

## Geologie und Tektonik westlich des Wipptales

M. ROCKENSCHAUB, R. BRANDNER, K. DECKER, H. PRIEWALDER & F. REITER

### Inhalt

A.	Geologischer Überblick .....	79
B.	Der lithologische Aufbau .....	80
B.1.	Ötztal-Stubai-Kristallin .....	80
B.2.	Brennermesozoikum .....	80
B.2.1.	Transgressionsserie .....	80
B.2.2.	"Basis-Dolomit" .....	82
B.2.3.	Partnachschieben .....	82
B.2.4.	Wettersteindolomit .....	82
B.2.5.	Raibler Schichten .....	82
B.2.6.	Hauptdolomit .....	82
B.2.7.	Metamorpher Kalkkomplex .....	83
B.2.8.	Roter Kopf Breccie .....	83
B.2.9.	Rotböden .....	83
B.3.	Vererzungen im Stubaikristallin und im Brennermesozoikum (nach MELCHER, 1990, MELCHER & KROIS, 1992) .....	83
B.3.1.	Kristallin .....	83
B.3.2.	Metamorphe Verwitterungszone .....	83
B.3.3.	Oberskyth .....	84
B.3.4.	Siliciklastisch-karbonatische Wechsellagerungen .....	84
B.4.	Tektonische Gliederung des Brennermesozoikums aufgrund fazieller Kriterien .....	84
B.5.	Steinacher Decke .....	84
B.5.1.	Gesteine der Steinacher Decke I .....	84
B.5.2.	Gesteine der Steinacher Decke II .....	84
B.5.3.	Karbonsedimente der Steinacher Decke .....	87
B.6.	Blaser Decke .....	88
B.6.1.	Gesteine der Blaser Decke .....	88
C.	Die tektonische Entwicklung in den östlichen Stubaier Alpen .....	88
C.1.	W-gerichtete Überschiebungen (eozänisch) .....	88
C.2.	Duktile SE-gerichtete Abschiebungen (eozänisch) .....	88
C.3.	NW- und SE-gerichtete Überschiebungen und Rücküberschiebungen (Tertiär) .....	89
C.4.	± E- und W-gerichtete Abschiebungen (Tertiär) .....	89
C.5.	NW-streichende dextrale Störungen: Halsl-Störungssystem (Tertiär) .....	89
C.6.	NW-gerichtete Verkürzung (konjugierte Blattverschiebungen) (Tertiär) .....	90
C.7.	Etwas N- und S-gerichtete Abschiebungen (Tertiär) .....	90
D.	Profilschnitte .....	90
D.1.	Kurzbeschreibungen zu den Profilschnitten .....	90
D.1.1.	Profil 1 .....	90
D.1.2.	Profil 2 .....	90
D.1.3.	Profil 3 .....	90
	Literatur .....	94

### A. Geologischer Überblick

Das Gebiet im Hangenden der Brennerabschiebung zeigt einen komplexen Deckenbau. Das Ötztal-Stubaikristallin ist als primäre Basis der mesozoischen Metasedimente anzusehen. Der sedimentäre Kontakt wurde tektonisch überprägt, sodass Transgressionskontakte nur mehr lokal erhalten sind. Die tektonische Überprägung der primären Kontakte ist zum Teil der eozänischen Gebirgsbildung und teilweise auch jüngeren spröden Abschiebungen zuzuschreiben.

Im Zuge der eoalpidischen Orogenese erfolgte die Stapelung der Decken. Oberostalpine Decken, Steinacher Decke und Blaser Decke wurden dem zentralalpinen Permomesozoikum westgerichtet aufgeschoben. N- bis NW-gerichtete Überschiebungen und die spröde Tektonik sind den tertiären Ereignissen zuzuschreiben.

Die Metamorphose im Brennermesozoikum erreichte im N Temperaturen von ca. 400°C und im S über 600°C. Steinacher Decke und Blaser Decke wurden in der höheren Oberkreide gegen SE abgeschoben und gleichzeitig die beträchtlich metamorphen Gesteine des Brennermesozoikums exhumiert. Die Gesteine des Brennermesozoikums reagierten während dieser Abschiebung duktil, die Kalkmarmore und besonders in den südlichen Bereichen auch die Dolomite, wurden mylonitisch überprägt. Die Gesteine im Hangenden der SE-gerichteten kretazischen Abschiebung waren kühl und wurden unter spröden Bedingungen deformiert. Besonders im basalen Anteil der Steinacher Decke (südlich des Gschnitztales) entstanden Kataklastite und Kakirite.

## **B. Der lithologische Aufbau**

### **B.1. Ötztal-Stubai-Kristallin**

Dies ist ein polymetamorphes Kristallin größtenteils präalpidischer amphibolitfazieller Prägung. Die frühalpidische Metamorphose verursachte im nördlichen Bereich des Arbeitsgebietes eine retrograde grünschieferfazielle Überprägung, die gegen Süden bis in den Bereich der Amphibolitfazies zunimmt.

Das Kristallin besteht vorwiegend aus Glimmerschiefern und Paragneisen. Einerseits handelt es sich um muskowitzbetonte Glimmerschiefer, die oft Granat und Staurolith führen, und andererseits um Mu-Bi-Glimmerschiefer mit Einlagerungen von Bi-Plag-Gneisen und Amphiboliten.

Die Glimmerschiefer zeigen häufig retrograde Metamorphose, die sich z.B. an der Chloritisierung von Biotit, der teilweisen Umwandlung von Staurolith in Chloritoid und in der Zersetzung der Feldspate zeigt.

Orthogneise kommen untergeordnet vor. Es sind dies Muskowitgranitgneise, Mu-Bi-Granitgneise, Augen- und Flasergneise mit stark zersetzten Feldspaten. Die mächtigsten Vorkommen sind im hinteren Gschnitztal. Kleinere Vorkommen: am Gleinser Berg und in der Gegend um Matri.

Eine unklare tektonische Stellung haben Granitgneise mit rötlichen Kalifeldspaten, die bei Nösslach vorkommen. Sie liegen direkt unter einem Dolomitspan des Brennermesozoikums bzw. unter den Glimmerschiefern der Steinacher Decke. Diese Orthogneise könnten sowohl der Steinacher Decke als auch dem Stubaikristallin angehören.

### **B.2. Brennermesozoikum**

#### **B.2.1. Transgressionsserie**

Das Brennerpermomesozoikum lagert dem Kristallin transgressiv auf. Der Transgressionskontakt ist jedoch meist tektonisch wechselnd intensiv überprägt. Lokal bestehen die ältesten Sedimente (Permoskyth) aus Aufarbeitungsprodukten des direkten Untergrundes.

Eine Gliederung, wie sie folgend beschrieben ist, erfolgte in geologischen Karte aufgrund der geringen Mächtigkeiten nicht. Unter dem Überbegriff Alpiner Verrucano werden zusammengefasst:

1. Basiskonglomerat: Unreife Klastika mit Magnesitkonkretionen am Top (2 Zyklen), entspricht der Gröden-Fm.
2. Über einer Schichtlücke folgen beige Quarzite (entsprechen dem Oberen Alpiner Buntsandstein). Diese Quarzite werden als marine Sandsteine interpretiert und wurden aufgrund sequenzstratigraphischer Überlegungen, in Korrelation mit den Südalpen, in das Oberskyth gestellt (KROIS, 1989). Bei diesen oberskythischen Metasedimenten handelt es sich um Ablagerungen eines alluvialen Schuttfächers und/oder eines Fan-Deltas in einem mikrotidalen Environment. Die Faziesvergesellschaftung im liegenden Bereich spricht für die Ablagerung eines alluvialen Schuttfächers und/oder eines Fan-Deltas in einem mikrotidalen Environment. Die geringen Mächtigkeiten dieser Abfolgen und die faziell unterschiedlichen Entwicklungen der einzelnen Profile sowie der rasche Fazieswechsel innerhalb der Profile lassen auf Fächer mit geringer Ausdehnung schließen. Eine Transgression führte zu einem Sedimentationsumschwung und zur Ablagerung einer karbonatisch-siliziklastischen Wechselfolge. Diese Sedimente werden als Ablagerungen eines Schelfbereiches interpretiert.

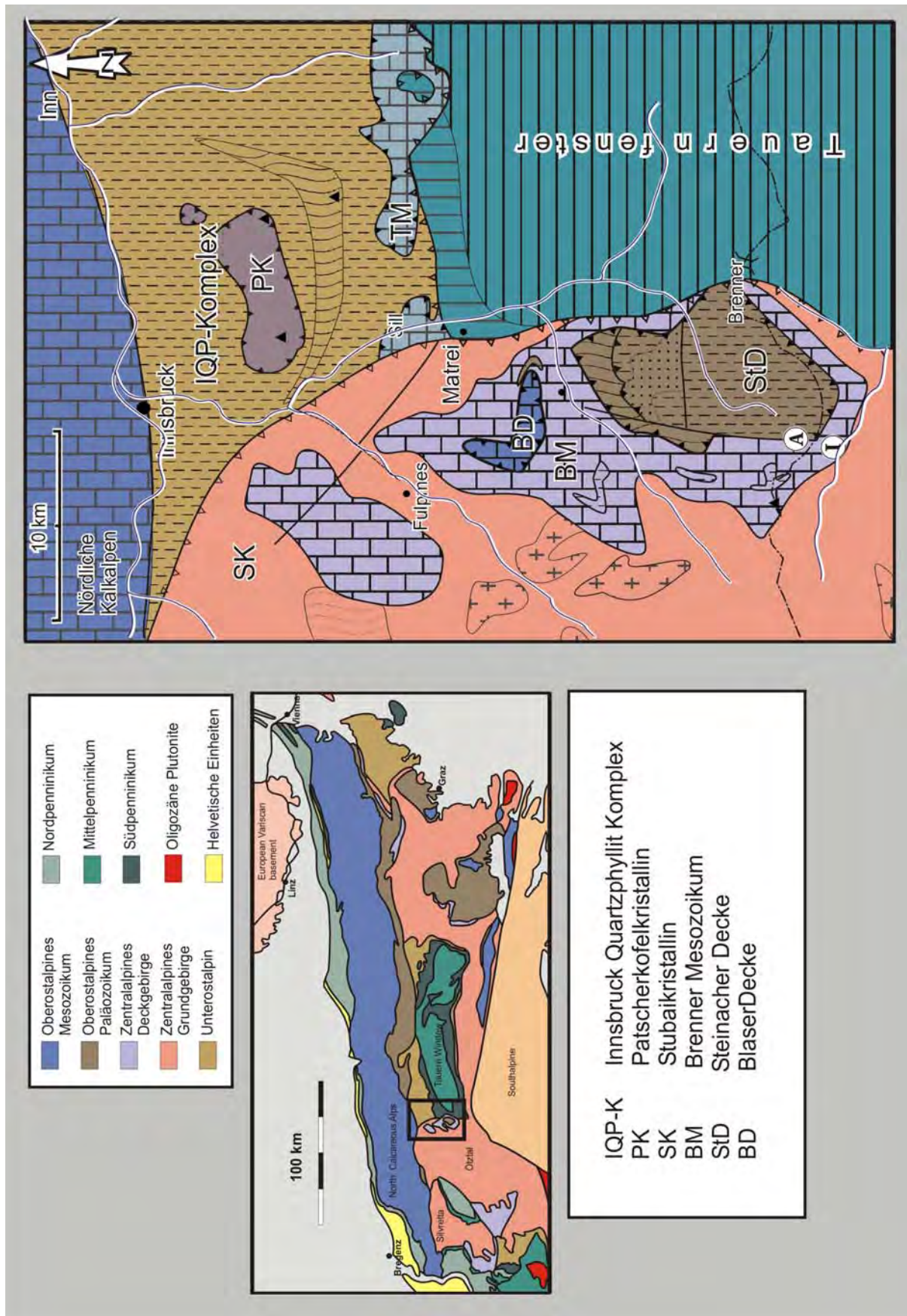


Abb. 1: Tektonische Karte der Ostalpen und tektonische Übersicht des Arbeitsgebietes.

### **B.2.2. "Basis-Dolomit"**

Die „Basisdolomite“ (Anis-Dolomitserie nach TOLLMANN, 1977) sind dünngebankte schwarze Dolomite, Mergelschiefer und helle dickbankige Dolomite. Das Liegende der Abfolge ist reich an Detritus aus Quarz und Glimmer. Ihre maximale Mächtigkeit beträgt ca. 70 m (KROIS, 1989).

In den Kalkkögeln ist, im Gegensatz zum Brennermesozoikum südlich des Stubaitales, eine buntere Mitteltrias aufgeschlossen (Steinalm-Fm., Reifling-Fm.). Bei der Mutterer Alm und auch bei der Kreither Alm (HEISSEL, 1991/92) kommen Wurstelkalke vor. Weiters wurden in den Kalkkögeln Reiflinger Kalke/Dolomite (grobspätige, grau-beige Kalke, z.T. dolomitisiert und dm-gebankt, Lagen mit Kieselknauern, schlierige Marmore und auch Einschaltungen von Pietra Verde beschrieben. Die Mächtigkeit der Abfolge liegt bei max. 50 m (FRIELING, 1998).

### **B.2.3. Partnachsichten**

Die größten Vorkommen befinden sich unterhalb des Pfriemesköpfels auf dem Kartenblatt Axams. Dieses Vorkommen lässt sich noch einige hundert Meter auf das Blatt Brenner verfolgen. Weitere Vorkommen wurden nördlich von Telfes, am Telfer Berg sowie in der Nordostflanke des Halsbachgrabens kartiert. Südlich des Stubaitales konnten Kalke und Mergel der Partnachsichten nur am Miederer Berg beobachtet werden. Sie bestehen dort aus plattigen grauen Mergeln mit Tonschieferzwischenlagen und knolligen Kalken. Im Halsbach werden diese Schichten von ca. 20 m mächtigen schwarzen Kalken, die von Mergeln und Schiefen überlagert werden, repräsentiert.

### **B.2.4. Wettersteindolomit**

Der Wettersteindolomit ist ein vorwiegend sehr weißer gebankter Dolomit. Die basalen Anteile sind lokal stark tektonisiert; der Dolomit zerfällt aufgrund der spröde-tektonischen Beanspruchung oft grusig.

Hin und wieder finden sich dünne grünliche bis graue Sericitschieferlagen im Dolomit. Weiters wurden Abschnitte beobachtet, die auf den Schichtflächen Glimmerbeläge aufweisen. DIETRICH (1981, 1983) deutete diese Gesteine als SiO<sub>2</sub>-verarmte pelitische bzw. pelitisch-karbonatische Metasedimente.

Bei der Autobahnböschung S Steinach ist dieser grusig zerfallende Dolomit entlang der Klüfte rötlich verfärbt. Etwas westlich dieser Böschung sind in einem Graben im Wettersteindolomit rote Tonschieferlagen aufgeschlossen, die diese rötliche Verfärbung der Dolomite verursachen. Die Tonschiefer dürften der Juraschichtfolge der Blaser Decke angehören.

### **B.2.5. Raibler Schichten**

Zwischen dem Wettersteindolomit und dem Hauptdolomit finden sich, wo gerade nicht tektonisch reduziert, die Raibler Schichten, die hauptsächlich aus dunkelgrauen, plattigen Tonschiefern bestehen. Begleitet werden diese Schiefer teilweise von dunklen Raibler Dolomiten. In einem Profil in den Ostwänden des Pinnistales ist das Karn sehr bunt ausgebildet. Schwarze Schiefer, grüne Quarzite und Phyllite, graue und extrem weiße Dolomite bauen die Schichtfolge auf. Im Süden, besonders im Bereich der Tribulaungruppe, finden sich in den Schiefen alpidische Querbiotite. Im Pfriemesprofil liegt eine Sonderausbildung der Raibler Schichten vor. FRIELING (1998) bezeichnete diese als Pfriemes-Schichten (Arbeitsbegriff). Es handelt sich bei diesen Raibler Schichten, die nur im Pfriemes-Profil vorkommen und sich direkt aus den Partnachsichten entwickeln (Wettersteindolomit fehlt primär), um dunkle Kalke, Tonschiefer und Mergel; im hangenden Abschnitt finden sich Einschaltung von Riffschuttbreccien und Tonschiefern mit Halobia (FRIELING, 1998).

### **B.2.6. Hauptdolomit**

Der Hauptdolomit oder Obere Dolomit stellt mit einer maximalen Mächtigkeit von über 700 m das die Landschaft dieses Gebietes am eindrucksvollsten prägende Schichtglied dar. Er ist sehr gleichförmig aufgebaut. Überwiegend sind die Dolomite grau, aber teilweise auch weiß. Rötliche Bereiche kommen lokal in den hangenden Anteilen vor, z.B. im Bereich des Zwieselmähders, wo die Dolomite rot laminiert sind und phyllitische Schmitzen beinhalten. Weiters treten rötliche Dolomite am Padailemähder auf. KÜBLER und MÜLLER (1962) bezeichnen diesen Horizont als norisch-rhätischen Grenzhorizont.

Der Hauptdolomit geht im Hangenden oft in mittelgraue Kalkmarmore (Plattenkalk) tlw. Wechselagernd mit Dolomitmarmoren über, wie z.B. bei den Schmurzwänden, südlich von Trins und in den Wänden westlich des Padasterkogels. Die Plattenkalke wurden in der Karte mit dem Metamorphen Kalkkomplex gemeinsam ausgeschieden.

### **B.2.7. Metamorpher Kalkkomplex**

Zum Metamorphen Kalkkomplex wurden die metamorphen obertriassischen Plattenkalke, Kössener Schichten und Allgäuschichten zusammengefasst. Es ist dies eine sehr wechselhafte Serie aus Kalkmarmoren, Glimmermarmoren, Kalkphylliten, bunten Quarziten (vermutlich Radiolariten) und Phylliten. Bemerkenswert ist, dass in diesem Schichtpaket auch immer wieder hellgraue Dolomitlagen auftreten, z.B. östlich der Padasterjochhütte und im Kamm südlich der Kesselspitze. Der Metamorphe Kalkkomplex fehlt in den Kalkkögeln erosionsbedingt. Südlich des Stubaitales bestehen vorwiegend die obersten Kambereiche aus Gesteinen des Metamorphen Kalkkomplexes. Im östlichen Bereich liegt er tiefer und taucht gegen Westen in das Gschnitztal ab.

Zwischen Gschnitztal und Obernbergtal liegt der metamorphe Kalkkomplex unter der Steinacher Decke bzw. teilweise unter der Blaser Decke nur mehr sehr ausgedünnt vor und verliert sich an der Grenze zum Penninikum gegen Süden. Weiter westlich tritt dieser in den Gipfeln der Rötenspitze, des Muttenkopfes und der Tribulaune wieder massiv in Erscheinung.

Der Metamorphe Kalkkomplex ist intensiv isoklinal verfaultet. Die Falten können Zehner- bis Hundertermeter groß sein und die Achsen sind sehr einheitlich SE-NW-orientiert.

Nördlich des Gschnitztales, aber auch im Bereich westlich der Trunaalm, liegen im metamorphen Kalkkomplex eingeschaltet bzw. an dessen Basis immer wieder sehr unterschiedlich mächtige Lagen von Quarzphylliten. Zum Teil sind sie relativ dünn und lange anhaltend. Sie werden von vielen Bearbeitern (z.B. KÜBLER & MÜLLER, 1962) zur Steinacher Decke gerechnet. Es ist jedoch wahrscheinlicher, dass diese Phyllite Teil des Metamorphen Kalkkomplexes (Kössen-Fm.) sind. Derartige Phyllite kommen in den Hängen südlich des Gschnitztales im Liegenden der Steinacher Decke, zusammen mit den Gesteinen des Metamorphen Kalkkomplexes, vor. Überlagert werden sie von den Schollen der Blaser Decke und von höher metamorphen Glimmerschiefern und Gneisen der Steinacher Decke. Diese Phyllite wurden gemeinsam mit dem MKK eoalpidisch metamorph (eoalpidische Hellglimmer Ar/Ar-Alter). Die Phyllite der Steinacher Decke liefern durchwegs variszische Hellglimmer-Ar/Ar-Alter.

### **B.2.8. Roter Kopf Breccie**

Am Roten Kopf ist eine Breccie aufgeschlossen, die Komponenten aus metamorphen Karbonaten und Glimmerschiefern enthält. Sie wurde auf dem bereits metamorphen Brennermesozoikum abgelagert und hat vermutlich gosauisches Alter.

### **B.2.9. Rotböden**

In der Depression westlich des Blasers sind größere Flächen mit roten Tönen bedeckt. Im Graben gegen S zum Zwieselmäher liegt eine Dolomitbreccie mit feinstkörniger roter Matrix vor, die möglicherweise eine Kollapsbreccie ist. Beide, Breccien und rote Töne, dürften als tertiäre Verwitterungsprodukte zu interpretieren sein.

## **B.3. Vererzungen im Stubaikristallin und im Brennermesozoikum (nach MELCHER, 1990, MELCHER & KROIS, 1992)**

### **B.3.1. Kristallin**

Vererzungen finden sich im Kristallin als diskordante Gänge. Sie führen hochtemperierte Paragenesen aus Pyrit, Kupferkies, Magnetit, Pentlandit und Bleiglanz.

### **B.3.2. Metamorphe Verwitterungszone**

Die metamorphe Verwitterungszone ist stark an Eisen und Titanphasen angereichert und wird hauptsächlich auf die Verwitterung von Granat und Biotit zurückgeführt.

### **B.3.3. Oberskyth**

Die Erzanreicherungen im Quarzit des Oberskyth werden als marine Strandseifenbildungen interpretiert. Es ist hauptsächlich Magnetit, der sich aus dem Verwitterungshorizont ableiten lässt.

### **B.3.4. Siliciklastisch-karbonatische Wechsellagerungen**

In den siliciklastisch-karbonatischen Wechsellagerungen kommen syn- bis frühdiaogenetische Vererzungen bestehend aus Pyrit, Arsenkies, Magnetkies, Bleiglanz und Kupferkies vor.

## **B.4. Tektonische Gliederung des Brennermesozoikums aufgrund fazieller Kriterien**

Die Gliederung des Brennermesozoikums basiert einerseits auf tektonischen und andererseits auf faziellen Kriterien: Faziell lassen sich bezüglich der Ausbildung der Mitteltrias und der unteren Obertrias zwei Sedimentationsbereiche unterscheiden:

**Partnachfazies:** Die Partnachfaziesentwicklung findet sich in der nördlichsten und nordöstlichsten Kalkkögelgruppe und im Untergrund des Stubaitals (Ruetz-Kraftwerk).

**Wettersteinfazies:** Diese Fazies ist in der westlichen Kalkkögelgruppe entwickelt, wird von der Halsstörung im NE begrenzt und überlagert den Bereich mit Partnachfazies tektonisch. E dieser Halsstörung tritt diese Fazies vermutlich nicht mehr auf. Südlich des Stubaitales (ausgenommen das Gebiet Miederer Berg) liegt das gesamte Brennermesozoikum, bezüglich der Mitteltrias, in Wettersteinfazies vor.

Aufgrund der primär sedimentären Kontakte beider Faziesentwicklungen mit dem Kristallin ist eine tektonische Teilung des Stubaikristallins gefordert.

## **B.5. Steinacher Decke**

Diese wurde in zwei Teildecken geteilt. In eine basale Steinacher Decke (Steinacher Decke I), die hauptsächlich aus retrograd metamorphen Glimmerschiefern und Granatglimmerschiefern besteht, und eine darüber liegende Steinacher Decke II, überwiegend bestehend aus prograd metamorphen Phylliten und Karbonsedimenten.

### **B.5.1. Gesteine der Steinacher Decke I**

Die Basis der Steinacher Decke besteht aus Granatglimmerschiefern und Glimmerschiefern, in die Diabase (Lamprophyre), Amphibolite und mylonitische Gneise eingelagert sind. Die Granate haben teilweise Chloritoid eingeschlossen und sind durchwegs mehr oder weniger chloritisiert. Die in diesem Teil der Steinacher Decke liegenden kühl deformierten Orthogneis- und Paragneislinsen weisen eine Ausdehnung von wenigen Zehnermetern auf.

### **B.5.2. Gesteine der Steinacher Decke II**

Überlagert werden die Glimmerschiefer von den niedriger metamorphen Gesteinen der Steinacher Decke II. Es sind dies Albitphyllite, Quarzphyllite, Chloritschiefer und Grünschiefer. In den Phylliten liegen zahlreiche, unterschiedlich mächtige Schollen von Eisendolomiten. SCHMIDEGG (1949) beschrieb auch vereinzelte Magnesitvorkommen. Gemeinsam mit dem Eisendolomit kommen lokal weiße und graue, grobkristalline Kalkmarmore vor, z.B. am Kamm SW des Nösslacher Joches. Paläozoische Glimmermarmore, die von jenen des mesozoischen Metamorphen Kalkkomplexes kaum zu unterscheiden sind, wurden südlich von Obernberg gefunden. Das paläozoische Alter konnte aufgrund von präalpidischen Hellglimmeraltern (Rb/Sr-Datierungen) nachgewiesen werden.

Kleinere Vorkommen von Glimmerschiefern und Diabasen, die sprödetektonisch extrem überprägt wurden, finden sich am Rötenspitze. Diese eingeschuppten tektonisierten Gesteine repräsentieren die Steinacher Decke I.

Südlich des Obernbergtales treten in den Quarzphylliten vermehrt Einlagerungen von Quarziten, Glimmerquarziten, Graphitphylliten und graphitischen Tonschiefern auf. Für diese Metesedimente war ein karbonisches Alter nicht auszuschließen, da sie diesen sehr ähnlich sind, jedoch keine Makrofossilien führen. Mikropaläontologisch wurden diese graphitführenden Gesteine von H. PRIEWALDER (bezüglich Chitinozoen) und I. DRAXLER (bezüglich Pollen) untersucht. Pollen konnten nicht nachgewiesen werden, H. PRIEWALDER fand jedoch Chitinozoen, die auf ein Alter zwischen Ordovizium und Ende Devon schließen lassen. Vertiefende Untersuchungen werden noch angestellt.

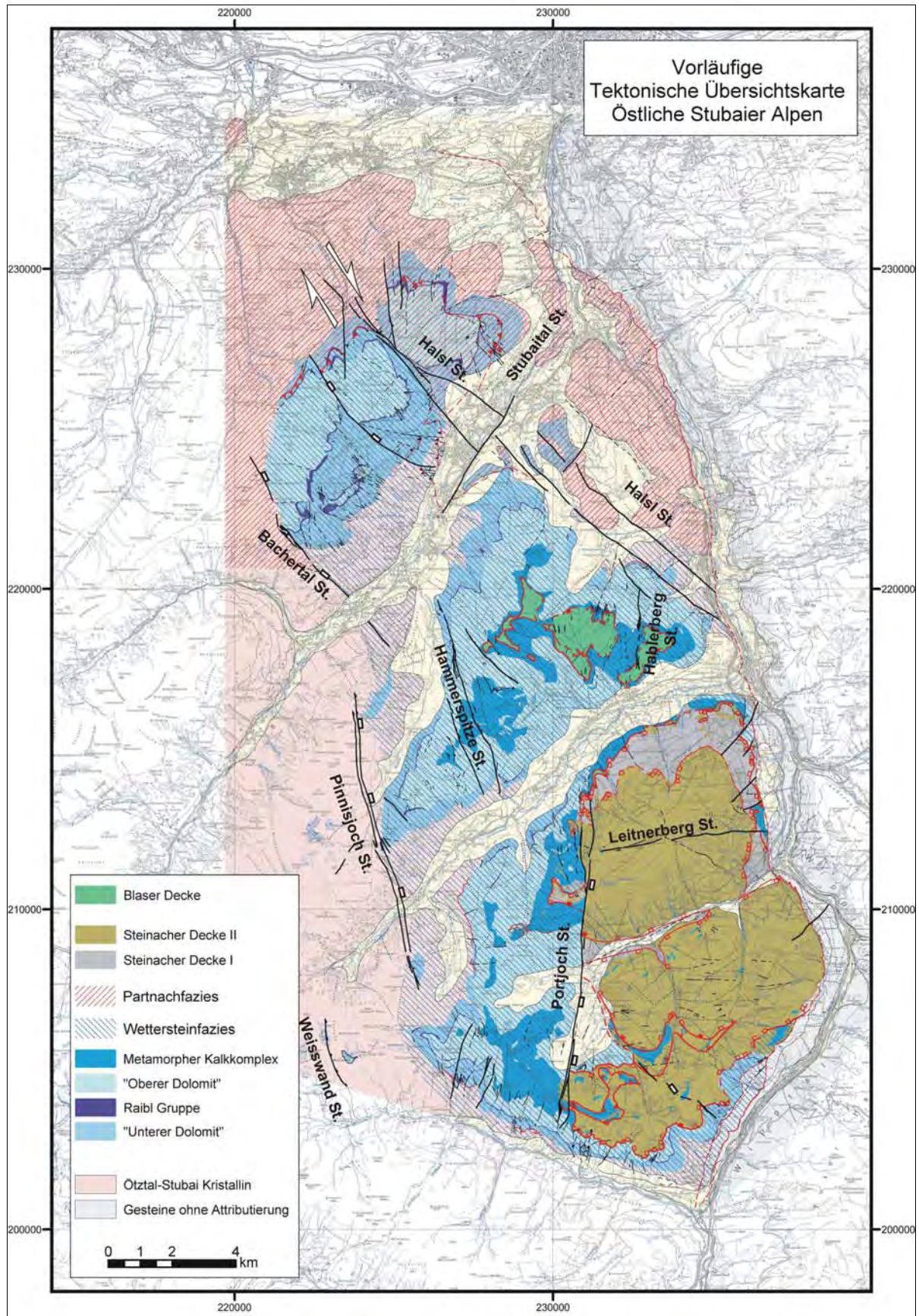


Abb. 2: Tektonische Übersichtskarte mit Verteilung der Faziestypen im Brennermesozoikum.

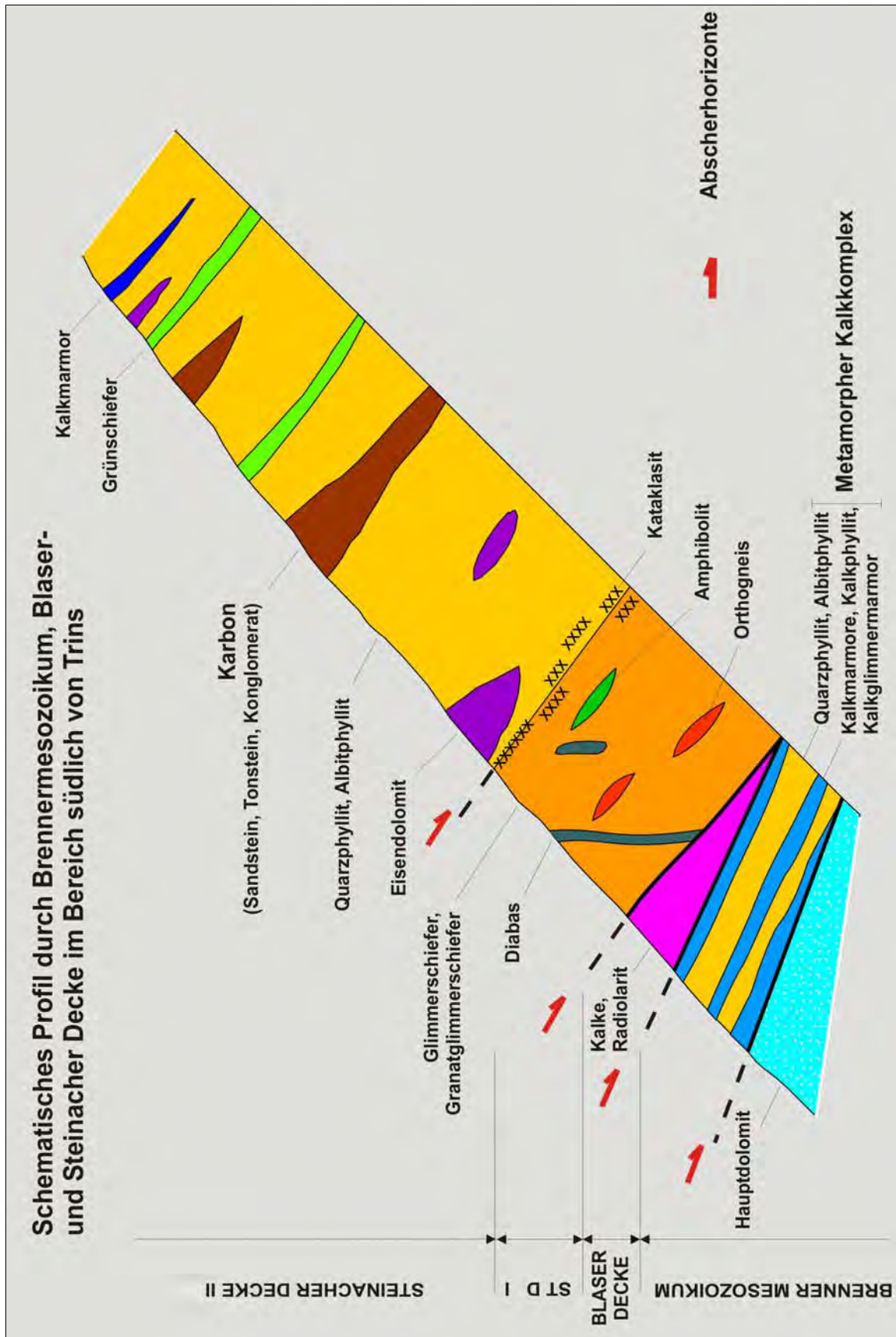


Abb. 3: Tektonische Situation im äußeren Gschnitztal und Aufbau der Steinacher Decke.



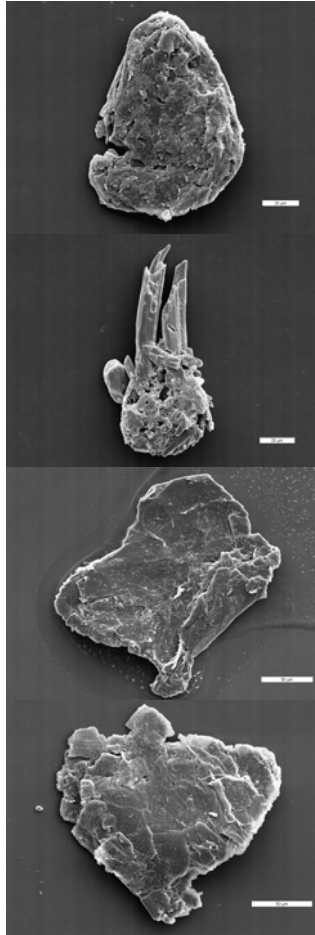


Abb. 4: Chitinozoen aus der südlichen Steinacher Decke.  
Stratigraphische Reichweite: Basis Ordovizium bis Ende Devon.

Die Chitinozoen, zu denen die in Abbildung 4 angezeigten Objekte gehören, sind eine rein marine Mikrofossil-Gruppe mit einem Gehäuse aus organischer Substanz und einer stratigraphischen Reichweite von Basis Ordovizium bis Ende Devon. Sie treten in der untersuchten Probe zwar recht häufig, aber in sehr schlechtem Erhaltungszustand auf. Eindeutig identifizierbare Individuen sind äußerst selten. Die in der Abbildung 4 mit 2 Exemplaren vertretene Gattung *Margachitina* EISENACK 1968 reicht nach PARIS et al. (1999, S. 565), vom unteren Silur bis ins Unterdevon, womit eine erste (vorläufige) Alterszuordnung für diese Probe gegeben ist.

### **B.5.3. Karbonsedimente der Steinacher Decke**

Ein sehr viel beachtetes Schichtglied sind die Karbonsedimente der Steinacher Decke. Sie bestehen aus quarzreichen Konglomeraten, Sandsteinen, Siltsteinen und dunklen Tonschiefern. Besonders die feinkörnigeren Sedimente lieferten zahlreiche bestimmbare Pflanzenfossilien, die eine Einstufung in das Westfal D (KERNER, 1897) erlaubten. In der Schichtfolge kommen gering mächtige Anthrazitflöze vor, die beschürft wurden.

Eine moderne sedimentologische Bearbeitung erfuhren die Karbonsedimente zuletzt durch KRÄINER (1990). Er definierte diese Schichten als fluviatile Ablagerungen, bestehend aus verschiedenen Rinnen-, Barren- und Überflutungssedimenten. Die größten Karbonvorkommen befinden sich im Gebiet um das Nösslacher Joch. Einige kleinere Karbonvorkommen sind nördlich des Gschnitztales an der Basis der Blaser Decke lokalisiert. Die Karbonsedimente sind häufig von Störungen begrenzt.

## **B.6. Blaser Decke**

Die nicht metamorphen Gesteine der Blaser Decke liegen dem metamorphen Brennermesozoikum s.str. auf. Die Blaser Decke besteht hauptsächlich aus dem Blaser Dolomit (Hauptdolomit), aus Kössener Schichten, Oberrhätalken, verschiedensten Jurakalken und aus Radiolarit. Im Gebiet des Burgwaldes - Zwieselmäher (NW Trins) liegen unter der klassischen Blaser Decke noch unmetamorphe Raibler Dolomite und karnische Rauhacken und Schiefer, die ebenfalls der Blaser Decke zugerechnet werden.

Gleichfalls nicht metamorph sind die fossilführenden Kalke (Lias-Neokom) des Mulischrofen und der Aigenwiese (S Trins), die von der Steinacher Decke tektonisch überlagert werden.

### **B.6.1. Gesteine der Blaser Decke**

Das mächtigste Schichtglied ist der extrem tektonisierte, meist grusig zerfallende und in das Nor gestellte Blaser Dolomit (ein Äquivalent zum Hauptdolomit), ein einförmiger grauer gebankter Dolomit. Er erreicht seine größte Mächtigkeit (ca. 400 m) in der Peilspitze, wo er auch aufrecht liegt.

Am Kamm der Kesselspitze liegt eine interessante, bunt zusammengesetzte Schichtfolge vor. Norische Plattenkalke, eine Wechselfolge aus Kalken und Dolomiten, Kössener Schichten (bestehend aus fossilführenden grauen Kalken, ockergelben Kalkmergeln und dunklen, aber auch roten und violetten Tonschiefern) sowie hellgrauen Oberrhätalken. Auf der Kesselspitze sind Unter- bis mittelliassische Adnedter Kalke, oberliassische Mergelkalke und rote Adnedter Mergel aufgeschlossen.

Die Blaser Decke am Steinacher Berg und ihre Fortsetzung gegen Westen repräsentieren Hierlatzkalke (rote Crinoidenspatkalke des mittleren und oberen Lias - GEYSSANT, 1973b), graue Filamentkalke (? Dogger), Radiolarite und Karbonate des höheren Jura (Aptychenkalk) bis tieferen Neocoms (Kalkschiefer). Das bekannteste Vorkommen von Blaser Decke ist jenes vom Mulischrofen. In dieser Schichtfolge treten Radiolarite des Untermalm auf, aus denen bestimmbare Radiolarien (*Lithocampe elegans* HINDE-KÜBLER & MÜLLER, 1962) gelöst wurden. Überlagert werden sie von malmischen Kalken und kretazischen Kalkschiefern.

## **C. Die tektonische Entwicklung in den östlichen Stubaier Alpen**

Aufgrund der strukturgeologischen Untersuchungen ergibt sich folgende Deformationsabfolge (von alt nach jung):

### **C.1. W-gerichtete Überschiebungen (eozäolpidisch)**

Diese lassen sich nur in Ausnahmefällen gut belegen, da sie von den jüngeren Deformationen nahezu völlig überprägt wurden. Am deutlichsten sind sie in der südlichen Steinacher Decke, in Form von W-vergerten Falten und W-E- bis WSW-ENE-orientierten Streckungslinearen in Quarzmobilisaten, evident. Speziell im Metamorphem Kalkkomplex entstanden Isoklinalfalten jeder Größenordnung.

### **C.2. Duktile SE-gerichtete Abschiebungen (eozäolpidisch)**

Flache, subparallel zum sedimentären Lagenbau orientierte SE-gerichtete Abschiebungen (Detachment-Störungen) bilden die bedeutendsten Kontakte zwischen den tektonischen Großeinheiten der östlichen Stubaier Alpen. Die Detachment-Störungen überprägen den älteren, duktil-spröden Falten- und Überschiebungsbau, der zum ursprünglich vorliegenden Kontakt zwischen Steinacher Decke, Blaser Decke und Brennermesozoikum geführt hat.

Die Überprägung des Deckenbaus durch duktile Extension und Detachment-Störungen führt im Kartenmaßstab zu bedeutenden Reduktionen der primären tektonischen und stratigraphischen Mächtigkeiten. Die wichtigsten Detachments mit den größten horizontalen und vertikalen Versatzweiten bilden

- a) die Basis der Steinacher Decke,
- b) die Basis der Blaser Decke, und
- c) tlw. die Basis des Brennermesozoikums.

- a), b): Der Kontakt zwischen alpin schwach metamorphen (bis zur niedrig temperierten Grünschieferfazies) Einheiten (Blaser Decke, Steinacher Decke) im Hangenden und bis zu amphibolitfaziell metamorphen Einheiten des Brennermesozoikums im Liegenden, belegt in der Tribulaungruppe einen Metamorphosesprung von ca. 300°. Dies entspricht ca. 10 km Mächtigkeitsreduktion im Profil.
- (c) Dem Extensionsereignis wird im hangenden Brennermesozoikum die Entstehung der Hauptschieferung mit duktilen, meist flach SE-fallenden Streckungslinearen zugeordnet, die in Kalkmarmoren und Kalkphylliten penetrativ ausgebildet ist. Scherbänder und  $\sigma$ -Klasten belegen eindeutig Top-SE-gerichtete Scherung und Abschiebung. Ältere Isoklinalfalten in verschiedenen Größenordnungen (Zentimeter bis Hunderte Meter) und schieferungsparallelen Achsenebenen rotierten im Zuge der duktilen Abschiebungstektonik großteils parallel zum Abschiebungslinien ein. Weitere bedeutende Strukturen sind Meter bis Hunderte Meter große duktile listrische Abschiebungen, die in der Hauptschieferung einbiegen. Den duktilen Strukturen des Brennermesozoikums s.str. entsprechen in der gering metamorphen Hangendscholle der Hauptabschiebung (Blaser und Steinacher Decke) spröde Scherzonen und Strukturen. An der Basis der Blaser Decke sind teilweise mächtige Kataklasite zu finden.

### **C.3. NW- und SE-gerichtete Überschiebungen und Rücküberschiebungen (Tertiär)**

Die duktilen Strukturen werden systematisch von jüngeren, spröden Falten- und Überschiebungsstrukturen überprägt. Die bedeutendsten Strukturen sind die in den nördlichen Kalkkögeln kartierten NW-gerichtete Überschiebungen. In der südlichsten Steinacher Decke sind Vorkommen von Metamorphem Kalkkomplex im Paläozoikum der Steinacher Decke an SE-gerichtete Rücküberschiebungen gebunden.

Die Kinematik des NW-gerichteten Falten- und Überschiebungsbaus kann von Kleinstrukturen und Harnischflächen an Überschiebungen in den Kalkkögeln, Rampen-Flachbahn-Strukturen in Einheiten des Metamorphem Kalkkomplexes und NE-streichenden Achsen von spröden Falten abgelesen werden.

### **C.4. ± E- und W-gerichtete Abschiebungen (Tertiär)**

E- und W-gerichtete Abschiebungen und Strukturen zur E-W-gerichteten Extension sind die regional bedeutendsten spröden Strukturelemente. Im Kartenmaßstab dominieren NNW- bis NNE-streichende Abschiebungen nach ENE- bis ESE, mit Sprunghöhen bis zu einigen hundert Metern. Die Störungen zeigen charakteristische Eigenschaften von Abschiebungssystemen, wie etwa En-echelon-Anordnung der einzelnen Störungen, variable Sprunghöhen mit dem größten Versatz in den mittleren Störungsabschnitten und begrenzte Störungslänge. Die einzelnen Störungen können meist nicht mit Sicherheit über die quartärbedeckten Haupttäler (Stubaital, Gschnitztal und Oberberger Tal) korreliert werden.

Den kartenmaßstäblichen Abschiebungen entsprechen Kleinstrukturen mit konjugierten Abschiebungen, Zerrspalten und Klüften.

E- und W-gerichtete Extensionsstrukturen werden der Oligozänen und Miozänen Deformation im Hangenden der Brennerabschiebung zugeordnet. Große Störungen haben aufgrund der Ausbildung von unterschiedlichen Störungsgesteinen (Kataklasite, tonige Fault Gauges) hydrogeologische Bedeutung. Die zugeordneten Kleinstrukturen tragen insbesondere in Dolomit- und Kalkmarmoren wesentlich zum Kluffvolumen bei. Ihre hydrogeologische Bedeutung wird durch die häufig beobachtete selektive Verkarstung der Strukturen unterstrichen.

### **C.5. NW-streichende dextrale Störungen: Halsl-Störungssystem (Tertiär)**

Das zwischen der Axamer Lizum und dem Stubaital kartierte Störungssystem umfasst mehrere subparallele NW-streichende Blattverschiebungen mit dextralem Schersinn. Die Störungen versetzen sowohl die NW-gerichteten Aufschiebungen als auch E-gerichtete Abschiebungen.

## **C.6. NW-gerichtete Verkürzung (konjugierte Blattverschiebungen) (Tertiär)**

Konjugierte, etwa N-S-streichende sinistrale und NW-SE-streichende dextrale Blattverschiebungen belegen eine NW-gerichtete Verkürzung. Die Deformation wird ausschließlich aus Kleinstrukturen und reaktivierten Störungen rekonstruiert, neu gebildete kartenmaßstäbliche Störungen sind bisher nicht bekannt. Die Kleinstrukturen zeigen, dass häufig ältere E-gerichtete Abschiebungen überprägt werden. Konjugierte Blattverschiebungen wurden auch in neogenen bis quartären Karbonatbreccien dokumentiert, aus denen auf sehr junge Deformationsalter geschlossen werden kann.

## **C.7. Etwa N- und S-gerichtete Abschiebungen (Tertiär)**

Etwa N-S-gerichtete Extension wird meist durch Schrägabschiebungen, die ältere Harnischflächen überprägen, angezeigt. Neu gebildete konjugierte Abschiebungen wurden nur in Karbonatbreccien neogenen bis quartären Alters beobachtet (Kalbenjochmähder-Blaser). Aufgrund von einzelnen Überschneidungskriterien wird angenommen, dass die N-S-gerichteten Extensionsstrukturen jünger sind als die Blattverschiebungen der NW-gerichteten Verkürzung.

## **D. Profilschnitte**

### **D.1. Kurzbeschreibungen zu den Profilschnitten**

#### **D.1.1. Profil 1**

Das Profil 1 zeigt einen NW-SE-orientierten Schnitt vom Stubaital bis ins Pflerschtal. Der Trend der Mächtigkeitsabnahme im Brennermesozoikum von N nach S, bedingt durch die kretazische SE-gerichtete Abschiebung, ist deutlich ersichtlich. Weiters sind die Einschuppungen von Metamorphem Kalkkomplex (MKK) in die Steinacher Decke zu sehen. Diese Schuppen von MKK wurden eoalpidisch beträchtlich metamorph (eoalpidische Hellglimmeralter-Ar/Ar-Alter belegen dies), die Hellglimmer der Steinacher Decke liefern variszische Hellglimmeralter (Ar/Ar-Datierungen).

Im MKK eingelagert sind Quarzphyllitlagen unterschiedlicher Mächtigkeit. Diese werden als primärer Bestandteil des MKK interpretiert (vermutlich metamorphe Kössen- und Allgäuformation), da sie die gleiche Metamorphose- und Deformationsgeschichte aufweisen. Diese Interpretation konnte durch radiometrische Altersdaten gestützt werden (Quarzphyllite der Steinacher Decke liefern ausschließlich variszische Alter, jene aus dem MKK immer eoalpidische Ar/Ar-Hellglimmeralter).

#### **D.1.2. Profil 2**

Dieses SW-NE-orientierte Profil verläuft im Wesentlichen entlang des Hauptkammes südlich des Gschnitztales. Besonders erwähnenswert ist, dass die Basis des Brennermesozoikums im Sandestal tektonisch stark reduziert ist. Der Kontakt Kristallin-Mesozoikum ist ein spröder Abschiebungskontakt. Die Phyllite im Bereich Muttenkopf - Rötenspitz werden als Teil des Metamorphen Kalkkomplexes interpretiert. Das Kristallin direkt am Rötenspitz entspricht der basalen Steinacher Decke (Steinacher Decke I). Im Bereich der Trunaalm verläuft die N-S-streichende Trunastörung, an der der Ostteil um einige hundert Meter abgesetzt ist. Ebenso sind weiter östlich die Karbonsedimente an einer Störung abgesetzt. Im Grenzbereich zum Tauernfenster versetzen jüngere spröde Störungen die duktile Brennerabschiebung.

#### **D.1.3. Profil 3**

Profil 3 verläuft WNW-SSE-orientiert vom Stubaital ins Wipptal. Das Brennermesozoikum ist hier WNW in beinahe ungestörter Schichtfolge bis zum MKK erhalten und wird von der Blaser Decke überlagert, die vorwiegend aus Hauptdolomitformation besteht und aufrecht liegt (aus sedimentären Indikatoren ableitbar). Gegen SSE wird die Schichtfolge zunehmend tektonisch durch die Brennerabschiebung reduziert. Diese Extension in W-E-Richtung führte zu großräumigen Blockverkipungen an zahlreichen spröden Störungen, die teilweise durch Dolinengassen markiert sind (z.B. westlich Blaser). Typisch ist die spröde Deformation, die für erhöhte Klüftigkeit und daher auch Permeabilität verantwortlich ist, für das Hangende der Brennerabschiebung.

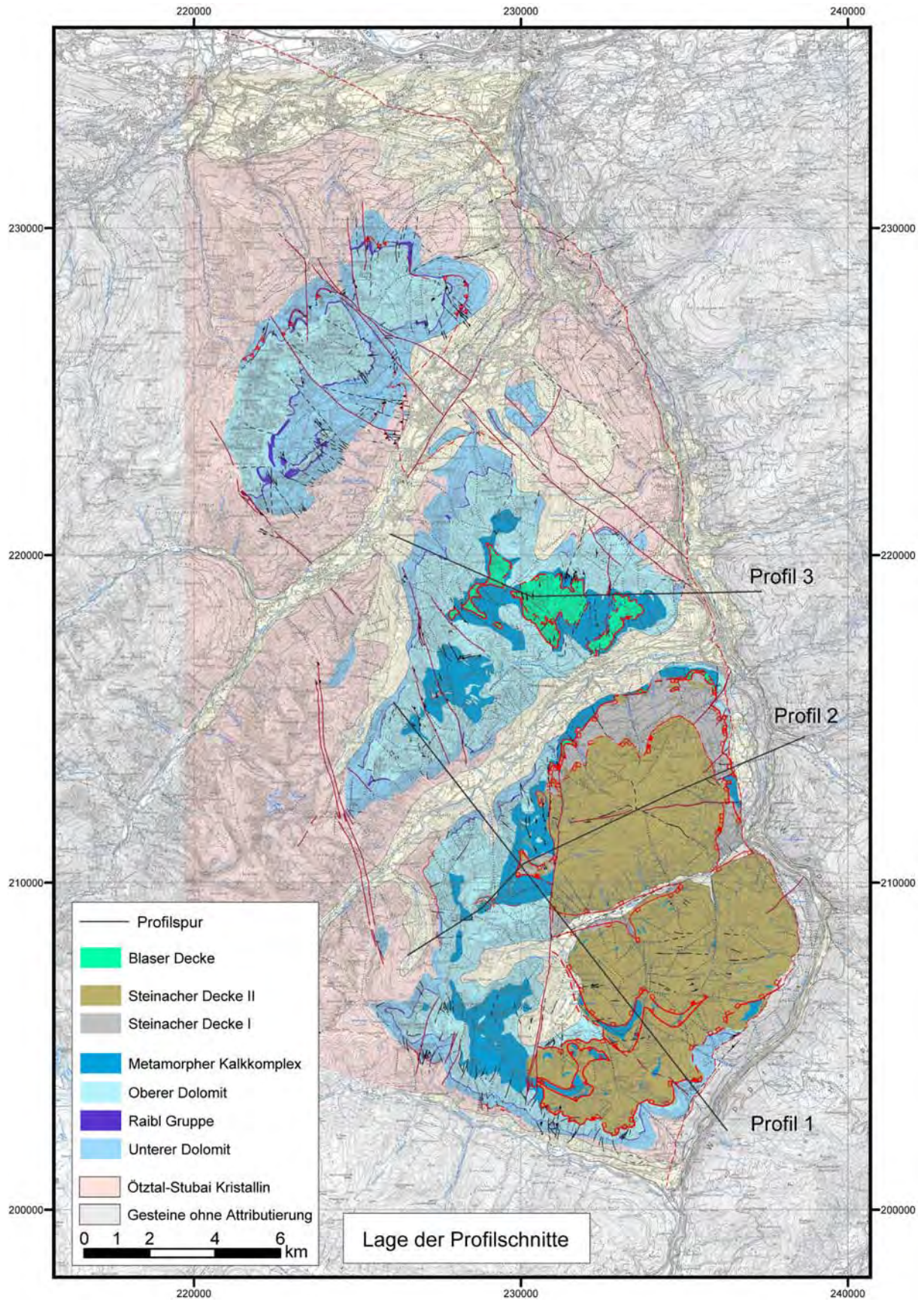


Abb. 5: Lage der Profilschnitte

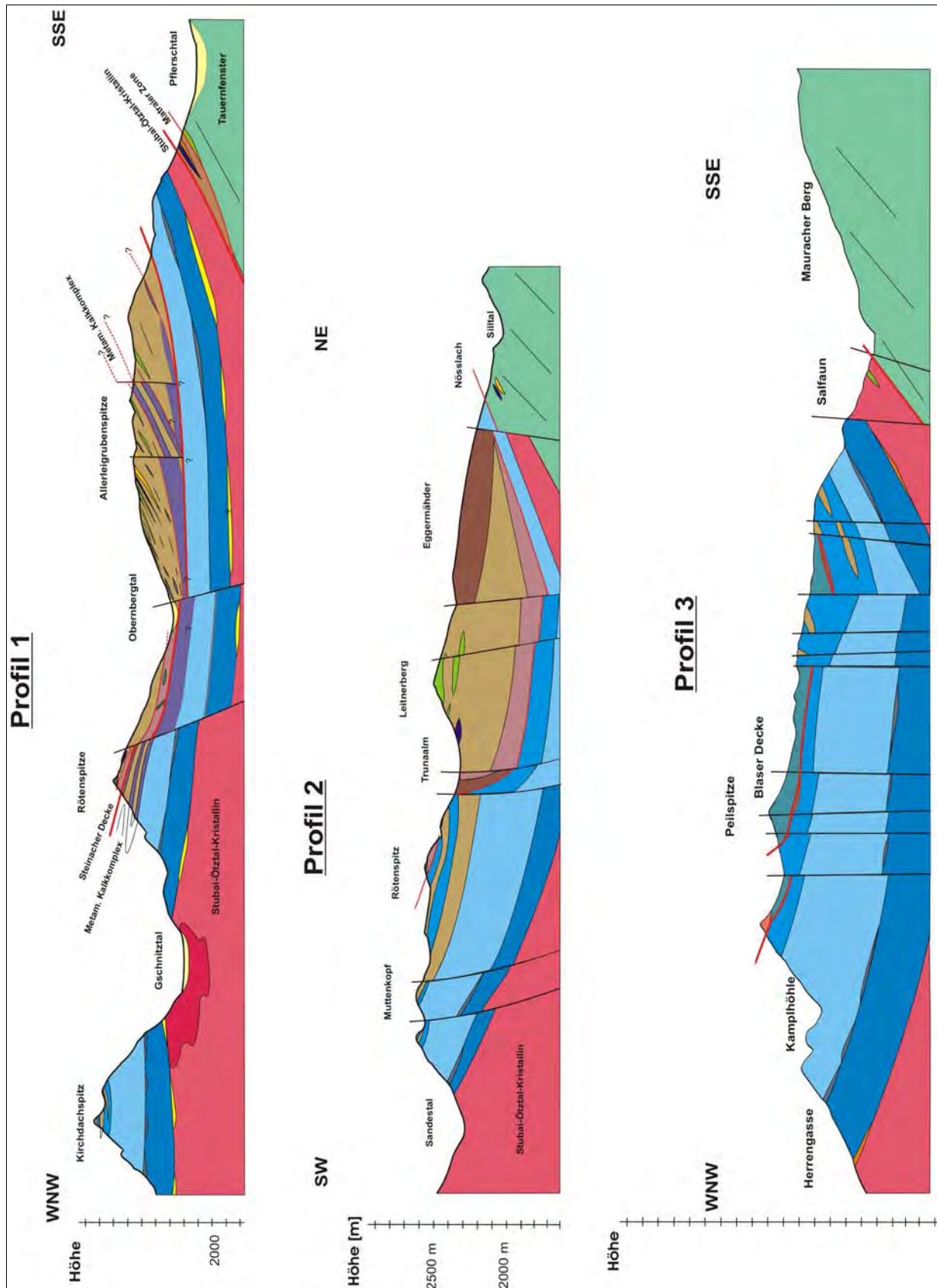


Abb. 6: Profilschnitte



Abb. 7: Legende zu den Profilschnitten

## Literatur

- FRIELING, D. (1998): Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung der Saile (Kalkkögel) südwestlich von Innsbruck (Ötztal-Kristallin, Brenner-Mesozoikum). - Unveröff. Diplomarbeit, Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald, 60 S.
- GEYSSANT, J. (1973): A propos de l'âge des lambeaux de l'Austro-Alpin supérieur dans les Alpes orientales centrales: Essai sur la paléogéographie jurassique des unités supérieures austroalpines et des Alpes méridionales. - Géol. Alpine, 49, 41-50, 2 Abb., Paris.
- HEISSEL, W. (1991/92): Zum tektonischen Bau des Brennermesozoikums. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 18, 171-178.
- KROIS, P. (1989): Untersuchungen an den basalen klastischen Gesteinen des Brennermesozoikums (Stubai-Alpen, Tirol). - Unveröff. Diplomarbeit, Universität Innsbruck, 116 S.
- KÜBLER, H. & MÜLLER, W. (1962): Die Geologie des Brenner-Mesozoikums zwischen Stubai- und Pflerschtal (Tirol). - Jb. Geol. B.-A., 105, 173-242.
- MELCHER, F. (1990): Erzmineralparagenesen und Geochemie an der Basis des Serleskammes, Brennermesozoikum/Tirol: Ein Beitrag zur Klärung von Schwermetallanomalien in alpinen Bachsedimenten. - Unveröff. Diplomarb., Universität Innsbruck, 218 S.
- MELCHER, F. & KROIS, P. (1992): Syngenetic and diagenetic formation of ore deposits in the metamorphosed sediments of the basal Brenner Mesozoic. - N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1992, 207-220.
- PARIS, F., GRAHN, Y., NESTOR, V. & LAKOVA, I. (1999): A revised chitinozoan classification. - J. Paleont., 73 (4), 549-570, 11 figs., Lawrence.
- TOLLMANN, A. (1977b): Die Zentralalpen. Geologie von Österreich, Teil 1. - Franz Deuticke, 766 S., Wien.
- SCHMIDEGG, O.: Der geologische Bau der Steinacher Decke mit dem Anthrazitkohlenflöz am Nößlacher Joch (Brenner-Gebiet). - Veröff. d. Mus. Ferdinandeum, 26, Jg. 1946, Innsbruck 1949.

## Dank

Diese Arbeit wurde vom Amt der Tiroler Landesregierung und vom BM für Bildung, Wissenschaft und Kultur im Rahmen des Projektes „Umwelttektonik östliche Stubai-Alpen“ unterstützt.

## Anschrift der Verfasser

Prof. Dr. Rainer BRANDNER: Inst. F. Geologie und Paläontologie der Univ. Innsbruck, Innrain 52, 6020 Innsbruck.

Dr. Kurt DECKER: Institut für Geologie, Althanstraße 14, 1090 Wien.

Dr. Helga PRIEWALDER: Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, 1030 Wien.

Tel.: (01) 7125674/253. Email: prihel@cc.geolba.ac.at.

Mag. Franz REITER: Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, 1030 Wien und Inst. für Geologie und Paläontologie der Univ. Innsbruck, Innrain 52, 6020 Innsbruck.

Dr. Manfred ROCKENSCHAUB: Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, 1030 Wien.

Tel.: (01) 7125674/212. Email: rocman@cc.geolba.ac.at.