

## Innsbrucker Quarzphyllitkomplex, Tarntaler Mesozoikum, Patscherkofelkristallin

M. ROCKENSCHAUB, B. KOLENPRAT & A. NOWOTNY

A.	Allgemeiner Überblick .....	41
B.	Innsbrucker Quarzphyllitkomplex .....	46
B.1.	Lithologischer Aufbau .....	46
B.1.1.	Quarzphyllit .....	47
B.1.2.	Glimmerschiefer, Granatglimmerschiefer (diaphthoritisch) .....	47
B.1.3.	Quarzitisch-gneisige Lagen im Innsbrucker Quarzphyllit .....	47
B.1.4.	Graphitphyllit .....	47
B.1.5.	Gneis, wechsellagernd mit Glimmerschiefer und Quarzit .....	48
B.1.6.	Porphyroid .....	48
B.1.7.	Grünschiefer, Chloritschiefer und Amphibolit, (Metabasite) .....	48
B.1.8.	Kalkmarmor, Dolomitmarmor, Eisendolomit (Ankerit) .....	49
B.2.	Strukturgeologie .....	49
C.	Tarntaler Mesozoikum .....	51
C.1.	Lithologischer Aufbau .....	51
C.1.1.	Quarzit, Quarzkonglomerat .....	51
C.1.2.	Rauhwacke .....	51
C.1.3.	Kalkmarmor .....	51
C.1.4.	Hauptdolomit .....	53
C.1.5.	Tonschiefer, Silt- bis Sandstein .....	53
C.1.6.	Breccie ("Tarntaler Breccie") .....	53
C.1.7.	Kieselkalk, Kalkschiefer .....	53
C.1.8.	Radiolarit .....	53
C.1.9.	Serpentinit/Ophikalzit .....	54
C.2.	Strukturgeologie .....	54
D.	Patscherkofel-Kristallin .....	55
D.1.	Lithologischer Aufbau .....	55
D.1.1.	Glimmerschiefer, Staurolithglimmerschiefer .....	55
D.1.2.	Paragneis und Quarzit teilweise mit Glimmerschieferlagen .....	55
D.1.3.	Amphibolit .....	56
D.2.	Strukturgeologie .....	56
	Literatur .....	57

### A. Allgemeiner Überblick

Nördlich des Tauernfensters (zwischen dem Inntal und dem Navistal) und westlich des Tauernfensters an der Brennerlinie (zwischen Mühlen und Sterzing) treten im tektonisch Hangenden des Tauernfensters (bzw. auch mit den hangendsten Anteilen des Tauernfensters verschuppt) verschiedene ostalpine Einheiten auf.

Vier tektonische Haupteinheiten können hier unterschieden werden:

- Der Innsbrucker Quarzphyllitkomplex
- Das unterostalpin-penninische Tarntaler Mesozoikum
- Das Patscherkofelkristallin, welches im Norden dem Innsbrucker Quarzphyllitkomplex tektonisch auflagert.
- Das Ötztal-Stubaikristallin mit Brennermesozoikum und der Steinacher Decke im Hangenden der Brennerabschiebung.

Der Innsbrucker Quarzphyllitkomplex wird traditionell als primäre Basis des Tarntaler Permomesozoikums betrachtet. Aufgrund der unterschiedlichen Metamorphosegeschichten dieser beiden Einheiten kann diese Vorstellung nicht mehr aufrecht erhalten werden. Das Tarntaler Mesozoikum wurde erst nach dessen blauschieferfazieller Metamorphose auf den Quarzphyllitkomplex überschoben. Im Innsbrucker Quarzphyllitkomplex kann keine druckbetonte Metamorphose nachgewiesen werden. Zudem weist er durchgehend eine permische Metamorphose auf (KOLENPRAT, B. et al., 1999; ROCKENSCHAUB, M. et al., 1999), auch im Liegenden des Tarntaler Mesozoikums. Der Innsbrucker Quarzphyllitkomplex dürfte in seiner tektonischen Position der Landecker Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone entsprechen. Auch für diese ist die permische Überprägung charakteristisch.

Die Hauptmasse des Innsbrucker Quarzphyllitkomplexes sind altpaläozoische Metapelite bis Metapsammite. In dieser Abfolge sind Lagen von Metakarbonaten sowie saure und basische Orthogesteine eingeschaltet. Aufgrund dieser Einschaltungen führten HADITSCH & MOSTLER (1982, 1983) bzw. MOSTLER (1982) eine Seriengliederung der Innsbrucker Quarzphyllitzone durch. Diese stratigraphische Einstufung beruht auf lithostratigraphischen Vergleichen mit anderen ostalpinen Einheiten bzw. auf Mikrofossilfunden in Metakarbonaten der Innsbrucker Quarzphyllitzone.

Den stratigraphisch tiefsten Anteil stellt nach HADITSCH & MOSTLER (1982, 1983) die sogenannte Quarzphyllit-Grünschieferserie dar. Sie setzt sich aus Quarzphylliten zusammen, in welche Grünschiefer (Prasinite) eingeschaltet sind. In dieser Serie treten Augengneise auf, die von MOSTLER et al. als ordovicische Porphyroide gedeutet wurden. Darüber folgt eine silurische Karbonat-Serizitphyllitserie. Charakteristisch für diese Serie sind Serizitphyllite, Chlorit-Serizitphyllite und Quarzphyllite, in denen Einschaltungen von Kalk- und Dolomitmarmoren auftreten. Für die stratigraphisch höchste Serie, die Schwarzphyllit-Karbonatserie, belegen Conodontenfunde (von HÖLL & MAUCHER, 1967) ein obersilurisches bis unterdevonisches Alter. Diese Serie besteht aus dunklen Graphit führenden Phylliten, Marmoren (meist Eisendolomiten) und Quarzphylliten.

Aufgrund der vorliegenden Neukartierungen kann diese Abfolge bezüglich der stratigraphisch tiefsten Anteile weiter ergänzt werden. Im Liegenden der typischen Innsbrucker Quarzphyllite folgen Glimmerschiefer, Granatglimmerschiefer, Paragneise, Metaquarzite, Amphibolite und mächtigere Orthogneiskörper. Für die Porphyroide und die im höher metamorphen Anteil des Innsbrucker Quarzphyllitkomplexes auftretenden porphyrischen Augengneise konnte ein permisches Alter nachgewiesen werden. Die Datierungen erfolgten durch Zirkone (U/Pb) und Hellglimmer (Rb/Sr). Das Vorhandensein älterer Porphyroide wird nicht ausgeschlossen.

THIELE (1976, 1980) teilt die südliche Innsbrucker Quarzphyllitzone in zwei Decken. Begründet ist diese Teilung durch Vorkommen von Tarntaler Mesozoikum im Quarzphyllit (im Bereich des Mölstales). Das Tarntaler Mesozoikum liegt nach seinen Angaben dort invers und in transgressivem Verband mit dem Quarzphyllit (Mölser Decke nach THIELE).

Da die petrologischen und geochronologischen Daten gegen einen transgressiven Verband zwischen Tarntaler Mesozoikum und Quarzphyllit sprechen (permische oder etwas verjüngte Hellglimmeralter und niedrige Drucke in den Quarzphylliten und Blauschieferfaziesmetamorphose und alpin-tertiäre Alter in den Gesteinen des Tarntaler Permomesozoikums), muss ein Transgressivverband ausgeschlossen werden. Die Platznahme des blauschieferfaziell metamorphen Tarntaler Mesozoikums auf dem Innsbrucker Quarzphyllitkomplex konnte daher erst nach dessen Metamorphose erfolgen.

Die von THIELE beschriebene Struktur wird von den Autoren als nach der Blauschiefermetamorphose gebildete Falte mit eindeutig aufrechtem und inversem Schenkel interpretiert. Im Liegenden des Permoskyths im Mölstal kommen dem Quarzphyllit sehr ähnliche Metasedimente vor, deren Hellglimmer jedoch die druckbetonte Metamorphose des Tarntaler Permomesozoikums zeigen. Diese Metasedimente dürften Reste von überschobenen basalen Transgressionsedimenten sein.

Das Tarntaler Mesozoikum weist faziell in den nachtriassischen Sedimenten den Charakter eines zerbrechenden Kontinentalrandes auf. Im Tarntaler Mesozoikum werden zwei Hauptfaziesbereiche (Hippoldfazies und Recknerfazies) und der ophiolithische Reckner-Komplex, welcher als südpenninische Einheit zu werten ist, unterschieden.

Aus dem Permoskyth sind alle typischen Lithologietypen bekannt. Serizitschiefer, grünliche Phengit-schiefer, Metaarkosen mit Metakonglomerateinschaltungen (mit Quarz-, Lydit- und Phyllit-Komponenten) stellen die höherpermische Entwicklung des Alpinen Verrucano dar. In den höheren skythischen Anteilen treten weiße Quarzite (mit rosa Quarzgeröllchen - metamorpher Bundsandstein) und bunte Phyllite auf.

Die karbonatische Mitteltrias ist nur gering mächtig entwickelt und setzt sich aus Rauhwacken ("Reichenhaller Rauwacke"), dunklen Kalkschiefern sowie dunklen Dolomiten (Gutensteiner Schichten") und Dolomiten des Anis bis ev. Ladin zusammen. In der Obertrias tritt lokal mächtiger Hauptdolomit auf. Schichtglieder des Karn wurden nicht beschrieben.

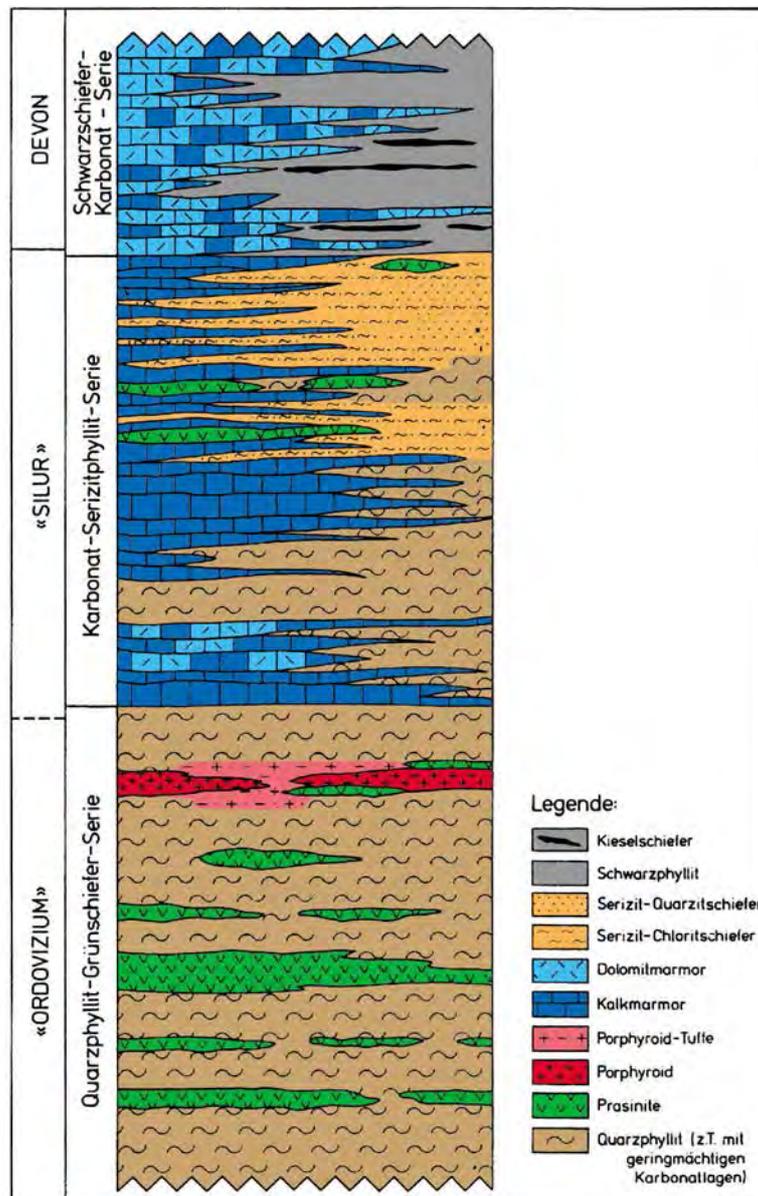


Abb. 1: Schematisches stratigraphisches Profil durch die Innsbrucker Quarzphyllitzone. (Nach MOSTLER et al., 1982; verändert).

Das Hauptcharakteristikum der Hippoldfazies ist der Breccienreichtum in den nachtriassischen Schichten. Die Lias-Dogger-Entwicklung besteht aus einer Wechsellagerung von verschiedenen Breccientypen (Tarntaler Breccie) mit Ton- und Kalkschiefern. Untergeordnet treten Grauwacken auf. Diese Wechsellagerungen von Breccien mit marinen pelitischen Sedimenten wurden von HÄUSLER (1988) als episodische Schüttungen in der Form von debris flows interpretiert. Der geodynamische Hintergrund ist die Öffnung des penninischen Ozeans. Aufgrund der Komponenten wird als Liefergebiet eine unterostalpine Schichtfolge (Altpaläozoikum und Permotrias) angenommen.

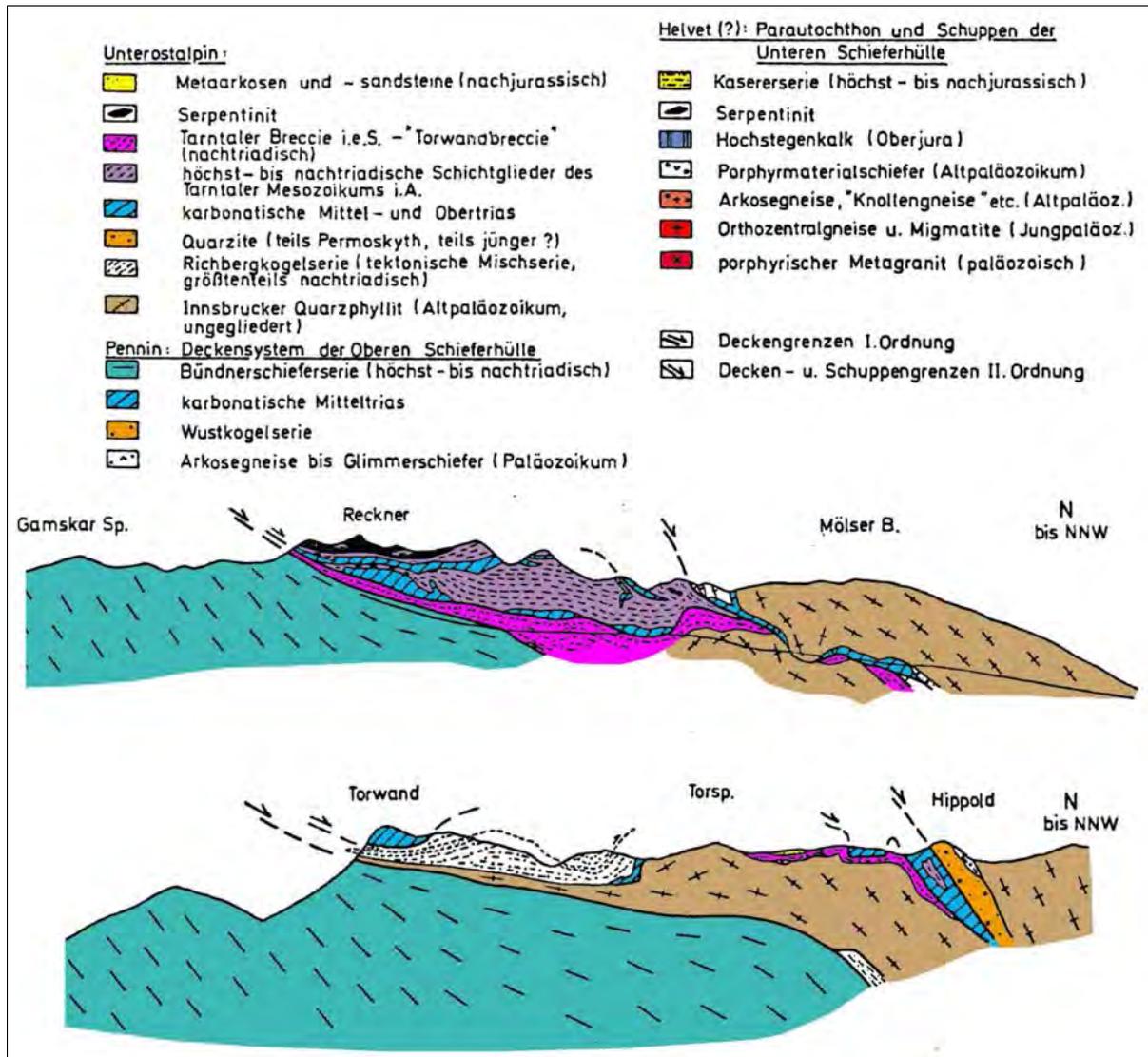


Abb. 2: Geologische Profile von THIELE (1976) durch das nördliche Tauernfenster und die angrenzende Innsbrucker Quarzphyllitzone. Zu beachten ist die tektonische Zweiteilung der Quarzphyllitzone.

Über diesen Schichten folgen wenige Meter mächtige Radiolarite des Untermaalm. Diese grünlichen und rötlichen Kieselschiefer und Quarzite wechsellagern mit mm-dünnen grünlichen Phylliten. Nach THIELE (1980) folgen über diesen der Aptychenkalk (Obermaalm) bzw. Sandsteine und Feinbreccien der Unterkreide. Andere Autoren (z.B. HÄUSLER, 1988) lassen die Schichtfolge mit dem Radiolarit enden.

Die Recknerfazies zeigt gegenüber der Hippoldfazies mehr Anklänge zur kalkalpinen Entwicklung der nördlichsten Kalkalpendecken und eine mächtigere und schichtgliederreichere Triasentwicklung.

Permoskyth ist nach HÄUSLER (1988) in der Recknerdecke des Tarntaler Mesozoikums nicht erhalten geblieben. Die Recknerfazies beginnt erst mit dem Anis. Zur Mitteltriasabfolge gehören unteranische Gipse und Rauwacken, Anis-Dolomite sowie ladinischer Wettersteindolomit. Die karnischen Raibler Schichten setzen sich aus sandigen Tonschiefen, Dolomiten und im hangenden Abschnitt aus Tonschiefen mit Dolomitreccien zusammen.

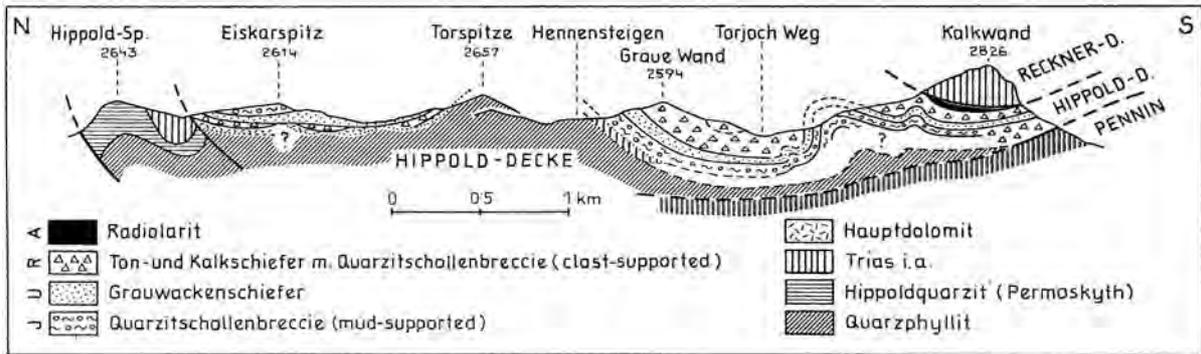


Abb. 3: N-S-Profil durch das Tarntaler Mesozoikum in der Wattener Lizum (aus H. HÄUSLER, 1988, Abb. 4)

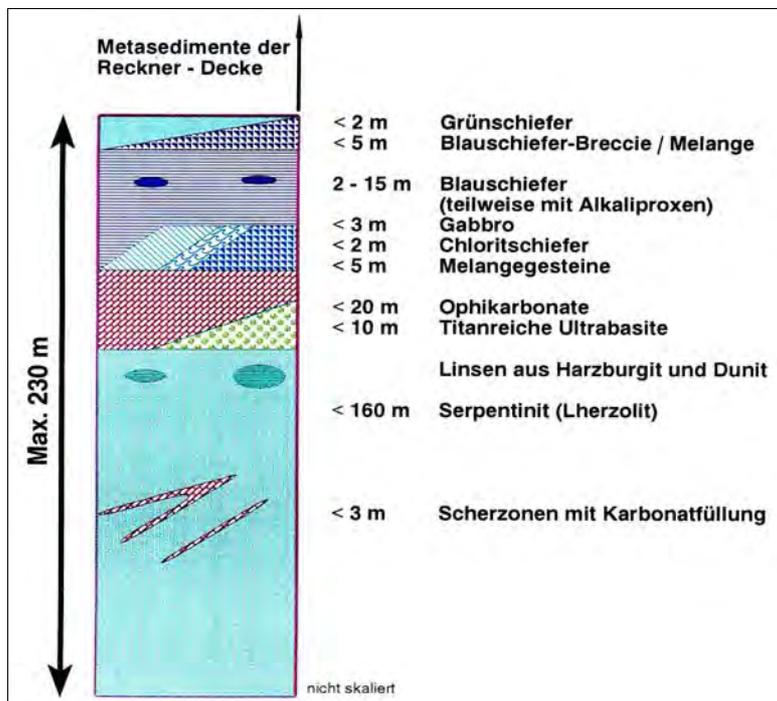


Abb. 4: Schematisches Profil durch den Reckner-Komplex (aus Ch. DINGELDEY, 1995, Abb. 2.3).

Die Obertrias repräsentieren Hauptdolomit (unterer Anteil massig, oberer Anteil gebankt) und Kössener Schichten, wobei die Kössener Schichten aus Basalbreccie, Thecosmilienkalk und Tonschiefern (im liegenden Anteil) sowie Kalken und Dolomiten (im hangenden Anteil) bestehen. Die Breccien der nachtriassischen Schichten sind hingegen nur gering mächtig.

Über diesen Schichten folgt ein nur wenige Meter mächtiger Radiolarit des Untermalm. Als Obermalm bis eventuell Unterkreide wird die im Hangenden des Radiolarits folgende Geier-Serie interpretiert (HÄUSLER, 1988). Dies sind Phyllite und Feinbreccien.

Eine Besonderheit des Tarntaler Mesozoikums sind die ultramafischen Gesteine samt auflagernden Metasedimenten, der sogenannte Reckner-Komplex. Manche Bearbeiter (ENZENBERG, 1966; HÄUSLER, 1988; THIELE, 1980) sehen diesen Komplex im sedimentären und stratigraphischen Zusammenhang mit der Malm- bis Unterkreide-Abfolge der Recknerfazies. DINGELDEY (1995) stellt einen primäreren sedimentären Zusammenhang in Frage. HEIDORN (1998) trennt diesen Komplex als eine eigene tektonische Einheit ab (Geier-Reckner-Komplex).

Aufgrund der Kartierungen kann festgestellt werden, dass auf den Ultrabasiten und Ophikalziten (exhumierter Mantel) des Recknerkomplexes transgressiv Ophikalzite, Breccien, Radiolarite, Aptychenkalke und Kreideschiefer auflagern. Diese Gegebenheiten konnten mehrfach beobachtet werden

(westlich des Mieslkopfes und bei Matrei/Brenner). Der Reckner-Komplex kann somit berechtigt als eigenständige Einheit bezeichnet werden.

Als weitere Besonderheiten der Ultrabasite des Reckner-Komplexes, gegenüber denen des Penninikums, betont DINGELDEY (1995) die Dominanz von Lherzolith (gegenüber Harzburgit), eine geringe Mächtigkeit mafischer Anteile, das Fehlen von Pillowlaven und Hyaloklastiten, Prasiniten und Grünschiefern.

Im Bereich der Tarntaler Berge liegt dieser ultramafische Körper in verkehrter Lagerung der "ophiolitischen" Schichtfolge vor. In stratigraphisch höchster (tektonisch tiefster) Position tritt der Untermalm-Radiolarit (Kieselschiefer) auf, welcher in Kontakt mit dünnen Blauschieferlagen steht. Darüber folgen gering mächtige Metagabbros und Chloritschiefer. Die Hauptmasse des Reckner-Komplexes besteht aus Serpentin, dessen Ausgangsgestein ein ultramafischer Körper lherzolithischer Zusammensetzung ist. Darin eingeschaltet sind Linsen von Harzburgit und Dunit. Ophikarbonate (Cc-Do-Ophikarbonat, Cc-Serpentin-Breccien) treten im stratigraphisch Hangenden des Serpentin auf. Den Abschluss der Schichtfolge bilden Melangegesteine und eine Radiolaritlage (obere Kieselschieferserie nach ENZENBERG).

Das Patscherkofelkristallin liegt im nördlichen Abschnitt dem Innsbrucker Quarzphyllitkomplex auf und ist Teil eines tektonisch höheren ostalpinen Kristallins. Zum direkt benachbarten Ötztal-Stubaikristallin kann keine Korrelation erfolgen, da es alpidisch deutlich höher metamorph ist als das nördliche Stubaikristallin. Das Patscherkofelkristallin repräsentiert eine variszisch amphibolitfazial metamorphe und alpidisch hochtemperiert grünschieferfazial überprägte Grundgebirgseinheit, welche sich aus Paragneisen, Straurolith-Granat-Glimmerschiefern, Metaquarziten und basischen Orthogesteinen (Metagabbros, Amphibolite) zusammensetzt. Die Paragneisserie in den steilen Nordhängen des Viggartales und am Grat zwischen Glungezer und Boscheben enthält alpidisch neu gebildeten Granat. Im Gipfelbereich des Patscherkofels dominieren diaphthoritische Straurolithglimmerschiefer. Getrennt werden die Gneise und Glimmerschiefer von einer Lage Quarzphyllit.

## **B. Innsbrucker Quarzphyllitkomplex**

### **B.1. Lithologischer Aufbau**

Die Innsbrucker Quarzphyllitzone wird in ihrer Hauptmasse aus Metapeliten bis Metapsammiten (Quarzphyllite, Glimmerschiefer, Quarzite, ...) aufgebaut.

Die einzelnen Typen zeigen kontinuierliche Übergänge ineinander. Einerseits liegen mehr oder weniger homogene Bereiche vor (über mehrere 10er-Meter), andererseits tritt aber auch eine enge Wechsellagerung von Metapeliten und Metapsammiten im dm-, cm- und mm-Bereich auf. Dieser primäre Lagenbau wurde von nachfolgenden Metamorphose- und Deformationsereignissen weiter verstärkt. Als Produkt dieser Prozesse liegen heute Gesteine vor, welche einen makro- bis mikroskopischen metamorphen Lagenbau aufweisen (mit Quarz, Feldspat und schichtsilikatreichen Lagen). Im Karten- und Profilmaßstab lassen sich diese Typen jedoch aufgrund der teilweisen geringen Mächtigkeit der einzelnen Lagen nicht ausscheiden.

Durch die mehrphasige Deformation und unterschiedlich hohe Metamorphose, die einzelne Bereiche unterschiedlich stark erfasste, ergeben sich weitere Differenzen in der Ausbildung der verschiedenen Gesteinstypen.

Präalpidisch wurde der Innsbrucker Quarzphyllitkomplex prograd metamorph. Während des permischen Ereignisses erreichte die Metamorphose im jetzt zentralen Bereich der Innsbrucker Quarzphyllitzone die obere Grünschieferfazies. In diesem höher metamorphen Anteil treten Glimmerschiefer, Paragneise und Quarzite auf. Nördlich und südlich (im jetzt Hangenden und im Liegenden) dieses Bereichs wurden Bedingungen der mittleren Grünschieferfazies erreicht.

Die alpidisch-kretazische Metamorphose überprägte den Innsbrucker Quarzphyllitkomplex retrograd (Chloritisierung von Granat und Biotit) in mittlerer Grünschieferfazies. Alpidisch-tertiär wurde der südlichste Anteil der Innsbrucker Quarzphyllitzone von einer weiteren retrograden Metamorphose in unterer Grünschieferfazies erfasst (Rekristallisation und Blastese von Chlorit). Charakteristisch sind die sich während jüngerer Deformationsereignisse lagenweise bildenden chloritreichen Phyllite.

### **B.1.1. Quarzphyllit**

Unter diesem Begriff werden alle Metapelite und Metapsammite der niedergradig metamorphen Innsbrucker Quarzphyllitzone zusammengefasst. Dazu zählen Quarzphyllite, Serizitphyllite, Albitphyllite und Glimmerquarzite. Diese Gesteinstypen nehmen den volumsmäßig größten Anteil des Innsbrucker Quarzphyllitkomplexes ein und treten von Innsbruck nach Süden bis zum höher metamorphen Anteil und südlich daran anschließend bis in das Navistal auf.

Das häufigste Gestein ist der Quarzphyllit. Mineralogisch setzt sich dieser aus Quarz, Hellglimmer (Serizit), Chlorit und untergeordnet aus Feldspat zusammen. Diese Mineralphasen sind lagenförmig angeordnet. Charakteristisch für den Quarzphyllit sind mm bis cm dicke weiße Quarzlinsen (Quarzknuern), welche im Allgemeinen häufig auftreten, lokal aber auch fehlen können. Generell ist der Quarzphyllit sehr gut geschiefert. Albitphyllite treten immer wieder auf und lassen sich meist aber nur unter dem Mikroskop als solche identifizieren.

### **B.1.2. Glimmerschiefer, Granatglimmerschiefer (diaphthoritisch)**

Die im höher metamorphen Anteil auftretenden Gesteine der Metapelit- bis Metapsammit-Gruppe werden unter dieser Bezeichnung zusammengefasst. Neben den volumsmäßig am häufigsten auftretenden Glimmerschiefern sind Paragneise und Quarzite vertreten.

Die Gesteine des höher metamorphen Anteils treten verbreitet im Osten des Bearbeitungsgebietes zwischen Gamslahnerspitze und Kreuzspitze auf. Die Mächtigkeit dieser Serie beträgt dort ca. 1400 m. Richtung Westen bauen sie die nordfallenden Hänge des Morgenkogels und des Morgenköpfels auf. Ab dem äußeren Viggartal ziehen sie im Liegenden des Patscherkofelkristallins und der hangenden Phyllitserie bis zur Europabrücke. Im Norden (Igls, Lanser Kopf) ist diese Serie an der Oberfläche nicht mehr aufgeschlossen, jedoch aus Bohrungen und dem Umfahrungstunnel Innsbruck-Süd bekannt.

Die Hauptgemengteile dieser Glimmerschiefer sind Hellglimmer, Biotit, Quarz und untergeordnet Feldspat. Die seltener auftretenden Granatglimmerschiefer führen meist stark chloritisierten Granat von wenigen mm Durchmesser. Der sich retrograd bildende Chlorit ist praktisch in allen Gesteinen des höher metamorphen Anteils zu finden. So wie die Phyllite zeigen diese Gesteine einen metamorphen Lagenbau (die Hauptschieferung  $S_{3-1QP}$ ) im mm- bis cm-Bereich. Im Gelände sind diese (diaphthoritischen) Glimmerschiefer durch das Auftreten der Minerale Biotit und Granat und durch die mm-großen gut kristallisierten Hellglimmer von den Phylliten zu unterscheiden.

In die Glimmerschiefer sind immer wieder Lagen von Paragneisen und Quarziten eingelagert. Diese führen entsprechend mehr Feldspat und/oder Quarz bzw. sind massiger und weniger gut geschiefert. Zwischen den rheologisch kompetenteren Lithologietypen (Paragneisen und Orthogneisen) bilden sich aus den Biotit führenden Glimmerschiefern zum Teil stark retrograde Gesteine, die als Chloritphyllite zu bezeichnen sind.

### **B.1.3. Quarzitisch-gneisige Lagen im Innsbrucker Quarzphyllit**

Das sind etwas höher metamorphe Gesteine, welche in den nordfallenden Hängen des Patscherkofels und der Viggarspitze in den Phylliten der Innsbrucker Quarzphyllitzone vorkommen. Lithologisch umfasst dieser Bereich Biotit führende Schiefer, Gneise und Quarzite. Der Grund für eine eigenständige Ausscheidung liegt in der unsicheren Zuordnung dieser Gesteine. Diese Bereiche könnten einerseits dem höher metamorphen Anteil der Quarzphyllitzone entsprechen, andererseits könnten diese Gesteine Teile des retrograd überprägten Patscherkofelkristallins darstellen.

### **B.1.4. Graphitphyllit**

Graphitphyllite treten in der stratigraphisch höchsten Einheit der Quarzphyllitzone (Schwarzphyllit-Karbonatserie) auf. Diese ist nur in den südlichsten Anteilen der Innsbrucker Quarzphyllitzone bzw. im Liegenden des Tarntaler Mesozoikums aufgeschlossen. Diese Gesteine sind an Horizonte gebunden, welche Mächtigkeiten im mehrere Meter- bis Zehnermeterbereich haben. Einer dieser Horizonte liegt in den südfallenden Hängen des Navistales. Die Graphitphyllitlagen stellen Wechsellagerungen von Graphit führenden Phylliten mit Quarziten und Karbonaten dar. Die Graphitphyllite sind sehr feinkörnig und extrem schiefrig ausgebildet. Aufgrund der leichten Verwitterbarkeit stehen sie selten direkt an der

Oberfläche an. Weitere Gesteine dieser Serie wie Kieselschiefer und Lydite (Radiolarite), welche aus dem östlichen Bereich beschrieben wurden, konnten im Bearbeitungsgebiet nicht gefunden werden.

#### **B.1.5. Gneis, wechsellagernd mit Glimmerschiefer und Quarzit**

Im höher metamorphen zentralen Bereich (dem vermutlich stratigraphisch tiefsten Anteil) der Innsbrucker Quarzphyllitzone treten (eingeschaltet in den Glimmerschiefern, Paragneisen und Metaquarziten) Lagen von Augengneisen und Granitgneisen auf. Diese bilden teilweise mächtige Körper (wie zum Beispiel am Gamslahnerspitz), zeigen aber überwiegend Mächtigkeiten von nur einigen Metern. Diese Gesteine treten bevorzugt im östlichen Bearbeitungsbereich zwischen dem Voldertal und dem hinteren Viggartal auf.

Mineralogisch bestehen diese hellen Gesteine aus Feldspat, Quarz und Hellglimmer. Sie weisen meist eine gut ausgebildete Schieferung auf. Als Augengneise werden Feldspatporphyroblasten führende Typen bezeichnet. Vereinzelt finden sich intensiv deformierte Orthogesteine in der Form von Weißschiefern (grünschieferfazielle Orthogneismylonite, z.B. südlich des Kreuzjochs).

#### **B.1.6. Porphyroid**

Die Porphyroide treten gemeinsam mit Metabasiten als Einschaltungen in den stratigraphisch tiefsten Anteilen der Quarzphyllitserie auf und bilden gute Leithorizonte in der Quarzphyllitzone. Diese Serie lässt sich in eine nördliche, aufrecht gelagerte (im Hangenden des höher metamorphen Anteils der Quarzphyllitzone), und in eine südliche, invers gelagerte (im tektonisch Liegenden des höher metamorphen Anteils) Abfolge gliedern.

Die nördliche Serie zieht von südlich des Glungezers in die Nordhänge des Viggartals bis nach Hennenboden. Von dort lässt sie sich (mit Unterbrechungen) bis Patsch verfolgen. Die mächtige südliche Serie ist zwischen Kreuzspitze und Grünbergspitze gut aufgeschlossen. Sie zieht von dort über die Nordhänge des Arztales und endet an der Brennerlinie nördlich von Innerellbögen.

Die Porphyroidlagen sind meist gering mächtig (1-2 m, max. bis ca. 10 m in den Nordhängen des Viggartales). Vereinzelt reicht die Horizontalerstreckung der Lagen in den 100-m-Bereich.

Die porphyrischen Orthogneise stellen hellen Feldspat, Quarz und Hellglimmer führende Gesteine dar. Charakteristisch für diese Typen sind mehrere mm-große graublau Quarzporphyroblasten. Die Gesteine sind meist massig bis gut geschiefert (Gneis-Foliation). Wie bereits erwähnt, stellen zumindest Teile dieser Porphyroide permische Intrusionen dar. Zu diesen permischen Intrusivgesteinen gehört z.B. der porphyrische Gneis nördlich von Lans, der in einem aufgelassenen Steinbruch aufgeschlossen ist.

#### **B.1.7. Grünschiefer, Chloritschiefer und Amphibolit, (Metabasite)**

So wie die Porphyroide treten Metabasite als Einschaltungen in der stratigraphisch tiefsten Quarzphyllitserie bzw. in den hangendsten Bereichen des höher metamorphen Anteils der Quarzphyllite auf.

In der Gruppe der Metabasite lassen sich verschiedene Typen unterscheiden, welche teilweise als Metabasalte oder Metatuffite interpretiert werden. Nach MOSTLER et. al. (1982) werden massige Grünschiefer mit einem Mineralbestand von Albit, Chlorit und Epidot als ehemalige basaltische Lagergänge interpretiert. Biotit führende Grünschiefer (welche nach MOSTLER et al., 1982 auch ein reliktsch erhaltenes porphyrisches Gefüge zeigen) stellen Abkömmlinge von Basaltlaven dar. Karbonat führende Grünschiefer werden als Tuffite interpretiert. Weiters sind mit diesen Grünschiefern (Prasiniten) Karbonat führende Chloritschiefer vergesellschaftet.

Die einzelnen Lagen weisen Mächtigkeiten zwischen 1 dm und 2 m auf, lokal aber auch bis zu Zehnermetern (z.B. nördlich Gamslahner mit ca. 7 m Mächtigkeit). Lateral keilen die Lagen immer wieder aus (Erstreckungen sind in den 100-m-Bereich feststellbar). Weiters zeigen die Grünschiefer im Vergleich zu den Phylliten ein massigeres Erscheinungsbild, sind aber durchwegs gut geschiefert.

Die Amphibolite, die im höher metamorphen Anteil der Quarzphyllitzone vorkommen, sind dichte, massige, dunkelgrüne Gesteine. Sie kommen nur untergeordnet vor und wurden im Kammbereich des Morgenkogels und in den Hängen nördlich bzw. südlich davon kartiert. Weitere Vorkommen sind im Bereich des Kreuzjochs aufgeschlossen.

### **B.1.8. Kalkmarmor, Dolomitmarmor, Eisendolomit (Ankerit)**

Metakarbonate liegen in zwei stratigraphisch unterschiedlichen Serien vor. Einerseits in der Karbonat-Phyllitserie, welche im Hangenden und Liegenden der Grünschiefer-Porphyr-Phyllitserie folgt, andererseits gemeinsam mit Einschaltungen von Graphitphyllit (Schwarzphyllit) in der stratigraphisch höchsten Einheit, der Schwarzphyllit-Karbonatserie.

Die Karbonat-Phyllitserie lässt sich (so wie die Grünschiefer und Porphyroid führende Serie) in eine nördliche und eine südliche Abfolge gliedern. Die hangende nördliche Serie kann nicht durchgehend verfolgt werden. Von südlich des Glungezers zieht sie in das hintere Viggartal. Die nächsten Vorkommen treten erst wieder nordöstlich von Patsch auf. Weitere Vorkommen sind im Ahrntal, am Lanser Kopf und in der Sillschlucht, beim Bergisl. Die südliche Serie zieht durchgehend von der Naviser Sonnenspitze, über die Seeblesspitze in die Hänge beidseitig des Arztales.

Bei den Marmoren in der Karbonat-Phyllitserie handelt es sich meist um hellgrau bis grau gebänderte Kalkmarmore. Neben massigeren, mittelkörnigen, reinen Kalkmarmoren, finden sich auch geschieferte, unreine Hellglimmer und Quarz führende Marmore. Untergeordnet treten feinkörnige weiße bis graue Dolomitmarmore auf.

Die Marmorlagen zeigen generell wieder nur geringe Mächtigkeiten von wenigen Dezimetern bis Metern (teilweise auch Dekametern) und können nur über kurze Distanz durchgehend verfolgt werden. Eine Ausnahme in der Mächtigkeit stellen die Vorkommen vom Ahrntal (ca. > 30 m) und bei Ampass (aufgelassener Steinbruch) dar. Die Dolomitvorkommen weisen meist größere Mächtigkeiten auf als die Kalkmarmore.

Die in der stratigraphisch höchsten Serie auftretenden Einschaltungen von Metakarbonaten bestehen zum größten Teil aus Eisendolomiten (Ankeriten) und untergeordnet aus Kalk- und Dolomitmarmoren. Diese Gesteine stecken vorwiegend in den südlichsten Teilen des Innsbrucker Quarzphyllitkomplexes bzw. im Quarzphyllit im Liegenden des Tarntaler Mesozoikums. Ein Vorkommen von Eisendolomit im Norden wurde in einem schlecht aufgeschlossenen Graben südlich von Ampass gefunden. Das Vorkommen weist eine Mächtigkeit von mehreren Metern (ca. 5 m) auf und eine laterale Erstreckung von ca. 15 m. Die meisten Vorkommen dieser Gesteine finden sich in den südfallenden Hängen des Navistales. Generell treten sie nur in Form von gering mächtigen Boudins auf (Mächtigkeiten von einigen Metern bis Zehnermetern). Der Eisendolomit ist ein massiges, teilweise grobspätiges, teilweise feinkörniges Gestein, von grauer bis gelblicher Färbung. Er zeigt rotbraune Verwitterungsfarben. Gelegentlich findet sich Magnesit. Übergänge von Eisendolomit in Kalk- und Dolomitmarmore werden beschrieben. Die Dolomitmarmore sind helle bis dunkelgraue massige und feinkörnige Marmore, die Kalkmarmore hell- bis dunkelgrau gebändert, mittelkörnig und führen lokal Ankerit oder Siderit. Diese Metakarbonate werden oft von Karbonat führenden Phylliten begleitet.

Obwohl die Karbonate nur in Form lateral auskeilender Lagen vorkommen, bilden sie einen sehr guten Leithorizont innerhalb der Innsbrucker Quarzphyllitzone. Sie zeichnen die schon oben beschriebene vermutete Isoklinalfaltenstruktur im Innsbrucker Quarzphyllitkomplex nach. Auffallend ist das gehäufte Auftreten von Karbonaten im Norden, nahe des Inntales, wo der Faltenscheitel vermutet wird.

### **B.2. Strukturgeologie**

Der Innsbrucker Quarzphyllitkomplex (IQP) zeigt nach den von den Autoren durchgeführten Untersuchungen eine komplexe duktile Entwicklungsgeschichte, die im Zusammenhang mit mehreren Orogenesen (variszisch, permisch, alpidisch-kretazisch [eoalpin], alpidisch-tertiär [jungalpin]) und den diesen zugeordneten Deformations- und Metamorphoseereignissen steht. Dies führte zur Entstehung verschiedener Gefügetypen, welche in den einzelnen Bereichen der Innsbrucker Quarzphyllitzone in unterschiedlicher Form bzw. in unterschiedlicher Intensität ausgebildet sind.

Im gesamten Bereich des Innsbrucker Quarzphyllitkomplexes dominieren penetrativ ausgebildete alpidische Strukturen und Gefüge (... -3-IQP, ... -4-IQP). Präalpidische Strukturelemente wurden fast vollkommen überprägt und liegen nur mehr in reliktsicherer Form vor. Zu den präalpidischen Strukturen gehören eine erste erkennbare Foliation ( $S_{1-IQP}$ ), die dem primären sedimentären Lagenbau entsprechen dürfte. Durch Isoklinalfaltung ( $Is_{OF_{2-IQP}}$ ) und Krenulation dieses Gefüges entsteht variszisch die  $S_{2-IQP}$ -Schieferung.

Das permische Ereignis (Extension und Ausdünnung der Kruste) verursachte eine Metamorphose in der oberen Grünschieferfazies und die Intrusion saurer Magmatite (porphyrische Orthogneise). Präalpidische Gefüge sind meso- bis mikroskopisch vor allem in den nördlichen Anteilen des Innsbrucker Quarzphyllitkomplexes erhalten geblieben. Im Regelfall zeigt sich jedoch eine fast vollständige Überprägung (vor allem durch die alpidisch-kretazische Deformation).

Die alpidisch-kretazische (eoalpine) Überschiebungstektonik führt zur westgerichteten Stapelung der Ostalpinen Einheiten. Diese W-gerichtete nicht-koaxiale Scherverformung bewirkt die Bildung des penetrativen  $S_{3-IQP}$ -Gefüges.

Die  $S_{3-IQP}$ -Foliation bildet sich aufgrund der Krenulation und Isoklinalfaltung ( $IsoF_{3-IQP}$ ) älterer Gefügeelemente. Die Faltenachsen der  $IsoF_{3-IQP}$  liegen subparallel zur WSW-ENE-orientierten Streckungslineation (StrLin3). Untergeordnet sind W-gerichtete Scherbänder festzustellen, eine Scherbandfoliation im eigentlichen Sinne bildete sich nicht aus.

Die  $S_{3-IQP}$ -Foliation ist im Norden und im mittleren Abschnitt die dominante Hauptschieferung. In den östlich gelegenen Bereichen fällt sie überwiegend flach bis mittelsteil Richtung NW ein. Gegen Westen zur Brennerlinie zeigt sich ein Einfallen in Richtung WNW bis W.

Nachfolgende alpidische Deformationsphasen wiederum führen zur wechselnd intensiven Überprägung bis hin zur völligen Auslöschung dieses  $S_{3-IQP}$ -Gefüges. Bei der Scherverformung im Zusammenhang mit der Platznahme des Patscherkofelkristallins entstehen NW-gerichtete Scherbänder (SB top to NW). Diese Deformation ereignete sich bei kühleren Temperaturen als der vorhergegangene Westtransport. Die Scherbandbildung ist lokal sehr unterschiedlich.

	präalpidisch			alpidisch			
	?	variszisch	permisch	kretazisch	kretazisch	?	tertiär
Foliation (Orientierung)	$S_{1-IQP}$ überprägt	$S_{2-IQP}$ überprägt	?	$S_{3-IQP}$ NW	SB <sub>top</sub> NW NW		$S_{4-IQP}$ N
Faltenachse (Orientierung)		Iso $F_{2-IQP}$ überprägt		$IsoF_{3-IQP}$ W-E		$F_{4a-IQP}$ NE-SW	$F_{4b-IQP}$ W-E
Lineation (Orientierung)				StrLin3 topWSW WSW-ENE			StrLin4 W-E

Tab. 1: Die duktilen Strukturen in der Innsbrucker Quarzphyllitzone (IQP);

S: Schieferung; SB: Scherband bis Scherbandfoliation; IsoF: Isoklinalfaltung; F: offene bis enge Faltung; StrLin: Streckungslineation; top to: Bewegungssinn (Hangendes in Richtung ...)

Nachfolgend bzw. eventuell auch noch zeitgleich mit dem NW-Transport tritt eine offene Faltung mit NE-SW-orientierten Faltenachsen ( $F_{4a}$ -Falten) auf. Sie dominiert den nördlichen und zentralen Bereich der Innsbrucker Quarzphyllitzone. Falten erster Ordnung weisen Wellenlängen von über 500 m auf. Die Wellenlängen der zugehörigen Falten zweiter Ordnung liegen im m-Bereich. Die Achsenebenen dieser Faltung stehen subnormal zur  $S_{3-IQP}$ -Foliation. Die Achsenebenenschieferung der  $F_{4a}$ -Faltung bildete sich nur partiell aus. Die Intensität der Faltung zeigt eine Zunahme in Richtung Süden (bzw. in das Liegende in Bezug auf die  $S_{3-IQP}$ -Foliation).

In der südlichen Innsbrucker Quarzphyllitzone (südlich des Arztaal) bis zur Grenze des Tauernfensters tritt das alpidisch-tertiäre  $F_{4b-IQP}$ -Gefüge auf. Diese Deformation findet zeitgleich mit der Exhumation des Tauernfensters statt und erfasst in dieser Form auch die Nordrahmenzone des Tauernfensters. Sie ist in dieser Form sowohl in der Nordrahmenzone als auch im südlichen Bereich der Innsbrucker Quarzphyllitzone anzutreffen.

Die intensive Überprägung der  $S_{3-IQP}$ -Schieferung bewirkt bereichsweise eine völlige Umschieferung bzw. die Ausbildung einer penetrativen Achsenebenenschieferung ( $S_{4-IQP}$ -Foliation), die mittelsteil bis steil gegen  $\pm N$  einfällt. Nachfolgende Deformationen, im Zusammenhang mit dem weiteren Exhumationsgeschehen des Tauernfensters ab dem Miozän (FÜGENSCHUH & ROCKENSCHAUB, 1993, FÜGENSCHUH, 1995), verursachen im Innsbrucker Quarzphyllitkomplex und im Tarentaler Mesozoikum spröde Deformationen.

## **C. Tarntaler Mesozoikum**

### **C.1. Lithologischer Aufbau**

Das Tarntaler Mesozoikum lässt sich (ungeachtet der Deckengliederung) lithologisch im Wesentlichen in permotriassische und jurassische Gesteine teilen. Die triassischen Schichtglieder sind Quarzite und Quarzkonglomerate, Rauhwacken, Kalke, Dolomite, Tonschiefer und Sandsteine (Raibler Schichten). Der Juraschichtfolge gehören Arkosen und Sandsteine bis Tonschiefer, die mächtigen Tarntaler Breccien, Kieselkalke und Kalkschiefer, violette und grüne Quarzite (Radiolarite) sowie Serpentinite und Ophicalzite an. Die Serpentinite und Ophicalzite kommen ausschließlich im Reckner-Komplex vor.

#### **C.1.1. Quarzit, Quarzkonglomerat**

Im Tarntaler Mesozoikum treten alle für das Permoskyth typischen Schichtglieder auf. Hierzu zählen Quarz-Serizitschiefer und Quarzkonglomerate des permischen Alpenen Verrucano sowie Quarzite der Untertrias. Aufgrund der intensiven Tektonik und des oft nur gering mächtigen und isolierten Auftretens im Bearbeitungsgebiet lassen sich jedoch häufig keine eindeutigen stratigraphischen Zusammenhänge erkennen. Die Quarzite sind feinkörnige, weiße bis grünliche Gesteine mit massigem bis plattigem Habitus. Die Serizit-Chlorit-Quarzschiefer sind meist grünlich, dünnstiefrig und brüchig. Neben dem feinkörnigen metamorph gebildeten Serizit sind teilweise grobkörnige detritäre Helliglimmer in diesen Gesteinen zu finden. Lagenweise treten (vor allem in den Quarz-Serizitschiefern) Einschaltungen von Quarzkonglomeraten auf. Als Komponenten führen diese Konglomerate mm- bis cm-große Quarzgerölle. Lithische Fragmente (Quarzphyllite) konnten nur vereinzelt beobachtet werden. Die Feldspatführung der Gesteine dieser Abfolge ist zu vernachlässigen. Die im Bearbeitungsgebiet auftretenden permoskythischen Gesteine gehören gemeinsam mit den Rauhwacken und den mitteltriassischen Karbonaten vermutlich zur Gänze der Hippold-Decke an. Diese Abfolge bildet meist die Basis der mächtigen Vorkommen des Tarntaler Mesozoikums (Mislkopf, Matrei) oder tritt in Form von Schuppen und Faltenkernen in der südlichsten Innsbrucker Quarzphyllitzone auf (in den Nordhängen des Navistals, südlich Mislalm, Stroblalm, Schneideralm, Seapnalm, Wetterkreuz, Peeralalm). Flächenmäßig große Bereiche nehmen die Quarzite am Misljoch und in der Umgebung von Pfons, Matrei und Schöfens ein. Überdies treten diese Gesteine in  $\pm$ W-E-streichenden Störungen auf (z.B. am Kreuzjöch). Die Mächtigkeit dieser einzelnen Lagen und Linsen liegt im Meter- bis Zehnermeterbereich. Aus den Tarntaler Bergen sind Mächtigkeiten bis zu 150 m bekannt (TOLLMANN, A., 1977).

#### **C.1.2. Rauhwacke**

Die anisichen Rauhwacken sind gelblich-braune, poröse Gesteine. Sie bestehen aus einer sandigen und karbonatischen Matrix, welche untergeordnet Quarzit- und Phyllitkomponenten enthält. Teilweise führen sie Gips, welcher jedoch meist weggelöst wurde. Zusammen mit den Rauhwacken treten gering mächtige Lagen von Kalk- und Dolomitmarmoren sowie brecciöser Dolomit auf. Die Rauhwacken sind stark tektonisch überprägt und treten häufig gemeinsam mit den permoskythischen Quarziten auf. Sie sind auch eingeschleppt in Störungen zu finden. Die Mächtigkeit der Lagen beträgt normalerweise nur einige Meter, in Ausnahmefällen auch Zehnermeter (z.B. Nord Matrei). Mächtigere Vorkommen sind zum Beispiel in den Bereichen Misljoch, Hirschenstein, Fritzalm, Matrei und Peeralm zu finden.

#### **C.1.3. Kalkmarmor**

Die mitteltriassischen Gesteine bestehen aus grauen bis hellgelben (manchmal rötlichen) Kalkmarmoren, Bänderkalkmarmoren, unreinen Glimmermarmoren, grauen Dolomitmarmoren und Kalkmarmoren mit Dolomitschlieren. Bänderkalkmarmore wechsellagern mit hellen, teilweise Quarz führenden Lagen und dunklen Kalklagen.

Diese Abfolge ist nur gering mächtig entwickelt (Meter- bis Zehnermeterbereich). Vorkommen finden sich in der Umgebung von Matrei, am Misljoch, am Hirschenstein, nördlich des Kreuzjöchls und vereinzelt in Form von Schollen in der Fortsetzung nach Osten.

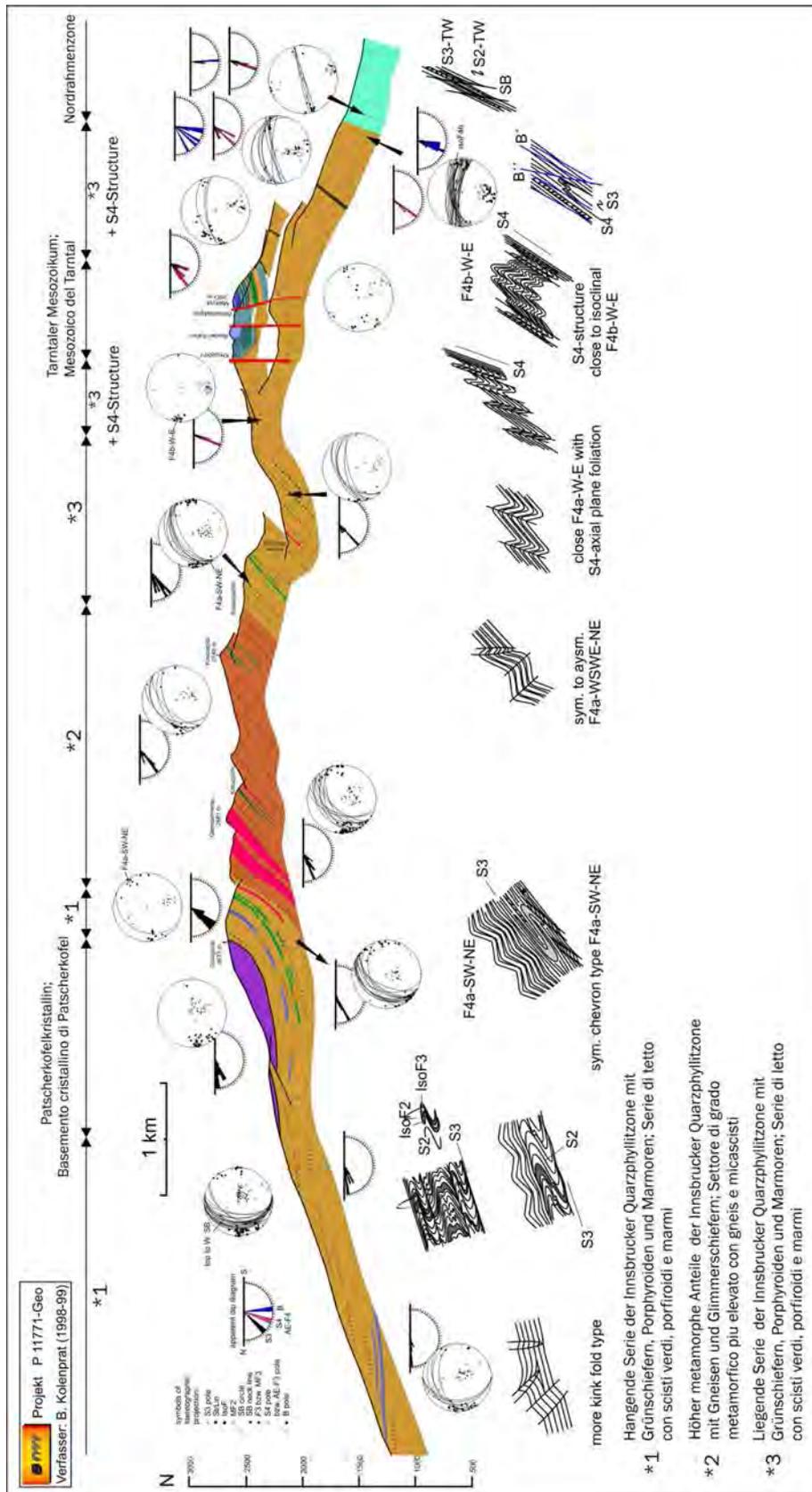


Abb. 5: Oberflächennahe Serienschritte durch die Innsbrucker Quarzphyllitzone mit Patscherkofelkristallin und Tarntaler Mesozoikum. In den Lagenkugeldiagrammen sind die Schieferungsflächen und in den Diagrammen daneben die scheinbaren Einfallswinkel der Schieferungsflächen (im Verschnitt mit der Schnittebene) dargestellt. Deutlich erkennbar sind die unterschiedlichen Strukturtypen im Norden und im Süden (B. KOLENPRAT, im Rahmen des FWF-Projektes P 11771-Geo, Projektleitung M. ROCKENSCHAUB).

#### **C.1.4. Hauptdolomit**

Hauptdolomit tritt im Arbeitsgebiet nur am Miskopf auf. Diesen Gesteinen folgen im Liegenden (im stratigraphisch Hangenden) dunkle Kalke und Tonschiefer, die von THÜNKER (1978) als Kössener Kalke und Dolomite eingestuft wurden.

Der Hauptdolomit ist ein mittel- bis dunkelgrauer teilweise gebänderter und gebankter Dolomit. Im Gipfelbereich des Miskopfs und am Hirschenstein treten Hauptdolomitbreccien auf. Der Hauptdolomit ist meist spröde deformiert und daher intensiv geklüftet.

Im Gipfelbereich des Hirschensteines sind grau-weiß gestreifte Dolomite, sogenannte "Zebradolomite", aufgeschlossen. Die Zebradolomite werden als spätdiagenetische Bildungen interpretiert, bei denen es schichtparallel zur Kristallisation von weißem dolomitischem Zement im grauen Dolomit kam.

#### **C.1.5. Tonschiefer, Silt- bis Sandstein**

Die jurassische Breccienentwicklung des Tarntaler Mesozoikums setzt sich aus Wechsellagerungen von Breccien mit dunklen Tonschiefern und Silt- bis Sandstein zusammen. Die Silt- und Sandsteine sind meist im Dezimeterbereich gebankt und oft gradiert. Kartiert wurden sie vorwiegend am Rauhen Kamm. Nördlich des Misljoches, aber auch südlich von Pfons kommen Hellglimmer führende Sandsteine und Arkosen vor.

#### **C.1.6. Breccie ("Tarntaler Breccie")**

Die Breccien sind gebankt, die Mächtigkeiten der einzelnen Bänke liegen durchwegs im Bereich zwischen 1 und 2 m, Mächtigkeiten von bis zu Zehnermetern können lokal auftreten. Die Breccienvorkommen beschränken sich im Arbeitsgebiet auf den Rauhen Kamm, den Miskopf, den Hirschenstein und den Kamm östlich der Grünbergalm. Komponenten und Matrix der Breccien dieses Gebietes sind durchwegs dolomitisch.

HÄUSLER (1988) beschreibt komponenten- und matrixgestützte Breccien. Selten kommen Gradierungen vor. Die Breccienlagen sind durch laterales An- und Abswellen gekennzeichnet. Ein Wechsel von fein- und grobkörnigen Lagen mit Einschaltungen von kalkigen Schiefen wird beschrieben. Eine Zunahme der Komponentengröße gegen das Hangende beschrieb HÄUSLER, 1988. Die durchschnittliche Komponentengröße liegt zwischen 1-5 cm in den ca. 1 m mächtigen Bänken und zwischen ca. 3-10 cm in den ca. 5 m mächtigen Bänken. Komponenten von mehreren dm Größe sind selten. Die Komponenten sind vorwiegend Triasdolomite. Kalkkomponenten sind untergeordnet. Aus den Tarntaler Bergen ist die sogenannte Quarzitschollenbreccie bekannt, deren Komponenten vor allem hellgrüne und weiße Quarzite mit rosa Quarzgeröllen und Kieselschiefergeröllen sind. Im Gebiet um den Miskopf wurden solche Typen nicht beobachtet. Die Tarntaler Breccien weisen eine hohe Festigkeit auf und bilden im Bereich des Miskopfes schroffe Grate.

#### **C.1.7. Kieselkalk, Kalkschiefer**

Die Kieselkalke sind grünliche, gelbliche und graue gebänderte Kalkmarmore, die gemeinsam mit dem Radiolarit in den Malm gestellt werden. Sie weisen zahlreiche dünne tonreiche Lagen auf und haben daher einen beachtlichen Silikatanteil. Die Kalkschiefer zeigen eine Zunahme des Tongehaltes vom Liegenden ins Hangende. Es sind dies graue cm bis dm, max. 0,5 m dick gebankte teilweise laminierte Kalkmarmore. Sie enthalten lokal weiße Kalzit- und untergeordnet Quarzmobilisate und sind durchwegs intensiv geklüftet. Diese Gesteine werden als Unterkreide eingestuft.

#### **C.1.8. Radiolarit**

Violette, grüne und weißgraue dünn-schichtige Quarzite und Quarzitschiefer, die oft mit den Kieselkalcken zusammen vorkommen, werden als metamorphe Radiolarite interpretiert. Größere zusammenhängende Lagen sind selten. Die Mächtigkeit ist stark schwankend von einigen Metern bis Zehnermetern. Radiolarite kommen in der Umgebung von Matri und im Bereich um den Miskopf in größerer Verbreitung vor. Ein weiteres größeres Vorkommen befindet sich südlich des Hirschensteines.

### C.1.9. Serpentin/Ophikalzit

Der Serpentin ist ein dunkelgrünes bis schwarzes Gestein, das intensiv zerschert ist. Er ist zum Teil bis in den Zentimeterbereich mit Harnischen durchzogen, sodass er als kohäsionsloser Gesteinsgrus vorliegt. Da er in dieser Form mit einem Bagger leicht gewonnen werden kann, wird er gerne zur Befestigung der Wege verwendet. Ophikalzit besteht aus einer Kalzitmatrix mit reichlich Serpentin-komponenten. Im Hangenden sitzen dem Serpentin sedimentär Radiolarite, Aptychenkalke und Kreideschiefer auf. Häufig ist er von weißen Kalzitadern durchzogen oder vererzt. Große Vorkommen finden sich im Bereich von Matrei und südwestlich davon bzw. südlich des Miskopfes. Der mineralogische Hauptbestandteil ist der Serpentin. Daneben kommen Asbest, Talk und Erze vor. Karbonat tritt im Ophikalzit in stark wechselnder Menge auf.

### C.2. Strukturgeologie

So wie der südliche Innsbrucker Quarzphyllitkomplex wurde das Tarntaler Mesozoikum (TMU) polyphas deformiert und metamorph.

Während der alpidisch-kretazisch westgerichteten Deckenstapelung der ostalpinen Einheiten bildete sich eine W-E- bis WNW-ESE-orientierte Isoklinalfaltung bzw. eine penetrative Foliation aus ( $S_{2-TMU} = S_{3-IQP}$ ). Inwieweit sich der vorliegende Deckenbau (Hippold-Decke, Reckner-Decke, Reckner-Komplex) bereits in dieser Phase bildete, ist unklar. Die Blauschieferfaziesmetamorphose ist in allen Teildecken des Tarntaler Permomesozoikums nachweisbar und erfolgte vor der Platznahme auf dem Quarzphyllit, da diese im Innsbrucker Quarzphyllitkomplex nicht nachzuweisen ist. Die ursprüngliche Position des Tarntaler Permomesozoikums muss eine zwischen Tauernfenster und Innsbrucker Quarzphyllitkomplex sein.

Während der alpidisch-tertiären Orogenese wurden die Einheiten des Unterostalpins intern bzw. mit den Bündner Schiefern der Matreier Zone (bzw. Nordrahmenzone) verschuppt. Der gesamte südliche Bereich des Unterostalpins muss hierbei als interne Imbrikationszone betrachtet werden. Einerseits liegen immer wieder kleinere Linsen von Tarntaler Mesozoikum im südlichen Quarzphyllitkomplex. Andererseits stellen aber auch die größeren Vorkommen (Miskopf) eingefaltete und/oder eingeschuppte Bereiche dar. Diese Verschuppungen vollzogen sich vor allem unter semiduktilen Bedingungen. Duktile Strukturen sind NW-SE-streichende Lineare bzw. top nach NW gerichtete Scherbandgefüge.

Die bei der Exhumation und Aufdomung des Tauernfensters entstandenen Strukturen sind für die Geometrie des südlichen Quarzphyllitkomplexes und des Tarntaler Mesozoikums bestimmend. Im Tarntaler Mesozoikum entstand eine W-E-orientierte, aufrechte, leicht asymmetrische  $F_{3-TMU}$ -Faltung. Die Achsenebenen dieser Faltung fallen steil nach Norden ein. Diese Faltung ist mit der  $F_{3-TW}$  des Tauernfensters bzw. mit der  $F_{4b-IQP}$  der Innsbrucker Quarzphyllitzone gleichzusetzen. Sie führte zu einer großräumigen offenen bis engen Verfaltung des Mesozoikums. In inkompetenten Lithologien (wie auch im Quarzphyllit) führt die  $F_{3-TMU}$  zur Ausbildung einer meist steil nach Norden einfallenden Achsenebenenschieferung ( $AES_{3-TMU}$ ) oder einer  $S_{3-TMU}$ -Schieferung. Diese Strukturtypen treten in Bereichen südlich des Arztales (Falggasanerbach) in wechselnder Intensität auf. Subparallel zur  $F_{3-TMU}$ -Faltung ist (wie im Tauernfenster und im Innsbrucker Quarzphyllitkomplex) eine W-E-orientierte Streckungslineation ausgebildet.

Weiters bewirkt die Überlagerung der  $IsoF_{2-TMU}$  durch die  $F_{3-TMU}$  Interferenzmuster des Typs 3 nach Ramsay (beide Faltenachsen W-E-orientiert, Achsenebene der Isoklinalfaltung horizontal, Achsenebene der offenen überprägenden Faltung vertikal). Einen solchen großmaßstäblichen Strukturtyp stellt das Tarntaler Mesozoikum des Miskopfs dar. Vorausgeschickt muss werden, dass eine Deckengliederung, wie sie in den Tarntaler Bergen durchgeführt wurde, im Miskopfgebiet nur mit Einschränkungen erfolgen kann. Der Grund liegt in der isolierten und reliktschen Erhaltung der Metasedimente und einer starken sprödektischen Überprägung.

Der Hippolddecke werden die Vorkommen von Permoskyth, Anis-Rauhacken und mitteltriassischen Dolomiten und Kalken zugerechnet. Diese liegen in aufrechter Schichtfolge an der Basis des Miskopf-Permomesozoikums. Darüber folgen Serpentine und Ophikalzite des Reckner-Komplexes. Diese werden von jurassischen Metasedimenten überlagert (Radiolarit, Aptychenkalk, Kalkschiefer). Die hangendste Einheit, die Reckner-Decke des Miskopfs, kann als inverser Schenkel einer Liegendfalte interpretiert werden. Dieser Deckenbau und die  $IsoF_{2-TMU}$ -Isoklinalfaltenstruktur wurde durch die  $F_{3-TMU}$

Faltung überprägt und führte zur Bildung der offenen Synform des Miskopfes mit entsprechend vergentem Parasitärfaulen. Den gleichen Aufbau zeigen die Vorkommen bei Matri bei Brenner. Über permoskythischen bis mitteltriassischen Schichtgliedern folgen Serpentinite, Radiolarite und Kalkschiefer. Diese Vorkommen bei Matri werden als ein nach Westen abgeschobener Teil des Tarntaler Permomesozoikums interpretiert. Als zweite Möglichkeit steht eine Position im Liegenden des Innsbrucker Quarzphyllitkomplexes zur Diskussion. In diesem Falle wäre das Tarntaler Permomesozoikum bei Matri als Fenster zu deuten.

Im Zuge der weiteren Exhumation des Tauernfensters wurden der Innsbrucker Quarzphyllitkomplex und das Tarntaler Mesozoikum sprödetektonisch überprägt. Diese spröden Störungen sind insofern von Bedeutung, da sie zum Teil Metasedimente eingeschuppt haben und die älteren Strukturen zerstücken. Weiters sind sie Ansatzpunkte für großräumige Massenbewegungen wie z.B. östlich von Matri und Pfnons oder im Bereich des Patscherkofels.

## **D. Patscherkofelkristallin**

### **D.1. Lithologischer Aufbau**

#### **D.1.1. Glimmerschiefer, Staurolithglimmerschiefer**

Die Glimmerschiefer zeigen wechselnde Glimmer-, Quarz- und Feldspatgehalte und zeigen Wechselagerungen mit Paragneisen und Quarziten. Meist treten sie in der Form von diaphthoritischen Muskovit-Biotit-Glimmerschiefern auf, welche Staurolith- und Granat führend sind. Die präalpidisch gebildeten Staurolithe sind meist zur Gänze retrograd umgewandelt. Sie liegen in Form von Hellglimmer-Chloritoid-Pseudomorphosen vor. Diese Pseudomorphosen zeigen Längen von wenigen mm bis 0,5 cm, können aber auch lokal Größen von mehreren cm erreichen. Beim Granat ist eine ältere (variszische) und eine jüngere (alpidische) Granatgeneration zu unterscheiden. Die alpidischen Granate erreichen eine Größe von wenigen mm, die präalpidischen sind größer. Hellglimmer und Biotit sind in wechselnder Menge vertreten. Neben den vorherrschenden muskovitdominierten Glimmerschiefern zeigen sich lagenweise biotitreiche Schiefer. Chlorit ist durchwegs vorhanden. An der Basis des Patscherkofelkristallins treten stark retrograde Glimmerschiefer mit hohem Chloritanteil auf.

Im Gipfelbereich des Patscherkofels und östlich der Tulfenalm dominieren die Glimmerschiefer. Unterlagert werden diese von einer Lage Chlorit- und Quarzphyllit sowie von einer Paragneis- und Quarzserie. Gegenüber den Paragneisen des Patscherkofelkristallins (PK) zeigen die Glimmerschiefer meist eine gut ausgebildete penetrative eoalpidische Schieferung ( $S_{3-PK}$ ).

#### **D.1.2. Paragneis und Quarzit teilweise mit Glimmerschieferlagen**

Unter dieser Bezeichnung werden Paragneise mit Einschaltungen von Quarziten und Glimmerschiefern zusammengefasst. Diese Abfolge bildet den Hauptanteil des Patscherkofelkristallins. Sie ist vom Glungezer bis in das Wipptal bei Patsch aufgeschlossen.

Die Paragneise sind Gesteine mit wechselnden Feldspat-, Quarz- und Glimmergehalten. Übergänge zu Glimmerschiefern und Quarziten sind vorhanden. Neben Granat finden sich in diesen Gesteinen vereinzelt Pseudomorphosen nach Staurolith. Muskovit und Biotit sind in wechselnden Mengen immer vertreten. An der Basis des Patscherkofelkristallins wurden diese Gesteine stark retrograd überprägt.

Im Gegensatz zu den Glimmerschiefern zeigen die Paragneise eine schlechter ausgebildete alpidische  $S_{3-PK}$ -Schieferung. Die alpidische  $F_{3-PK}$ -Faltung liegt in diesen Gesteinen meist nur in Form einer engen Faltung vor. Die präalpidische  $S_{2-PK}$ -Schieferung blieb innerhalb der  $F_{3-PK}$ -Faltung meist gut erhalten und wurde nur teilweise von der  $S_{3-PK}$ -Schieferung bzw. einer Achsenebenenschieferung ( $AES_{3-PK}$ ) überprägt.

Die mit den Paragneisen gemeinsam auftretenden massigen bis plattigen Quarzite zeigen Wechselagerungen mit Glimmerquarziten und fast reinen monomineralischen Quarzitlagen. Die Mächtigkeit dieser Quarzitlagen liegt meist zwischen von 0,5 m bis max. 2 m. Vorwiegend treten diese in den basalen Anteilen des Patscherkofelkristallins auf.

### D.1.3. Amphibolit

Unter dieser Bezeichnung werden massige und schlecht geschieferte Metagabbros, massige bis mäßig geschieferte Amphibolite, Bänderamphibolite und Hornblende führende Gneise zusammengefasst. Bänderamphibolite sind Gesteine, welche eine Wechsellagerung (im mm-cm-Bereich) von hellen Feldspat- und dunklen Hornblendelagen aufweisen. Diese Metabasite treten als Lagen und Linsen, vor allem in den Paragneisen, auf. Die Mächtigkeit dieser Lagen liegt zwischen ca. 1 bis 5 m.

## D.2. Strukturgeologie

Das Patscherkofelkristallin zeigt eine für die tektonisch höheren ostalpinen Kristallineinheiten typische Entwicklungsgeschichte.

Präalpidische Strukturelemente wie die erste feststellbare Foliation ( $S_{1-PK}$ ), die variszische Isoklinalfaltung ( $IsoF_{2-PK}$ ) und die dadurch gebildete variszische  $S_{2-PK}$ -Schieferung werden, so wie der variszische Mineralbestand, im Zuge der westgerichteten alpinen Deckenstapelung überprägt.

Die Metamorphosebedingungen während des alpidisch westgerichteten Deckentransportes erreichen die obere Grünschieferfazies. Es bildete sich eine WSW-ENE-orientierte enge bis isoklinale Faltung ( $IsoF_{3-PK}$  bis  $F_{3-PK}$ ) bzw. subparallel dazu eine Streckungslineation (StrLin3 - mit nach WSW gerichtetem Schersinn) aus. Die Form und Intensität der  $F_{3-PK}$ -Faltung sowie der  $S_{3-PK}$ -Schieferung ist von den rheologischen Eigenschaften der jeweils betroffenen Gesteinstypen des Patscherkofelkristallins abhängig.

In den Quarziten und feldspatarmen Glimmerschiefern zeigt sich ein penetratives alpidisches Gefüge, nämlich eine Isoklinalfaltung ( $IsoF_{3-PK}$ ) und eine mylonitische  $S_{3-PK}$ -Schieferung. Variszische Gefügeelemente ( $IsoF_{2-PK}$ ,  $S_{2-PK}$ ) werden nahezu vollkommen überprägt und liegen nur mehr reliktsch vor. In den Paragneisen, den feldspatreichen Glimmerschiefern und den Amphiboliten hingegen entstand nur eine enge Faltung ( $F_{3-PK}$ ). Die variszische  $S_{2-PK}$ -Schieferung blieb innerhalb der  $F_{3-PK}$ -Faltung meist gut erhalten und wurde nur schwach von der  $S_{3-PK}$ -Schieferung bzw. einer Achsenebenenschieferung ( $AES_{3-PK}$ ) überprägt.

Die Platznahme des Patscherkofelkristallins auf der Innsbrucker Quarzphyllitzone erfolgte nach dem westgerichteten Deckentransport im Zuge einer NW-gerichteten Überschiebung. Während dieses Transportes entstand ein nach NW gerichtetes Scherbandgefüge (SB top to NW). In den Scherbändern rekristallisierte Chlorit bzw. wuchs neuer Chlorit. Die Temperatur bei diesem Transport war deutlich kühler als während des älteren Westtransportes. Penetrative Scherbandgefüge oder eine Scherbandfoliation (Scherbänder im cm-Bereich) sind an bestimmte Bereiche gebunden. Sie treten vor allem an der Basis des Patscherkofelkristallins und den hangendsten Anteilen der Innsbrucker Quarzphyllitzone auf. Innerhalb des Patscherkofelkristallins sind sie in den Glimmerschiefern untergeordnet ausgebildet. Unklar ist die Zuordnung eines Quarzphyllit-Chloritphyllit-Horizontes, welcher am Patscherkofel zwischen den hangenden Glimmerschiefern und den liegenden Paragneisen auftritt (westlich Boscheben). Dieser Horizont zeigt gut ausgebildete Scherbandgefüge. Es könnte sich um stark retrograd überprägtes Patscherkofelkristallin aber auch um eine Schuppe von Innsbrucker Quarzphyllit handeln. In der Karte wurde letztere Interpretation dargestellt.

So wie in der nördlichen Innsbrucker Quarzphyllitzone tritt im Patscherkofelkristallin eine offene Faltung mit NE-SW-orientierten Faltenachsen ( $F_{4a}$ -Falten) auf. Sie führt zu einer großräumigen flachwelligen Faltung des Patscherkofelkristallins. Parasitärfaulen höherer Ordnung sind nur in Form einer Mikrofaltung (im mm-Bereich) in den Glimmerschiefern belegt. Trotz der großräumigen Massenbewegungen und der abgesetzten Bereiche zeigt sich für das Patscherkofelkristallin die Form einer leicht asymmetrischen, NE-SW-orientierten Synform. Im südlichen Bereich (Viggartal) fällt die  $S_{3-PK}$  (entspricht  $S_{3-IQP}$ ) mittelsteil Richtung NW ein. In den nordfallenden Hängen des Patscherkofels streuen die Fallwerte meist stark. Jedoch kann hier auf ein flaches Einfallen in Richtung SSE geschlossen werden.

## Literatur

- DINGELDEY, Ch. (1990): Der Reckner-Serpentinit und seine Randgesteine - Petrologie und Geochemie. - Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Wien.
- DINGELDEY, Ch. (1990): Der Reckner-Serpentinit und seine Randgesteine. - Mitt. österr. mineral. Ges., 135, p., 19-21.
- DINGELDEY, Ch. (1995): Die Bedeutung des Reckner-Komplexes für die geotektonische Entwicklung des Unterostalpins im Nordwesten des Tauernfensters. - Unveröff. Diss. Univ. Wien, pp. 309.
- DINGELDEY, Ch., KOLLER, F., DALLMEYER, D. & MEISEL, T. (1995): Implications of the ultramafic-mafic Reckner-Complex for the geotectonic evolution of the Lower austroalpine in the eastern Alps. - In: IOS Int. Ophiolite Symp. Pavia (Italy).
- DINGELDEY, Ch., DALLMEYER, R.D., KOLLER, F. & MASSONNE, H.-J. (1997): P-T-t history of the Lower Austroalpine Nappe Complex in the "Tarntaler Berge" NW of the Tauern Window: implications for the geotectonic evolution of the central Eastern Alps.-Contrib. Mineral. Petrol., 129, p. 1-19.
- ENZENBERG, M. (1966): Die Geologie der Tarntaler Berge (Wattener Lizum), Tirol. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 17, p. 5-50.
- ENZENBERG-PRÄHAUSER, M. (1976): Zur Geologie der Tarntaler Breccie und ihre Umgebung im Kamm Hippold-Kalkwand (Tuxer Voralpen, Tirol). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 23, p. 163-180.
- FÜGENSCHUH, B. (1995): Thermal and Kinematic History of the Brenner Area (Eastern Alps, Tyrol). - Unveröff. Diss. ETH Zürich, Nr. 11196, pp. 153.
- FÜGENSCHUH, B. & ROCKENSCHAUB, M. (1993): Deformations in the hangingwall of the Brenner-Fault-Zone. - Terra abstracts, suppl. to Terra nova, 5, p. 165.
- HADITSCH, G. & MOSTLER, H. (1982): Zeitliche und stoffliche Gliederung der Erzkommen im Innsbrucker Quarzphyllit. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 12, p. 1-40.
- HADITSCH, J.-G. & MOSTLER, H. (1983): The succession of ore mineralization of the lower Austroalpine Innsbruck quartz phyllite. - In: SCHNEIDER, H.J. (ed.): Mineral deposits of the Alps, Springer Verlag, Berlin-Heidelberg-New York, p. 51-59.
- HARTMANN, E. (1913): Der Schuppenbau der Tarntaler Berge am Westende der Hohen Tauern (Tuxer Voralpen). - Jb. Geol. R.-A. Wien, 63, p. 20.
- HÄUSLER, H. (1982): Vergleichende Untersuchungen an nachtriadischen Breccien des Unterostalpins in den Radstädter Tauern und Tarntaler Bergen (Salzburg-Tirol). - Jber., 1982 Hochschul-schwerpkt. S 15, p., 191-201.
- HÄUSLER, H. (1985): Bericht, 1984 über geologische Aufnahmen auf den Blättern 148 Brenner, 149 Lanersbach, 156 Muhr und 157 Tamsweg. - Jb. Geol. B.-A. Wien, 128, p. 298-300.
- HÄUSLER, H. (1987): The northern Austroalpine margin during the Jurassic: Breccias from the Radstädter Tauern and Tarntaler Berge. - In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (eds.): Geodynamics of the Eastern Alps, Deuticke Wien, p. 103-111.
- HÄUSLER, H. (1988): Unterostalpine Jurabreccien in Österreich. Versuch einer sedimentgeologischen und paläogeographischen Analyse nachtriadischer Breccienserien im unterostalpinen Rahmen des Tauernfensters (Salzburg - Tirol). - Jb. Geol. B.-A. Wien, 131/1, p. 21-125.
- HEIDORN, R. (1998): Structural evolution at the Penninic to Lower Austroalpine boundary, northwestern margin of the Tauern Window (Tux Mountains, Eastern Alps). - Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Salzburg, p. 128.
- HÖLL, R. & MAUCHER, A. (1968): Genese und Alter der Scheelit-Magnetit-Lagerstätte Tux in Tirol. - Bayrischen Akademie der Wissenschaften Sitzungsberichte, Math-Naturwiss. Kl., 1967, p. 1-11.
- KOLENPRAT, B., ROCKENSCHAUB, M. & FRANK, W. (1999): The tectonometamorphic evolution of Austroalpine Units in the Brenner Area (Tirol, Austria) - Structural and tectonic implications. - Tübinger geowiss. Arb. (4th workshop on Alpine geolog. studies), 52, p. 116-117.
- MOSTLER, H., HEISSEL, G. & GASSER, G. (1982): Untersuchung von Erzlagerstätten im Innsbrucker Quarzphyllit und auf der Alpeiner Scharte. - Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A. Wien, 1, p. 77-83.
- MOSTLER, H. (1986): Zur Geologie des Wipptales (Innsbrucker Quarzphyllit, unterostalpinen Meso-zoikum, Matreier Schuppenzone, Altkristallin, Steinacher Decke, Silltalstörung). (Exkursion B). - In: Geologische Exkursionen in der weiteren Umgebung von Igls (Tirol), Jber. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver., 68, p. 29-42.
- ROCKENSCHAUB, M. (1991): Bericht, 1990 über geologische Aufnahmen auf Blatt 148 Brenner. - Jb. Geol. B.-A. Wien, 134/3, p. 519-520.

- ROCKENSCHAUB, M. & KOLENPRAT, B. (1998): Polyphase Entwicklung der Innsbrucker Quarzphyllit-Zone und des Patscherkofel-Kristallins (Ostalpen): Variszische, permische und alpine Metamorphose. - Freiburger Forschungshefte (TSK 7) C 471, p. 179-180.
- ROCKENSCHAUB, M. & NOWOTNY, A. (1999): The Brenner Area - A new geological map in press, sheet Brenner ÖK 148. - Tübinger geowiss. Arb. (4th workshop on Alpine geolog. studies), 52.
- ROCKENSCHAUB, M., KOLENPRAT, B. & FRANK, W. (1999): The tectonometamorphic evolution of Austroalpine Units in the Brenner Area (Tirol, Austria) - New geochronological implications. - Tübinger geowiss. Arb. (4th workshop on Alpine geolog. studies), 52, p. 118-119.
- THIELE, O. (1976): Der Nordrand des Tauernfensters zwischen Mayrhofen und Inner Schmirn (Tirol). - Geol. Rundsch., 65/2, p. 410-421.
- THIELE, O. (1980): Das Tauernfenster. - In: OBERHAUSER, R. (ed.): Der geologische Aufbau Österreichs, Springer Verlag, Berlin – Heidelberg - New York, p. 300-314.
- THÜNKER, M. (1978): Geologische Untersuchungen am Mieslkopf (Tuxer Voralpen, Österreich). - Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Erlangen.
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich, Bd. 1, Die Zentralalpen. - 766 Seiten, Deuticke Wien, 1977.
- WIGGERING, H. (1983): Geochemisch-petrographische Untersuchungen an Serpentiniten und Ophicalciten des Unterostalpinen Permomesozoikums bei Matrei am Brenner (Tirol). - Verh. Geol. B.-A. Wien, 3 (1982), p. 313-323.

### **Anschrift der Verfasser**

Dr. Manfred ROCKENSCHAUB<sup>1</sup> und Dr. Axel NOWOTNY<sup>2</sup>: Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1030 Wien.

<sup>1</sup>Tel.: (01) 7125674/212. Email: rocman@cc.geolba.ac.at.

<sup>2</sup>Tel.: (01) 7125674 / 214. Email: nowaxe@cc.geolba.ac.at.

Mag. Bernd KOLENPRAT: Bundesministerium f. Wirtschaft & Arbeit, Sektion III - Arbeitsrecht & Arbeitsinspektion, Abt. 1 - Berg- & Bauwesen, Administration, Favoritenstraße 7, 1040 Wien.

Tel.: (01) 71100 / 2188; Fax: (01) - 71100 / 2423. Email: Bernd.Kolenprat@bmwa.gv.at.