

# Die Habachformation – ein Produkt ozeanischer und kontinentaler Kruste

Von Hartwig KRAIGER\*)

Mit 2 Abbildungen und 1 Tabelle

## Zusammenfassung

Die Habachformation im Unterfahrungsstollen der Scheelitlagerstätte Felbertal wird aufgrund geologischer, petrographischer und geochemischer Kriterien in drei Abfolgen unterteilt:

Über der hauptsächlich aus Metasedimenten bestehenden Basisschieferfolge (BSF) liegt tektonisch abgegrenzt die Untere Magmatitabfolge (UMA), die im wesentlichen von feinkörnigen Amphiboliten aufgebaut wird. Daneben finden sich lagenparallele Einschaltungen von etwas gröberkörnig ausgebildeten Amphiboliten und intermediären bis sauren Schiefen und Gneisen sowie von Hornblenditen. Die UMA wird als subvulkanischer Teil der ozeanischen Kruste eines „back-arc basins“ (sheeted dikes) interpretiert, intermediäre und saure Zwischenschaltungen jedoch als Intrusiva eines kontinentalen Inselbogenvulkanismus. Die Obere Magmatitabfolge (OMA) mit Prasiniten, Biotit- bzw. Muskovit-Epidot-Albit-Schiefen und Muskovit-Albit-Gneisen, kann als rein vulkanogene Abfolge als Produkt eines kontinentalen Inselbogens angesehen werden. Gegen das Hangende der Metavulkanite treten verstärkt Metasedimenteinschaltungen (Schwarzphyllite) auf, die unter dem Begriff Habachphyllitentwicklung (HPPhE) zusammengefaßt wurden und als Teil der OMA angesehen werden.

Folgendes Modell wird vorgeschlagen: Im Bereich eines älteren kontinentalen Inselbogens kommt es zur Bildung eines back-arc basins, als dessen Teil die UMA angesehen wird. Eine spätere Schließung des Beckens führt zu einer teilweisen Obduktion der ozeanischen Kruste und zu einem Zergleiten des Krustenpakets. Auf den sheeted dikes-Komplex (UMA) werden in der Folge kalkalkalische (z. T. shoshonitische) Vulkanite des kontinentalen Inselbogens (OMA) abgelagert. Gleichzeitig intrudieren kalkalkalische Schmelzen die UMA. Ein Aufhören der Subduktion führt einerseits zum Ausklingen des Vulkanismus, andererseits zur verstärkten Ablagerung von tonigen Sedimenten (HPPhE).

## Summary

The Habachformation, exposed in the “Unterfahrungsstollen” of the Felbertal scheelite deposit can be divided into three lithological units, based on geological, petrographic and geochemical evidence (from base to top):

The “Basisschieferfolge” consists mainly of meta-sediments. The “Untere Mag-

\*) Adresse des Verfassers: Institut für Geowissenschaften der Universität Salzburg, Hellbrunnerstraße 34/3, A-5020 Salzburg

matitabfolge" (UMA) is made up essentially of fine grained amphibolites. In addition, predominantly concordant layers of different, somewhat coarser grained amphibolites, intermediate to acidic schists and gneisses and, restricted to basal sections hornblendites can be found. The UMA is interpreted as part of an oceanic back-arc sheeted dikes-complex. The different intermediate to acidic intercalations are considered to be intrusive and part of a continental island arc magmatism. The "Obere Magmatitabfolge" (OMA) with predominant meta-volcaniclastic rocks (prasinities, biotit- resp. muscovite-epidot-albite-schists, muscovite-albite-gneisses) and subordinate meta-sediments (dark phyllites) has been formed in a continental island arc setting. On top of the OMA ("Habachphyllitentwicklung") meta-sediments (dark phyllites) prevail over meta-volcanic rocks.

The following geological model is proposed: In the area of an older continental island arc a back-arc basin is established. The UMA is considered to be part of this ocean. Subsequent closure of the basin leads to obduction and splitting up of the oceanic crust. Calc-alkaline to shoshonitic volcanic rocks (OMA) are deposited on the sheeted dikes-complex (UMA). Contemporary calc-alkaline dikes intrude into the UMA. Cessation of subduction leads to a decrease in island arc volcanism and to an increase in sedimentation of argillaceous material, respectively.

### 1. Einleitung

Die vermutlich paläozoische Habachformation ist Teil des Tauernfensters, dem größten und bedeutendsten penninischen Fenster innerhalb der Ostalpen (Abb. 1). Diese aus basischen bis sauren Metamagmatiten und Metasedimenten bestehende und seit FRASL (1958) als altpaläozoisch erachtete Abfolge war in den letzten Jahren Ziel verschiedener petrographischer und geochemischer Neubearbeitungen. So gliederte HÖLL (1975) die Habachformation im Bereich der Scheelitlagerstätte Felbertal in drei als primärstratigraphisch zusammenhängend angesehene Einheiten: Die liegende bis zu 400 m mächtige Basisschieferfolge wird im wesentlichen aus Metasedimenten aufgebaut. Geringmächtige vulkanogene Zwischenlagen werden als Vorläuferphasen des späteren Vulkanismus der Eruptivgesteinsfolge betrachtet. Dominierende basische Effusiva werden von zahlreichen geringmächtigen Laven, Tuffen, Tuffiten und Kieselgelabscheidungen unterbrochen. Die mindestens 2500 m mächtige Abfolge enthält in ihrem untersten bis 300 m mächtigen Teil die schichtgebundene Scheelitführung („Scheelit-führende Serie“). Als hangender Abschluß der Habachformation folgt die Habachphyllitentwicklung mit vorwiegend Phylliten sowie einzelnen sauren bis basischen vulkanogenen Einschaltungen als Nachphase der Eruptivgesteinsfolge.

SCHMEDERER (1980) deutet die Metabasite der Habachformation im Hollersbachtal als Bildungen im Bereich einer ozeanischen Kruste. STEYRER (1982) interpretiert die Abfolge an der Typlokalität (Habachtal) als Produkt eines Kalkkali-Magmatismus, PESTAL (1983) im Bereich des Felber- und Amertales als Teil eines Inselbogens auf möglicherweise dünner kontinentaler Kruste. STEYRER & HÖCK (1985) schlugen ein back-arc basin in der Nähe eines altpaläozoischen Kontinents als möglichen Bildungsraum der Metabasite vor. FRISCH & RAAB (1987) und VAVRA & FRISCH (1987) sehen die basischen Anteile der Abfolge teils als back-arc basin-Basalte, teils als primitive Inselbogenvulkanite an.

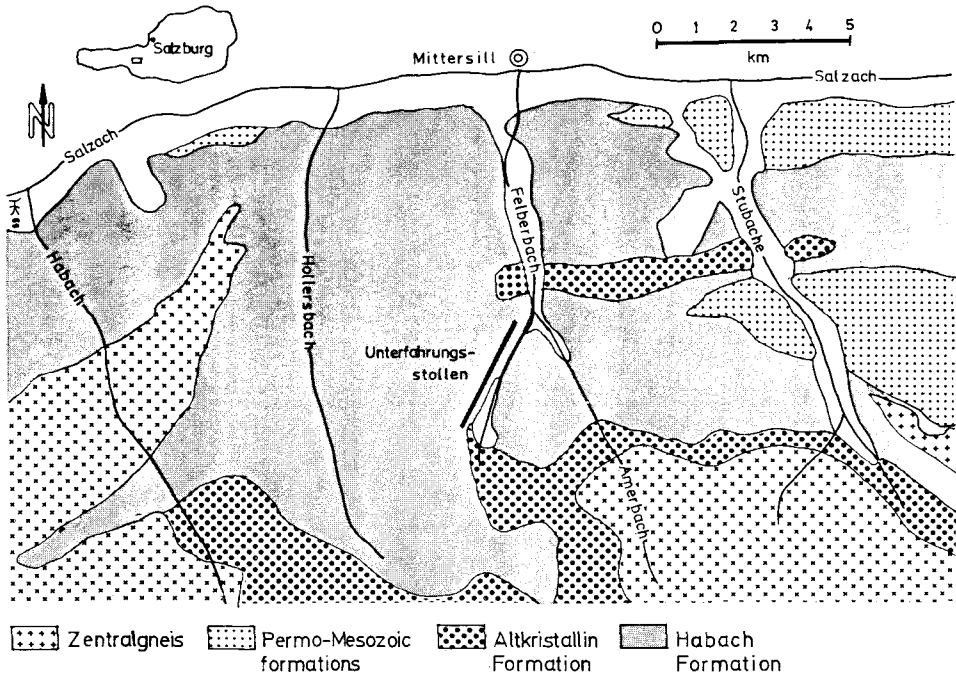


Abb. 1: Geologische Übersichtskarte der Mittleren Hohen Tauern mit Verlauf des Unterfahrungsstollens im Bereich der Scheelitlagerstätte Felbertal.

Neben den unterschiedlichen Vorstellungen über den tektonischen Bildungsraum existieren auch stark divergierende Ansichten über die Art des Ausgangsmaterials einzelner Gesteine. So werden z. B. Hornblendite und Grobkornamphibolite aus dem Liegenden der Eruptivgesteinsfolge als submarine Laven (HÖLL 1975), Boninite (THALHAMMER 1987), Kumulate (PESTAL 1983) oder sogar als Produkt einer metamorphen Mobilisation (FRISCH & RAAB 1987) angesehen.

Der neu vorgetriebene, ca. 3,5 km lange „Unterfahrungsstollen“ im Bereich des Westfeldes der Scheelitlagerstätte Felbertal (Abb. 1) bot nun erstmals die Gelegenheit, ein geschlossenes Profil durch einen Teil der Habachformation zu bearbeiten und somit eventuelle Veränderungen des Bildungsmilieus im Zusammenhang zu beobachten.

Die vorliegende Arbeit stellt eine Kurzfassung der wichtigsten geologischen, petrographischen und z. T. auch der geochemischen Ergebnisse einer in den Jahren 1983 bis 1987 verfaßten Dissertation (KRAIGER 1987) dar. Auf geochemische Ergebnisse wird bei den entsprechenden Abschnitten nur kurz verwiesen. Eine detaillierte Darstellung der Geochemie erfolgt an anderer Stelle (KRAIGER & HÖCK in Vorb.).

## 2. Die Geologie des Unterfahrungsstollens im Überblick

Die Gesteine des im Unterfahrungsstollen aufgeschlossenen Profils lassen sich in drei petrographisch deutlich unterscheidbare Einheiten unterteilen (Abb. 2):

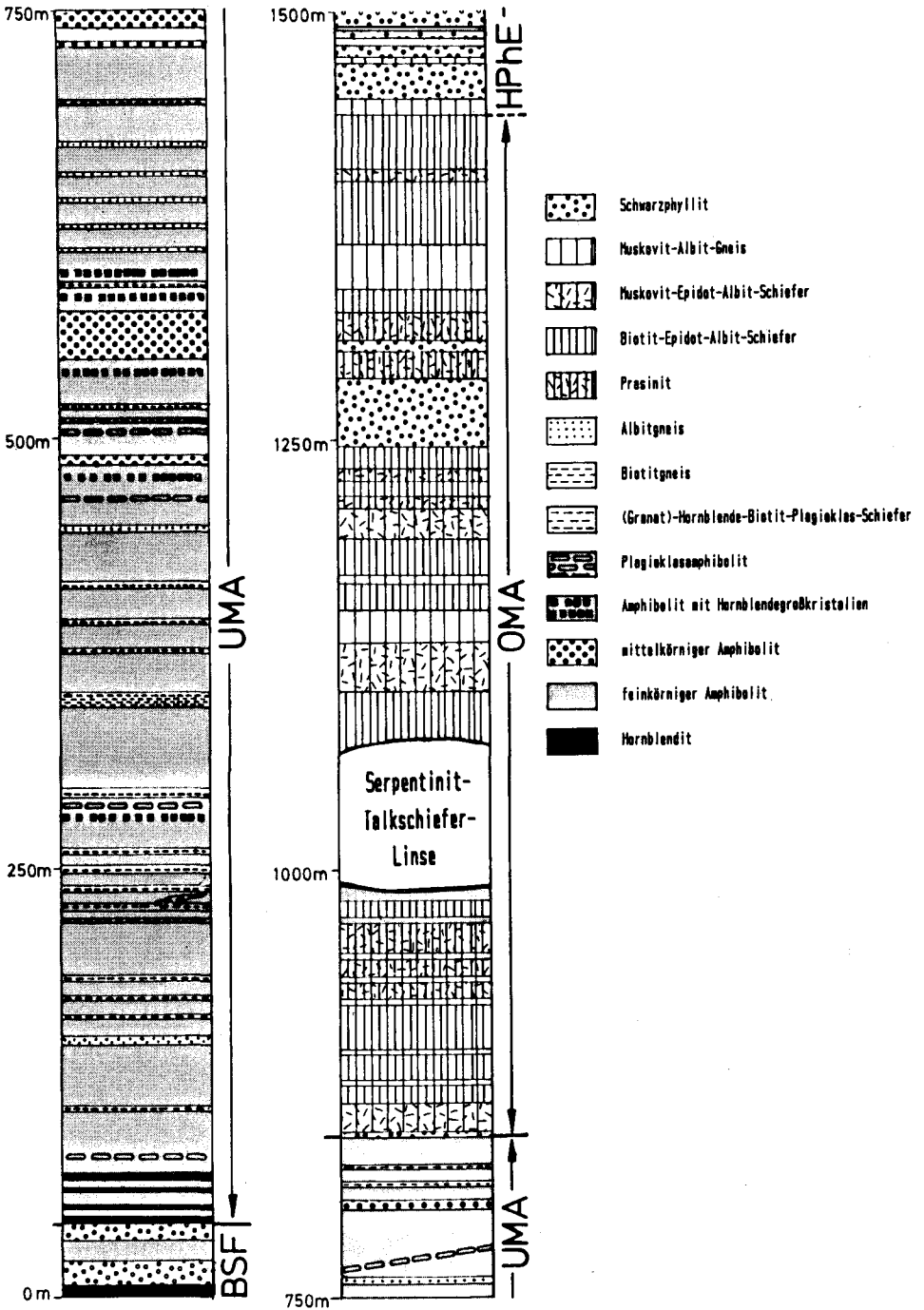


Abb. 2: Schematisches Säulenprofil der im Unterfahrungsstollen aufgeschlossenen Abfolge.

Basisschieferfolge,  
Untere Magmatitabfolge,  
Obere Magmatitabfolge mit Habachphyllitentwicklung.

Mit dieser hier vorgeschlagenen Gliederung der Abfolge ergeben sich zu der von HÖLL (1975) getroffenen Unterteilung (s. Einl.) folgende Unterschiede: Unter Beibehaltung der Namensgebung der Basisschieferfolge (BSF) wurde die Höll'sche Eruptivgesteinsfolge in eine Untere (UMA) und eine Obere Magmatitabfolge (OMA) untergliedert, wobei letztere aufgrund ihrer engen Vergesellschaftung mit Metasedimenten der Habachphyllitentwicklung (HPHe, der hangendsten Einheit Hölls) in einer Gruppe zusammengefaßt wurde.

Die Tektonik des Gebietes ist durch ein N bis WNW gerichtetes Einfallen sowie durch W bis NNW tauchende Achsen gekennzeichnet.

Die alpidische Metamorphose hat die Bedingungen der höher temperierten Grünschieferfazies erreicht, weist aber bedingt durch den relativ kleinen Beobachtungsraum keine Zonierung auf. Relikte einer präalpidischen Metamorphose konnten nicht nachgewiesen werden.

### 2.1. Basisschieferfolge (BSF)

Die liegendste Einheit des im Unterfahrungsstollen aufgeschlossenen Profils wird aus graphitischen Metasedimenten und verschiedenen Metamagmatiten (fein- und mittelkörnige Amphibolite, Hornblendite und Gneise) aufgebaut (Abb. 2). Die aufgeschlossenen Metamagmatite der BSF zeigen vielfach gewisse Ähnlichkeiten zu jenen der UMA (KRAIGER 1987). Der untersuchte Abschnitt wird als tektonische Melangezone angesehen, bei der Metasedimente der Basisschieferfolge (Schiefer mit Biotitporphyroblasten, CORNELIUS & CLAR 1939, PESTAL 1983) und Metamagmatite der UMA intensiv untereinander verschuppt auftreten. In diese Melangezone sind möglicherweise auch die beiden tektonisch verdoppelten Hornblendefelszyklen im Bereich des Ostfeldes der Lagerstätte (THALHAMMER 1987) und die sog. Basisschieferschuppe (JAHODA 1984, D. BRIEGLER mündl. Mitt.) des Westfeldes zu stellen (KRAIGER 1987).

### 2.2. Untere Magmatitabfolge (UMA)

Im Hangenden der BSF folgt tektonisch begrenzt die ca. 800 m mächtige Untere Magmatitabfolge (UMA), die zum überwiegenden Teil (ca. 70%, KRAIGER 1987) aus feinkörnigen Amphiboliten aufgebaut wird. Untergeordnet tritt eine Vielzahl an basischen, intermediären und sauren Metamagmatiten in einer Mächtigkeit von nur wenigen cm bis maximal 20 m auf (Abb. 2). Hervorzuheben ist das Fehlen jeglicher sedimentärer Einschaltungen.

#### 2.2.1. Hornblendit

Dieses massige, fast monomineralisch aus mm- bis cm-großen Hornblendekristallen (gem. bis eden. Hbl. n. JAHODA 1984, randlich aktinolithisch) bestehende Gestein ist auf die liegenden 30 m der UMA beschränkt, wo dm- bis m-mächtige Linsen und Lagen mit feinkörnigen Amphiboliten wechseln (Abb. 2).

Die in anderen Teilen der Lagerstätte mit extrem grobkörnigen Amphiboliten (Grobkornamphibolite nach HÖLL 1975) assoziierten Hornblendite werden von HÖLL 1975 als ultramafische Vulkanite interpretiert. Die grobkörnige Ausbildung des Gesteins als auch ihre enge Verbindung zu wohl unzweifelhaft von Gabbros ableitbaren Grobkornamphiboliten sind deutliche Hinweise, die gegen einen vulkanischen Ursprung sprechen. Eigene geochemische Untersuchungen (KRAIGER 1987), sowie der Vergleich mit Gesteinen aus Kumulatsequenzen lassen eine Ableitung der Hornblendite von Klinopyroxeniten bzw. Plagioklaswebsteriten als durchaus vertretbar erscheinen (KRAIGER 1987). CARL et al. (dieser Band) befürworten ebenfalls eine Kumulatabkunft. Eine Ausdeutung der Hornblendite und Grobkornamphibolite als Boninite (THALHAMMER 1987), ist schon aufgrund der petrographischen Befunde äußerst unwahrscheinlich.

### 2.2.2. Feinkörniger Amphibolit

Dunkelgrüne bis graugrüne feinkörnige Amphibolite bauen mehr als 70% der UMA auf (Abb. 2). Neben den in Zehnermetern einheitlichen Amphibolitpaketen können immer wieder einzelne kleine Schollen und Linsen des Amphibolits als Einschlüsse in verschiedenen Gneislagen beobachtet werden.

Die übrigen Metabasite der Abfolge zeigen im Vergleich mit den feinkörnigen Amphiboliten deutlich petrographische Unterschiede (s. 2.2.3. bis 2.2.5.), sodaß wohl bereits primär unterschiedliche Ausgangsmaterialien für die heute (im metamorphen Zustand) beobachtbaren Unterschiede maßgebend waren. Das Fehlen primär vulkanogener Strukturen (wie sie im Bereich der OMA in bester Weise erhalten sind, s. 2.3.4.) und die über weite Strecken sehr einheitliche, feinkörnige Ausbildung geben gute Gründe als Ausgangsgestein einen Basalt anzunehmen, wie er vielfach im subvulkanischen Stockwerk auftritt. Immer wieder zwischengeschaltete gröberkörnige Amphibolite (s. 2.2.3., ehemalige Gabbros) als auch die im Liegenden der UMA mit den feinkörnigen Amphiboliten assoziierten Hornblendite (ehemalige Klinopyroxenite, s. 2.2.1.) sprechen ebenfalls für subvulkanische Bildungsbedingungen, möglicherweise in Form eines „sheeted dikes“-Komplexes, wie er für die ozeanische Kruste typisch ist. Geochemische Untersuchungen lassen die Abstammung des Ausgangsbasaltes im Bereich der ozeanische Kruste als sehr wahrscheinlich erscheinen (KRAIGER 1987).

### 2.2.3. Mittelnkörniger Amphibolit

Kaum geschieferte, massig wirkende mittelnkörnige Amphibolite treten in mehreren, dm- bis m-mächtigen Lagen innerhalb der feinkörnigen Amphibolite auf (Abb. 2). 0,5 bis 2 mm große, dichtgepackte Amphibole (bestäubt mit Titanit oder Rutil) mit Plagioklas (Albit mit Oligoklassaum) und Epidot in den Zwickelräumen geben dem Gestein ein fleckiges Aussehen. Mengenmäßig dominiert Hbl (43–66) über Plag (13–36) und Minerale der Epidotgruppe (4–14 Vol.-%). Die Grenzbereiche zu den feinkörnigen Amphiboliten sind teils scharf, in vielen Fällen aber auch fließend ausgebildet, wobei in den maximal 20 cm breiten Übergangsbereichen

zunehmend Hornblendegroßkristalle in den feinkörnigen Amphiboliten zu beobachten sind.

Die im Vergleich zu den straff geschieferten feinkörnigen Amphiboliten sehr vollkörnige, massige Ausbildung, die häufige Vergesellschaftung von Titanit mit einer opaken Phase (ehemalige Ti-Oxide?), bis 2 mm große Titanit- oder Rutilbestäubte Hornblenden als Formrelikte nach Pyroxen, aber auch geochemische Daten (KRAIGER 1987) erlauben eine Deutung der mittelkörnigen Amphibolite als ehemalige Gabbros (Ferrogabbros?). Fließend ausgebildete Übergänge zu feinkörnigen Amphiboliten könnten dabei als Hinweis auf intrusive Platznahme (mit rascher Abkühlung im Randbereich) angesehen werden. Scharf ausgebildete Kontakte erlauben eine Deutung als Nebengesteinsreste (sog. „gabbro-screens“) in einem hauptsächlich aus Gängen bestehenden Milieu. Beide Möglichkeiten konnten in „sheeted dikes“-Komplexen auch nebeneinander beobachtet werden (COLEMAN 1977, GASS 1980).

#### 2.2.4. Amphibolit mit Hornblendegroßkristallen

In einem feinkörnigen, biotitführenden Amphibolit, der makroskopisch dem feinkörnigen Amphibolit entspricht, finden sich neben einzelnen, maximal 1 mm langen Plagioklaslinsen bis 1 cm große, meist idiomorphe dunkelgrüne Hornblendekristalle (Cpx-Relikte). 1 bis 5 m mächtige Lagen bilden überwiegend scharfe Grenzen zu fein- und mittelkörnigen Amphiboliten (Abb. 2). In einigen Fällen führen diese Metabasite cm-große Linsen von Hornblendit, eines hellen Gneises sowie eines Grobkornamphibolits (s. 2.2.1.). Der Modalbestand (Amphibol um 53, Plag um 32, Biotit und Epidotminerale je 6 Vol.-%) entspricht ungefähr dem der mittelkörnigen Amphibolite.

Geochemische Untersuchungen ergeben deutliche Unterschiede zu den feinkörnigen Amphiboliten, belegen aber viele Gemeinsamkeiten zu den meisten der intermediären und sauren Einschaltungen im Bereich der UMA. Diese Metabasite können als Abkömmlinge eines kontinentalen Inselbogens interpretiert werden (KRAIGER 1987).

#### 2.2.5. Plagioklasamphibolit

Bei den Plagioklasamphiboliten handelt es sich um graugrüne, relativ feinkörnige Amphibolite mit makroskopisch auffälligen, s-parallel geregelten Plagioklaslinsen (0,5–2 mm). Die dm- bis m-mächtigen Amphibolite sind bis auf eine Ausnahme parallel zum vorherrschenden Lagenbau angeordnet. Die Abtrennung von den feinkörnigen Amphiboliten ist durch das z. T. fleckige Aussehen infolge der Plagioklaslinsen, eine geringfügig gröberkörnige Ausbildung sowie durch die graugrüne Farbe des Gesteins möglich. Im Falle des angeführten diskordanten Auftretens eines ca. 1,5 m mächtigen Plagioklasamphibolits können anstelle der typischen Plagioklaslinsen schön idiomorph ausgebildete und parallel zur Grenze angeordnete Querschnitte ehemaliger Plagioklaseinsprenglinge beobachtet werden.

Die geringe Dichte der Füllungsminerale in den Feldspatformrelikten läßt auf einen ursprünglich An-armen Plagioklas schließen, wie er für intermediäre Magmatite typisch ist. Geochemische Untersuchungen bestätigen den intermediären Charak-

ter ( $\text{SiO}_2$ -Gehalte um 57%, KRAIGER 1987). Wie schon bei den Amphiboliten mit Hornblendegroßkristallen ergeben sich signifikante Unterschiede zu den von Ozeanbodenbasalten abgeleiteten feinkörnigen Amphiboliten. Für die Plagioklasamphibolite wird eine kontinentale Inselbogenabkunft angenommen (KRAIGER 1987).

#### 2.2.6. (Granat)-Hornblende-Biotit-Plagioklas-Schiefer

Diese grauen bis grünlichgrauen, überwiegend aus Plagioklas, Biotit und Amphibol, mitunter auch aus Granat aufgebauten Schiefer sind unregelmäßig in der UMA verteilt (Abb. 2). Bemerkenswert erscheint eine räumlich enge Vergesellschaftung mit Biotitgneisen (s. 2.2.7.). Die meisten Schiefer treten in dm- bis m-mächtigen, zum allgemeinen Lagenbau parallelen Horizonten auf. Lediglich das an einer Stelle des Profils zu beobachtende diskordante (senkrecht zum Lagenbau) Abzweigen zweier 0,5 m mächtiger Apophysen von einer mehrere m mächtigen Schieferlage kann als Hinweis auf ein gangförmiges Auftreten angesehen werden. In einer weiteren Schieferlage konnte eine ca. 10 cm große scharf begrenzte Scholle eines feinkörnigen Amphibolits angetroffen werden, deren Ausbildung auf eine primär erfolgte Einlagerung schließen läßt.

Die stets scharf ausgebildeten Grenzen zu feinkörnigen Amphiboliten, die beobachtete Diskordanz, aber auch das vereinzelte Auftreten scharf begrenzter Schollen weisen auf eine gangförmige Platznahme. Geochemischen Untersuchungen zufolge können die Schiefer einem kontinentalen Inselbogenvulkanismus zugeordnet werden (KRAIGER 1987).

#### 2.2.7. Biotitgneis

Bei den Biotitgneisen handelt es sich um hellgraue bis dunkelgraue Gesteine, die im wesentlichen aus Plagioklas, Quarz und Biotit aufgebaut werden. Die als intermediär bis sauer zu bezeichnenden Gneise (58–73%  $\text{SiO}_2$ , KRAIGER 1987) sind größtenteils feinkörnig und straff geschiefert, Ausnahmen bilden porphyrische Typen mit bis 2 mm großen Plagioklaslinsen (Plagioklas-Formrelikte). Die Grenzen der ein bis mehrere m mächtigen Gneislagen (Abb. 2) zu feinkörnigen Amphiboliten sind stets scharf ausgebildet. Bemerkenswert erscheinen bis 0,5 m mächtige, parallel zur Schichtgrenze eingelagerte Linsen von feinkörnigen Amphiboliten.

Intermediäre Metamagmatite sind in der Habachformation reichhaltig vertreten. Die u. a. von FRASL (1958) beschriebenen metamorphen sauren bis intermediären Vulkanite sind jedoch in den meisten Fällen mit den für die Habachformation typischen graphitischen Phylliten verbunden, während die hier auftretenden Biotitgneise ausschließlich mit Amphiboliten vergesellschaftet auftreten. Die markant ausgebildeten Grenzbeziehungen, das Fehlen jeglicher Art von Bänderung, aber auch die vollständige Abwesenheit von Metasedimenten lassen eine Deutung der Biotitgneise als ehemalige Vulkanite als nicht plausibel erscheinen. Als Hinweise auf eine intrusive Platznahme könnten die bereits angeführten, parallel zur Schichtgrenze in den Gneisen eingelagerten Amphibolitlinsen gelten, wobei es sich um bei der Intrusion abgeplatze Nebengesteinsfragmente handeln könnte. Auch geochemische Daten (KRAIGER 1987) unterstützen die Vorstellung einer gangförmigen Platznahme.

Der größte Teil der Biotitgneise kann als Abkömmlinge eines kontinentalen Inselbogens interpretiert werden, ein Bildungsbereich also, der sich von dem für die feinkörnigen Amphibolite angenommenen ozeanischen gravierend unterscheidet.

### 2.2.8. Albitgneis

Porzellanweiße, durch geringe Biotit- oder Chloritführung bisweilen gesprenkelt aussehende, sehr feinkörnige Gneise treten in meist nur dm-, selten wenige m-mächtigen Lagen mit feinkörnigen Amphiboliten auf, zu denen stets scharfe Grenzen ausgebildet sind.

Das Ausgangsmaterial der sehr sauren Albitgneise (um 75% SiO<sub>2</sub>, KRAIGER 1987) könnte – wie auch ein kleiner Teil der Biotitgneise – in die Gruppe der Plagiogranite gestellt werden. Diese markant Na-betonten Gesteine treten häufig im Bereich von Kumulatsequenzen in Ophiolithen auf, es gibt aber auch Hinweise auf parallele Gänge innerhalb von Diabasgangschwärmen (THAYER & HIMMELBERG, 1968; THAYER 1974). Geochemische Daten erlauben jedoch keine sichere Zuordnung (KRAIGER 1987).

### 2.3. Obere Magmatitabfolge (OMA) mit Habachphyllitentwicklung

Direkt im Hangenden von feinkörnigen Amphiboliten der UMA folgt, beginnend mit einem schmalen Metasedimenthorizont, die ca. 700 m mächtige Obere Magmatitabfolge (OMA), die im wesentlichen von basischen bis sauren Metavulkaniten sowie untergeordnet verschiedenen Metasedimenten aufgebaut wird (Abb. 2). Im Hangenden der OMA folgt eine nicht exakt abtrennbare Einheit, die als Habachphyllitentwicklung (HPhE) bezeichnet wird und zum größten Teil von Metasedimenten (Schwarzphylliten, aber auch von hellen Phylliten und Graphitquarziten) und in geringerer Menge auch von verschiedenen Metavulkaniten aufgebaut wird. In den liegenden Abschnitt der OMA ist eine knapp 100 m mächtige Serpentin-Talkschiefer-Linse eingeschuppt.

Im Gegensatz zur UMA, die über weite Strecken sehr einheitlich aufgebaut ist, zeigt die OMA im mm- bis m-Bereich eine äußerst inhomogene Zusammensetzung (Bänderung im mm- bis dm-Bereich, Schlieren, fließende Übergänge zwischen den verschiedenen Metavulkaniten aber auch zwischen Metavulkaniten und Metasedimenten).

Hinweis: Aufgrund zahlreicher Gemeinsamkeiten erfolgt die Diskussion der in den folgenden drei Kapiteln (2.3.1.–2.3.3.) vorgestellten Metavulkanite in einem eigenen Abschnitt (2.3.4.). Bei allen übrigen Gesteinen folgt die Diskussion entsprechend der bisherigen Vorgangsweise im jeweiligen Abschnitt!

#### 2.3.1. Prasinit

Bei den Prasiniten der OMA und der HPhE handelt es sich um gelblichgrüne bis graugrüne, meist feinkörnige und gut geschieferte Gesteine. Vereinzelt finden sich aber auch deutlich gröber wirkende, sehr inhomogene Prasinite, die aufgrund der unregelmäßig fleckigen Verteilung der dunklen Minerale (Biotit, Chlorit, Amphibol)

einerseits und der hellen Minerale (Plagioklas, Epidot) andererseits grünlichschwarz/gelblichweiß gesprenkelt erscheinen und auf den ersten Blick ein gabbroisch anmutendes Gefüge aufweisen. Eine genauere Betrachtung des Gesteins und vor allem die Beobachtung der fließenden Übergänge zu Biotit- bzw. Muskovit-Epidot-Albit-Schiefern (s. 2.3.2.) und Muskovit-Albit-Gneisen (s. 2.3.3.) machen jedoch die vulkanogene Abkunft deutlich.

### 2.3.2. Biotit- bzw. Muskovit-Epidot-Albit-Schiefer

Die häufig gelblichgrünen, z. T. infolge hoher Biotitgehalte auch deutlich schwarz/gelblichgrün gefleckten Biotit-Epidot-Albit-Schiefer zeigen eine überaus große Variationsbreite. Neben einer für die meisten Metavulkanite der OMA typischen Bänderung, deutlich unterschiedlicher Körnigkeit und der stark schwankenden Verhältnisse der Minerale Albit, Epidot und Biotit, tritt immer wieder, meist anstelle des Biotits ein nicht unerheblicher und ebenfalls stark schwankender Hellglimmeranteil auf (Muskovit-Epidot-Albit-Schiefer). Beide Typen zeigen fließende Übergänge zu Prasiniten und Muskovit-Albit-Gneisen.

### 2.3.3. Muskovit-Albit-Gneis

Die hellgrauen bis grauen, meist sehr feinkörnigen Gesteine werden hauptsächlich von Plagioklas, Hellglimmer und Quarz aufgebaut. Dazu treten lagig bis fleckig angereichert Biotit und/oder Chlorit. Vor allem in den hangenden Teilen der Abfolge ist eine ausgeprägte Bänderung im mm- bis cm-Bereich zu beobachten, die durch eine unterschiedliche Vormacht von Hellglimmer einerseits und Plagioklas/Quarz andererseits verursacht wird. Vereinzelt finden sich bis 2 mm große Plagioklaskörner bzw. -linsen. Fließende Übergänge zu Prasiniten, Biotit- bzw. Muskovit-Epidot-Albit-Schiefern aber auch zu den diversen Metasedimenten sind sehr verbreitet. Innerhalb der HPhE, vor allem in graphitreichen Phylliten finden sich mit ziemlicher Regelmäßigkeit cm-mächtige, sehr feinkörnige Gneislagen.

### 2.3.4. Zur Genese von Prasiniten, Biotit- bzw. Muskovit-Epidot-Albit-Schiefern und Muskovit-Albit-Gneisen

Prasinite, Biotit- bzw. Muskovit-Epidot-Albit-Schiefer und Muskovit-Albit-Gneise bilden eine, untereinander häufig durch fließende Übergänge innigst verbundene Abfolge, in der auch verschiedentlich Gesteine überwiegend sedimentärer Herkunft zwischenlagern (Abb. 2). Das Auftreten vergleichbarer epidot- und biotit-reicher Gesteine beschreibt FRASL (1958) vor allem aus der Habachmulde und dem Mühlbachtal und klassifiziert sie als eindeutig intermediär. Diese von STEYRER (1982) als „Peitingalmgneise“ bezeichneten und von orogenen Andesiten abgeleiteten Gesteine lassen sich nach petrographischen Kriterien recht gut mit Biotit-Epidot-Albit-Schiefern aus dem Bereich des Unterfahrungsstollens vergleichen. Hellglimmerreiche bzw. Hornblende-führende Abarten des Peitingalmgneises könnten hier am ehesten Muskovit-Epidot-Albit-Schiefern bzw. Prasiniten entsprechen. Die sauren Muskovit-Albit-Gneise der OMA entsprechen in bester Weise den von FRASL (1958) aus dem Falkenbachlappen beschriebenen Porphyroidschiefern und -gneisen.

Formrelikte des primären Mineralbestandes der Metavulkanite sind spärlich aber doch in einzelnen Fällen z. T. in erstaunlich guter Weise erhalten. So finden sich in einem Fall Parallelverwachsungen orientierter Epidotstengel mit ebenfalls orientiert gewachsenen Titanitkörnern, deren Form auf einen Pyroxen schließen läßt. Zudem enthält das Relikt drei idiomorphe Apatitstengel als Einschluf. Ähnliche Formen konnten VIERECK et al. (1982) in isländischen Vulkaniten nachweisen, wobei in Klinopyroxenen aus verschiedenen Alterationsstufen eine schrittweise Verdrängung durch prismatisch ausgebildete Pumpellyitkristalle beobachtet wurde. Aus der selben Lokalität beschreiben SCHMINCKE et al. (1982) auch das häufige Auftreten von Apatiteinschlüssen in Klinopyroxenen, sodaß eine Ableitung des Formrelikts von ehemals titanreichen Klinopyroxenen vertretbar erscheint. Diese Teilparagenese, nämlich Epidot + Titanit + Apatit ist sowohl in Prasiniten als auch in Biotit- bzw. Muskovit-Epidot-Albit-Schiefern immer wieder anzutreffen. Klinopyroxen und Apatit können deshalb als häufig auftretende, primäre Minerale angesehen werden. Geochemisch signifikant erhöhte P-Gehalte (KRAIGER 1987) der Metavulkanite sind demnach weder auf sedimentäre Beimengungen noch, wie FRISCH & RAAB (1987) vermuten, auf eine intensive tektonische Beanspruchung zurückzuführen, sondern auf einen entsprechend hohen primär-magmatischen Anteil von Apatit am Gesteinsaufbau.

Hinweise auf primäre Plagioklase gibt es außer den gut erhaltenen, komplex verzwilligten Albiten (s. 2.3.3.) in Muskovit-Albit-Gneisen auch, allerdings weniger deutlich in Prasiniten und Epidot-Albit-Schiefern. So finden sich in Albitpflastern scharf begrenzte Anhäufungen von Füllungsmikrolithen, die sich über mehrere Albitkörner erstrecken und als heute rekristallisiert vorliegende „gefüllte“ Plagioklase deuten lassen.

Radialstrahlig gewachsene Epidote, die als Pseudomorphosen nach Pumpellyit oder Julgoldit gedeutet werden, können als gute Belege für die Beteiligung ehemaliger Gläser angesehen werden (KRAIGER 1987). VIERECK et al. (1982) berichten nämlich von radialstrahligen Fasern von Julgoldit und Pumpellyit als Hülle an Glasscherben und offenen Blasen Hohlräumen in alterierten sauren und basischen Vulkaniten. Mit zunehmender Tiefe werden die erwähnten Phasen zu großen Teilen in Epidot umgewandelt.

Am besten sind die radialstrahlig orientierten Epidotminerale in fein gebänderten Biotit-Epidot-Albit-Schiefern erhalten, deren ausgezeichnete Bänderung wohl nur auf die Beteiligung von Komponenten mit sehr geringer Korngröße (feinste vulkanische Aschen) zurückzuführen ist.

Alle diese Beobachtungen lassen mit gewisser Berechtigung den Schluß zu, daß ein primär gebändertes, vulkanogenes Ausgangsmaterial nach seiner Ablagerung in erheblichem Ausmaß von einer niedrig temperierten Alteration erfaßt wurde. FISHER & SCHMINCKE (1984, Kap. 12) konnten zeigen, daß bei steigendem Druck und Temperatur aus ein und demselben vulkanischen Glas nur durch unterschiedliche Alterationseinflüsse, alle gesteinsbildenden Minerale der hier diskutierten Metavulkanite entstehen können. Die Umwandlung erfolgt dabei stufenweise und ist abhängig von Körnigkeit, Porosität etc. Anders ausgedrückt, werden bei identischer primärer Zusammensetzung in einer bestimmten Alterationsstufe grobklastische

Partien mit relativ großen Glasscherben oder Gesteinsbruchstücken erheblich geringer umgewandelt als entsprechend feinkörnigere.

Umgesetzt auf die in Teilen der OMA auftretende feine Bänderung, könnten in vielen Fällen nur Korngrößenunterschiede in Verbindung mit unterschiedlich stark einwirkender Alteration für die Entstehung der heute vorliegenden Bänderung verantwortlich sein. Die gesamte Einheit kann als eine, hauptsächlich aus pyroklastischem Material aufgebaute Abfolge angesehen werden, in der neben primären Chemismusunterschieden wohl in vielen Fällen Korngrößenunterschiede und die daraus resultierende selektive Umwandlung der einzelnen Komponenten in Verbindung mit der Regionalmetamorphose das heutige Erscheinungsbild prägen.

Geochemisch können Prasinite, Biotit- bzw. Muskovit-Epidot-Albit-Schiefer als basisch/intermediäre und intermediäre, die Muskovit-Albit-Gneise als saure Produkte eines kalkalkalischen (z. T. „high-K“-kalkalkalisch bis shoshonitischen) kontinentalen Inselbogens angesehen werden (KRAIGER 1987).

### 2.3.5. Amphibolit

Innerhalb der OMA samt HPhE finden sich geringmächtige und zudem sehr unterschiedliche Amphibolite. Im Liegenden der Serpentin-Talkschiefer-Linse (Abb. 2) stehen wenige m eines sehr biotitreichen und gut geschieferten, dunkelgrünen Amphibolits (Biotitamphibolit) mit scharfen Grenzen zu Prasiniten an. Im Bereich der HPhE werden zwei geringmächtige Lagen (Abb. 2) eines sehr massigen, hellgrüngrauen Amphibolits von Chlorit-Albit-Schiefern (s. 2.3.6.) begleitet.

Die Biotitamphibolite weisen zu den diversen Amphiboliten der UMA keinerlei Gemeinsamkeiten auf. Aufgrund geochemischer Untersuchungen sind sie als Absarokite (basische Vertreter shoshonitischer Serien, PECCERILLO & TAYLOR, 1976) zu bezeichnen und werden, wie der Großteil der OMA, aus einem kontinentalen Inselbogenmilieu abgeleitet. Die massigen Amphibolite innerhalb der HPhE werden hingegen als Vertreter eines späten, basisch geprägten Intraplattenvulkanismus gedeutet (KRAIGER 1987).

### 2.3.6. (Muskovit)-(Biotit)-Chlorit-Albit-Schiefer

Die in dieser Gruppe zusammengefaßten, z. T. sehr unterschiedlichen Gesteine sind generell durch hohe Plagioklas-Chloritgehalte gekennzeichnet. Fallweise treten dazu größere Mengen an Biotit und/oder Hellglimmer. Innerhalb der OMA stehen die Schiefer zumeist mit Schwarzphylliten, seltener auch mit Metavulkaniten in Verbindung. Innerhalb der HPhE können neben hellglimmerreichen, mit Metasedimenten verbundene Schiefen auch prasinitähnliche Varietäten in unmittelbarer Nähe von massigen Amphiboliten beobachtet werden.

Die Chlorit-Albit-Schiefer werden von stark alteriertem, z. T. aber auch von umgelagertem oder verschwemmten, vulkanogenem Material abgeleitet.

### 2.3.7. Schwarzphyllit (Habachphyllit)

Typisch für diese nach FRASL (1958) auch als Habachphyllite zu bezeichnenden Metasedimente ist eine auf den hellglimmerreichen, silbrig aufglänzenden Schieferungsflächen ausgebildete Feinfältelung im mm-Bereich.

Innerhalb der OMA spielen die Schwarzphyllite nur eine untergeordnete Rolle. Hervorzuheben ist jedoch die zwischen UMA und OMA grenzbildende Schwarzphyllitlage (Abb. 2), die von zahlreichen, mm- bis cm-breiten stark ausgelängten Gneisschlieren durchzogen ist. Daneben finden sich noch mm- bis cm-große, ebenfalls gelängte, schwarze Turmalinlinsen. Diese markante Turmalinführung könnte eventuell ein Wiederauffinden dieser doch bedeutenden Grenze an anderen Stellen der Habachformation erleichtern.

### 3. Diskussion

In diesem abschließenden Kapitel werden die beiden Abfolgen miteinander verglichen, die Ergebnisse den bisher über die Habachformation bekannten Daten gegenübergestellt und schließlich ein Modell entwickelt, in dem sich alle Beobachtungen möglichst sinnvoll vereinen lassen.

In einer tabellarischen Gegenüberstellung der wichtigsten Merkmale der beiden Abfolgen werden die markanten Unterschiede deutlich (s. Tab. 1), es ergibt sich aber auch eine Gemeinsamkeit: In beiden Abfolgen sind intermediäre und saure Gesteine mit kontinentaler Inselbogencharakteristik zu beobachten, die aber petrographisch erhebliche Unterschiede aufweisen. Dies läßt sich durch eine einerseits gangförmige (UMA), andererseits vulkanoklastische Ausbildung (OMA) eines an sich vergleichbaren Magmentyps erklären.

Versucht man nun die aus dem Bereich des Unterfahrungsstollens gewonnenen Daten an die aus dem Gesamtbereich der Habachformation bekannten anzuknüpfen, so ergibt sich folgende Situation:

Tab. 1: Gegenüberstellung der wichtigsten Merkmale der beiden Magmatitabfolgen der Habachformation des Unterfahrungsstollens.

Untere Magmatitabfolge	Obere Magmatitabfolge
Relativ einheitliche Lithologie, zumeist scharfe Grenzen	Rasch wechselnde, bunte Abfolge, lagig bis gebändert, vielfach fließende Grenzen
Keine Sedimentbeteiligung	Zahlreiche Sedimenteinschaltungen
Ca. 75% basaltische Magmatite	20% basische Magmatite
Ca. 25% intermediäre und saure Magmatite	Über 70% intermediäre und saure Magmatite
Basalte mit MORB-Charakter, untergeordnet intermediäre Gesteine mit kontinentalem Inselbogencharakter	Basaltische Andesite und Andesite mit kontinentalem Inselbogencharakter, untergeordnet Basalte mit Intraplattencharakter
Subvulkanischer Gangkomplex (sheeted dikes)	Submarine, vulkanogene Abfolge

Gesteine der Habachmulde und des Falkenbachlappens „Kalk-Alkali-Sequenz mit Habachphyllitentwicklung“ (nach PESTAL 1983) zeigen petrographisch aber auch geochemisch (STEYRER 1982, STEYRER & HÖCK 1985) mehrere Übereinstimmungen mit den Metavulkaniten der OMA. Der Nordteil des im Unterfahrungsstollen aufgeschlossenen Profils, also der als Obere Magmatitabfolge mit Habachphyllitentwicklung bezeichnete Abschnitt, läßt sich mit gewisser Wahrscheinlichkeit der „Kalk-Alkali-Sequenz mit Habachphyllitentwicklung“ zuordnen, die damit eine weitaus größere Verbreitung aufweist als bisher angenommen wurde.

Feinkörnige Amphibolite mit MORB-Charakter, wie sie größtenteils die UMA aufbauen, finden sich vereinzelt in Teilen der Hollersbachmulde (SCHMEDERER 1980, STEYRER & HÖCK, 1985), aber auch in Bereichen des Amertales und bestätigen die bisherigen Annahmen von der Beteiligung von Ozeanbodenbasalten an der Habachformation. Einzelne sehr saure Albitgneise des Unterfahrungsstollens, die mit Vorbehalt von Plagiograniten abgeleitet werden, finden sich, allerdings in charakteristischerer Ausbildung, ebenfalls innerhalb der Amphibolite der Hollersbachmulde wieder (SCHMEDERER 1980). Kalkalkalische Gänge innerhalb der tholeiitischen Anteile wurden bisher aus dem Bereich der Habachformation nicht beschrieben.

Ehe nun versucht werden soll, die gewonnenen Daten in einem Modell sinnvoll zu vereinen, ist es notwendig vorweg drei für eine Interpretation entscheidende Probleme zu besprechen:

(I) Die Grenze BSF/UMA wird als breit angelegte tektonische Melangezone interpretiert (KRAIGER 1987). Im Gegensatz dazu sieht HÖLL (1975) einen primär stratigraphischen Zusammenhang zwischen beiden Einheiten. Ein solcher Zusammenhang zwischen Metasedimenten und den von Kumulaten abgeleiteten Hornblenditen ist aufgrund der unterschiedlichen Bildungsräume beider Gesteine unwahrscheinlich.

(II) Im Grenzbereich zwischen UMA und OMA gibt es keinerlei Hinweise auf einen tektonischen Kontakt. Die Auflagerung kontinentaler Inselbogenvulkanite der OMA auf die Ozeanbodenbildungen der UMA sind demnach wohl als primär stratigraphisch anzusehen. Dabei ergeben sich insofern Schwierigkeiten, als es zu erklären gilt, wie die direkte Ablagerung vulkanoklastischer Gesteine auf einem „sheeted dikes“-Komplex (UMA) möglich sei und wie das völlige Verschwinden der extrusiven Folge der ozeanischen Kruste (Lavaflows, Pillowlaven, Hyaloklastite etc.) zu erklären sei. Eine Erosion des gesamten Abschnittes wäre beispielsweise im Bereich von Transformstörungen möglich, doch ließe sich damit nicht das Fehlen der Liegendabschnitte der ozeanischen Kruste (Kumulatsequenz und tektonisierter Harzburgit) erklären. Bei einer Obduktion der ozeanischen Kruste auf den Bereich eines kontinentalen Substrats (kontinentaler Inselbogen?) wäre ein Zergleiten des ozeanischen Krustenpakets möglich. Ein solcher Mechanismus könnte das Fehlen sowohl der Pillow- als auch der Kumulatsequenz erklären. Nach einer angenommenen Zergleitung der ozeanischen Kruste könnte die primär-stratigraphische Ablagerung geringmächtiger Sedimente (graphitführende Sedimente an der Grenze UMA/OMA) und in weiterer Folge von mächtigen basischen und basisch/intermediären Vulkaniten (OMA) erfolgen.

(III) In diesem Zusammenhang bietet sich auch eine Erklärungsmöglichkeit für die Platznahme der kalkalkalischen Gänge innerhalb der UMA an, nämlich die

Intrusion der Schmelzen nach einer Obduktion der ozeanischen Kruste auf den Bereich eines älteren kontinentalen Inselbogens. Dieser Inselbogen wäre als das Produkt einer Subduktion einer ozeanischen Kruste eines älteren, großen(?) Ozeans anzusehen. Ob es sich dabei um einen sog. aktiven Kontinentalrand oder um einen vom ozeanischen zum kontinentalen gereiften Inselbogen handelt bleibt unklar. Hinweise auf ozeanisches Inselbogenmaterial im Bereich der Habachformation (VAVRA & FRISCH, 1987; FRISCH & RAAB, 1987) könnten mit Vorsicht jedoch für das Modell eines gereiften Inselbogens sprechen. Eine Obduktion der ozeanischen Kruste auf diesen oder zumindest in die Nähe dieses kontinentalen Inselbogens wäre eine plausible Erklärung für die gangförmige Intrusion kalkalkalischer Schmelzen in die UMA.

Folgendes genetisches Modell wird am ehesten den derzeitigen Daten gerecht: Im Bereich eines alten kontinentalen Inselbogens (s. o.) kommt es zur Ausbildung eines „back-arc basins“, als dessen Teil die Untere Magmatitabfolge betrachtet wird. Bei einer späteren Schließung dieses (möglicherweise kleinen) Ozeanbeckens wird die ozeanische Kruste (teilweise?) auf diesen kontinentalen Inselbogen obduziert, wobei es zu einer Zergleitung des Krustenpaketes gekommen sein dürfte. Der „sheeted-dikes“-Komplex und die hangendsten Abschnitte der Kumulatsequenz dieses Ophiolits (UMA) werden in der Folge von geringmächtigen Sedimenten und anschließend von mächtigen Vulkanitlagen (OMA) überdeckt. Gleichzeitig intrudieren kalkalkalische Schmelzen den Gangkomplex. In späterer Folge muß es zu einem Aussetzen oder überhaupt zu einem Ende der Subduktion ozeanischer Kruste des älteren Ozeans (s. o.) kommen, die für die Entstehung des kontinentalen Inselbogens verantwortlich zeichnete. Daraus resultiert einerseits ein Ausklingen der vulkanischen Aktivität und als Folge die Ablagerung toniger Sedimente, aber auch die Aufarbeitung und Umlagerung vulkanogenen Materials. Die Sedimente liegen heute in Form der sog. Habachphyllitentwicklung vor. In dieser Spätphase kommt es schließlich zur Ausbildung geringer Mengen von Intraplattenbasalten, deren Zusammensetzung nur mehr durch den nun subkontinentalen Mantel geprägt wird und die entweder als Lavaströme ausfließen oder in Form schmaler Lagergänge in die Sedimente intrudieren.

Die teilweise erstaunlich gute Erhaltung primärer Strukturen innerhalb der OMA läßt eine kräftige, penetrative variszische Metamorphose in diesem Teil der Habachformation als unwahrscheinlich erscheinen. Die vorliegenden Gesteine dürften neben einer niedrigtemperierten „in situ“-Alteration, die u. a. eine Umwandlung der vulkanischen Gläser zur Folge hatte, nur mehr alpidisch auf Temperaturen um die 500 (bis 510)° C aufgeheizt und leicht deformiert worden sein.

Das Problem des Nachweises einer älteren als der alpidischen Metamorphose betrifft auch den sog. Basisamphibolit, der seit FRASL & FRANK (1966) zum „Altkristallin“ gestellt wird. Die sehr vorsichtig formulierte Aussage der beiden Autoren über eine mögliche (aber nicht nachgewiesene) präalpine Metamorphose des Basisamphibolits wurde von späteren Bearbeitern des Gebietes zum Anlaß genommen, diese Abfolge als sicheres Altkristallin zu bezeichnen, ohne dafür allerdings einen Beleg zu erbringen. Es gibt demnach bis heute keinen wirklich zwingenden Grund den Basisamphibolit als Altkristallin zu bezeichnen (mündl. Mitt. FRASL). Die relativ grobkörnige Ausbildung der gebänderten Amphibolite, die eingeschalteten Horn-

blendite und einzelne Serpentinikörper könnten durchaus auf primäre Strukturen bzw. auf primäre Stoffunterschiede zurückzuführen sein. Schon PESTAL (1983) leitet den Basisamphibolit von Kumulaten ab und auch FRISCH & RAAB (1987) bezeichnen den Basisamphibolit als gabbroischen Komplex. Es wäre zu überlegen ob nicht der Basisamphibolit die fehlende Kumulatsequenz der UMA darstellen könnte. Die Idee, zwischen den beiden Einheiten einen ursprünglichen Zusammenhang zu sehen, sollte von weiteren Bearbeitern des Gebietes nicht außer acht gelassen werden.

Eine altersmäßige Zuordnung der paläozoischen Ereignisse erscheint mit Hilfe der U/Pb-Datierungen von QUADT (1985) zumindestens teilweise möglich. Datierungen an Hornblenditen der UMA, an Grobkornamphiboliten und gebänderten Amphiboliten des Basisamphibolits ergeben relativ gut übereinstimmende Bildungsalter von ca. 500 Mio. Jahre (Wende Kambrium/Ordoviz). Der jeweilige untere Einstichpunkt der Diskordia der U/Pb-Daten bei Gesteinen des Basisamphibolits weist auf ein herzynisches Ereignis um 310 Mio. Jahre hin (QUADT 1985). Diese Daten stimmen in etwa mit den von CLIFF (1977, 1981) ermittelten Intrusionsaltern des Granatspitz überein (330 Mio. J.: U/Pb-Zirkonalter; 325 Mio. J.: Rb/Sr-Gesamtgesteinsalter). Hingegen zeigen die U/Pb-Untersuchungen an Hornblenditen der UMA keine Hinweise auf eine Beeinflussung während einer variszischen Metamorphose. Möglicherweise läßt sich also das variszische Alter (um 310) des Basisamphibolits mit der Platznahme des Granits des Granatspitz in Verbindung bringen. Nach den Berichten von CORNELIUS & CLAR (1939) gibt es (allerdings sehr selten) Hinweise auf einen primären Verband der beiden Gesteinseinheiten, sodaß eine Beeinflussung der U/Pb-Alter durch eine granitische Intrusion eine gewisse Berechtigung erhält.

Überträgt man diese Altersdaten auf das im Rahmen der vorliegenden Arbeit vorgestellte Modell, so wäre die Bildung des „back-arc basins“ im Zeitraum Oberes Kambrium/Unteres Ordoviz anzunehmen. Für die postulierte Schließung des Beckens, die Obduktion und die Zergleitung des ozeanischen Krustenpaketes als auch für die transgressive Überlagerung mit Vulkaniten bzw. Sedimenten stünden demnach maximal 200 Mio. Jahre zur Verfügung.

Weitere Arbeiten in der Habachformation aber auch in den Zentralgneisen sollten zum Prüfstein werden und das Modell bestätigen oder verwerfen. Ich bin für Diskussion und Verbesserungsvorschläge dankbar.

### Danksagung

Ich danke der WOLFRAM-Bergbau- und Hüttengesellschaft, insbesondere P. WALSER für die finanzielle Unterstützung der Arbeit. Für die fachliche Betreuung, für zahlreiche stundenlange Diskussionen und die kritische Durchsicht des Manuskriptes danke ich V. HÖCK. Besonderer Dank gilt D. BRIEGLER für die Einführung in die Geologie des Bergbaus und die Überlassung zahlreicher Unterlagen.

### Literatur

- CARL, R. R. B., HÖLL, R., SCHROLL, E., 188: Ein Meta-Dioritvorkommen in der Habachformation westlich der Achselalm/Hollersbachtal (Hohe Tauern, Österreich). – Mitt. österr. geol. Ges., 81, 123–132, Wien.

- CLIFF, R. A., 1977: Rb/Sr-isotopic measurements on granitegneisses from the Granatspitzkern, Hohe Tauern. – *Verh. geol. B.-A.*, 1977, 101–104, Wien.
- CLIFF, R. A., 1981: Pre-alpine history of the pennine zone in the Tauernwindow, Austria: U-Pb and Rb-Sr Geochronology – *Contrib. Mineral. Petrol.*, 77, 262–266, Berlin etc.
- COLEMAN, R. G., 1977: *Ophiolites*. – 229 p., Springer, Berlin.
- CORNELIUS, H. P. & CLAR, E., 1939: *Geologie des Großglocknergebietes, Teil I*. – *Abh. Zweigst. Wien Reichsst. Bodenforsch.*, 25/1, 1–350, Wien.
- FISHER, R. V. & SCHMINCKE, H.-U., 1984: *Pyroclastic rocks*. – 472 p., Springer, Berlin.
- FRASL, G., 1958: Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den Mittleren Hohen Tauern. – *Jb. geol. B.-A.*, 101, 323–472, Wien.
- FRASL, G. & FRANK, W., 1966: Einführung in die Geologie und Petrographie des Penninikum im Tauernfenster mit besonderer Berücksichtigung des Mittelabschnittes im Oberpinzgau. – *Aufschluß, Sh.* 15, 30–58, Heidelberg.
- FRISCH, W. & RAAB, D., 1987: Early paleozoic back-arc and island arc settings in greenstone sequences of the central Tauern Window (Eastern Alps). – *Jb. geol. B.-A.*, 129, 545–566, Wien.
- GASS, I. G., 1980: The Troodos massif: its role in the unravelling of the ophiolite problem and its significance in the understanding of constructive plate margin processes. – [In:] A. Panayiotou [ed.]: *Ophiolites, Proceedings international ophiolite symposium, Cyprus 1979, The Geol. Surv. Cyprus*, 23–35.
- HÖLL, R., 1975: Die Scheelitlagerstätte Felbertal und der Vergleich mit anderen Scheelitvorkommen in den Ostalpen. – *Abh. bayer. Akad. Wiss., math.-natwiss. Kl.*, 157, A.-B., München.
- JAHODA, R., 1984: Das Westfeld der Scheelitlagerstätte Mittersill (Land Salzburg/Österreich) – Geologie, Petrographie und Vererzung in einem Profil durch die Lagerstätte. – Unveröff. Diplomarbeit, Univ. Leoben.
- KRAIGER, H., 1987: Geologie, Petrographie und Geochemie der Habachformation am Beispiel des Unterfahrungsstollens der Scheelitlagerstätte Felbertal, Salzburg. – Unveröff. Diss., Univ. Salzburg, 280 S.
- KRAIGER, H. & HÖCK, V.: Oceanic vs. Continental origin of the Paleozoic Habach Formation in the Hohe Tauern (Salzburg/Austria): A Geochemical Approach. – In Vorb.
- PECCERILLO, A. & TAYLOR, S. R., 1976: Geochemistry of eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, 58, 63–81, Berlin etc.
- PESTAL, G., 1983: Beitrag zur Kenntnis der Geologie in den Mittleren Hohen Tauern im Bereich des Amer- und Felbertales (Pinzgau, Salzburg). – Unveröff. Diss. Univ. Wien, 117 S.
- QUADT, A., 1985: Geochronologische, geochemische und isotopengeochemische Untersuchungen an Gesteinen der Habachformation, der Scheelitlagerstätte und des umgebenden Altkristallins im Felbertal (Land Salzburg). – Unveröff. Diss. ETH Zürich, 241 S.
- SCHMEDERER, J., 1980: Geologische, petrographische und geochemische Untersuchungen an Gesteinen der Habachserie im Hollersbachtal (Österreich) zwischen Waxrinne und Steigklamm. – Unveröff. Diplomarbeit, Univ. München, 113 S.
- SCHMINCKE, H.-U., VIERECK, L. G., GRIFFIN, B. J. & PRITCHARD, R. G., 1982: Volcaniclastic rocks of the Reyderfjörður drill hole, Eastern Iceland; 1. Primary features. – *J. Geophys. Res.*, 87, 6437/6458, Washington.
- STEYRER, H. P., 1982: Geochemie, Petrographie und Geologie der Habachformation im Originalgebiet zwischen äußerem Habachtal und Untersulzbachtal (Pinzgau, Salzburg). – Unveröff. Diss. Univ. Salzburg, 178 S.
- STEYRER, H. P. & HÖCK, V., 1985: Geochemistry of the metabasites in the Habachformation (Salzburg, Hohe Tauern, Austria). A preliminary report. – *Ofioliti*, 10, H. 2/3, 441–456, Bologna.
- THALHAMMER, O., 1987: Boninites as source rocks of tungsten mineralization at Mittersill, Austria? – *Mineral. Petrol.*, 37, 221–242, Wien.
- THAYER, T. P., 1974: Some implications of sheeted dyke swarms in alpine peridotit-gabbro

- complexes. – Paper presented at International Symposium in the Earth's crust, Moscow: Academy of Science, USSR.
- THAYER, T. P & HIMMELBERG, G. R., 1968: Rock succession in the alpine-type mafic complex at Canyon Mountain, Oregon. – XXIII Int. Geol. Congr., Vol. 1, 175–186, Algier.
- VAVRA, G. & FRISCH, W., 1987: Pre-variscan back-arc and island-arc magmatism in the Tauern Window (Eastern Alps), abstract. – *Terra cognita*, 7, 2–3, p. 182.
- VIERECK, L. G., GRIFFIN, B. J., SCHMINCKE, H.-U. & PRITCHARD, R. G., 1982: Volcaniclastic rocks of the Reydarfjörður drill hole, eastern Iceland. 2. Alteration. – *J. Geophys. Res.*, 87, B8, 6459–6476, Washington.

Manuskript eingelangt am 18. Mai 1988, gekürzte Fassung am 1. August 1988