bemerkenswert ist ebenfalls die chemische Analyse mit etwa 37 % Glühverlust bzw. einem CaO-Gehalt von 42 %.

Als einziges noch primäres Mineral muß der bräunliche Spinell gelten, der der Gruppe der Mg-Al-Chromite zuzurechnen ist. Die Analyse dieser Spinelle weist den Serpentin des Moosgrabens nach der Definition von DICK & BULLEN (1984) als „Typ II“ (= transitional type) aus, also als Material, das mit den Vorgängen um eine Inselbogenentwicklung in Zusammenhang gebracht werden kann. Als ähnlich bezüglich der Spinelle dürfen die dinarischen Ophiolite der „lherzolithischen Subprovinz“ bzw. der Ophiolite der West-Liguriden gelten.

Die Frage nach der Herkunft des Moosgraben-Serpentinits muß offen bleiben, jedoch ist eine Abscherung von einem Ultramafitkörper des Untergrundes (Berchtesgadener Anomalie) denkbar.

The Moosgraben Serpentinite Near the Border Helveticum/Flysch Zone (Upper Bavaria)

Abstract

In the southernmost part of the Moosgraben about 1 km W Hammer, Upper Bavaria, approximately 20 km W Salzburg, we can find in close neighbourhood to the "Buntmergelserie" of the Northern Ultrahelvetic Zone a very strong altered ultramafic rock with distinct plutonic character and a primary content of about 60 % olivine and 40 % pyroxene.

Under the microscope this lherzolite shows essentially pseudomorphic chrysotile after olivine (maintaining its mesh structure) and pseudomorphic structures after clino-orthopyroxenes – but completely overprinted by an extraordinary content of carbonate. Also remarkable is the chemical analysis with a l.o.i. of about 37 % and a CaO-content of 42 %.

The only primary, relictic mineral is a brownish spinel of the Mg-Al-chromite group. Its chemical analysis shows that the serpentinite of the Moosgraben can be defined as type II (= transitional type after DICK & BULLEN, 1984), a material, which can be seen in connection with an island arc development. Similar referring to the spinels are the ophiolites of the "lherzolitic subprovince" and the Western "liguridic" ophiolites, respectively.

The question about the origin of the Moosgraben Serpentinite can not be answered, but an explanation as a part of an ultramafic body in the underground is conceivable.

*) Anschrift des Verfassers: Mag. RICHARD M. VIELREICHER, The University of Western Australia, Department of Geology, Nedlands, Perth 6009 W.A.

1. Vorwort

Bei dieser Arbeit handelt es sich im wesentlichen um ein kurzes Exzerpt aus meiner im Sommer 1989 an der Universität Salzburg fertiggestellten Diplomarbeit, die sich schwerpunktmäßig mit den granitoiden, exotischen Blöcken der SE-bayerischen Flyschzone beschäftigt.

Insofern möchte ich mich bei Prof. HAGN bedanken, der mich im Zuge meiner allgemeinen Recherchen auf jenes Serpentinivorkommen im Moosgraben aufmerksam gemacht hat.

Das Auftreten von mafischen und ultramafischen Gesteinen in Verbindung mit dem Auffinden granitoider „Exotika“ in unmittelbarer Nachbarschaft zu Ablagerungen der „Flyschzone“ ist ja in Österreich durchaus eine

seit langem bekannte Tatsache – so konnten solche mafischen Gesteine über Oberösterreich zum Beispiel im Bereich um das Leopold von Buch-Denkmal in der Nähe von Großraming (siehe ua. SOLOMINICA, 1933, sowie ZIRKL, 1955/1957) bzw. im tektonischen Fenster am Wolfgangsee (PLÖCHINGER, 1964) bis in den Wienerwald verfolgt werden (CORNELIUS & FURLANI-CORNELIUS, 1927) –, sodaß ich dieses Material eines „Exotikums“ anderer Provenience mit gutem Gewissen in meine Arbeit aufnehmen konnte.

Ein weiterer Grund war natürlich auch, daß es meines Wissens über dieses Gestein nur sehr spärliche Informationen gibt (vgl. LOESCHKE in HAGN, 1978), sodaß diese Beschreibung dazu beitragen soll, weitere Gedanken in das Bild einer Genese des SE-bayerischen Helvetikums einzubringen.

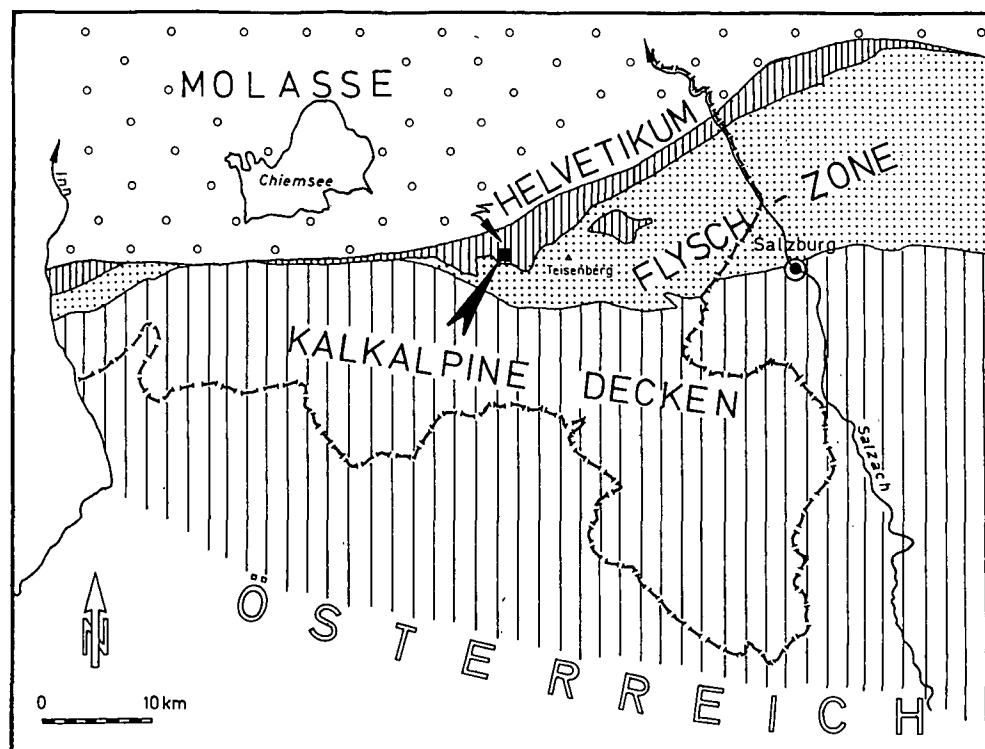


Abb. 1.

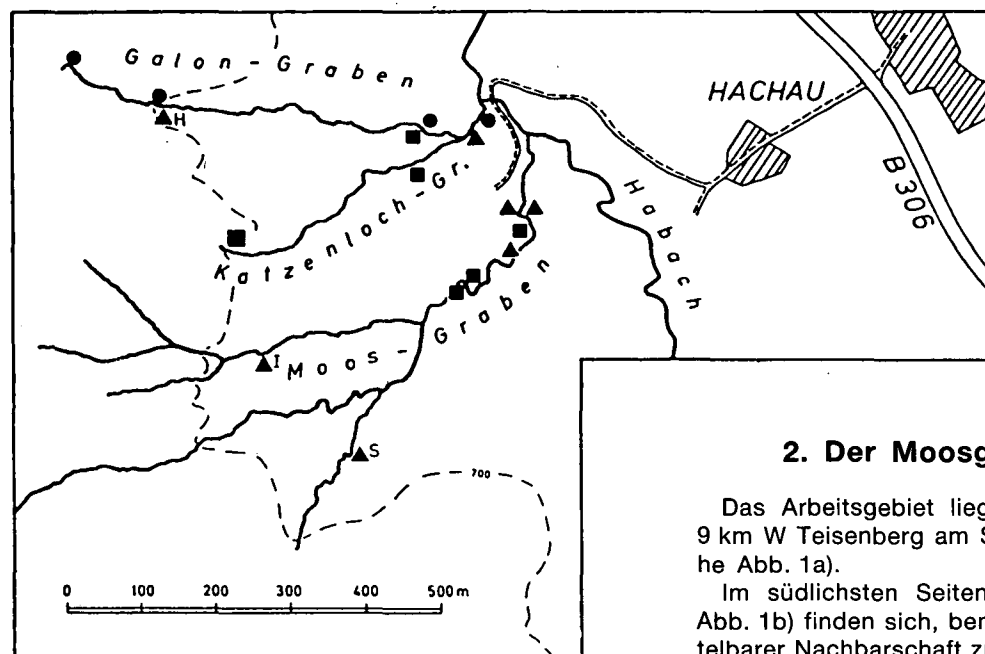
a) Vereinfachte geologische Übersichtskarte (nach FREIMOSER, 1972, Beilage 1a).

b) Topographische Skizze um den Moosgraben.

■ = Katzenlochschiefer; ● = Schönecker Fischechiefer; ▲ = Buntmergelserie.

S = Lage der Serpentinblöcke. Es sind nicht alle Vorkommen von Buntmergelserie eingetragen (aus HAGN, H. 1978, S.170).

a



b

2. Der Moosgraben-Serpentinit

Das Arbeitsgebiet liegt ca. 20 km W Salzburg, ca 9 km W Teisenberg am Südrand des Helvetikums (siehe Abb. 1a).

Im südlichsten Seitenast des Moosgrabens (siehe Abb. 1b) finden sich, bemerkenswerter Weise in unmittelbarer Nachbarschaft zu bunten Mergeln des Lutets –

hier genauer Buntmergelserie (vgl. HAGN, 1978, S. 210) – zwei „exotische“ Ultramafitblöcke.

Diese leider nicht anstehenden Blöcke sind aufgrund ihrer durch Eisenhydroxide hervorgerufenen bräunlichen Färbung leicht zu erkennen. Unter dieser Verwitterungskruste zeigt sich ein generell richtungsloses, durch Serpentin- und Chloritmineralien vergrüntes, massiges Gestein mit Tiefengesteinsstruktur, das von 1/10 mm bis etwa 3 mm breiten Karbonatäderchen durchzogen wird, die stellenweise Salbandcharakteristik aufweisen. Im sozusagen „frischen“ Gestein lassen sich graubraune bis karminrote, breccienartige bis etwa cm-große Partien, die wohl mit feinem Hämatitstaub durchsetzten Kalkspat pseudomorph nach Olivin darstellen (Hauptgemengteil mit etwa 60 Vol-%) und im frischen Bruch zuckerartig aufblitzen, von den vergrünt Mineralen mit ihrer ausgeprägten Spaltbarkeit unterscheiden (ca. 40 Vol-%). Bei diesen Mineralen, deren Spaltflächen zuweilen bronzeartig aufspiegeln, handelt es sich um Chrysotil als Pseudomorphose nach Pyroxen: ob nun um Klinopyroxen (Augit, Diallag) und/oder Orthopyroxen (Enstatit, Bronzit) läßt sich so nicht ohne weiteres unterscheiden. Die bis über 1 cm großen Pseudomorphosen sind meist regellos miteinander ver-

wachsen und zuweilen von Kalzitäderchen durchschlagen. Daneben finden sich vereinzelt moosgrüne bis ca. 0,5 cm große Bereiche, die sowohl xenomorph, als auch als Saum um die Pyroxenpseudomorphosen auftreten; ob es sich hierbei um chlorit- oder serpentinbetonte Partien handelt, läßt sich bei der makroskopischen Gesteinsansprache nicht verifizieren. Als letztes Merkmal seien feine schwarzschillernde Erzschnüppchen bzw. ein feines Netzwerk solcher Minerale erwähnt; diese finden sich zumeist im Bereich der ehemaligen Pyroxene. Dazu kommen noch mitunter feine, bis etwa 5 cm lange Erzschnüre, die – jedoch nicht zwingend – an die Kalzitadern geknüpft zu sein scheinen und damit als sekundär zu erkennen sind.

Bemerkenswert an diesem Gestein ist die Tatsache, daß wirklich jede Stelle der Oberfläche bei Zugabe von verdünnter Salzsäure stark aufbraust und somit dieses Material den Eindruck erweckt, als bestehe es gänzlich aus Karbonaten, insbesondere Kalzit.

Beim ersten Betrachten dieses Materials unter dem Mikroskop wird der Betrachter durch die Dominanz des Karbonats im Schliiff beeindruckt. Primäre Minerale lassen sich, mit Ausnahme eines Spinells, nur mehr sehr schwer identifizieren, dh. die einzigen An-

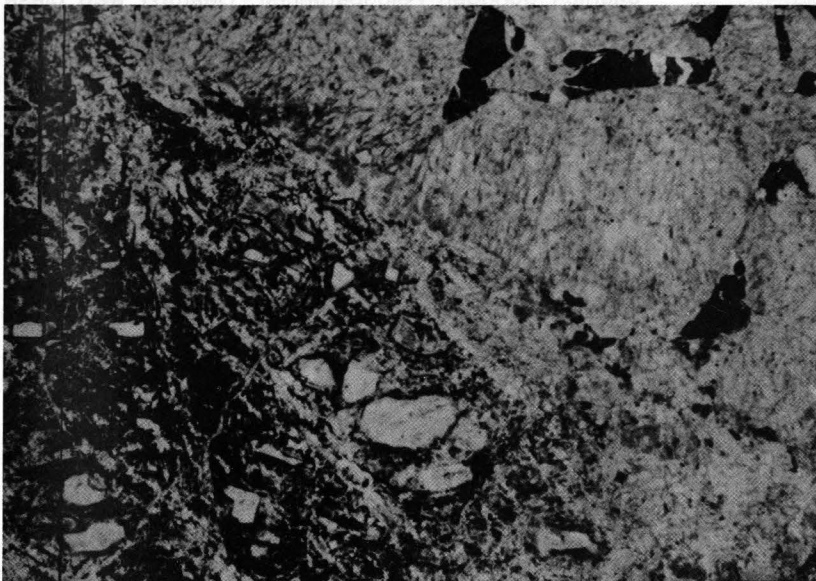


Abb. 2. Gegenüberstellung der beiden Hauptgesteinskomponenten.

Links unten sind erzbestäubte, dunkle Bereiche eines ehemaligen Olivins erkennbar; rechts oben finden sich helle Partien gebildeten nach Pyroxen mit meist an diese Bereiche gebundenen Spinellen.

Ein Pol., Bildlänge 3 mm.



Abb. 3. Spinell, angeordnet in einer Art "Schlingenstruktur" im Bereich einer durch Karbonat und Serpentinmineralen verheilten Klüft.

Ein Pol., Bildlänge 3 mm.

haltspunkte liefern Strukturen, die oft erst bei eingehender Betrachtung zu erkennen sind.

So bestehen die rotbraunen, z.T. spitzwinkligen Bereiche des Handstückes hauptsächlich aus Kalzit, der durchsetzt ist von einem feinen Netzwerk einer sekundären Erzphase: in der Hauptsache Hämatit, untergeordnet Magnetit. In den Maschen dieses Netzwerkes, die jene Bereiche auch staubartig bedecken, findet sich neben wenig Chlorit und einer SiO₂-Phase (Chalzedon?) besonders Chrysotil, letzterer sowohl in einer farblosen bis blaßgelblichen Varietät, als auch in Form von eigenartig türkis gefärbten, meist kleinen (0,2 mm), rundlichen bis wenig gestreckten, feinst-faserigen Aggregaten. Hinzu tritt ein teilweise xenomorpher, brauner, stark „zerbrochener“ Spinell.

Faßt man nun diese Beobachtungen zusammen, so könnte man die bis jetzt beschriebenen Bereiche als Pseudomorphosen nach Olivin auffassen (siehe dazu Abb. 2). Zuweilen finden sich auch bis etwa 0,5 mm große, rechteckige oder hexagonale Schnitte die den Eindruck erwecken, als handle es sich bei letzterem um Pseudomorphosen von Chalzedon nach säuligem Apatit.

Als zweite Hauptstruktur erkennt man zum einen kleine (bis etwa 3 mm), rundliche Individuen, zum anderen bis etwa 1 mm große, gestreckte, am ehesten monokline und/oder orthorhombische Kristalle mit unscharfen Grenzen. Diese „Minerale“ zeichnen sich aus durch die Nachahmung einer fast perfekten „90°“-Spaltbarkeit sowie durch eine Wechsellagerung von Karbonat mit Chrysotil und Chlorit. Diese Formen dürften von zwei verschiedenen Pyroxenen herrühren, da einerseits an dieser orientierten Verwachsung neben Karbonat auch Chlorit sowie Glimmer bevorzugt beteiligt ist (Hinweis auf calciumreicheren Klinopyroxen), andererseits tritt in der Hauptsache vermutlich Lizardit an der Pseudomorphose nach magnesiumreicheren Orthopyroxenen in Erscheinung („Bastitisierung“). An diese Pyroxene ist bevorzugt der Spinell gebunden, da er am Rande dieser grünen Phasen, bzw. davon eingeschlossen häufig angetroffen wird. Dieser Spinell, auf den später noch genauer eingegangen werden wird, ist stark zerbrochen und zeichnet zuweilen einen regelrechten „Faltenbau“ (siehe Abb. 3) nach. Nahe dieser Bereiche durchziehen Klüfte das Gestein, die entweder durch ein feines Karbonatpflaster verheilt sind, oder welche durch ein gegen eine mittlere Naht hin gewachsenes, feinfaseriges Mineral erfüllt sind.

Als Ergänzung zu dem bis jetzt Beschriebenen kommen, quasi als Einzelbeobachtungen, Bereiche in Blättchenform, die man am ehesten als Pseudomorphosen von Chlorit nach Biotit ansprechen möchte.

Alle bisher angeführten ursprünglich magmatischen Bestandteile bilden zusammen in der Regel größere Bezirke, „Inseln“ gleich, die sich in einer Matrix von Kalzit befinden, jedoch nicht immer mit scharfen Grenzen von dieser Grundmasse abzutrennen sind.

Weiters sieht man zahlreiche, oft unregelmäßige, eckig begrenzte, bruchstückhafte Mineralpseudomorphosen, die sich bedingt durch ihre wechselnde Zusammensetzung aus Serpentinmineralen, Chlorit, Erzphasen und zuweilen Quarz zwar von der Kittmasse mehr oder weniger abheben, jedoch keine eindeutige Bestimmung des Primärmaterials zulassen.

Um einen besseren Einblick in die jetzt vorliegende Mineralogie zu gewinnen, wurde ein gut faustgroßes

Stück jenes Gesteins mit Salzsäure behandelt, um die sonst sämtliche Linien einer röntgendiffraktometrischen Aufnahme überdeckenden Karbonatpeaks zu eliminieren.

Als Ergebnis der Analyse des Rückstandes konnten nun, mit Hilfe eines Siemens D 500-Diffraktometers (computergestützt), Hinweise auf folgende Minerale gewonnen werden:

- Quarz (low)
- Spinell
- Talk
- Hämatit
- Kaolinit
- Diabantit
- Illit
- Muskowit 2M1
- Sepiolit
- Sudoit

Serpentinminerale wurden durch die Zugabe von Salzsäure ua. in SiO₂-Gel abgebaut)

Dazu kommt als Hinweis auf umgewandelten Biotit im Diffraktogramm „undeutlicher“ Vermiculit und/oder mixed-layers bzw. bereits erwähnter Illit und/oder Kaolinit als Verweis auf einen ehemaligen, wenn auch sicherlich geringen Feldspatgehalt. Gestützt wird diese Annahme auch durch reliktsche, rechteckige Formen im Gestein, die möglicherweise als Pseudomorphose nach Plagioklas zu deuten sind.

Die Besonderheit dieses Gesteins zeigt sich nicht nur im Dünnschliff; vielmehr spiegelt sich diese auch im Chemismus wieder, der aus Tabelle 1 zu entnehmen ist.

Auffällig ist zum einen der SiO₂-Gehalt von etwa 10 Gew.-%, zum anderen die extremen Werte von CaO mit gut 42 Gew.-% bzw. der Glühverlust von knapp 37 Gew.-%. Die Frage, ob es sich hierbei um calciummetasomatische Vorgänge gehandelt hat kann jedoch nicht beantwortet werden, da die primären Minerale bei deren Verwitterung bzw. Umbildung durchaus beträchtliche Mengen an CaCO₃ ausgeschieden haben könnten.

Faßt man nun alle Fakten zusammen, so läßt sich zur Genese dieses Serpentinits folgern, daß dieses Gestein, das heute neben seiner Maschenstruktur nur noch Spinell als primäres Merkmal aufweist, ursprünglich von folgenden Mineralen aufgebaut wurde: Olivin

Tabelle 1.
Chemismus des Moosgraben-Serpentinits.

Oxide [Gew. %]		Spurenelemente [ppm]	
SiO ₂	9,85	Nb	1,5
TiO ₂	0,05	Zr	7,6
Al ₂ O ₃	1,61	Y	2,7
FeO _{tot.}	6,77	Sr	341
MnO	0,22	Rb	7,5
MgO	1,76	Ni	957
CaO	42,12	Cr	1728
Na ₂ O	0,00	Th	5,6
K ₂ O	0,10	Ce	11,8
P ₂ O ₅	0,03	Ba	26,2
G.V.	36,89		
Σ	99,40		

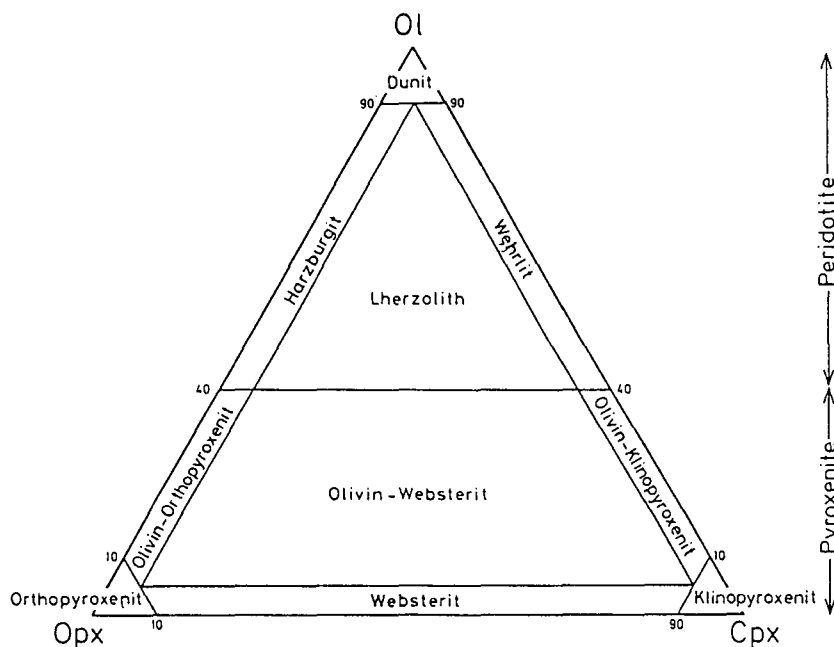


Abb. 4.
Plutonische Olivin-Pyroxen-Ultrabasite (Feld 16 des QAPF- Systems).
AUS STRECKEISEN (1973).

als Hauptgemengteil, dazu Ortho-Klinopyroxen, Spinell, mehr oder weniger Biotit und Plagioklas, sowie etwas Apatit.

Nimmt man das Gefüge hinzu, so liegt der Verdacht nahe, daß es sich am ehesten um einen grobkörnigen, eventuell feldspatführenden Peridotit (\pm Lherzolith) gehandelt hat (siehe Abb. 4).

Dieses Material wurde im Laufe seiner Genese einer starken Serpentinisierung unterworfen; Olivin wurde unter Beibehaltung seiner Maschenstruktur bei Auscheidung einer Erzphase umgesetzt, andererseits die Pyroxene besonders in Serpentin, dh. Chrysotil und Lizardit übergeführt. Leider können keine genaueren Angaben darüber gemacht werden, ob die fast gänzliche Karbonatisierung ausschließlich mit einer Calciummetasomatose zusammenhing, oder ob jenes Karbonat bei einer Mineralumbildung abgeschieden wurde. Wahrscheinlich hat beides zusammengewirkt.

Die Kaliumglimmer (Biotit, hier besonders Phlogopit) werden bei der Verwitterung stufenweise

„... unter Verlust von Alkalien, Aufnahme von Wasser und Oxidation des Eisens, über Hydrophlogopit zu Vermiculit und später zu Montmorillonit abgebaut. Als Nebenprodukte entstehen Sepiolit, Opal, Chalzedon ...“ (TRÖGER, 1969, S. 521).

Die unterschiedliche Chrysotilausbildung deutet ebenfalls auf den Einfluß von Verwitterungsagenzien hin. So wird dieser unter anderem zu Sepiolit und Sudoit abgebaut, zum anderen wird er von kohlendioxidhaltigen Wässern zerlegt.

Auf die ehemalige Existenz von Plagioklas gibt es nur vereinzelte Hinweise (siehe oben).

Als letzte Entwicklung durchschlagen feine und feinste Karbonatäderchen alle Strukturen des Gesteinsaufbaues. Dabei dürfte es auch zur Ausscheidung sekundärer Erzphasen (im besonderen Hämatit, dazu Magnetit und Ilmenit?) gekommen sein. Eine Abscheidung weiterer Minerale entlang dieser Klüftung konnte nirgends festgestellt werden. Im Zuge von Verwitterungsvorgängen kam es letztlich zur Ausbildung von Eisenhydroxiden, die im Gestein eine grünbraune, rostige Kruste verursacht haben.

Einzig primäres Mineral ist letztendlich wohl der Spinell, dem wir uns im Folgenden etwas genauer zuwenden wollen.

3. Der Spinell des Moosgraben-Serpentinites

Dieses Mineral findet sich bevorzugt in den grünlichen, serpentinierten Bereichen im Schliff; zuweilen werden diese Partien regelrecht von diesem isotropen Mineral „eingefaßt“, wobei zum Teil eine Art Schlingenstruktur zu beobachten ist (siehe dazu Abb. 3). Charakteristisch ist die starke Zerlegung der Körner, angezeigt durch eine fadenartige Erzphase (meist Hämatit nach Magnetit) und zwar unabhängig davon, ob diese Teilkörner nun fein- bis grobkörnig, derb langgestreckt oder linsig ausgebildet sind („Interstitialer Spinell“). Als weiteres Merkmal gilt ihre deutlich braune Färbung, die sich somit von der des Chromits stark unterscheidet (siehe dazu auch LOESCHKE in HAGN, 1978). Um nun zu entscheiden, um welchen Spinell es sich handelt, wurde mit Hilfe der Schwerentrennung (Tetrabromäthan, Dichte um 2,96 g/cm³) und des Magnetscheiders ein

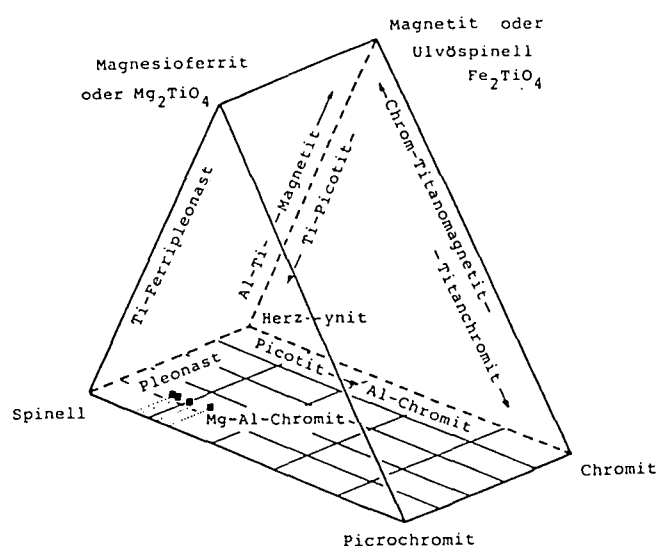


Abb. 5.
Spinellprisma nach HAGGERTY (1976).
Quadrate bezeichnen die Analysen der Spinelle des Moosgraben-Serpentinites.

Tabelle 2.
Physikalische Parameter eines Spinells aus dem Moosgraben-Serpentinit.

Lichtbrechung	1,78 < n < 1,80		
Dichte	> 4,0		
Gitterkonstanten	Fläche	d-Wert	a ₀
	(400)	2,0352	8,1408
	(422)	1,6623	8,1435
	(511)/(333)	1,5672	8,1434

Reinpräparat hergestellt; ein Teil dieser Probe wurde mit dem Röntgendiffraktometer untersucht.

Das Ergebnis war eindeutig. Danach handelte es sich um einen „reinen“ Herzynit (Fe, Al₂O₄), was aber sowohl den physikalischen als auch den chemischen Untersuchungsergebnissen in gewisser Weise widerspricht (siehe unten).

Die Ergebnisse der chemischen Analysen sowie die ermittelten physikalischen Parameter sind in Tabelle 2 dargestellt.

Sie weisen diesen Spinell als einen Mg-Al-Chromit aus, genauer als einen Pleonast.

Ein Teil des Reinpräparates wurde an der Elektronenmikroskopie in Leoben untersucht; als Standard diente ein natürlicher Chromit (%Cr 55). Das Ergebnis der Analyse von 4 Spinellen ist in Tabelle 3 aufgelistet, bzw. in Abb. 5 mit entsprechenden Werten in das Spinell-Nomenklaturprisma aus HAGGERTY (1976) eingetragen. Es sei erwähnt, daß das Fe³⁺ unter Annahme einer idealen Stöchiometrie aus der Strukturformel berechnet wurde.

Da es möglich ist, aus der chemischen Zusammensetzung der Spinelle das „Muttergestein“ bzw. dessen Petrogenese abzuleiten, soll im weiteren versucht werden,

Tabelle 3.
Chemische Analysen von 4 Spinellen aus dem Moosgraben-Serpentinit.

Analyse		1	2	3	4
Oxide [Gew.-%]	Cr ₂ O ₃	17,247	23,188	15,666	15,035
	TiO ₂	0,059	0,00	0,00	0,00
	MnO	0,052	0,069	0,116	0,068
	Fe ₂ O ₃	3,74	3,58	2,98	3,13
	FeO	10,495	11,217	11,074	11,231
	NiO	0,310	0,261	0,310	0,403
	MgO	18,156	17,284	17,866	18,021
	Al ₂ O ₃	45,143	39,795	47,065	47,968
	Σ	95,202	95,394	95,077	95,856
Strukturformel*)	Cr	3,133	4,317	2,823	2,687
	Ti	0,01	0,00	0,00	0,00
	Mn	0,010	0,013	0,022	0,013
	Fe ³⁺	0,652	0,641	0,516	0,535
	Fe ²⁺	2,011	2,204	2,104	2,114
	Ni	0,056	0,049	0,056	0,073
	Mg	6,218	6,058	6,072	6,073
	Al	12,215	11,042	12,661	12,778
	Σ	24,305	24,324	24,254	24,273

*) Berechnet auf Sauerstoffbasis 32.

$$(Mg \cdot 100) / (Mg + Fe[2+])$$

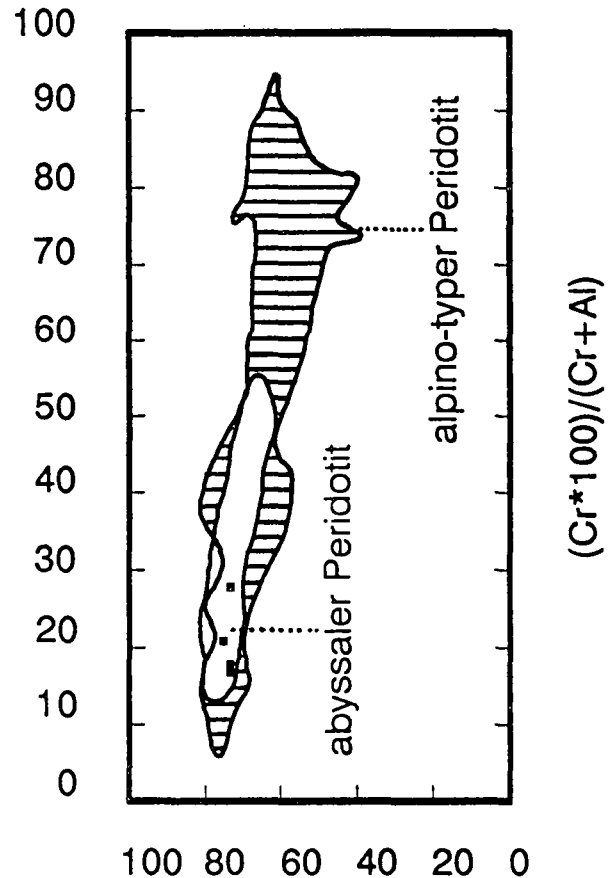


Abb. 6.
Mg* vs. Cr*-Diagramm mit entsprechenden Feldern für abyssalen und alpin-typen Peridotit. Ausgefüllte Quadrate bezeichnen die Spinellanalysen des Moosgraben-Serpentinites.

den, jenen Serpentinikörper des Moosgrabens etwas genauer zu charakterisieren.

Die wichtigsten Parameter zur Klassifizierung solcher Gesteine anhand von Spinellen sind deren Gehalte an Mg, Fe²⁺, Fe³⁺, Cr und Al sowie die Angabe von TiO₂ in Gew.-%.

In Tabelle 4 sind die Verknüpfungen dieser Parameter mit den entsprechenden Werten aus den Analysen 1 bis 4 aufgelistet.

Bei Zugrundelegung der Arbeit von DICK & BULLEN (1984) – aus dieser Arbeit stammen, falls nicht gesondert erwähnt, die nachfolgend benutzten, abgeänderten Diagramme – ergibt sich folgende Zuordnung:

Tabelle 4.
Parameter zur Klassifikation der Spinelle des Moosgraben-Serpentinites, erhalten aus der chemischen Analyse. Diese Werte entsprechen den Quadraten (■) in den Diagrammen der Abb. 6–10.

Analyse	1	2	3	4
Mg* P Mg/Mg+Fe ²⁺	0,76	0,73	0,74	0,74
Cr* = Cr/Cr+Al	0,20	0,28	0,18	0,17
TiO ₂ [Gew.-%]	0,059	—	—	—
Fe ³⁺	0,652	0,641	0,516	0,535
Cr	3,133	4,317	2,823	2,687
Al	12,215	11,042	12,661	12,778

Aufgrund des Cr*-Verhältnisses von maximal 0,28 sind unsere Spinelle typisch für abyssale Peridotite, genauer dem Typ I (Cr* < 0,6) und/oder Typ II, definiert als „transitional“, bzw. den entsprechenden alpino-typen Äquivalenten. Die Abb. 6 belegt dies deutlich. Aus dieser Darstellung geht auch die Tatsache hervor, daß mit steigendem Cr* die Werte für Mg* negativ korrelieren.

Betrachtet man an dieser Stelle nochmals die chemische Analyse, so erkennt man eine Übereinstimmung mit abyssalen Spinell-Peridotiten, da deren Spinelle in der Regel Fe₂O₃-Gehalte unter 5 Gew.-% haben und der TiO₂-Gehalt gering bis vernachlässigbar ist. Sie unterscheiden sich damit deutlich von Plagioklasperidotiten, Duniten, Troctolithen und ähnlichem (siehe dazu Abb. 7).

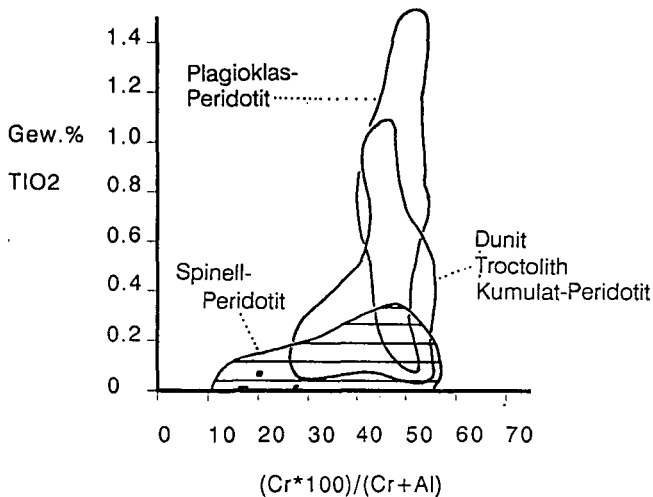


Abb. 7. TiO₂ vs. Cr*-Diagramm zur Zuordnung von Spinellen abyssaler Peridotite. Symbole wie in Abb. 6.

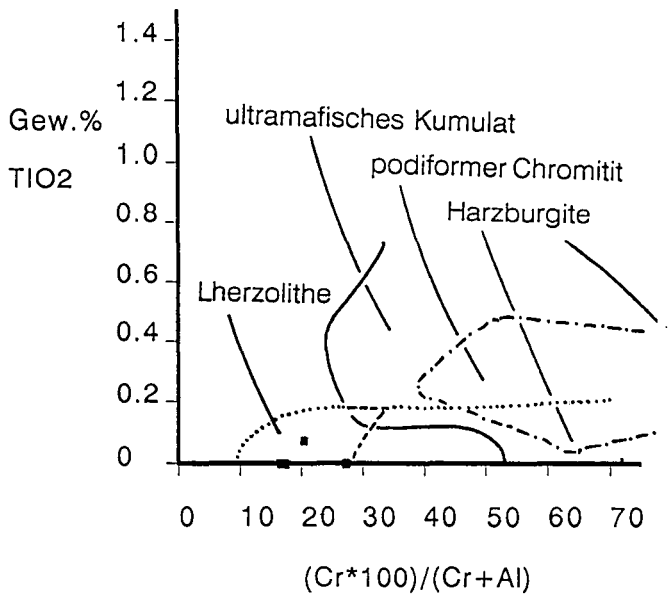
Trägt man jene TiO₂-Gehalte in ein Diagramm vs. Cr*, bzw. Mg* vs. Cr* (siehe dazu POBER & FAUPL, 1988) so erkennt man eine Zuordnung zu den Lherzolithen (Abb. 8), die ja mit Harzburgiten über 95 % der alpino-typen Spinellperidotite abdecken.

Im allgemeinen wird für alpinotype Peridotite eine Platznahme im festen Zustand sowie eine Beanspruchung durch tektonische Vorgänge angenommen. Die Chromspinelle treten meist als amöboide Körner, interstitial zu Olivin und Pyroxen in Erscheinung („late magmatic spinels“), entstanden mit Olivin durch inkongruentes Schmelzen von Enstatit und Diopsid*).

Typisch für Lherzolithen sind Aluminospinelle, d.h. sie weisen Cr*-Zahlen von maximal 0,4 auf. Dies ist ein Hinweis auf hohen Druck als Teil der Bildungsbedingungen, da sie ihr Aluminium aus einer Granataufschmelzung oder aus aluminiumreichen Pyroxenen bezogen haben könnten. Das Maß einer solchen Aufschmelzung ist allerdings nicht sehr groß gewesen, da ja der Cr*-Wert direkt proportional zu dieser Reaktion ist. Wie aus Abb. 9 zu erkennen ist, fallen unsere Spinellanalysen – koexistierend mit einem Olivin (Fo⁹⁰) –

*) Möglicherweise erklärt sich aus dieser Reaktion ein primärer CaO-Reichtum des Gesamtgesteines, der den enormen Calcium-Gehalt in der chemischen Analyse, auch unter Annahme einer starken Veränderung, etwas verständlicher macht; Enstatit in den Typen I und II, bei letzterem im Bereich geringer Chromgehalte, zeigen sehr hohe CaO-Werte.

an den Beginn des Aufschmelzungspfades. Diese qualitativ sicher richtige Darstellung impliziert für ein zunehmendes Cr* eine Fe²⁺-reichere Spinellzusammensetzung.



Spinellzusammensetzung für ▲ a
 Lherzolithen
 — Harzburgite
 --- Kumulate
 - - - - - podiformer Chromitit b ▼

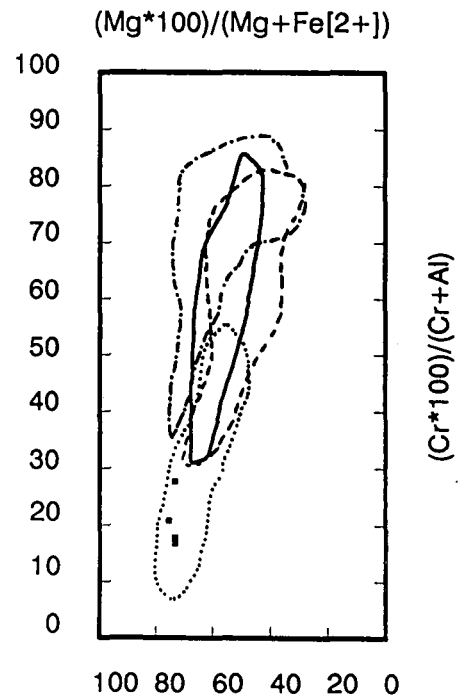


Abb. 8. TiO₂ vs. Cr* (a) und Mg* vs. Cr* (b) Diagramme als Zuordnungsmöglichkeit von Spinellanalysen zu verschiedenen ultramafischen Gesteinen. Aus POBER & FAUPL (1988, abgeändert); Symbole aus Abb. 6.

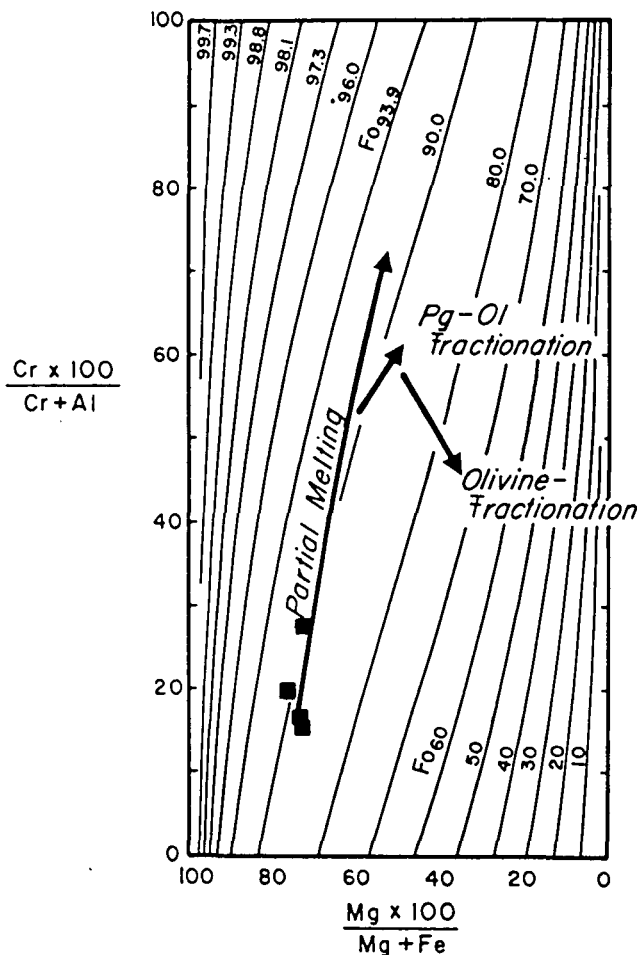


Abb. 9. Der Pfad des partiellen Schmelzens eines Ultramafits, ausgedrückt durch die Spinellgehalte in einem Diagramm Cr^* vs. Mg^* . Die Linien bezeichnen einen jeweiligen Forsteritgehalt des koexistierenden Olivins; Symbole wie in Abb. 6.

Eine weitere Aussage bezüglich des Serpentinits des Moosgrabens läßt sich treffen, wenn man die Spinellanalysen in das Dreieck $Cr - Fe^{3+} - Al$ einträgt (siehe dazu Abb. 10). In dieser Darstellung, die zwischen Kumulat und Tektonit zu unterscheiden versucht, sind unsere Spinelle eindeutig einem Tektonit zuzuordnen und zwar jenem Josephine Peridotit, der als Typ II, also „transitional“ angesehen wird. Sieht man nun einen Zu-

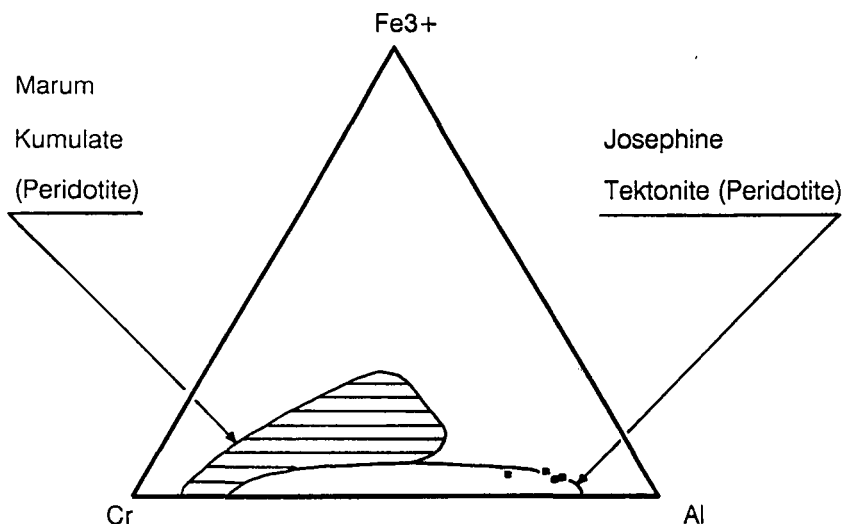


Abb. 10. Dreiecksdarstellung $Cr - Fe^{3+} - Al$ zur Unterscheidung von Kumulaten (Marum Peridotit) und Tektoniten (Josephine Peridotit). Symbole wie in Abb. 6.

sammenhang mit den VAG-Exotika der südostbayerischen Flyschzone, so könnte man den Serpentinitt des Moosgrabens als Typ II-Peridotit mit niedrigem Cr^* bezeichnen, gebildet z.B. an einem jungen Inselbogen.

An dieser Stelle wird nun ein kurzer Vergleich mit anderen Peridotiten und Ophioliten interessant.

Peridotite aus dem Paläozoikum (Abb. 11a) – Hochgrößen und Habachformation – dürften gänzlich andere Bildungsbedingungen aufgewiesen haben, da deren Spinelle in den benutzten Diagrammen ganz andere Bereiche abdecken; ähnliches gilt für die jurassischen Peridotite des Tauernfensters bzw. des Unterengadiner Fensters (Abb. 11b). Die Spinellkernanalysen des letzteren deuten aber in Richtung höherer Druck- und Temperaturbedingungen, wie sie auch für den Moosgraben-Serpentinitt angenommen werden müssen.

Am vergleichbarsten erweisen sich die Analysen aus der „Lherzolitischen Subprovinz“ der Dinarischen Ophiolite, die der Erosion ab der Mittelkreide zugänglich waren, sowie die West-Ligurischen Ophiolite, beide allerdings verschoben zu etwas geringeren Mg^* -Zahlen (Abb. 11c und 11d).

4. Abschließende Bemerkungen

Beim Serpentinitt des Moosgrabens handelt es sich um einen durch tektonische Vorgänge beanspruchten, jedoch kein erkennbar gerichtetes Gefüge aufweisenden, wenig aufgeschmolzenen Spinellperidotit, genauer um einen Körper von ursprünglich lherzolitischer Zusammensetzung.

Ob es sich nun, ausgehend von der Spinellbetrachtung, um einen Ultramafit vom Typ I, dh. Abkömmling eines mittelozeanischen Rückens, oder um einen Typ II handelt (Definitionen wie bereits erwähnt nach DICK & BULLEN, 1984) kann nicht eindeutig entschieden werden. Allerdings sehe ich mich veranlaßt, aufgrund der Ähnlichkeiten zum Josephine Peridotit, wegen des recent geologischen Zusammenhangs zu den VAG-Exotika vom Nordrand der Ostalpen (siehe VIELREICHER, 1989) und nicht zuletzt bedingt durch die Spinellanalysen von HENRY & MEDARIS (1980) – im besonderen des „Signal Butte“-Körpers, der ja in Verbindung zu einem „volcanic arc“ gesehen wird – den Serpentinitt des

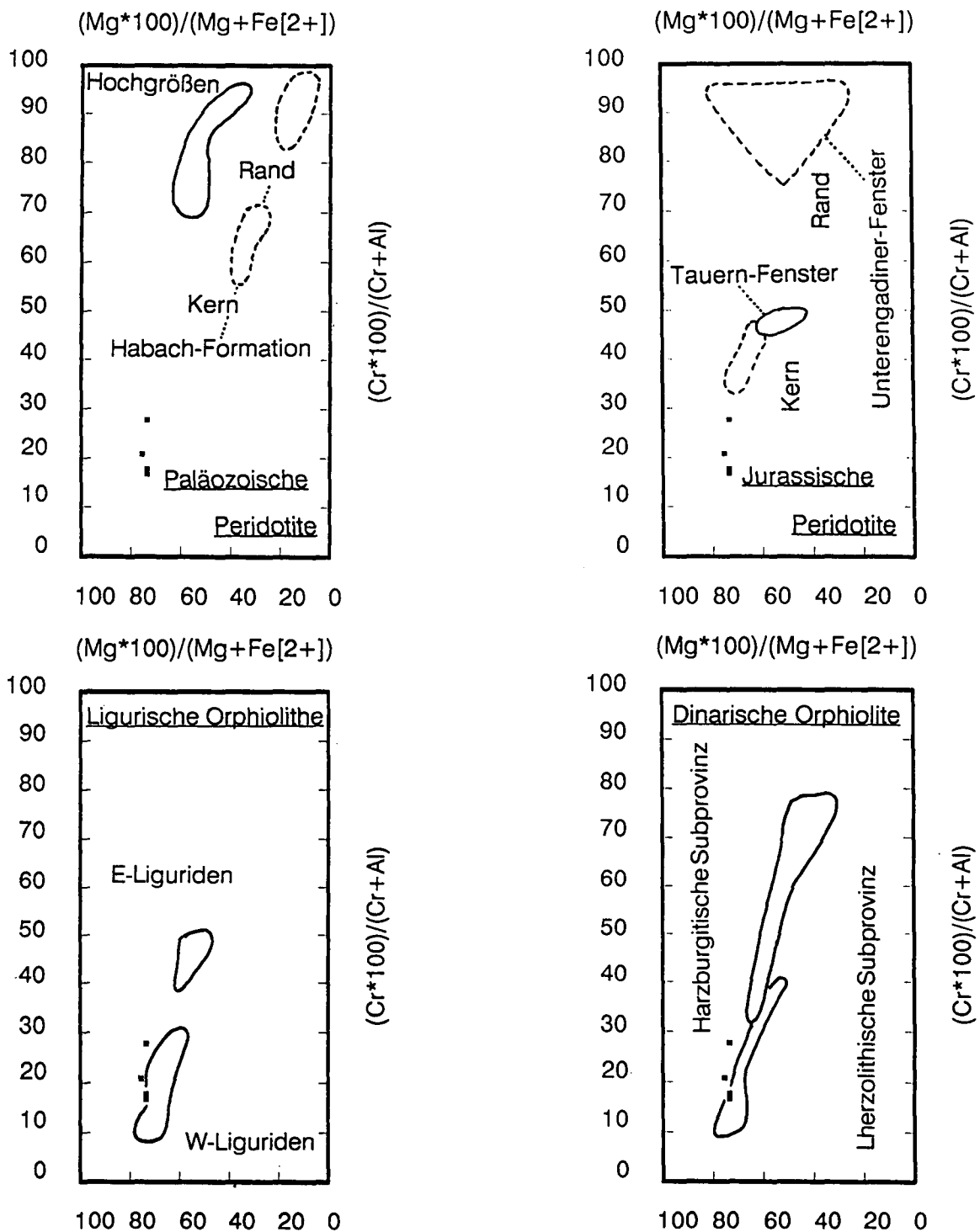


Abb. 11. Verteilung der Spinellanalysen im Diagramm Mg^* vs. Cr^* für paläozoische, jurassische Peridotite sowie für dinarische und ligurische Ophiolite. Ausgefüllte Quadrate entsprechen den eigenen Analysen. Die Diagramme stammen, in abgewandelter Form, aus der Arbeit von POBER & FAUPL (1988).

Moosgrabens dem „transitional type“, also Typ II zuzu-rechnen. Im allgemeinen steht dieser Typ für

“... complex multi-stage melting histories not found at mid-ocean ridges. Such petrogenesis may include areas where a young island-arc was constructed on an older crust ... or sections across the transition from arc to oceanic lithosphere ... from lithosphere formed at the earliest stages of arc or continental rifting to more typical oceanic lithosphere in a maturing oceanic basin, or across small aborted intra-arc rift basins preserved within paleo-arcs“ (DICK & BULLEN, 1984, S. 73).

Als ähnlich bezüglich der Spinelle dürfen die dinari-schen Ophiolite der „Lherzolitischen Subprovinz“ bzw. die Ophiolite der West-Liguriden gelten.

Nicht allein die Tatsache ist interessant, daß in Strei-chrung der cetschen Granitoide des Achthales (siehe VIELREICHER, 1989) ein solcher ultramafischer Körper auftaucht, sondern auch das Faktum, daß sol-che Gesteine durchaus häufig am Nordrand der Ostal-pen in Beziehung zu saureren Exotika zu finden sind;

z. B. im Feichtbichlergraben in der Nähe des L. v. Buch-Denkmal bei Großraming in Oberösterreich (vgl. SOLOMONICA, 1933, sowie ZIRKL, 1955, 1957). Insofern stellt sich natürlich die Frage, in wie weit die Herkunft solcher Ultramafite mit diesem granitoiden Material in Zusammenhang gebracht werden kann. Gerade für das beschriebene Vorkommen bzw. auch für das Gebiet des Gschlifgrabens bei Gmunden/OÖ ist es erwiesen, daß im Untergrund mächtige ultramafische Körper liegen, welche eine deutlich meßbare geomagnetische Anomalie verursachen (Stichworte: 1) Berchtesgadener Anomalie 2) gesperrte Diplomarbeit von REISNER, 1988, aus Leoben zum „Ultramafit von Gmunden“).

Wenn nun ein direkter Zusammenhang zwischen dem aufgeschlossenen Serpentin und jenem Ultramafitkörper des Untergrundes besteht, dh. wenn wir hier einen losgelösten Teil jenes Gesteins vor Augen haben, so muß als Mechanismus der Platznahme im Umfeld der Buntmergelserie eine Abscherung, eine Abspaltung vom „Muttergestein“, also von der Hauptmasse, angenommen werden.

In Anlehnung an das Hauptthema meiner Diplomarbeit könnte man weiter folgern: Warum sollte man, mit logischer Konsequenz, einen entsprechenden Vorgang nicht auch für die granitoiden Blöcke der Flyschzone heranziehen?

Unter dieser Voraussetzung sehen wir uns mit den granitoiden Exotica als Abkömmlingen des „Cetischen Massives“ konfrontiert, abgesichert von jenem alten Großblock und entlang einer tektonischen Bahn herauftransportiert; zu einer Zeit, als die Buntmergelserie zur Ablagerung gekommen ist.

Literatur

- BLEIL, U. & POHL, J. (1976): The Berchtesgaden Magnetic Anomaly. – *Geol. Rdsch.*, **65**, 756–767, Stuttgart.
- CORNELIUS, H.P. & FURLANI-CORNELIUS, M. (1927): Einige Beobachtungen über das Serpentinvorkommen von Kilb am niederösterreichischen Alpenrand. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1927**, 201–205.
- DICK, H.J.B. & BULLEN, T. (1984): Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **86**, 54–76.
- FREIMOSER, M. (1972): Zur Stratigraphie, Sedimentpetrographie und Faziesentwicklung der südostbayerischen Flyschzone und des Ultrahelvetikums zwischen Bergen (Oberbayern) und Salzburg. – *Geol. Bavarica*, **66**, 7–91, 8 Abb., 2 Tab., 6 Beil., München.
- HAGGERTY, S.E. (1976): Opaque Mineral Oxides in Terrestrial Igneous Rocks. – In: D. RUMBLE (Ed.): *Oxide Minerals* (vol. 3), Mineralogical Society of America/Short Course Notes.
- HAGN, H. (1978): Die älteste Molasse im Chiemgau/östliches Oberbayern (Katzenloch-Schichten, Priabon). – *Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. Hist. Geol.*, **18**, 167–235.
- HENRY, D.J. & MEDARIS, L.G. (1980): Application of pyroxene and olivine-spinel geothermometers to spinel peridotites in southwestern Oregon. – *Am. Jour. Sci.*, **280-A**, 211–231.
- PLÖCHINGER, B. (1964): Die tektonischen Fenster von St. Gilgen und Strobl am Wolfgangsee (Salzburg, Österreich). – *Jb. Geol. B.A.*, **107**, 11–69, 2 Taf., 9 Textabb., Wien.
- POBER, E. & FAUPL, P. (1988): The chemistry of detrital chromian spinels and its implication for the geodynamic evolution of the Eastern Alps. – *Geol. Rundschau*, **77/3**, 16 Abb., 1 Taf., 641–670, Stuttgart.
- REISNER (1988): Gesperrte Diplomarbeit zum „Ultramafit von Gmunden“ (Oberösterreich) an der Montan-Universität Leoben.
- SOLOMONICA, P. (1933): Geologische Untersuchungen im Gebiete des Buchdenkmals. – *Mitt. Geol. Ges.*, **26**, 207–211, Wien.
- STRECKEISEN, A. (1973): Plutonic Rocks. Classification and Nomenclature recommended by the IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. – *Geotimes*, Vol. **18**, Nr.10, 26–30.
- TRÖGER, W.E. (1969): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale / Teil 2 / Textband - 2. Aufl., XII+822 S., Schweizerbart, Stuttgart.
- VIELREICHER, R. M. (1989): Zur Petrographie „exotischer“ Blöcke in der SE-bayerischen Flyschzone. – Unveröff. Diplomarbeit an der naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Salzburg, 137 (+XI) S., 46 Abb., 8 Tab., 3 Photos, 15 Phototafeln.
- ZIRKL, E.J. (1955): Petrographische Beschreibung der basischen Gesteine aus dem Flysch beim W.H. Ratscher bei Kirchdorf an der Krems (Oberösterreich). – *Verh. Geol. B.A.*, **955/3**, 216–221, Wien.
- ZIRKL, E.J. (1957): Petrographische Arbeiten über basische Gesteine in der Flyschzone und Klippenzone auf den Blättern 55,57,69,70,71. – *Verh. Geol. B.A.*, **957/1**, 108–110, Wien.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 5. November 1990.