

Die Basisschieferfolge in der Habachformation im Felber- und Amertal (Tauernfenster, Salzburg)

Gesteinsinhalt, Geochemie, Fossilführung und genetische Implikationen

Von H. A. GILG*), R. HÖLL*), M. P. KUPFERSCHMIED*), E. REITZ**), H. STÄRK***)
und K. WEBER-DIEFENBACH*)

Mit 12 Abbildungen, 3 Tabellen und 2 Tafeln

Zusammenfassung

Die Habachformation besteht aus drei größeren Gesteinseinheiten: Basisschieferfolge, Eruptivgesteinsfolge und Habachphyllitentwicklung. Die im Felbertal bis über 500 m mächtige Basisschieferfolge beinhaltet metasedimentäre Gesteine mit lokalen Einschaltungen von Metamagmatiten. Die Metasedimente umfassen wechsellagernde, ineinander übergehende und rhythmisch laminierte Glimmerschiefer und Paragneise (Biotit-Plagioklas-Gneise, Plagioklas-Biotit-Schiefer, Muskovit-Plagioklas-Gneise und Muskovitschiefer) sowie sehr untergeordnet Kalksilikatgneise, Quarzite, Graphitquarzite, Apatitquarzite, Metabrekzien und Metakonglomerate. Nach den geochemischen Befunden erweisen sich die Glimmerschiefer und Paragneise überwiegend als Meta(sub)grauwacken. Für sie ist ein kontinentales Liefergebiet mit überwiegend granitischem Chemismus zu folgern. Ihr Ablagerungsraum ist im Umfeld eines (kontinentalen) Inselbogens anzunehmen.

Metamagmatite werden durch Amphibolite mit großer Variationsbreite, Zweiglimmer-Plagioklas-Gneise, verschiedenartige leukokrate Gneise und Metapyroklastite repräsentiert. Die Amphibolite lassen sich als kalkalkalische Inselbogenbasalte und Inselbogenandesite klassifizieren. Sie sind Äquivalente von Amphiboliten der überlagernden Eruptivgesteinsfolge. Die Zweiglimmer-Plagioklas-Gneise sind geochemisch als kontinentale (high Al_2O_3 -)Trondhjemite anzusprechen. Sie nehmen in der Habachformation eine Sonderstellung ein und unterscheiden sich geochemisch auch deutlich von den weiter südlich anstehenden Zentralgneisen.

Die Entstehung der Habachformation ist unter Verwertung von Mikrofossilien (Acritarchen und Cyanobakterien) und der faziellen Entwicklung zeitlich am besten mit der Einstufung ins Ober-Riphäikum – Unter-Vendium vereinbar. Diamiktische Metabrekzien sowie als „Dropstones“ gedeutete Einzelgerölle innerhalb der Basisschieferfolge mögen als Hinweise auf Vereisungserscheinungen gewertet wer-

*) Adresse der Verfasser: *)Institut für Allgemeine und Angewandte Geologie, Universität München, Luisenstr. 37, D-8000 München, 2, BRD.
**) Geologisch-Paläontologisches Institut, Universität Gießen, Senckenbergstr. 3, D-6300 Gießen, BRD.
***) Institut für Radiochemie, Technische Universität München, Walther-Meißner-Str. 3, D-8046 Garching, BRD.

den. Letztere könnten der im Unter-Vendium weltweiten Varanger-Vereisung zuzuordnen sein.

Abstract

The Habach formation consists of three major units: basal schist sequence, volcanic rock sequence, and Habach phyllitic unit (phyllites). The basal schist sequence is locally exceeding 500 m in the Felbertal valley, outside this area usually less than 100 m thick. It is composed mainly of metasedimentary rocks with intercalations of metamorphic igneous rocks. The metasediments comprise a sequence of alternating and interfingering micaschists and paragneisses. These rocks may reveal a rhythmic lamination. Minor intercalations consist of calcsilicate gneisses, quartzites, graphitic quartzites, apatite quartzites, metabreccias and metaconglomerates. The micaschists and paragneisses represent metamorphic greywackes and subgreywackes due to geochemical data. Their provenance is likely to be a continental crust with felsic igneous rock composition. They may have been deposited in a basin within a continental arc environment.

The metamorphic igneous rocks are diverse amphibolites, two-mica-plagioclase-gneisses, minor lenses of other leucocratic gneisses and metapyroclastic rocks. The amphibolites are to be classified as calcalkaline island arc basalts and andesites. They represent equivalents to amphibolites of the overlying volcanic rock sequence. The two-mica-plagioclase-gneisses are obviously derived from continental high- Al_2O_3 trondhjemites.

The Habach formation is assumed to be of a Late Riphean to Early Vendian age due to microfossil evidence (acritarchs and cyanobacteria) and sedimentary facies. Singular pebbles considered as dropstones, which may have been released from floating ice, as well as diamictitic metabreccias, are regarded as hints for glaciation during the formation of the basal schist sequence. This could be attributed to the worldwide Varanger ice age during the Early Vendian.

Einleitung und Problemstellung

Der Begriff „Habachserie“, erstmals von FRASL (1958) definiert und benützt, diente zur Bezeichnung einer „Geosynklinalfüllung“, die aufgrund lithostratigraphischer Vergleiche als (alt-)paläozoisch erachtet wurde. HÖCK et al. (1982) schlugen vor, den Namen „Habachserie“ durch den Terminus „Habachformation“ zu ersetzen gemäß den Richtlinien des „International Stratigraphic Guide“ (HEDBERG, 1976).

Die Habachformation beinhaltet aufgrund ihrer räumlichen Verbreitung und Mächtigkeit die wichtigste prävariszische Gesteinseinheit der mittleren Hohen Tauern. Sie erreicht zwischen dem Krimmler Achenal und dem Kaprunertal eine W-E-Erstreckung von 40 km und eine N-S-Erstreckung bis 25 km. Ihre Mächtigkeit schwankt zwischen 1500 m und mindestens 4000 m. Die Liegendgrenze zur unterlagernden Basisamphibolitfolge wird im Felbertal von einer Überschiebungsbahn repräsentiert, die lokal von Serpentinikörpern markiert wird.

Nach HÖLL (1975) wird die Habachformation aus drei größeren Gesteinsfolgen aufgebaut:

Habachphyllitentwicklung,
Eruptivgesteinsfolge,
Basisschieferfolge.

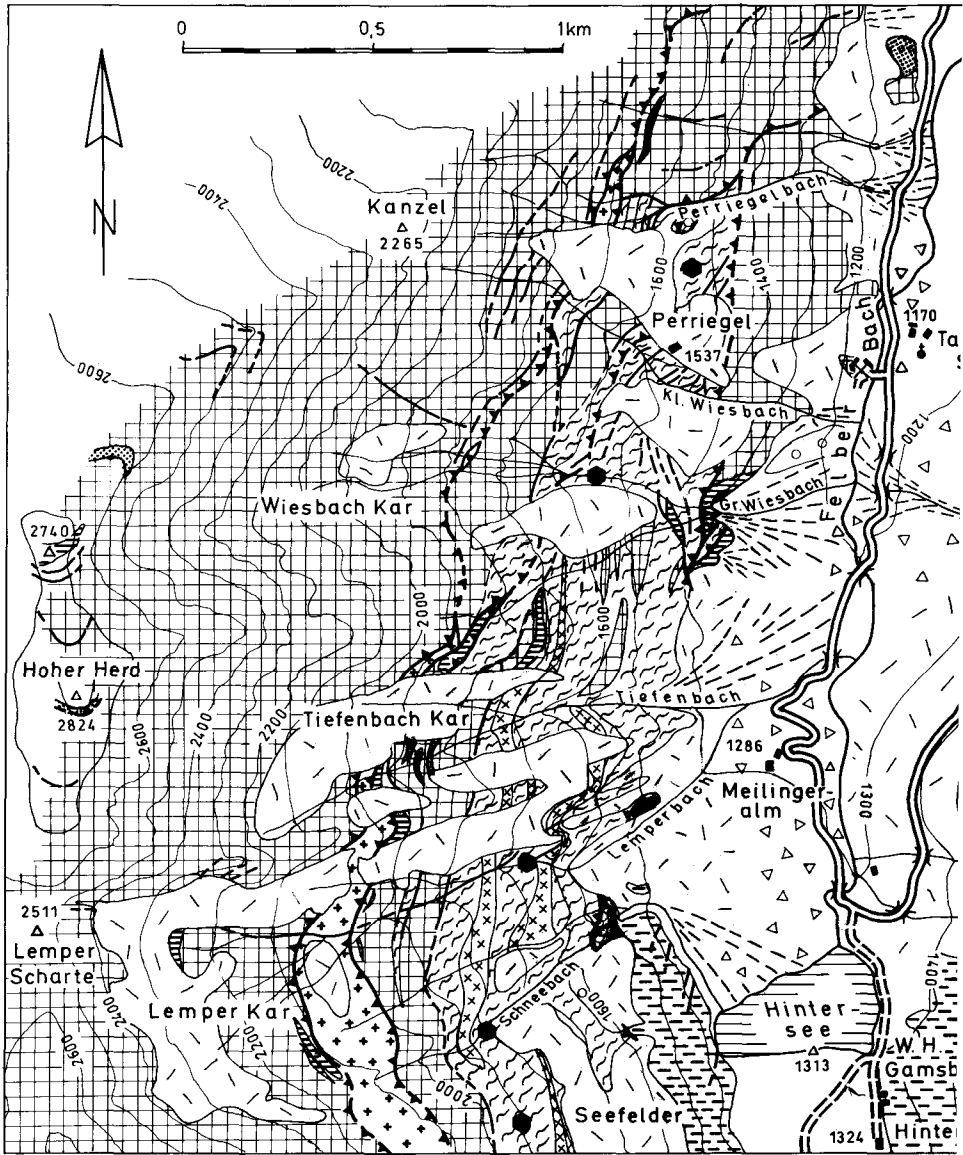
Die Basisschieferfolge wird im Felbertal bis über 500 m mächtig. In ihrem sonstigen Verbreitungsgebiet sind Mächtigkeiten bis 100 m bekannt (CORNELIUS & CLAR 1939; CORNELIUS 1941; FRANK 1965). Ihre stratigraphische Einordnung als älteste Gesteinsfolge der Habachformation wurde von HÖLL (1975) vor allem aufgrund von Bohrkernbefunden im Bereich der Scheelitlagerstätte Felbertal vorgenommen. Ihre Hangendgrenze zur Eruptivgesteinsfolge ist durch das Einsetzen eines kräftigen basischen Vulkanismus bedingt. Lokal finden sich noch einzelne Einschaltungen von Metasedimenten mit den typischen Merkmalen der Basisschieferfolge im untersten Teil der Eruptivgesteinsfolge, z. B. im unteren Lemperkar (Tafel 1). Ansonsten ist diese Hangendgrenze eine der bedeutendsten Materialgrenzen der Habachformation.

Diese unter dem Felbertal und bereichsweise auf der Felbertal-Westseite unverehrte stratigraphische Grenze ist am Felbertal-Osthang und im Amertal tektonisch überformt. Die auch im sonstigen Verbreitungsgebiet um den Granatspitzkern deutliche tektonische Abtrennung der Basisschieferfolge von den übrigen Teilen der Habachformation war Anlaß für ihre im Schrifttum unterschiedliche stratigraphische und tektonische Zuordnung. CORNELIUS & CLAR (1939) bezeichneten die Basisschiefer als „Biotitporphyroblastenschiefer“ und faßten sie als eigenständige Gesteinsserie auf. FUCHS (1958) nannte sie „Granatspitzhüllschiefer“ und erachtete sie gleichfalls als eigene Serie. FRANK (1965) beschrieb sie als „dunkle Albitgneise und Glimmerschiefer“ und betrachtete sie als fazielle Eigenentwicklung innerhalb der Habachformation bzw. mit Vorbehalt als Äquivalent der Habachphyllitentwicklung. Tektonisch rechnete er sie zur „autochthonen Granatspitzhülle“, die übrige Habachformation dagegen zur „parautochthonen Schieferhülle des Granatspitzkernes“. PESTAL (1987) faßt die „Biotitporphyroblastenschieferformation“ als eigenständige, vorpermische Gesteinsformation auf und vermutet ein „(möglicherweise unter-)karbones“ Alter.

Die geochemischen und petrographischen Untersuchungen der Metasedimente der Basisschieferfolge hatten zum Ziel, einerseits die Edukte der Metasedimente zu bestimmen, andererseits deren Liefergebiet bzw. distributive Provinz zu charakterisieren. Die mikrofloristischen Untersuchungen dienten der erstmaligen biostratigraphischen Datierung der Basisschieferfolge und der Habachphyllitentwicklung sowie der Kennzeichnung der Ablagerungsbedingungen. Die vor allem im Felbertal innerhalb der Basisschieferfolge verbreiteten Metamagmatite waren hinsichtlich ihres Stoffbestandes, ihrer genetischen Zusammengehörigkeit oder Verschiedenartigkeit, ihrer extrusiven bzw. intrusiven Erscheinungsformen, ihrer Abkunft und geotektonischen Position sowie ihrer Beziehungen zur auflagernden Eruptivgesteinsfolge und zur unterlagernden Basisamphibolitfolge zu erfassen.

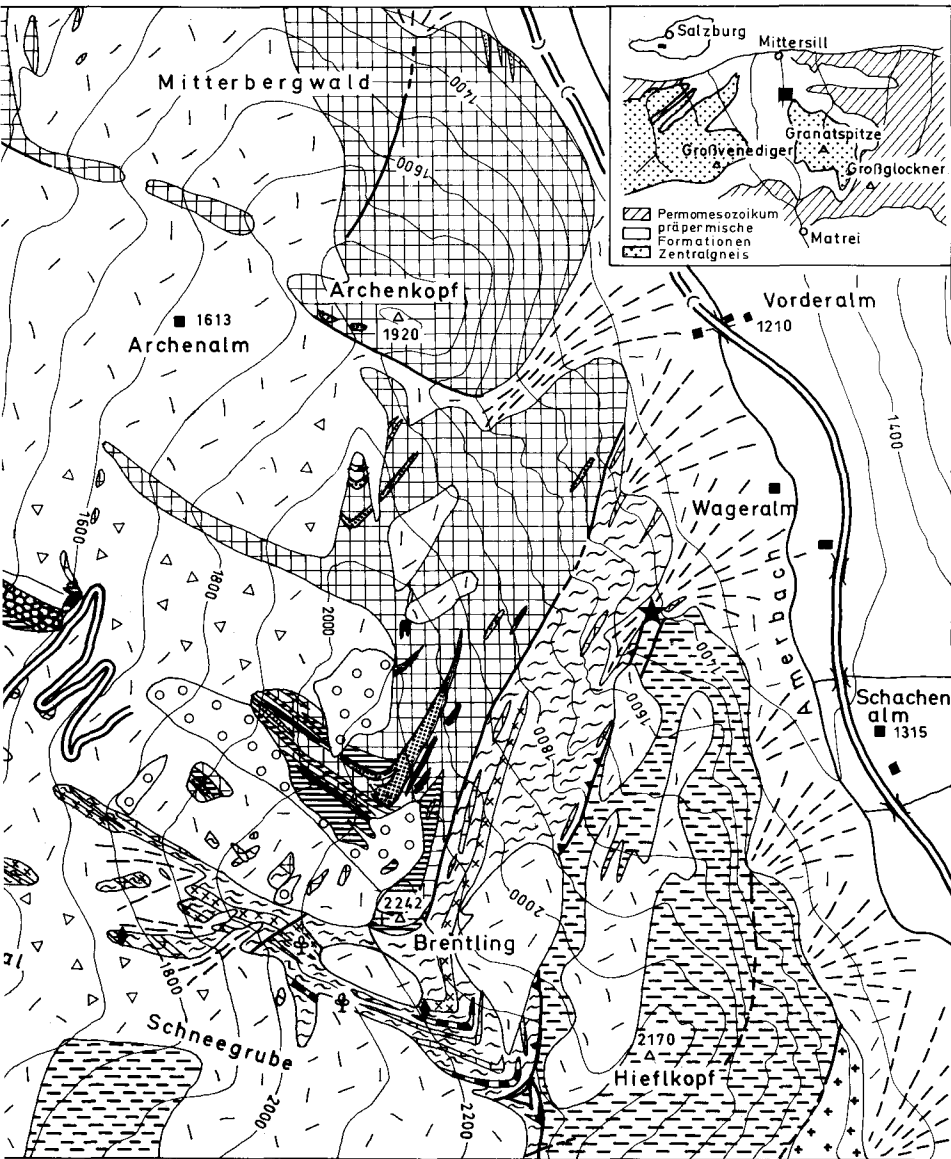
Gesteinsinhalt der Basisschieferfolge

Die Basisschieferfolge beinhaltet eine metasedimentäre, vorherrschend (pelitisch-) psammitische Gesteinseinheit mit lokalen Einschaltungen von Metamagmatiten. Die









QUARTÄR		POSTVARISISCHE GANGBILDUNG		Kalksilikatgneise
Bachalluvionen	Meta-Lamprophyre	ZENTRALGNEIS		Zweiglimmer-Plagioklas-Gneise
Hangschutt und Moränenschutt	Granitische Ausgangsgneise des Felbertauern und Granatspitzkerns	HABACHFORMATION		(Epidot-) Biotit-Albit-Gneise, Al Quarzit-Gneise, Muskowit-Gneise
Bergsturz	Glimmerschiefer und Paragneise (Basisschieferfolge)	METAKONGLOMERATE UND METABREKZIEN		Amphibolite und Epidot-Amphi
Untere Erzblockschutthalde	Metakonglomerate und Metabrekzien	GRAPHITQUARZITE UND APATITQUARZITE		Hornblendite und Grobkornampl
Bergbauhalden	Graphitquarzite und Apatitquarzite	SERPENTINITE UND SERPENTINITRANDBILDUNGEN		Serpentinite und Serpentintrandbildungen
Schutt- und Schwemmkegel				

Tafel 1: Geologischer Rahmen der Scheelilagerstätte Felbertal



GILG, HÖLL, KUPFERSCHMIED 1988

- BASISAMPHIBOLITFOLGE**
-  Gebänderte Amphibolite und Hornblendite
 -  Gesteinsgrenze (gesichert, vermutet)
 -  Störung (gesichert, vermutet)
 -  Überschiebung (gesichert, vermutet)
 -  Stollen-Mundloch
 -  Fossilfundpunkte

Metasedimente umfassen variable und ineinander übergehende Glimmerschiefer und Paragneise, insbesondere Biotit-Plagioklas-Gneise, Plagioklas-Biotit-Schiefer, Muskovit-Plagioklas-Gneise und Muskovitschiefer sowie Lagengneise (mit möglichen tuffogenen Anteilen), und sehr untergeordnet Kalksilikatgneise und Quarzit-Varietäten. Diamiktitische Metabrekzien und Metakonglomerate sowie Einzelgerölle wurden innerhalb der Basisschieferfolge am Felbertal-Westhang neu gefunden (KUPFERSCHMIED 1987). Die Metamagmatite werden durch Amphibolite, Zweiglimmer-Plagioklas-Gneise, seltene (Epidot-)Plagioklas-Gneise und Metapyroklastite repräsentiert.

Die Gesteine der Basisschieferfolge wurden im Bereich des Felber- und Amertales während der alpidischen Regionalmetamorphose unter Epidot-Amphibolit-faziellen Bedingungen mit Temperaturen von ca. 550° bis 600° C und Drücken größer 5 kbar überprägt (GILG 1987).

Ausführliche petrographische Beschreibungen der Gesteine der Basisschieferfolge finden sich bei FRANK (1965), HÖLL (1975), PESTAL (1983), KUPFERSCHMIED (1987) und GILG (1987). Es wird daher nur eine kurze Beschreibung der wichtigsten Minerale und Gesteine vorgelegt.

Die *Plagioklase* der Basisschieferfolge sind mit den von GRUNDMANN (1983) aus dem mittleren Teil des Habachtals beschriebenen Plagioklas-Generationen gut korrelierbar. Prätauernkristalline, magmatisch zonierte, teilweise idiomorphe Reliktplagioklase mit reliktschem granophyrischem Gefüge finden sich in den Zweiglimmer-Plagioklas-Gneisen.

Für die Metasedimente sind invers zonierte Albit-Oligoklas-Porphyroblasten charakteristisch. Ihre Kerne sind meist rundlich, bisweilen einfach verzwillingt, häufig diffus mit Graphit durchstäubt. Sie enthalten schlauch- bis tropfenförmige Quarzeinschlüsse variabler Größe bzw. mikrographische Verwachsungen mit Quarz. Ihre Randsäume sind als syn- bis postkinematische Bildungen bezüglich der Hauptschieferung aufzufassen. Feinkörnige Plagioklas-Rekristallisate der Grundmasse sind überwiegend unverzwillingt und einschlußfrei.

Die *Hornblenden* in der Basisschieferfolge entsprechen weitgehend den Hornblenden in der Eruptivgesteinsfolge. Als älteste Hornblende-Generation werden fein durchstäubte, unregelmäßig begrenzte, braune Bereiche in den Kernzonen einer jüngeren, grünen Hornblende-Generation angesehen. Letztere ist hypidiomorph bis xenomorph und liegt häufig einfach verzwillingt vor. Eine jüngste, idiomorphe aktinolithische Hornblende kann die beiden älteren Generationen verdrängen.

Bronzefarbene *Biotit*-Porphyroblasten sind für die Basisschieferfolge charakteristisch. In Graphit-führenden Schiefen sind synkristalline Rotationen (max. 70°–80°) von Querbiotiten an gebogenen Einschlußmustern (LISTER et al. 1986) zu erkennen. Dehnungsrisse in Biotit-Blasten können mit Graphit-freien Biotiten verheilt sein.

Muskovit ist parallel zur Hauptschieferung sowie an älteren Schieferungsflächen nachgewiesen. Chemische Analysen (Tabelle 1) ergaben Paragonit-Komponenten ($\text{Na}/(\text{Na}+\text{K}+\text{Ca})$) bis 11,5% sowie Phengit-Komponenten ($\text{Mg}+\text{Fe}/\Sigma$ oktaedr. koord. Kationen) bis 14,1%.

Tab. 1: Mikrosondenanalysen von Biotit, Muskovit und Granat von einem muskovit- und granatführenden Biotit-Plagioklas-Gneis aus der Basisschieferfolge (Lokalität: Ostfeldstraße 1400 m SH).

	Biotit				Muskovit				Granat			
SiO ₂	37,52	36,97	37,28	37,37	49,45	49,40	50,58	SiO ₂	37,84	37,59	37,65	37,86
TiO ₂	1,97	1,72	1,85	1,76	0,53	0,51	0,56	TiO ₂	0,10	0,09	0,10	—
Al ₂ O ₃	17,89	17,27	17,47	17,59	33,97	34,77	32,37	Al ₂ O ₃	20,65	20,02	20,95	21,03
Cr ₂ O ₃	—	0,01	0,03	0,08	0,06	0,07	0,11	Cr ₂ O ₃	—	0,05	0,06	0,00
FeO	18,49	18,92	19,14	19,89	1,58	1,60	1,76	FeO	29,03	29,24	29,82	30,37
MnO	0,12	0,13	0,12	0,14	0,02	0,01	—	MnO	2,55	1,37	0,93	2,12
MgO	10,62	10,63	10,65	10,64	1,57	1,41	2,00	MgO	1,89	1,99	2,03	2,08
CaO	0,05	0,06	—	0,07	0,01	—	0,01	CaO	8,15	8,96	8,96	7,62
K ₂ O	9,47	9,39	9,32	8,88	9,82	10,34	10,09					
Na ₂ O	0,19	0,01	0,04	0,06	0,84	0,24	0,54					
Summe	96,31	95,11	95,89	95,58	97,86	98,34	98,02	Summe	100,21	99,32	100,50	101,08
O-Basis	22	22	22	22	22	22	22		24	24	24	24
Si	5,603	5,612	5,609	5,622	6,376	6,342	6,516	Si	3,020	3,021	2,980	2,995
Al (IV)	2,397	2,388	2,391	2,378	1,624	1,658	1,484	Ti	0,006	0,005	0,006	0,000
Al (VI)	0,752	0,701	0,707	0,741	3,539	3,602	3,430	Al	1,949	1,896	1,960	1,960
Ti	0,221	0,197	0,209	0,200	0,051	0,049	0,054	Fe ₃ +	0,007	0,065	0,049	0,053
Cr	—	0,002	0,004	0,010	0,006	0,007	0,012	Fe ₂ +	1,930	1,900	1,931	1,956
Mg	2,365	2,406	2,388	2,387	0,302	0,270	0,384	Mg	0,225	0,238	0,240	0,245
Fe	2,309	2,402	2,408	2,388	0,171	0,172	0,190	Mn	0,172	0,093	0,063	0,142
Mn	0,015	0,017	0,015	0,017	0,003	0,001	—	Ca	0,697	0,771	0,762	0,646
Ca	0,008	0,009	—	0,011	0,002	—	0,001	pyr	7,5	7,9	8,0	8,2
Na	0,056	0,004	0,011	0,016	0,210	0,060	0,135	alm	64,3	63,3	64,4	65,2
K	1,804	1,818	1,789	1,704	1,616	1,693	1,659	spess	5,7	3,1	2,1	4,7
								gross	23,2	22,5	22,9	18,9
								and	—	3,2	2,5	2,7

Metasedimente

Biotit-Plagioklas-Gneise und *Plagioklas-Biotit-Schiefer* sind die dominierenden Gesteine der Basisschieferfolge. Sie bilden charakteristische, oft rhythmische, mm- bis dm-dicke Wechselfolgen oder gehen fließend ineinander über (Abb. 1). Eine Lamination dieser Glimmerschiefer und Paragneise wird durch eine rhythmische Graphitführung hervorgerufen. Vereinzelte Metakonglomerat-Horizonte belegen noch die ursprüngliche Schichtung (S_0), die durchwegs von einer straffen, überwiegend subparallelen Schieferung (S_2) überprägt wird, während die älteste Schieferung (S_1) nur noch selten mikroskopisch nachweisbar ist. Retrograde Chloritisierung von Biotit ist vor allem im Guggernbachtal (FRANK 1965) und auf der Felbertal-Ostseite festzustellen.

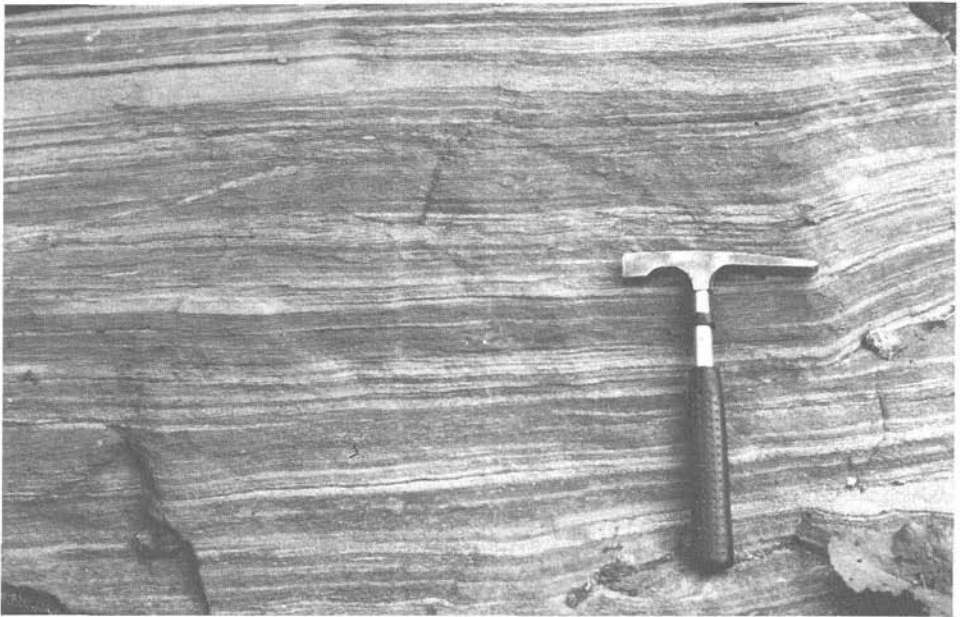


Abb. 1: Basisschieferfolge: Block 10 m westlich Wageralm: Biotit-Plagioklas-Gneis mit rhythmischem Lagenbau im mm- bis cm-Bereich infolge dunkler, Graphit- und Biotit-reicher sowie heller, Graphit- und Biotit-armer Bänder.

Bei Zunahme des Muskovit-Gehaltes können die Biotit-Plagioklas-Gneise bzw. Plagioklas-Biotit-Schiefer kontinuierlich in *Muskovit-Plagioklas-Gneise* bzw. grauglänzende *Muskovitschiefer* übergehen. Bei starker Zunahme der Gehalte an Epidot-Mineralen (Epidot, Klinozoisit, Zoisit) und/oder Hornblende entwickeln sich Übergänge zu Epidot-reichen Gneis-Varianten.

Als *Lagengneise* werden konkordante, bis mehrere Meter mächtige Gneiskörper mit meist geringmächtigem, engständigem Lagenbau bezeichnet. Diese plattig spaltenden Gneise mit leukokraten, Quarz- und Feldspat-reichen Lagen sowie grünlichen Feinlagen mit hohen Gehalten an Chlorit, Epidot-Mineralen und/oder Hornblende zeigen ein feinkörniges, granoblastisches Gefüge. Fließende Übergänge zu

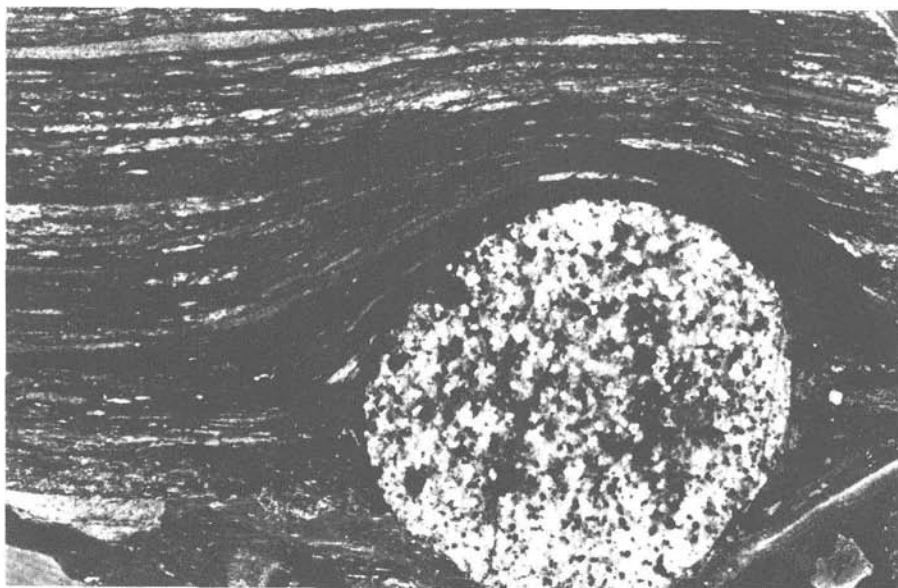


Abb. 2: Basisschieferfolge: Felbertal-Westhang, „Schneebach“ 1800 m SH: Einzelgeröll im Biotit-Plagioklas-Gneis. Es kann als Klast interpretiert werden, der beim Abschmelzen von einem Eisberg in feines, klastisches Sediment fiel („dropstone“). Gerölldurchmesser 2,5 cm.

Biotit-Plagioklas-Gneisen, Plagioklas-Biotit-Schiefern sowie Muskovit-Plagioklas-Gneisen sind nachgewiesen. Die charakteristische Paralleltexur mag auf einen sedimentären Lagenbau zurückzuführen sein. Als Ausgangsgesteine sind tuffitische Edukte mit Beteiligung klastischen Materials zu erwägen.

Geröllführende Einschaltungen, hier als *Metakonglomerate* bezeichnet, sind in der Basisschieferfolge selten (Tafel 1) und meist höchstens 2–3 m mächtig. Ihre Verbreitung beschränkt sich auf linsenförmige Körper geringer lateraler Ausdehnung. Metakonglomeratvorkommen finden sich u. a. am Großen Wiesbach bei 1540 m SH, ferner zusammen mit der nachstehend beschriebenen Metabrekzie am Lemperbach bei 1620 m SH sowie am Bach nördlich der Seefelder („Schneebach“) bei 1800 m SH.

Die Matrix zwischen den Geröllen ist im allgemeinen als Biotit-Plagioklas-Gneis bzw. Plagioklas-Biotit-Schiefer anzusprechen. Die Komponenten der Metakonglomerate sind meist ausgelängt, selten gut gerundet (Abb. 2). Folgende, teilweise exotische Komponenten wurden festgestellt: Amphibolite, leukokrate Gneise, Plagioklas-Biotit-Schiefer, Hornblendegneise, Graphit-führende Calcitmarmore, Graphitquarzite und Quarzite. Das Volumenverhältnis zwischen Matrix und Komponenten schwankt sehr stark und belegt den diamiktischen Charakter dieser Gesteine. Einzelgerölle in einer feinkörnigen Matrix (Abb. 2) können als Klasten interpretiert werden, die beim Abschmelzen von Eisbergen frei wurden und in feinklastische Sedimente herabfielen.

Ein bis 1,4 m mächtiges *Metabrekzienvorkommen* steht zusammen mit Metakonglomeraten am Lemperbach bei 1620 m SH an. In dieser unsortierten Metabrekzie

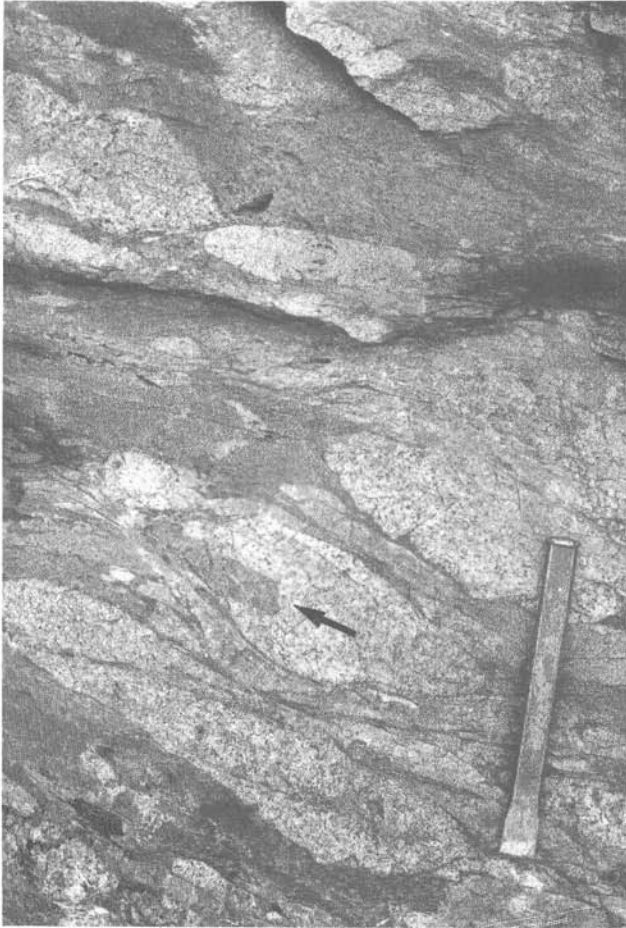


Abb. 3: Basisschieferfolge: Felbertal-Westhang, Lemperbach 1620 m SH: Diamiktische Metabrekzie mit leukokraten Gneisklasten und untergeordnet stark tektonisch gelängten Amphibolitklasten. Der Pfeil zeigt einen Amphibolit-Einschluß in einem Gneisklast. Länge des Meißels 23 cm.

sind große Klasten (bis 40 cm) von leukokraten Gneisen und Amphiboliten vertreten (Abb. 3). Die inkompetenten Amphibolitklasten sind durchwegs stark ausgelängt. Petrographisch entsprechen sie den Biotit-Amphibolit-Einschaltungen der Basisschieferfolge. An mehreren leukokraten Gneisklasten sind ursprüngliche Kanten erkennbar. Einer dieser Klasten enthält einen Amphibolit-Einschluß. Als Transportmechanismus für die ungewöhnlich großen Komponenten der Metabrekzie ist ein „debris flow“ in Betracht zu ziehen. Wie noch diskutiert wird, ist auch ein glazialer Transport möglich.

Graphitquarzite und *Quarzite* sind als konkordante, selten mehr als 1 m mächtige Lagen in der Basisschieferfolge sowie sehr untergeordnet in den Habachphylliten bekannt (HÖLL 1975). Die schwarzen Graphitquarzite mit statisch rekristallisiertem,

gleichkörnigem Quarz-Pflastergefüge sind feinkörnig und zeigen infolge wechselnd starker Graphit-Führung eine mm-feine Bänderung sowie Übergänge zu Glimmerquarziten. Als Edukte für die Quarzite und Graphitquarzite wurden Lydite oder Kieselschiefer angenommen (FRANK 1965, HÖLL 1975). Grünliche *Apatitquarzite* (bis 9 Vol.% Apatit) fanden sich bisher nur auf der Felbertal-Ostseite (GILG 1987). Weitere genetische Deutungen zu den Quarzit-Varietäten werden im Kapitel Fossilführung vorgelegt.

Sehr seltene, maximal dm-mächtige *Kalksilikatgneise* finden sich in der Basischieferfolge als konkordante, oft boudinierte Einschaltungen. Diese Gesteine enthalten lokal eine spurenhafte Scheelit-Mineralisation. Es lassen sich Klinopyroxenreiche sowie (Biotit-)Hornblende-reiche Varietäten unterscheiden. Die inhomogenen, regionalmetamorphen Kalksilikatgneise zeigen einen schieferungsparallelen Lagenbau. In einer grau- bis hellgrünen Matrix aus Epidot-Mineralen \pm Hornblende \pm Klinopyroxen liegen charakteristische, Granat-reiche Linsen. Zwei Klinopyroxen-Generationen können unterschieden werden: Bis 1,5 mm große, xenomorphe Relikte weisen nach Mikrosondenuntersuchungen einen salitischen Chemismus auf. Sie können fein mit Erz durchstäubt sein und randlich von grünen Hornblende-Stengeln verdrängt werden. Kleine, (hyp-)idiomorphe Klinopyroxene werden als Rekrystallisate gedeutet. Mikrosondenuntersuchungen weisen die Granate (bis 2 cm) als Grossular-Andradit-Mischkristalle mit durchschnittlich 87,5% Grossular- und 11,6% Andradit-Komponente aus (GILG 1987). Während der Diaphthorese wurden die xenomorphen Granate netzwerkartig von Epidot, Klinozoisit und Calcit verdrängt.

Metamagmatite

Die bis mehrere Zehnermeter mächtigen Lagen von Metabasiten sind überwiegend als Biotit-*Amphibolite* anzusprechen, die infolge retrograder Chloritisierung oft in Chlorit-Amphibolite übergehen. Neben massigen Amphiboliten sind gebänderte Amphibolite zugegen. Kontinuierliche Übergänge in Metasedimente belegen die Beteiligung tuffogenen Ausgangsmaterials. Das Gefüge massiger Amphibolite mit weißen Feldspat-Formrelikten läßt auf porphyrische Basalte als Edukte schließen (FRANK 1965, HÖLL 1975). Die Feldspat-Formrelikte bestehen aus einem Gewebe von Plagioklas-Sub- und -Neukörnern, über das regellos Klinozoisit und Zoisit sowie tropfenförmige Quarz-Rekrystallisate verteilt sind. Amphibolite mit augenförmigen Hornblende-Relikten (bis 8 mm) beschränken sich auf wenige Lokalitäten.

Die *Zweiglimmer-Plagioklas-Gneise* sind in bis 50 m mächtigen, langausgehaltenen, konkordanten Gesteinszügen nachgewiesen. Ein diskordanter, petrographisch und geochemisch ähnlicher Gneiskörper wurde am „Schneebach“ (Tafel 1) bei 1800 m SH gefunden. Er wird ebenfalls zu den Zweiglimmer-Plagioklas-Gneisen gestellt (KUPFERSCHMIED 1987). Diese weißgrauen, massigen Gneise mit meist gut eingeregelteten Glimmern sind mittel- bis grobkörnig.

In einer tektonisch geschonten Probe vom Felbertal-Westhang ließen sich reliktsche granophyrische Gefüge nachweisen. Granophyrische Gefüge sind in granitisch-granodioritischen Ganggesteinen verbreitet (WIMMENAUER 1985). Der vorliegende Fund wird als weiterer Hinweis für den Intrusivcharakter der Zweiglimmer-Plagioklas-Gneise aufgefaßt.

Geringmächtige, vorherrschend feinkörnige, *leukokrate Gneis*vorkommen mit rhyolitisch-rhyodazitischem Chemismus sind in der Basisschieferfolge des Felber- und Amertales bekannt (HÖLL 1975, GILG 1987). Sie entsprechen ähnlichen Gesteinen der Eruptivgesteinsfolge und werden hier nicht weiter behandelt. Scheelitführende *Agglomeratgneise* wurden von HÖLL (1975) an der Ostfeldstraße aufgefunden. PESTAL (1983) beschreibt Metaagglomerate mit sauren Komponenten aus der Basisschieferfolge. Ein weiteres Vorkommen leukokrater *Metapyroklastite* liegt südlich des Brentling bei 2180 m SH.

Geochemie

Methodik

Folgende Analyseverfahren wurden eingesetzt:

Energiedispersive Röntgenfluoreszenzanalyse: SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃tot, MgO, MnO, CaO, Na₂O, K₂O, P₂O₅, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Pb, Rb, Sr, Y, Zr.

Instrumentelle Neutronenaktivierungsanalyse: U, Th, Ba, Sc, Hf, Ta, La, Ce, Nd, Sm, Eu, Tb, Yb, Lu.

Die Normierung der SEE-Gehalte der Gesteine erfolgte mit folgenden Chondritwerten (in ppm): La = 0.329, Ce = 0.865, Nd = 0.63, Sm = 0.203, Eu = 0.077, Tb = 0.049, Yb = 0.22, Lu = 0.0339.

Repräsentative geochemische Analysen für einzelne Gesteine werden in Tab. 2 vorgelegt. Interessenten werden die sonstigen geochemischen Daten auf Anforderung zur Verfügung gestellt.

Metasedimente

Die Biotit-Plagioklas-Gneise, Plagioklas-Biotit-Schiefer, Muskovit-Plagioklas-Gneise und Muskovit-Schiefer sind aufgrund geologischer und petrographischer Kriterien (charakteristische Wechsellagerungen von Gneisen und Schiefern mit konkordanten Einschaltungen von Quarziten, Kalksilikatgneisen und Metakonglomeraten sowie die zum Teil starke Graphit-Führung und die bestimmbaren Mikrofloren) von klastischen Sedimenten abzuleiten.

Die geochemische Untersuchung der Metasedimente hat zum Ziel, einerseits die Edukte dieser Glimmerschiefer und Paragneise zu bestimmen, andererseits das Liefergebiet zu charakterisieren, um Hinweise auf die geotektonische Position des Ablagerungsraumes zu erhalten. Weiterhin soll ein geochemischer Vergleich mit den Metasedimenten der Habachphyllitentwicklung unter Verwendung von Daten aus GHADERI (1975), GRUNDMANN (1983) und MARTIN (1984) durchgeführt werden.

Eine geochemische Klassifikation von metamorphen klastischen Sedimenten ermöglicht das Si-Al-Fe-Diagramm nach MOORE & DENNEN (1970). Die Metasedimente der Basisschieferfolge lassen sich nach dieser Darstellung überwiegend von Subgrauwacken und Grauwacken ableiten (Abb. 4). Nachstehend wird daher für diese Gesteine die Bezeichnung „Meta(sub)grauwacken“ verwendet. Die Habachphyllite sind dagegen auf Pelite (Tonsteine) zurückzuführen.

Die Meta(sub)grauwacken der Basisschieferfolge sind aufgrund ihres durchschnittlichen SiO₂-Gehaltes (70.72 Gew. %) und K₂O/Na₂O-Verhältnisses (0.72)

Tab. 2: Chemische Analysen (RFA, INAA) von Metasedimenten und Metamagmatiten aus der Basisschieferfolge. Haupt- und Nebenelementoxide in Gew.-%, Spurenelemente in ppm.

Gesteinsbezeichnung	METASEDIMENTE						METAMAGMATITE					
	Bio-Plag-Gneis	Plag-Bio-Schiefer	Mu-Plag-Gneis	BK3B	Bio-Amphibolit	Amphibolit	Zweiglimmer-Plagioklas-Gneis	B8C	D27A			
Proben-Nr.	E20C	B4G	D25A	BK3B	C13A	C13G	A9B	E20D	B8C			
SiO ₂	60,71	71,61	73,05	79,21	50,41	52,06	58,32	66,53	69,09	70,13		
TiO ₂	0,90	0,70	0,69	0,47	0,58	0,81	0,88	0,37	0,37	0,33		
Al ₂ O ₃	16,34	13,88	13,29	10,61	16,55	12,32	16,16	17,81	16,18	15,75		
Fe ₂ O ₃ tot	6,14	6,17	4,84	3,38	10,50	9,44	7,31	3,02	2,44	2,25		
MnO	0,09	0,22	0,14	0,07	0,18	0,15	0,16	0,06	0,05	0,06		
MgO	3,40	2,69	2,17	1,62	9,73	11,38	4,35	0,90	0,76	0,68		
CaO	6,07	2,57	3,39	0,84	6,17	9,17	7,05	3,23	2,94	2,57		
Na ₂ O	3,81	1,89	1,65	1,57	3,59	1,70	2,81	5,44	4,79	4,77		
K ₂ O	1,97	2,54	1,68	2,09	1,90	1,55	1,40	2,52	2,70	3,07		
P ₂ O ₅	0,33	0,08	0,18	0,09	0,05	0,05	0,19	0,10	0,13	0,09		
Summe	99,96	100,36	100,82	100,79	99,46	98,65	98,63	100,00	99,45	99,70		
Glühverlust	0,28	0,95	1,48	1,28	0,74	1,04	0,49	0,51	0,35	0,85		
V	89	175	58	75	96	61	66	24	21	40		
Cr	24	136	36	38	236	478	60	—	6	6		
Co	10	16	12	8	69	66	37	6	6	6		
Ni	15	13	15	24	18	11	15	12	9	20		
Cu	19	45	22	36	16	1	14	6	—	—		
Zn	73	94	93	181	102	85	105	100	63	87		
Ga	22	25	22	19	19	18	22	27	22	25		
Pb	13	26	31	351	11	10	15	40	19	88		
Rb	50	73	42	70	88	64	52	66	69	89		
Sr	822	137	132	36	238	196	592	928	794	909		
Y	18	34	32	36	33	24	27	24	17	26		
Zr	162	106	234	117	39	74	182	254	215	202		
U	6	7	3	2	1	3	2	4	6	3		
Th	6	11	9	4	1	3	6	11	11	9		
Cs	7	6	2	4	40	7	5	4	2	2		
Ba	20	391	665	503	616	291	385	754	848	749		
Sc	25	21	10	6	—	37	24	6	6	5		
Hf	3,70	3,13	3,72	2,38	1,79	3,68	3,69	4,14	4,43	0,19		
Ta	1,38	0,52	0,84	0,55	0,15	0,65	1,07	0,34	0,32	0,27		
La	24,85	25,16	39,09	15,31	7,76	12,13	36,32	24,08	21,53	12,86		
Ce	51,73	48,11	72,75	30,37	16,44	26,82	62,56	45,89	41,28	32,73		
Nd	21,66	21,59	23,16	13,65	8,32	17,18	27,24	20,25	19,06	16,92		
Sm	4,29	3,81	5,25	2,24	1,95	4,38	4,96	3,15	2,88	2,03		
Eu	1,15	1,10	1,07	0,48	0,61	1,08	1,26	0,84	0,76	0,67		
Tb	0,85	0,76	0,88	0,38	0,43	0,64	0,76	0,28	0,28	0,25		
Yb	3,02	2,31	2,96	1,68	1,27	1,60	2,00	1,02	0,81	0,73		
Lu	0,34	0,34	0,35	0,21	0,20	0,27	0,36	0,13	0,13	0,12		

als „quartz-intermediate“ im Sinne von CROOK (1974) zu bezeichnen. „Quartz-intermediate“ Grauwacken werden als charakteristische Bildungen an aktiven Kontinentalrändern angesehen. Im K_2O/Na_2O - SiO_2 -Diagramm für Sandsteine und Tonschiefer nach ROSER & KORSCH (1986) wird für die Meta(sub)grauwacken der Basisschieferfolge und die Metapelite der Habachphyllitentwicklung ein Sedimentationsraum im Bereich eines aktiven Kontinentalrandes oder eines kontinentalen Inselbogens angezeigt (Abb. 5). Eine Unterscheidung zwischen Grauwackenabfolgen im Bereich aktiver Kontinentalränder und kontinentaler Inselbögen ermöglichen die Dreiecksdarstellungen La-Th-Sc und Th-Sc-Zr/10 nach BHATIA & CROOK (1986).

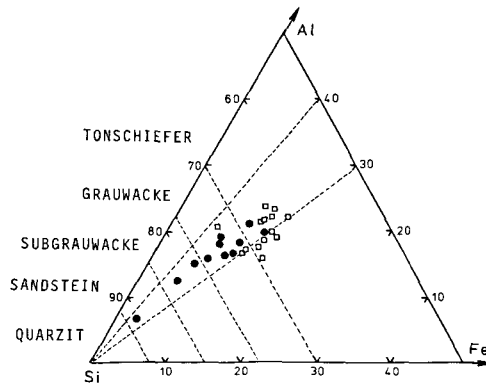


Abb. 4: Si-Fe-Al-Diagramm nach MOORE & DENNEN (1970) zur geochemischen Klassifikation der klastischen Sedimente. Die Basisschiefer (●) belegen vorherrschend die Felder der Grauwacken und Subgrauwacken; die Habachphyllite (□) konzentrieren sich im Feld der Tonschiefer.

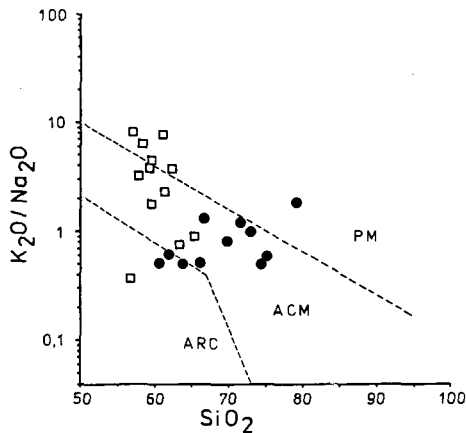


Abb. 5: K_2O/Na_2O - SiO_2 -Diagramm nach ROSER & KORSCH (1986) zur geochemischen Klassifikation von Sandsteinen und Tonschiefern: Die Basisschiefer (●) und die Habachphyllite (□) belegen vorherrschend den ACM-Bereich.
 ARC = oceanic island arc
 ACM = active continental margin and continental island arc
 PM = passive continental margin

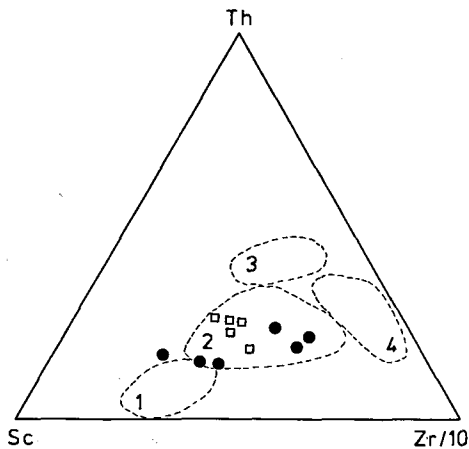


Abb. 6a: Th-Sc-Zr/10-Diagramm nach BHATIA & CROOK (1986) zur Unterscheidung von Grauwacken unterschiedlicher geotektonischer Position. Der Chemismus der Meta(sub)grauwacken der Basisschieferfolge (●), aber auch der Metapelite der Habachphyllitentwicklung (□) deutet auf eine Entstehung in einem kontinentalen Inselbogenbereich hin.

- Felder: 1 = oceanic island arc
 2 = continental island arc
 3 = active continental margin
 4 = passive continental margin

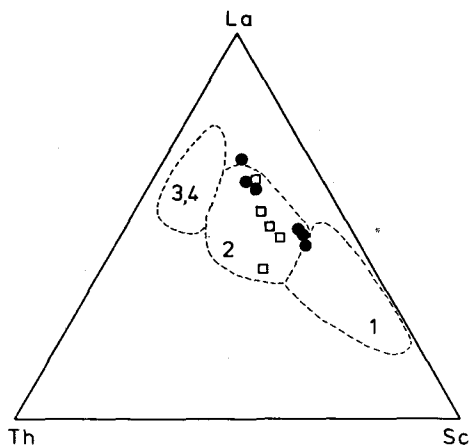


Abb. 6b: La-Th-Sc-Diagramm nach BHATIA & CROOK (1986) zur Unterscheidung von Grauwacken unterschiedlicher geotektonischer Position. Wie in Abb. 6 a fallen auch hier die Probenpunkte der untersuchten Gesteine ins Feld des kontinentalen Inselbogens.

(Erklärung der Felder siehe Abb. 6 a)

In diesem Diagramm (Abb. 6) werden die Meta(sub)grauwacken der Basisschieferfolge einer kontinentalen Inselbogenentwicklung zugeordnet. Nach BHATIA & CROOK (1986) sprechen auch die Th/U- und Ba/Rb-Verhältnisse (2.25 bzw. 10.1) sowie die durchschnittlichen Gehalte an Ti (3843 ppm), La (28 ppm), Ce (56 ppm) und Nd (22 ppm) für Gesteine dieser geotektonischen Position. Die Meta(sub)grauwacken der Basisschieferfolge sind in der Chondrit-normierten Darstellung der Seltenerdelement-Gehalte (Abb. 7) durch eine Anreicherung der Leichten Seltenerdelemente gegenüber den Schweren Seltenerdelementen ($[La/Lu]_{cn} = 7.13-12.64$) und negative Europium-Anomalien ($Eu/Eu^* = 0.60-0.84$) gekennzeichnet. Nach BHATIA (1985) zeigen Grauwacken von kontinentalen Inselbogenabfolgen und aktiven Kontinentalrändern solche Verteilungsmuster.

Nach ROSER & KORSCH (1988) ist eine Charakterisierung der distributiven Provinz von Sandstein-Tonstein-Suiten mit Hilfe der Diskriminanzanalyse unter Verwertung der Hauptelementdaten möglich. Für die Gesteine der Basisschieferfolge ist nach unseren Daten ein kontinentales Liefergebiet mit überwiegend granitischem Chemis-

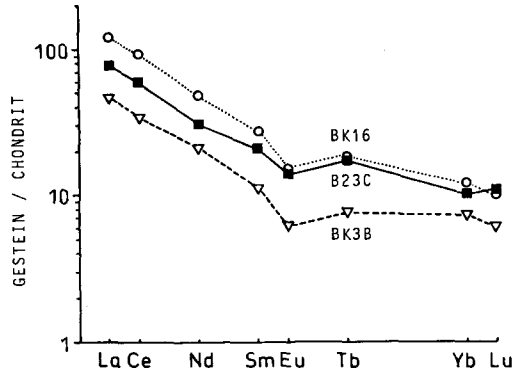


Abb. 7: SEE-Verteilungsmuster von 3 Proben aus der Basisschieferfolge. Die vorliegenden Muster in Verbindung mit den Durchschnittsgehalten von La und Ce deuten nach BHATIA (1985) auf Grauwacken in kontinentalen Inselbogenabfolgen hin. Die Analysenwerte von 3 weiteren Proben sind in Tab. 2 aufgeführt. Auf ihre Darstellung in vorliegender Abbildung wurde verzichtet, da mit Probe BK 16 die Probe D 24A, mit Probe B 23C die Proben E 20C und B 4G zusammenfallen würden.

mus zu postulieren. Dieser Befund wird gestützt durch die Komponenten in den Metabrekzien und Metakonglomeraten innerhalb der Basisschieferfolge. Die Diskriminanzanalyse spricht gegen einen wesentlichen Anteil an umgelagertem basischem Material, z. B. aus den originären Gesteinen der gegenwärtig tektonisch unterlagernden Basisamphibolitfolge.

Als Ablagerungsraum für die Basisschieferfolge sind Randmeere mit unterlagernder kontinentaler oder ozeanischer Kruste („marginal basin“ oder „backarc basin“) im Nahbereich eines kontinentalen Inselbogens anzunehmen.

Metamagmatite

Amphibolite

Die Amphibolite und Epidot-Amphibolite der Basisschieferfolge liegen schichtkonkordant im Gesteinsverband. Es werden submarine Ergüsse, Tuffe und Intrusiva als Edukte postuliert. Die chemische Variationsbreite dieses Gesteinstypus entspricht jener der Amphibolite in der auflagernden Eruptivgesteinsfolge (Tabelle 3). Dies wird neben den geologischen und paläontologischen Evidenzen als ein weiterer Beleg für die Zugehörigkeit der Basisschieferfolge zur Habachformation gewertet. Aufgrund der geochemischen Klassifikation nach WINCHESTER & FLOYD (1977) können die Amphibolite auf Subalkalibasalte und Andesite zurückgeführt werden (Abb. 8 a). Nach der CIPW-Norm sind diese Gesteine Diopsid-Hypersthen (\pm Olivin \pm Quarz)-normativ. Aufgrund der Klassifikation von MIYASHIRO & SHIDO (1975) ist ein kalkalkalisches Ausgangsmagma zu folgern (ohne Abb.). Bei Verwendung des Zr-Yx3-Ti/100-Diagramms von PEARCE & CANN (1973) kann ebenfalls ein kalkalkalisches Edukt angenommen werden (ohne Abb.). Hinsichtlich der geotektonischen Situation wird folgende Auffassung vertreten: Unter Zugrundelegung des Ni-FeO*/MgO-Diagramms nach MIYASHIRO & SHIDO (1975) ist das vorliegende

Probenmaterial aus Amphiboliten der Basisschieferfolge und der Eruptivgesteinsfolge in das Feld der Vulkanite von Inselbögen und aktiven Kontinentalrändern einzuordnen (Abb. 8 b). Auch die MORB-normierten Elementverteilungsmuster nach PEARCE et al. (1981) weisen die Amphibolite der Basisschieferfolge als kalkalkalische Inselbogenbasalte aus (Abb. 9). Die Seltenerdelement-Verteilung (Abb. 10) zeigt eine starke Anreicherung der LSEE gegenüber den SSEE ($[La/Lu]_{cn} = 4.0-12.5$) sowie schwache negative Europium-Anomalien ($Eu/Eu^* = 0.77-0.85$). Dies kann als Hinweis auf eine Plagioklas-Fraktionierung gewertet werden. Die Anreicherung der LSEE gegenüber den SSEE ist ein Merkmal kalkalkalischer Basalte im Gegensatz zu den „chondritischen“ Mustern primitiver tholeiitbasaltischer Inselbogenvulkanite (JAKES & GILL 1970). Die hohen Zr/Y-Verhältnisse (Durchschnittswert 4.4) sprechen nach PEARCE (1983) für einen Inselbogen mit unterlagernder kontinentaler Kruste.

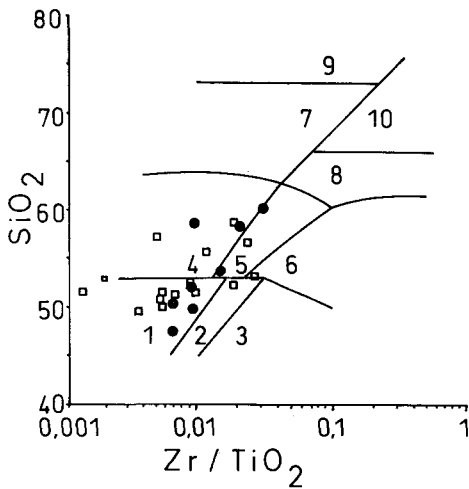


Abb. 8a: Amphibolite der Basisschieferfolge (●) und der Eruptivgesteinsfolge (□)
Zr/TiO₂-SiO₂-Diagramm nach WINCHESTER & FLOYD (1977)
Felder: 1 = Subalkali-Basalte
2 = Alkali-Basalte
3 = Basanite, Trachybasalte, Nephelinite
4 = Andesite
5 = Trachyandesite
6 = Phonolithe
7 = Dacite, Rhyodacite
8 = Trachyte
9 = Rhyolite
10 = Comendite, Pantellerite

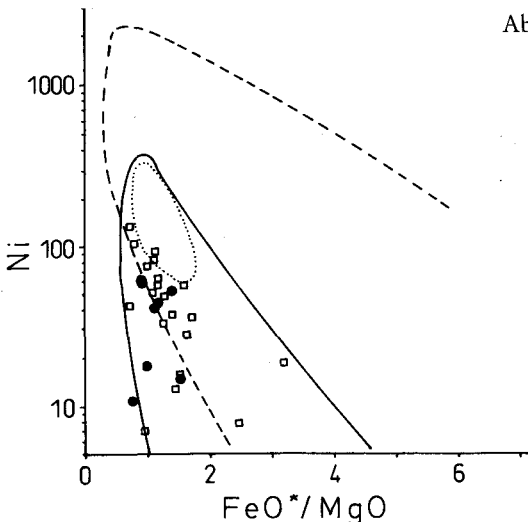


Abb. 8b: Ni-FeO*/MgO-Diagramm nach MIYASHIRO & SHIDO (1975):
----- Feld der Basalte stabiler Kontinente und ozeanischer Inseln
———— Feld der Basalte von Inselbögen und aktiven Kontinentalrändern
..... Feld der Ozeanbodentholeiite

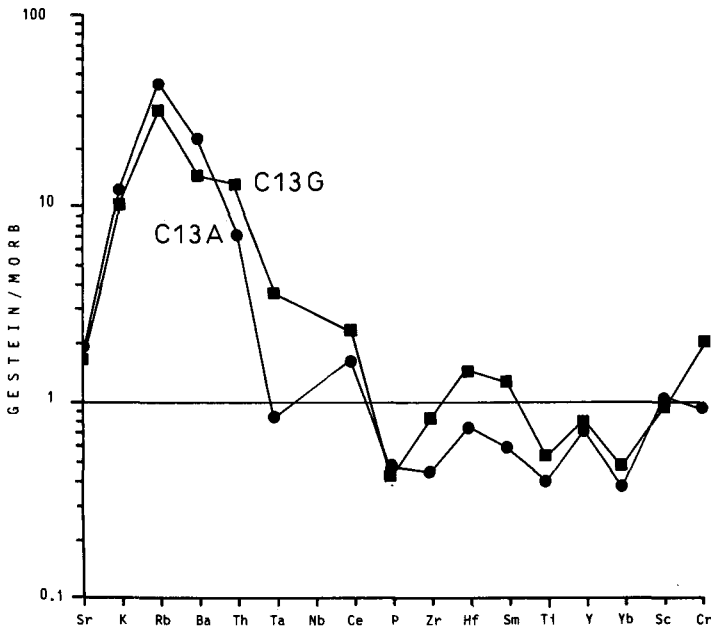


Abb. 9: MORB-normierte Verteilungsmuster von 2 Amphibolitproben aus der Basisschieferfolge (Normierungswerte nach PEARCE et al. 1981); Die geochemischen Charakteristika sprechen für kalkalkalische Inselbogenbasalte.

Zweiglimmer-Plagioklas-Gneise

Aufgrund der Feldbefunde und reliktsicher granophyrischer Gefüge sind die Zweiglimmer-Plagioklas-Gneise als möglicherweise subvulkanische Intrusivkörper zu deuten. Geochemische Analysen von repräsentativen Proben werden in Tabelle 2 vorgelegt. Im Na_2O - K_2O - CaO -Diagramm nach GLIKSON (1979) ist für die Zweiglimmer-Plagioklas-Gneise ein trondhjemitischer Chemismus angezeigt (Abb. 11). Demgegenüber erweisen Proben aus dem Zentralgneis des Granatspitzkerns und aus dem Augengneis des Felbertauern eine granitische Abkunft. Nach BARKER (1979) zeigen die Hauptelemente in Trondhjemiten folgende Grenzwerte bzw. typische Konzentrationen:

- $\text{SiO}_2 > \text{ca. } 68\%$, meist $< 75\%$,
- Al_2O_3 im allgemeinen $> 15\%$ bei etwa 70% SiO_2 und $< 14\%$ bei etwa 75% SiO_2 ,
- $(\text{FeO}^* + \text{MgO}) < 3,4\%$ und FeO^*/MgO meist 2–3,
- CaO im Bereich 4,4–4,5% in Ca-betonten Trondhjemiten bis herab zu sonst typischen Werten von 1,5–3,0%,
- Na_2O mit vorherrschenden Werten von 4,0–5,5%,
- $\text{K}_2\text{O} < 2,5\%$, meist $< 2\%$.

Diese Grenzwerte bzw. Wertebereiche sind bei den vorliegenden Proben aus den Zweiglimmer-Plagioklas-Gneisen gegeben (Tabelle 2). Diese Proben sind aufgrund ihrer hohen Al_2O_3 -Gehalte als „high- Al_2O_3 trondhjemit“ nach BARKER (1979)

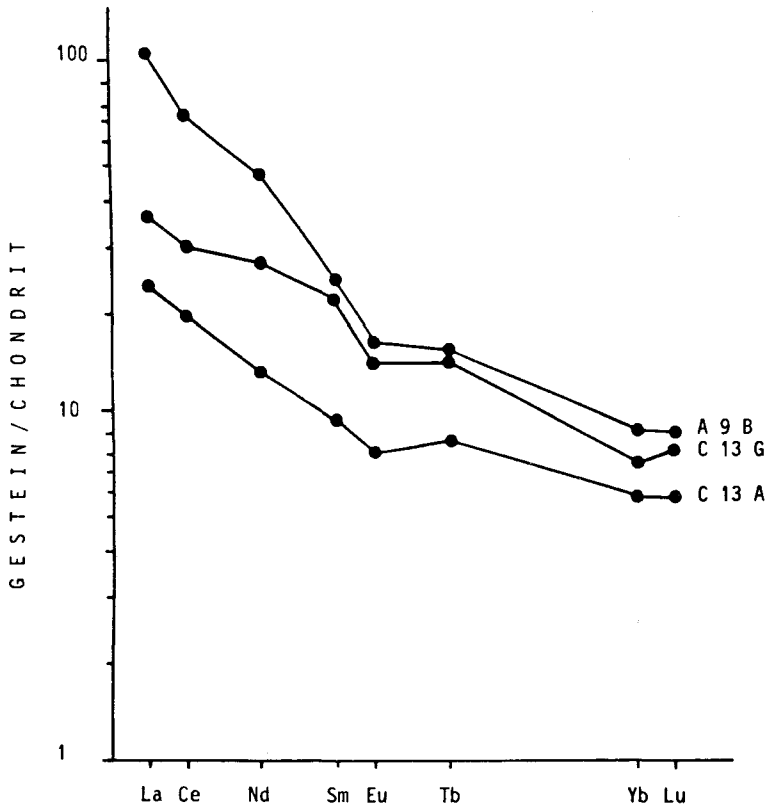


Abb. 10: SEE-Verteilungsmuster von 3 Amphibolitproben aus der Basisschieferfolge: Die vorliegenden Charakteristika sprechen für Kalkalkalibasalte und Andesite (weitere Erläuterungen im Text.).

näher zu klassifizieren. Für diesen Befund spricht auch das Rb/Sr-Verhältnis von etwa 0,1. Dieser Wert ist nach COLEMAN & PETERMAN (1975) ebenso wie die hohen Al_2O_3 -Gehalte typisch für kontinentale Trondhjemite. Das Seltenerd-Verteilungsmuster (Abb. 12) belegt eine Anreicherung der LSEE gegenüber den SSEE ($[\text{La}/\text{Lu}]_{\text{cn}} = 11,0\text{--}19,1$) bei sehr niedrigen SSEE-Gehalten (ca. $8 \times$ Chondrit) und keine Europium-Anomalie. Aus Abb. 12 ist ferner zu entnehmen, daß die drei dargestellten Proben bei Zunahme des SiO_2 -Gehaltes eine systematische Abnahme der Gehalte sämtlicher Seltenerd-Elemente aufweisen. Dieses Phänomen wurde von ARTH (1979) bei kontinentalen Trondhjemiten (high- Al_2O_3 trondhjemites) Südwest-Finnlands mit einer Plagioklas- und Hornblende-Fraktionierung bei der Differentiation des Ausgangsmagmas erklärt.

Die Zweiglimmer-Plagioklas-Gneise weisen aufgrund ihrer petrographischen und geochemischen Merkmale eine Sonderstellung innerhalb der Habachformation auf. Sie unterscheiden sich von den sonstigen Orthogneisen der Habachformation, jedoch auch von den weiter südlicheren granitischen Zentralgneisen des Granat-spitzkerns (Abb. 12).

Tab. 3: Geochemische Variationsbreite von Amphiboliten der Basisschieferfolge und der Eruptivgesteinsfolge. Haupt- und Nebenelementoxide in Gew.-%, Spurenelemente in ppm.

	Amphibolite der Basisschieferfolge					Amphibolite der Eruptivgesteinsfolge				
	\bar{x}	s	min	max	n	\bar{x}	s	min	max	n
SiO ₂	53,81	4,68	47,45	59,92	8	52,59	2,90	48,95	58,79	22
TiO ₂	0,93	0,62	0,28	2,28	8	1,10	0,60	0,30	2,20	22
Al ₂ O ₃	14,73	1,87	12,32	16,54	8	15,36	1,71	11,45	17,80	22
Fe ₂ O ₃ tot	9,80	1,72	7,31	12,60	8	9,79	1,53	6,77	13,58	22
MnO	0,18	0,05	0,11	0,27	8	0,17	0,03	0,10	0,24	22
MgO	8,24	2,45	4,35	11,38	8	7,17	2,20	3,40	11,57	22
CaO	7,95	1,72	5,92	10,92	8	9,11	1,74	6,02	11,75	22
Na ₂ O	2,59	0,98	0,62	3,59	8	2,86	0,95	1,13	4,46	22
K ₂ O	1,05	0,55	0,32	1,90	8	0,76	0,73	0,09	2,52	22
P ₂ O ₅	0,18	0,15	0,05	0,50	8	0,21	0,16	0,03	0,60	22
V	184	111	81	367	8	206	81	24	405	22
Cr	258	119	60	478	8	230	193	45	805	21
Co	43	16	26	69	8	35	16	16	98	22
Ni	42	24	11	68	8	55	38	7	138	21
Ga	18	5	10	24	8	17	5	9	33	17
Rb	54	40	12	131	8	122	152	8	526	18
Sr	297	146	125	592	8	254	168	71	825	22
Y	22	5	11	27	8	29	13	4	55	16
Zr	97	48	39	182	8	110	79	1	253	21

\bar{x} = arithm. Mittelwert
s = Standardabweichung
min = Minimalwert
max = Maximalwert
n = Probenzahl

Fossilführung

Für Teile der Habachformation konnte erstmals eine biostratigraphische Altersbestimmung vorgenommen werden. REITZ & HÖLL (1988) haben die Mikrofossilfunde – Florengemeinschaften aus Acritarchen und Cyanobakterien – ausführlich vorgestellt. Hier sei zusammenfassend vermerkt:

Die Altersdatierung stützt sich auf mehrere fündige Proben aus Metasedimenten der Basisschieferfolge am Westhang des Brentling sowie auf 5 fossilführende Proben aus Habachphylliten des äußeren Habachtals.

Alle Habachphyllitproben enthielten in den Mazerationspräparaten reichlich organische Substanz in hochinkohltem Zustand. Zwei Proben führten körperlich erhaltene Mikrofossilien. Zahlenmäßig vorherrschend sind glattwandige Hüllen mit 5–15 µm Durchmesser. Sie sind als Reste einzelliger Algen oder Cyanobakterien zu deuten. Wichtiger sind regelmäßig in den Präparaten verbreitete Prasinophyceen. Am häufigsten sind Zysten des Formgenus *Protosphaeridium* TIMOFEEV. Deren feingranulate Oberflächenskulptur ist auf den Wänden oft noch gut erkennbar.

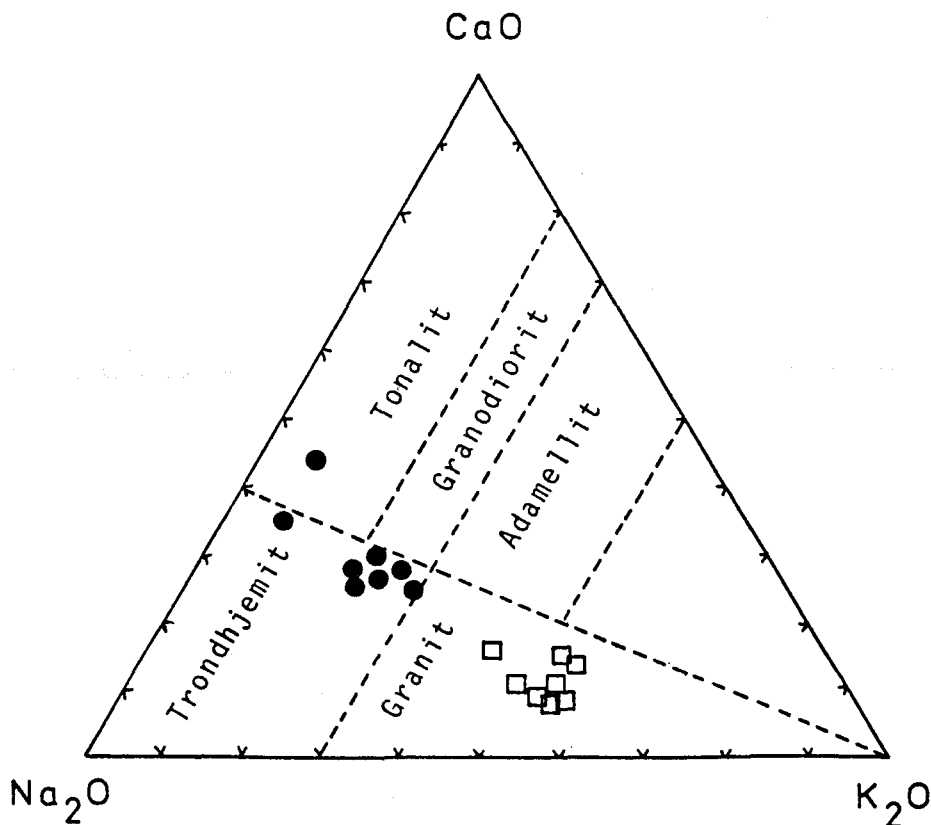


Abb. 11: CaO-Na₂O-K₂O-Diagramm nach GLIKSON (1979): Die Zweiglimmer-Plagioklas-Gneise (●) in der Basisschieferfolge mit einem trondhjemitischen Chemismus unterscheiden sich von den Zentralgneisen (□) mit granitischem Chemismus.

Ferner sind die größeren Zysten des Formgenus *Trachysphaeridium* TIMOFEEV regelmäßig zugegen. Diese beiden dickwandigen Vertreter der Prasinophyceen sind typisch für das Jungpräkambrum (VIDAL & KNOLL 1983). Von noch größerer Bedeutung sind zwei weitere Fossilgruppen in den Habachphylliten, nämlich das Genus *Octoedryxium* RUDAVSKAYA und die Gruppe der sog. „vasenförmigen Mikrofossilien“. *Octoedryxium* ist ein typischer und verbreiteter Vertreter des Unter-Vendiums. Die „vasenförmigen Mikrofossilien“ gelten als Leitformen für den Abschnitt Ober-Riphäikum bis Unter-Vendium. Die Habachphyllite enthalten somit Acritarchen, die für den Zeitraum Ober-Riphäikum bis Unter-Vendium bezeichnend sind.

In der Basisschieferfolge am Felbertal-Osthang wurden in mehreren der 12 untersuchten Proben zahlreiche kleine Zellen in coccoiden Verbänden festgestellt. Die Zelldurchmesser liegen unter 10 µm. Die Zellwände sind durchwegs schlecht

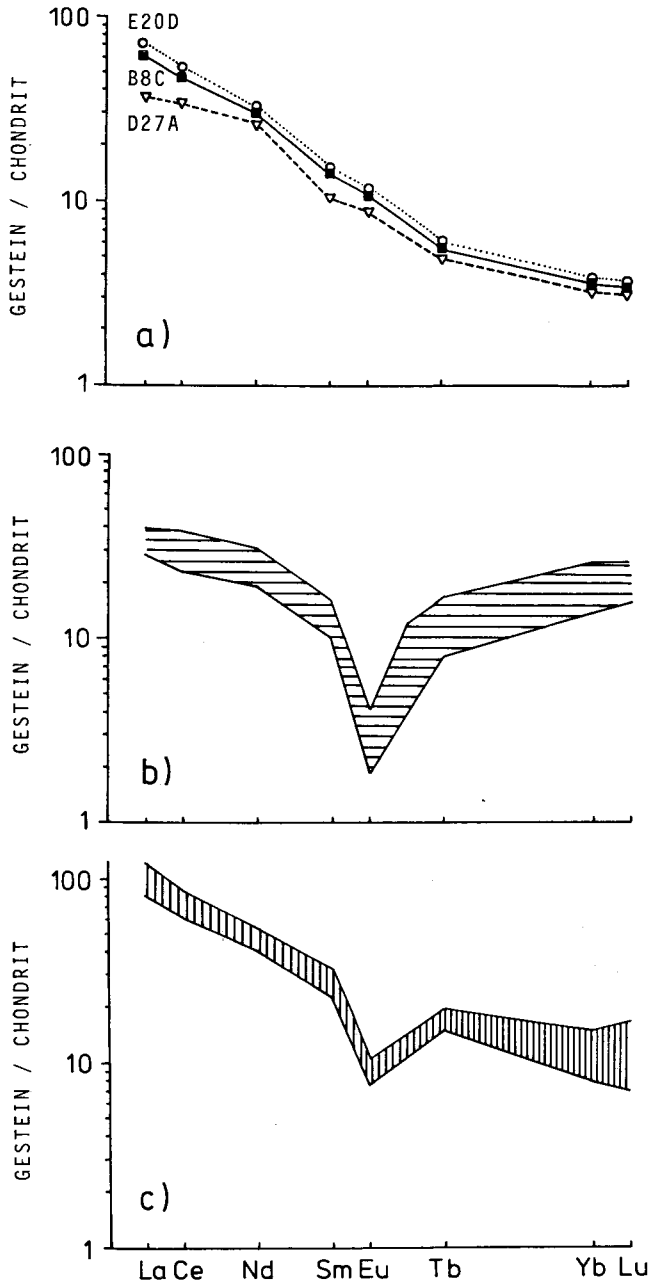


Abb. 12: SEE-Verteilungsmuster von
 a) 3 Zweiglimmer-Plagioklas-Gneis-Proben.
 b) Gneisen der Eruptivgesteinsfolge (nach VON QUADT 1985).
 c) Zentralgneisen (nach GRUNDMANN 1983 und VON QUADT 1985).
 Erläuterungen im Text.

erhalten und graphitisiert. Besser erhaltene Formen lassen chroococcale Cyanobakterien erkennen. Diese sind in Gesteinen des Proterozoikums weit verbreitet, vor allem in kieseligen und karbonatischen Faziesbereichen. Ein derartiger kieseliger Faziesbereich wird durch Graphitquarzite, Quarzite und Apatitquarzite der Basisschieferfolge angezeigt.

In einer Probe fanden sich chroococcale Cyanobakterien mit einer Hülle aus Pyrit. Nach der Behandlung der mazerierten Probe mit HNO_3 zwecks Weglösung des Pyrits blieben die kohligen, organischen Zellbestandteile zurück. Jede Zelle ist von einer glatten, unlaminierten Hülle von 1–2 μm Dicke umgeben. Die Morphologie entspricht in Gestalt und Größe dem Formgenus *Bisacculoides* OEHLER. Derartige Formen sind erstmals von LOVE & ZIMMERMANN (1961) im mittelperoterozoischen Mt. Isa Shale/Nordaustralien nachgewiesen worden. Da selbstgesammeltes Probenmaterial aus dem Lagerstättegebiet der Mount Isa Mine zur Verfügung stand, war ein direkter Vergleich der Funde aus der Basisschieferfolge mit den Typusformen möglich. Sie sind nicht unterscheidbar.

Chroococcale Cyanobakterien des vorliegenden Typus sind im gesamten Proterozoikum bekannt. Im mittleren Riphäikum hatten chroococcale Cyanobakterien in den karbonatisch-kieseligen Faziesbereichen mit Stromatolithen ihre Hauptverbreitung. Vom Ober-Riphäikum bis zum Kambrium verliert diese Stromatolithenfazies an Bedeutung.

Die Fossilfunde aus der Basisschieferfolge erlauben somit keine exakte stratigraphische Aussage. Nach den gegenwärtigen Befunden sind der Fossilinhalt und die Lithofazies der Basisschieferfolge jedoch zwanglos mit dem Zeitabschnitt Oberes Riphäikum/Unteres Vendium vereinbar. In diesem Zeitabschnitt sind ähnliche Gesteine und Mikrofossilien weltweit verbreitet (HARLAND et al. 1982, HOFMANN 1987, PFLUG & REITZ 1986, STANLEY 1986, VIDAL & FORD 1985, WALTER & HEYS 1985). Wir nehmen an, daß zwischen der Bildung der Sedimente der Basisschieferfolge und der Habachphyllitentwicklung kein geologisch langer Zeitraum lag.

Die in der Basisschieferfolge gefundenen Formen von Cyanobakterien sind bisher von flachmarinen Ablagerungen jungpräkambrischer Schelfbereiche beschrieben worden. Wir sind der Auffassung, daß eine ähnliche Meerestiefe auch bei der Entwicklung der Basisschieferfolge postuliert werden kann. Die engen zeitlichen und räumlichen Beziehungen mit den Vulkaniten lassen vermuten, daß lokale Seebeben submarine Rutschungen („debris flows, mud flows“) und turbiditische Ablagerungen verursacht haben können. Die für Teile der Basisschieferfolge charakteristische rhythmische Bänderung mit Graphit-führenden Einschaltungen kann als Folge eines zeitweiligen, zyklischen Algenwachstums („Algenblüte“) aufgefaßt werden. Ein solches Algenwachstum ist vor allem nach vulkanischen Eruptionen und Exhalationen zu erwarten.

In diesem Zusammenhang könnten auch die Phosphorgehalte der Apatitquarzite auf cyanobakterielle Phosphatabscheidungen zurückzuführen sein. Wir weisen darauf hin, daß im Oberproterozoikum erdgeschichtlich das erste zeitliche Maximum in der Bildung mariner Phosphoritlagerstätten in Verbindung mit der Aktivität der Cyanobakterien feststellbar ist. Die Metakonglomerate und diamiktitischen Metabrekzien und ihre eigenartige räumliche Verteilung innerhalb der Basisschieferfolge sowie die Einzelgerölle im ehemaligen Sediment, die als Geröllkomponenten aus

treibenden Eisbergen („Dropstones“) gedeutet werden können, mögen als Hinweise auf altersgleiche Vereisungen gewertet werden. Derartige Phänomene würden sich zwanglos in den Zeitraum der Varanger-Vereisung einfügen. Diese ist im Unter-Vendium in großen Räumen weltweit nachgewiesen (HARLAND et al. 1982, HAMBREY & HARLAND 1985, NYSTUEN 1985).

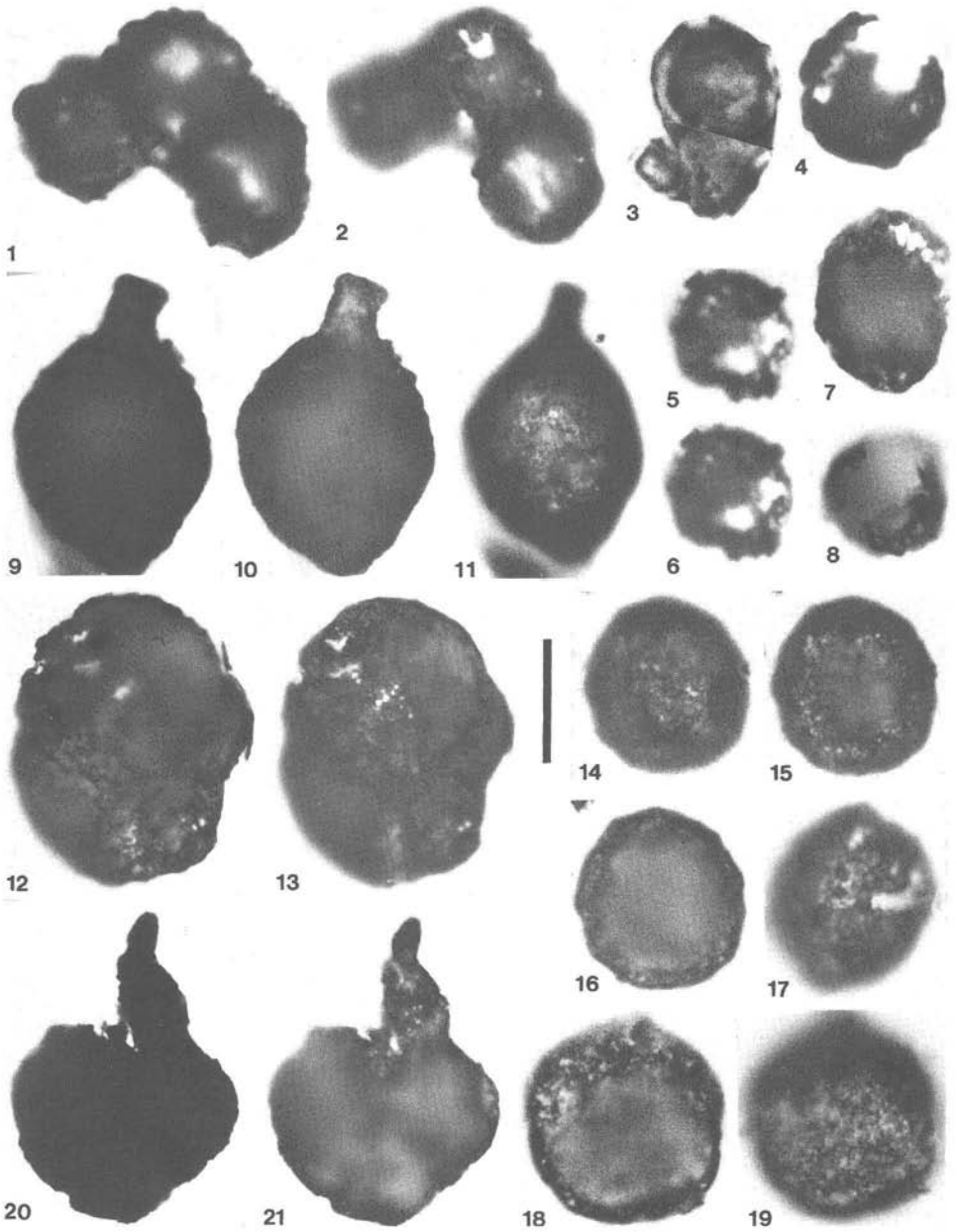
Die Mikrofossilfunde in der Basisschieferfolge passen sehr gut in die sog. „chert-facies“ (VIDAL & KNOLL 1983), in der ausschließlich Cyanobakterien bestimmend sind. Demgegenüber ist in der „shale-facies“ (VIDAL & KNOLL 1983) eukaryotisches Phytoplankton (Acritarchen) dominierend. Die vorherrschend metapelitische Habachphyllitentwicklung ist durch ihren sedimentologischen Befund und ihre Mikrofossilführung dieser „shale-facies“ zuzuordnen. Insofern unterscheiden sich Basisschieferfolge und Habachphyllitentwicklung. Beide sind auch zeitlich durch die zwischenlagernde, mächtige Eruptivgesteinsfolge getrennt.

Literatur

- ARTH, J. G. (1979): Some trace elements in trondhjemitites – their implications to magma genesis and paleotectonic setting. – [In:] BARKER, F. [Ed.]: Trondhjemitites, dacites, and related rocks. Elsevier, Amsterdam, 659 p.
- BARKER, F. (1979): Trondhjemite: definition, environment and hypotheses of origin. – [In:] BARKER, F. [Ed.]: Trondhjemitites, dacites, and related rocks, Elsevier, Amsterdam, 659 p.
- BHATIA, M. R. (1985): Rare earth element geochemistry of Australian Paleozoic graywackes and mudrocks: Provenance and tectonic control. – Sed. Geol., **45**: 97–113.
- BHATIA, M. R. and CROOK, K. A. W. (1986): Trace element characteristics of greywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. – Contrib. Mineral. Petrol., **92**: 181–193.
- COLEMAN, R. G. and PETERMAN, Z. E. (1975): Oceanic plagiogranite. – J. Geophys. Res., **80**: 1099–1108.
- CORNELIUS, H. P. (1941): Zur Geologie des oberen Felber- und Matreier Tauernales und zur Altersfrage der Tauernzentralgneise. – Ber. R. A. Bodenforsch. Zweigst. Wien, 14–20.
- CORNELIUS, H. P. & CLAR, E. (1939): Geologie des Glocknergebietes, Teil I. – Abh. Reichsst. Bodenforsch. Zweigst. Wien, **25**, 1–305.

Tafel 2:

- Fig. 1–2: Kolonie kleiner, schlecht erhaltener coccoider Zellen, Basisschiefer, Brentling. Vergr. 2000 ×.
- Fig. 3: *Bisacculoides* sp. OEHLER, Basisschiefer, Brentling. Vergr. 2000 ×.
- Fig. 4–8: Kleine, schlecht erhaltene coccoide Zellen, Basisschiefer, Brentling. Vergr. 2000 ×.
- Fig. 9–11: Vasenförmige Mikrofossilien (vase-shaped microfossils), Habachphyllit, Habachtal, Vergr. 1000 ×.
- Fig. 12–13: *Trachysphaeridium* sp. TIMOFFEV, Habachphyllit, Habachtal. Vergr. 1000 ×.
- Fig. 14–19: *Protosphaeridium* sp. TIMOFFEV, Habachphyllit, Habachtal. Vergr. 2000 ×.
- Fig. 20–21: *Protosphaeridium* sp. TIMOFFEV, aufgerissene Hülle, Habachphyllit, Habachtal, Vergr. 2000 ×.
- Maßstab = 20 µm für Fig. 9–13.
- Maßstab = 10 µm für Fig. 1–8, 14–21.
- Fig. 20 = nur Durchlicht.
- Fig. 1–19, 21 = kombiniertes Auflicht und Durchlicht.



- CROOK, K. A. W. (1974): Lithogenesis and geotectonics: the significance of compositional variations in flysch arenites (greywackes). – [In:] DOTT, R. H. and SHAVER, R. H. [Eds.]: *Modern and Ancient geosynclinal sedimentation.* – SEPM, Spec. Pub. 19: 304–310.
- FRANK, W. (1965): *Zur Geologie des Guggernbachtals.* Diss. Univ. Wien, 176 S.
- FRASL, G. (1958): *Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den Mittleren Hohen Tauern.* – Jb. geol. B.-A., 101: 323–472, Wien.
- FUCHS, G. (1958): *Beitrag zur Kenntnis der Geologie des Gebietes Granatspitz–Großvenediger (Hohe Tauern).* – Jb. geol. B.-A., 101: 201–248, Wien.
- GHADERI, R. (1975): *Geochemische Untersuchungen der Habachphyllite und der Schwarzschiefer in der Tuxer Gneis- und Greiner Schieferserie (oberer Zemmgrund, Zillertal/Tirol).* Teil II. – Unveröff. Dipl.-Arb., Univ. München, 115 S.
- GILG, H. A. (1987): *Der geologische Rahmen des Ostfelds der Scheelitlagerstätte Felbertal (Land Salzburg/Österreich): Petrographische, geochemische und geothermometrische Untersuchungen.* Unveröff. Dipl.-Arbeit, Univ. München, 206 S.
- GLIKSON, A. Y. (1979): *Early Precambrian Tonalite-Trondhjemite Sialic Nuclei.* – Earth Sci. Rev. 15: 1–73.
- GRUNDMANN, G. (1983): *Die Genese der regionalmetamorphen, metasomatisch-horizontgebundenen Beryll-Mineralisationen des Habachtals.* Land Salzburg, Österreich. Diss. Techn. Univ. Berlin, 207 S.
- GRUNDMANN, G. & MORTEANI, G. (1982): *Die Geologie des Smaragdorkommens im Habachtal (Land Salzburg/Österreich).* – Arch. Lagerst. forsch. geol. B.-A., 2: 71–107, Wien.
- HAMBREY, M. J. & HARLAND, W. B. (1985): *The Late Proterozoic Glacial Era.* – Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 51: 255–272.
- HARLAND, W. B., COX, A. V., LLEWELLYN, P. G., SMITH, A. G. & WALTERS, R. (1982): *A Geologic Time Scale.* – Cambridge Univ.-Press, Cambridge, 131 p.
- HEDBERG, H. D. (1976): *International Stratigraphic Guide,* New York, 200 p.
- HÖCK, V., STEYRER, H. P., KOLLER, F. & PESTAL, G. (1982): *Stratigraphic correlation form (SCF) of the Habach Formation, Hohe Tauern, Austria (Geotraverse B).* – IGCP-Newsletter, 4: 44–46.
- HÖLL, R. (1975): *Die Scheelit-Lagerstätte Felbertal und der Vergleich mit anderen Scheelitvorkommen in den Ostalpen.* – Abh. Bayr. Akad. d. Wiss., math.-natw. Kl., 157 A: 1–114, München.
- HOFMANN, H. J. (1987): *Precambrian Biostratigraphy.* – Geoscience Canada, 14, No. 3: 135–154.
- JAKEŠ, P. & GILL, J. (1970): *Rare earth elements and island arc tholeiites series.* – Earth Planet. Sci. Lett., 9: 17–28, Amsterdam.
- KUPFERSCHMIED, M. P. (1987): *Die Geologie des hinteren Felbertal-Westhanges (Land Salzburg/Österreich): Petrographische, tektonische und geochemische Untersuchungen unter besonderer Berücksichtigung der Basisschieferfolge.* – Unveröff. Dipl.-Arbeit, Univ. München, 187 S.
- LISTER, G. S., BOLAND, J. N. & ZWART, H. J. (1986): *Stepwise growth of biotite porphyroblasts in pelitic schists of the western Lys-Cailaouas massif (Pyrenees).* – J. Struct. Geol., 8, No. 5: 543–562, Oxford.
- LOVE, L. G. & ZIMMERMAN, D. O. (1961): *Bedded pyrite and microorganisms from the Mount Isa Shale.* – Econ. Geol., 56: 873–896.
- MARTIN, H. (1984): *Geologische, petrographische und geochemische Untersuchungen im Gebiet zwischen Pembach und Bruckwies Graben am Felbertal-Westhang (Mittlere Hohe Tauern, Bundesland Salzburg/Österreich).* – Unveröff. Dipl.-Arb., Univ. München, 156 S.
- MIYASHIRO, A. & SHIDO, F. (1975): *Tholeiitic and calcalkalic series in relation to the behaviours of titanium, vanadium, chromium and nickel.* – Am. J. Sci., 275: 265–277, New Haven.
- MOORE, B. R. & DENNEN, W. H. (1970): *A geochemical trend in Silicon-Aluminium-Iron ratios and the classification of clastic sediments.* – J. Sed. Petr., 40, No. 4: 1147–1152.
- NYSTUEN, J. P. (1985): *Facies and preservation of glaciogenic sequences from the Varanger Ice Age in Scandinavia and other parts of the North Atlantic region.* – Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 51: 209–229.

- PEARCE, J. A. (1983): Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. – [In:] HAWKESWORTH, C. J. & NORRY, H. J. [Eds.]: Continental basalts and mantle xenoliths. – Shiva Geologic Series, 230–251.
- PEARCE, J. A., ALABASTER, T., SHELTON, A. W. & SEARLE, M. P. (1981): The Oman ophiolite complex as a Cretaceous arc basin complex: evidence and implications. – Phil. Trans. R. Soc. Lond., A 300: 299–317.
- PEARCE, J. A. & CANN, J. R. (1973): Tectonic setting of basaltic volcanic rocks determined using trace element analysis. – Earth Planet. Sci. Lett., 19: 290–300.
- 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.
- PESTAL, G. (1987): Exkursionsführer „Exkursion Profil Felbertauernstraße“, Tauerntagung Mittersill 1987, 8 S.
- PFLUG, H. D. & REITZ, E. (1986): Evolutionary changes in the Proterozoic. – In: WALLISER, O. H. [Ed.]: Global bio events. – Lecture notes in Earth Sciences, 8: 95–103. Springer, New York.
- v. QUADT, A. H. F. C. (1985): Geochronologische, geochemische und isotopengeochemische Untersuchungen an Gesteinen der Habachformation, der Scheelitlagerstätte und des angrenzenden Altkristallins im Felbertal (Österreich). – Diss. ETH Zürich, 241 S.
- REITZ, E. & HÖLL, R. (1988): Jungproterozoische Mikrofossilien aus der Habachformation in den mittleren Hohen Tauern und dem nordostbayerischen Grundgebirge. – Jb. geol. B.-A. 131/2, 329–340, Wien.
- ROSER, B. P. & KORSCH, R. J. (1986): Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO_2 content and $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ratio. – J. Geol., 94: 635–650.
- (1988): Provenance signatures of sandstone- and mudstone suites determined using discriminant function analysis of major element data. – Chem. Geol., 67: 119–139.
- STANLEY, S. M. (1986): Global events of the Proterozoic. – [In:] Earth and life through time, 273–295, Freeman, New York.
- VIDAL, G. & FORD, T. D. (1985): Microbiotas from the late proterozoic Chuar Group (Northern Arizona) and Uinta Mountain Group (Utah) and their chronostratigraphic implications. – Precamb. Res., 28: 349–389.
- VIDAL, G. & KNOLL, A. H. (1983): Proterozoic plancton. – Geol. Soc. Am. Mem., 163: 265–277.
- WALTER, M. R. & HEYS, G. R. (1985): Links between the rise of the metazoa and the decline of stromatolites. – Precamb. Res., 29: 149–174.
- WIMMENAUER, W. (1985): Petrographie der magmatischen und metamorphen Gesteine, Enke, Stuttgart, 382 S.
- WINCHESTER, J. A. & FLOYD, P. A. (1977): Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products, using immobile elements. – Chem. Geol., 20: 325–343.

Bei der Schriftleitung eingelangt am 4. Mai 1988,
revidierte Fassung am 15. Juli 1988.