

DAS ORTLER-CAMPO KRISTALLIN IN SÜDTIROL

von

V. Mair¹, C. Nocker² & P. Tropper²

¹ Amt für Geologie und Baustoffprüfung
Autonome Provinz Bozen, Eggentalerstrasse 48, I-39053 Kardaun, Südtirol/Italien

² Institut für Mineralogie & Petrographie
Universität Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck, Austria

volkmar.mair@provinz.bz.it
peter.tropper@uibk.ac.at

1. Geograpischer Überblick

Der Gebirgsstock der Ortlergruppe, nach welchem das Ortler-Campo Kristallin benannt ist, nimmt den gesamten Bereich westlich von Meran und südlich des Vinschgautales ein. Das Ulten-, Martell-, Laaser- und Suldental bilden tiefe Einschnitte in den massiven, bis zu 3905 m hohen Gebirgsstock und erlauben beeindruckende Einblicke in den Aufbau des kristallinen Grundgebirges und seiner Sedimentbedeckung, den westlichsten Ausläufern der Engadiner Dolomiten. Die Exkursion zeigt einen N-S-Schnitt durch das Ortler-Campo Kristallin von Laas im Vinschgau bis zur Zufallhütte im hintersten Martelltal (Abb. 1). Die verschiedenen Exkursionspunkte zeigen in exemplarischer Weise die Lithologien und Strukturen der geologischen Einheiten des Kristallins von den tiefsten Anteilen im Norden bis zu den höchsten im Süden.

2. Geologischer Überblick

Der westliche Teil Südtirols wird von Ostalpin eingenommen. Dieses besteht aus kristallinen Einheiten mit Resten einer paläozoischen Bedeckung und Relikten permotriassischer Sedimentauflagerungen. Das Kristallin seinerseits wird unterteilt in das Ortler-Campo Kristallin, das Scharl-Kristallin, das Ötztal-Stubai-Kristallin und die Tonale Decke. Diese Einheiten unterscheiden sich sowohl in ihrem lithologischen Aufbau als auch in ihrer Metamorphosegeschichte und werden von großtektonischen Linien getrennt, und zwar von der Schliniglinie, der Vinschgauer Scherzone, der Thurnstein- und der Peio-Linie (Abb. 2).

Das Ortler-Campo Kristallin (OCK) repräsentiert ein polymetamorphes, austroalpines Basement, das südwestlich des Ötztal Kristallins zwischen dem Vinschgau und dem Ultental aufgeschlossen ist. Die tektonische Nordgrenze wird im Westen von der Schliniglinie, im zentralen Bereich von der Vinschgauer Scherzone, die parallel zum Vinschgau verläuft, und im Osten von der Thurnsteinlinie gebildet.

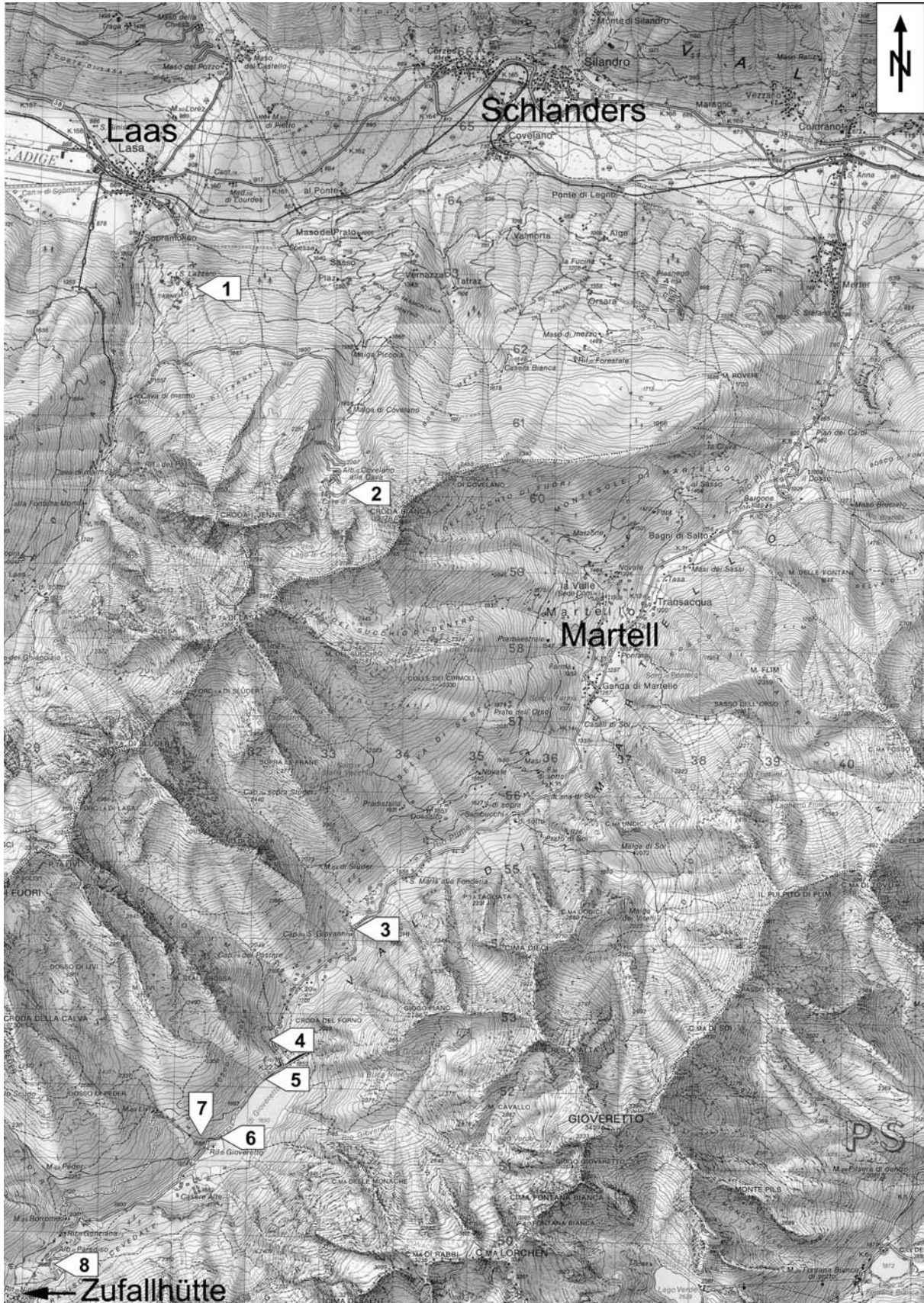
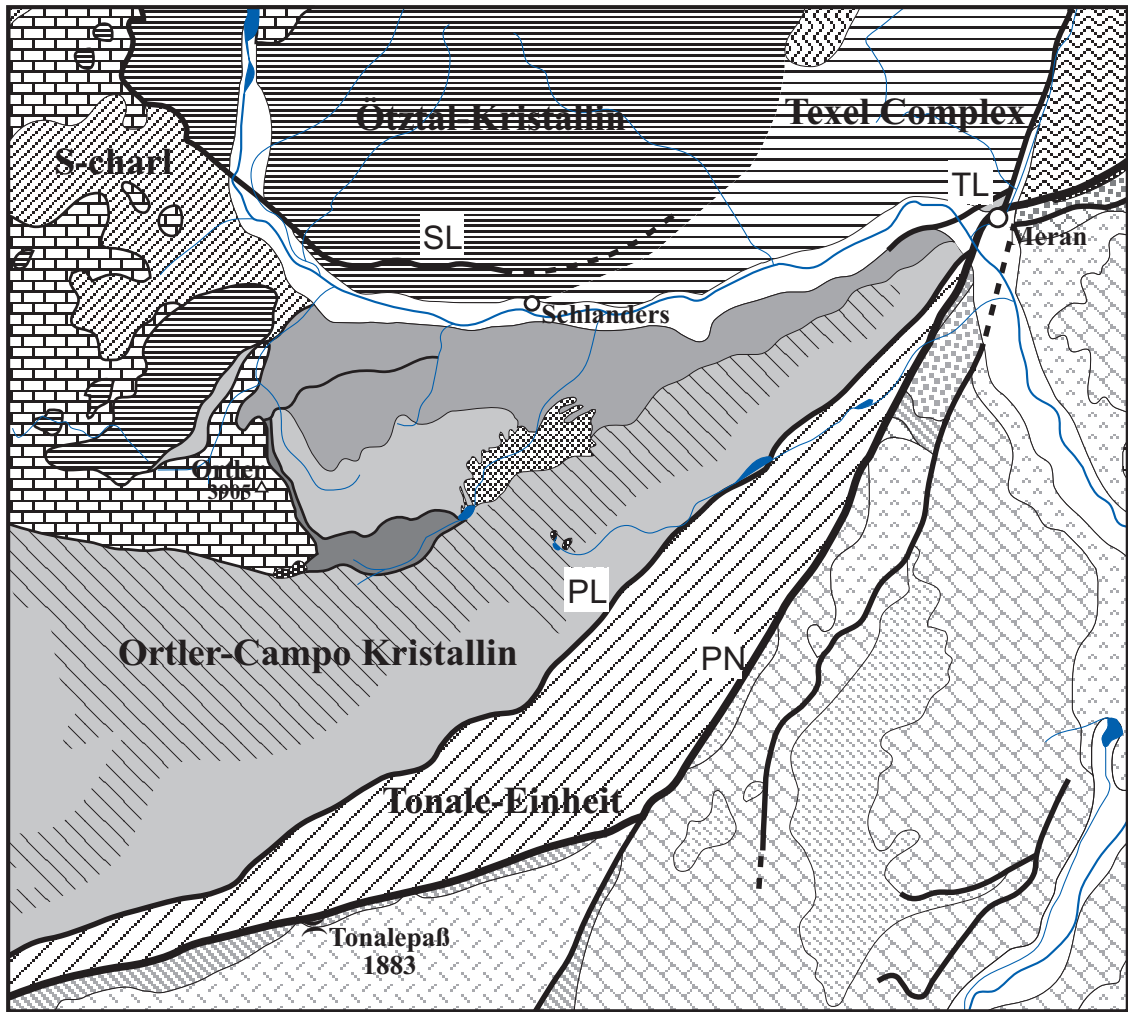


Abb. 1
 Geographische Karte des Exkursionsgebietes mit den eingetragenen Haltepunkten.



- | | | |
|--------------------------------|---------------------------------|--|
| OSTALPIN | | Deckengrenzen, tektonische Störungen |
| | | Postglaziale Talfüllungen |
| | | Intrusivgesteine des Oligozäns |
| | SÜDALPIN | |
| | | Adamello Batholith |
| | | Oberkreide und Alttertiär |
| | | Permotriassische Sedimente |
| | | Quarzporphyr |
| Ortler-Campo Kristallin | | Intrusivgesteine des Perm (Kreuzberg-, Ifinger-Granit) |
| | | Basement (vorwiegend Quarzphyllite) |
| | | |
| | SL = Schlinig Linie | |
| | TL = Thurnstein Linie | |
| | PL = Pejo Linie | |
| | PN = Periadriatisches Lineament | |

Abb. 2

Vereinfachte tektonische Karte der Kristallingebietes westlich von Meran mit besonderer Berücksichtigung des Ortler-Campo Kristallins.

An der Schliniglinie und der Vinschgauer Scherzone wurde das Ötztal-Kristallin (ÖK) in westliche Richtung auf das OCK und seine sedimentäre Auflage (Ortler Decke) aufgeschoben (HOINKES & THÖNI, 1993). Im Bereich von Meran wurde der Texel-Komplex an der Turnstein-Linie nach Süden auf das OCK aufgeschoben. Bei Meran bildet die Peradriatische Naht (PN) und die Passeier Linie die Ostgrenze des OCK. Im Süden wird das OCK von der Peio Linie begrenzt, an welcher die Tonale Einheit auf das OCK aufgeschoben wurde. Die westliche Begrenzung des OCK ist die Engadiner Linie (Abb. 2).

3. Die tektonische und lithologische Gliederung der Ortler Gruppe nach ANDREATTA (1952)

Der erste Versuch das Kristallin zwischen dem Vinschgau im Norden und der Periadriatischen Naht im Süden in Bezug auf Metamorphose und Tektonik zu definieren und zu charakterisieren wurde von ANDREATTA (1948, 1952) unternommen, der sich wiederum auf die hervorragenden petrographischen Arbeiten von HAMMER (1908) stützt. Diese Unterteilung bildet die Grundlage des geologischen Blattes 1:100.000 „Monte Cevedale“ und damit auch der meisten späteren Übersichten und zusammenfassenden Arbeiten. Er unterteilte die Ortlergruppe in folgende tektono-metamorphe Einheiten (Abb. 3):

- a) Die Gesteinsserie der katazonalen Paragneise und Glimmerschiefer (Tonale Einheit)
- b) Den Quarzphyllitkomplex
- c) Die meso-epizonalen Paraschiefer
- d) Die mesozonalen Paraschiefer

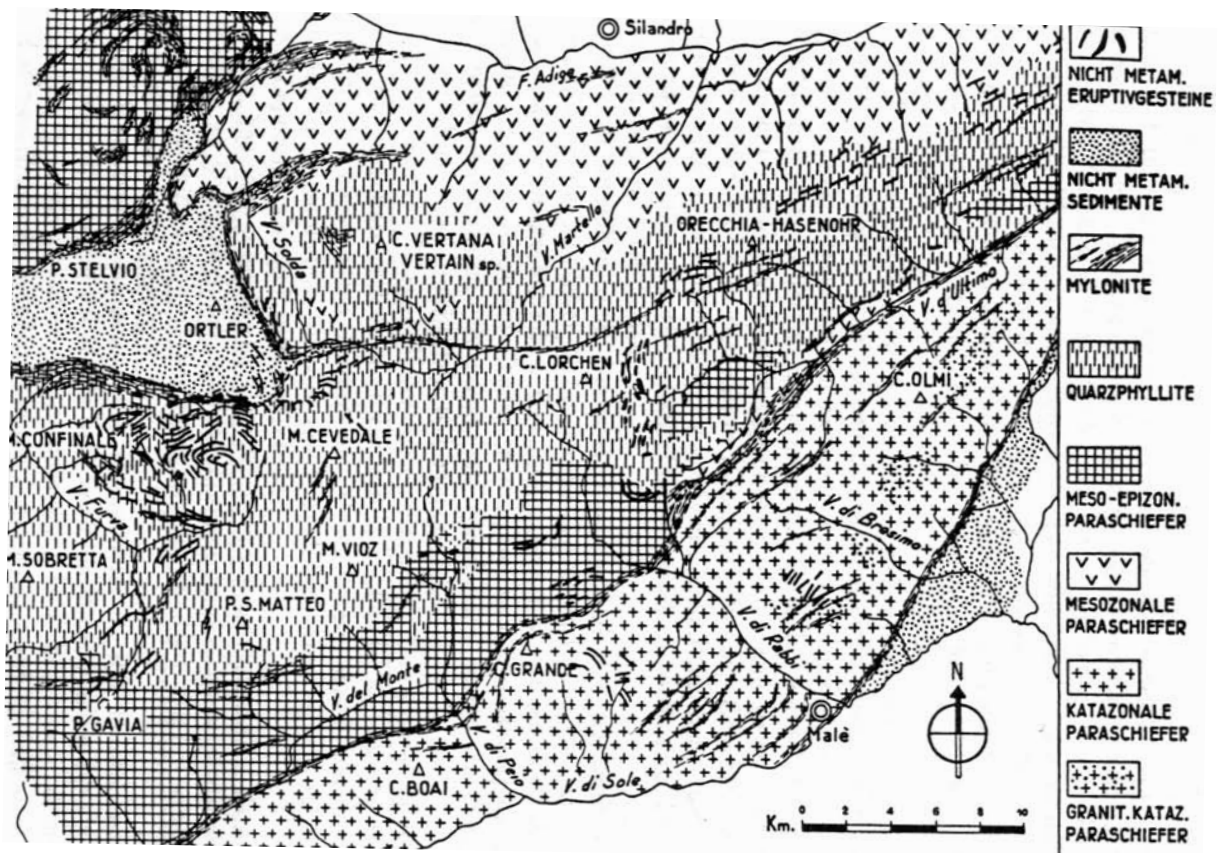


Abb. 3

Die geologisch-tektonische Gliederung der Ortlergruppe nach ANDREATTA (1952).

a) Gesteinsserie der katazonalen Paragneise und Glimmerschiefer (Tonale Einheit)

Die Tonale-Einheit grenzt im Süden an das Periadriatische Lineament und wird durch die mittelsteile, südeinfallende Überschiebung der Pejo-Linie im Norden vom liegenden Ortler-Basement getrennt (ANDREATTA, 1948).

Die Formation als Ganzes wird als Paket mittlerer Kruste mit Teilen oberen Mantels angesehen, das aus dem Südalpin herausgeschert und auf das ostalpine Deckensystem obduziert wurde (DAL PIAZ, 1988).

Die katazonalen Paragneise (heute als Migmatite und/oder stromatische Gneise bezeichnet) und Glimmerschiefer sind durch die Paragenese Sillimanit-Kyanit-Staurolith-Granat charakterisiert. In diesem Gesteinsverband kommen Biotitaugengneise, Granitgneise, biotitführende Pegmatitgneise, Zweiglimmerquarzite, Amphibolite und metamorphe Olivinfelse (Peridotite) vor. Letztere werden nur in dieser Gesteinsserie beschrieben. Der strukturelle Aufbau wird von ANDREATTA (1952) als Schlingentektonik beschrieben. Es handelt sich hierbei um einen engen, sich oft gleichmäßig wiederholenden Faltenbau mit stark geneigten oder nahezu senkrechten Faltenachsen. Diese Einheit weist eine starke variszische Metamorphose auf, die durch die sehr niedrige eoalpine Überprägung kaum verändert wurde.

Das Ortler-Campo Kristallin sensu strictu wird von ANDREATTA (1952) in drei Gesteinsformationen unterteilt:

b) Der Quarzphyllitkomplex ist das Hangendste des Basements. Er bildet in Form einer ENE-WSW-streichenden, flachen Synklinale mit nahezu horizontalen Achsen den zentralen Teil des Ortlermassivs, aufgeschlossen in einem Streifen, der von Meran bis ins Veltlin an Breite zunimmt. Die Gesteinsabfolge besteht aus Quarzphylliten, in welche Lagen von Tonschiefern, Marmoren, Quarziten und Metabasiten (Chloritschiefer), sowie Orthogneise, Biotit-Augengneise, Granit-, Granodioritgneise, Aplite und Pegmatite eingelagert sind.

Im Norden werden diese von den mesozonalen, im Süden von den meso-epizonalen Paraschiefern unterlagert. Zu den unterlagernden Gesteinen bestehen Übergänge. Nach ANDREATTA (1952) ist der Quarzphyllitkomplex das Produkt der Phyllonitisation von mesozonal metamorphen Paraschiefern. Das Ausgangsmaterial war vermutlich dasselbe wie jenes der mesozonalen und meso-epizonalen Paragneise. Die Paragenese Quarz + Muskowit + Chlorit ± Biotit ± Granat ± Staurolith ± Feldspat + Akzessorien wurde vor allem im zentralen Streifen der Quarzphyllite retrograd überprägt. Dies wird unter anderem durch die Chloritisation von Biotit und Granat und die Neubildung von Sericit und Phengit belegt (ANDREATTA, 1954; THÖNI, 1981).

c) Die meso-epizonalen Paraschiefer

Diese Gesteinsserie ist an zwei Lokalitäten anzutreffen:

- sie bildet den Gebirgszug vom Stilfserjoch-Ciavallatsch: Die meso-epizonalen Glimmerschiefer und Paragneise werden von einer mylonitischen Überschiebungsbahn vom Ortler-Mesozoikum getrennt. Neben Paraschiefern enthält diese auch mächtige Augengneis- und kleinere Amphibolit- und Quarzit-Einlagerungen, welche eine ausgeprägte Faltenstruktur zeigen. Diese Gesteine werden heute dem S-charl- bzw. dem Ötztal-Kristallin zugerechnet. Das S-charl- (Sesvenna-Kristallin nach Schweizer Autoren) und Ortler-Kristallin sind Einheiten desselben tektonischen Niveaus, welche durch die breite, NE-SW streichende Umbrail-Chavallatsch-Schuppenzone sowie durch

die Gallo-Linie als deren westliche Fortsetzung in den Sedimenten der Engadiner Dolomiten getrennt sind. Das S-charl-Kristallin bildet als Ganzes eine „Kuppel“ mit dem Top im Bereich des Piz Sesvenna (HOINKES & THÖNI, 1993). Das Kristallin wird autochthon bis parautochthon von Sedimenten der S-charl-Decke überlagert.

- Meso-epizonale Glimmerschiefer und Paragneise nördlich der Pejolinie: Im Norden besteht ein allmählicher Übergang zu den Quarzphylliten. Dieser Übergang ist durch eine kontinuierlich zunehmende Phyllonitisierung der meso-epizonalen Gesteine gegeben. Auch in diesen meso-epizonalen Gesteinen kommen häufig Einschaltungen vor. Es überwiegen darin Quarzite (sog. Zweiglimmerquarzite), Granitgneise und biotitführende Granodioritgneise. Seltener sind Pegmatitgneise und Amphibolite anzutreffen. Die Falten liegen flach mit fast horizontalen Nordost verlaufenden Achsen.

d) Mesozonale Paraschiefer unterlagern die Quarzphyllite im Norden und sind an den Hängen des Vinschgaus aufgeschlossen.

Zwischen den Phylliten und den Paragneisen und Glimmerschiefern dieser Formation bestehen allmähliche Übergänge und Konkordanz in den Schieferungsflächen.

Die mesozonale Serie besteht aus biotitführenden Paragneisen und Glimmerschiefern, die zuweilen auch Granat und Staurolith führen können. Als Einlagerungen kommen häufig Marmore (Laaser Marmor) und biotitführende Pegmatitgneise und Amphibolite vor. Daher ähneln die liegenden Teile, die an den Südhängen des Vinschgautales austreichen, lithologisch sehr der Laaser Serie des Schneebergerzuges.

Die Schieferungsflächen streichen einheitlich nach E bis ENE und fallen unterschiedlich steil ein. Die Falten haben subhorizontale Achsen und das gleiche Streichen wie die Schieferungsflächen. Nur im Laasertal sind isoklinale Faltenstrukturen zu beobachten. Staurolithführende Glimmerschiefer treten inmitten der Quarzphyllite in den Taleinschnitten des Rosimtales (Sulden) und des Peder- und Lyfitaales (Martell) zutage.

4. Die tektonometamorphe Gliederung des Ortler-Campo Kristallins

Detaillierte Kartierungen im Maßstab 1:10.000 des gesamten Gebietes im Zuge des Projekts CARG (Carta Geologica d'Italia) des Blattes 025 „Rabbi“ (Arbeitsgruppe: S. Martin, A. Castellarin, V. Mair, G.B. Pellegrini, F. Penzo, G. Piccin, L. Montresor, D. Gaspari, R. Lovat, G. Piffer, L. Montresor, N. Surian, G. Fellin), sowie umfangreiche strukturelle und petrologische Untersuchungen im Auftrag des geologischen Dienstes der Autonomen Provinz Bozen haben zu einer neuen Sicht des OCK geführt (MAIR et al., 2003). Die von ANDREATTA (1952) getroffenen Abgrenzungen sind aufgrund dieser Untersuchungen nicht mehr aufrecht zu erhalten und eine Neugliederung des Gebietes, welche den unterschiedlichen tektonischen und metamorphen Entwicklungen der einzelnen Einheiten Rechnung trägt, erscheint angebracht. Zum einen sind die von ANDREATTA (1952) getroffenen Unterscheidungen mit dem heutigen Verständnis einer metamorphen Fazies inkompatibel, zum anderen inkonsistent, da der Autor selbst im Quarzphyllitkomplex auftretende hochmetamorphe Granat-Staurolith-Glimmerschiefer und Amphibolite beschreibt.

Nach MAIR et al. (2003) kann das OCK in drei tektonometamorphe Einheiten unterteilt werden (Abb. 2, Abb. 4, Abb. 5):

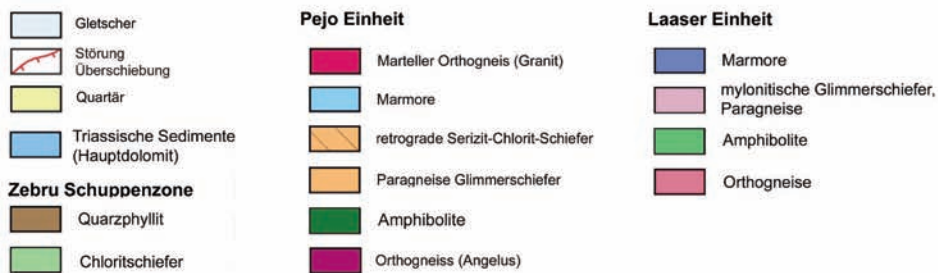
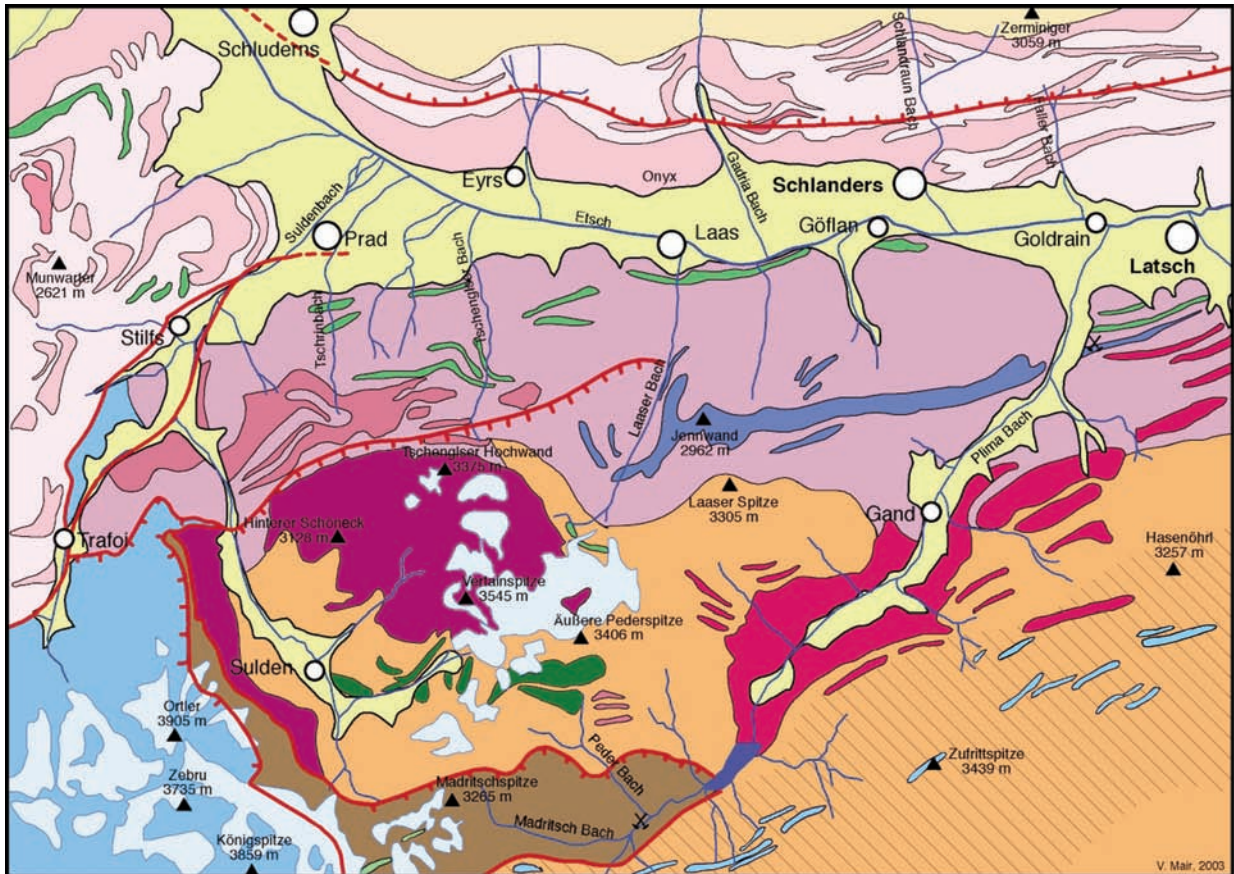


Abb. 4
Vereinfachte geologische Karte des Exkursionsgebietes.

- a) Laaser Einheit
- b) Pejo Einheit
- c) Zebbru Schuppenzone

Diese Einheiten unterscheiden sich in ihrem lithologischen, petrographischen sowie strukturellen Aufbau und zeigen unterschiedliche polymetamorphe P-T Entwicklungen. Die Präsenz bzw. Abwesenheit von permischen und oligozänen Magmatiten ist ein weiteres Kriterium für die Unterscheidung der drei Einheiten. Das N-S-Profil in Abb. 5 gibt Aufschluss über die tektonischen Lagerungsverhältnisse der Einheiten.

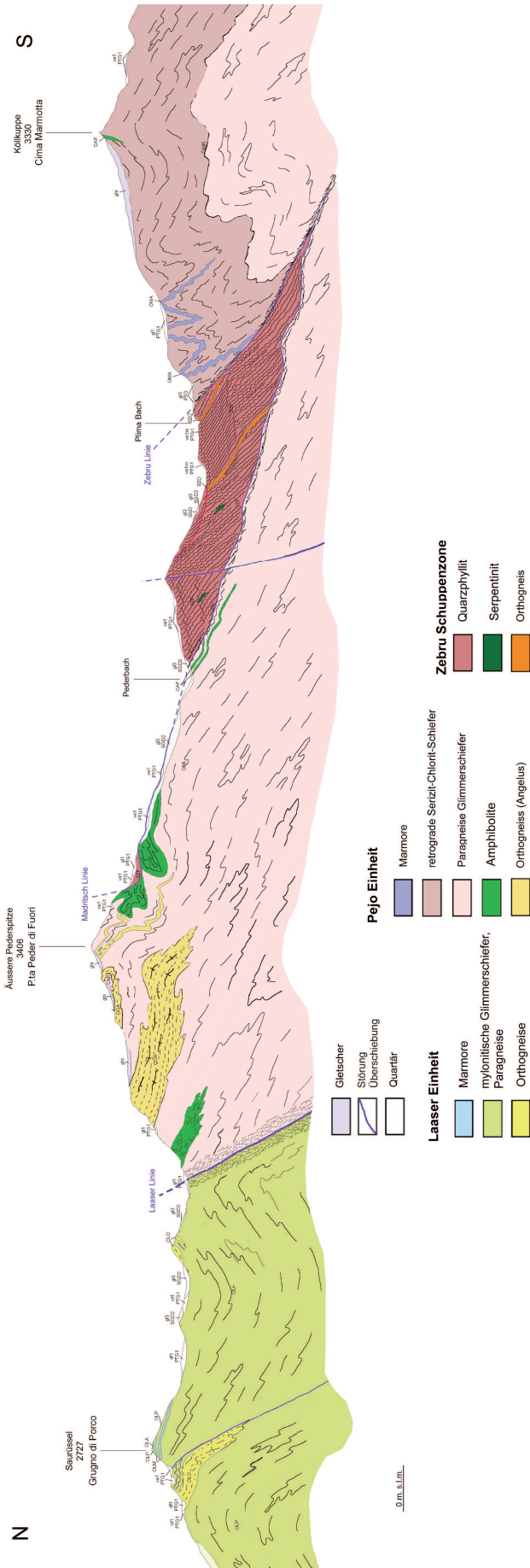


Abb. 5

Nord-Südprofil durch die geologischen Einheiten des Ortler-Campo Kristallins. Der Schnitt zeigt in exemplarischer Weise die tektonischen und strukturellen Beziehungen der Einheiten und der strukturellen Elemente (Überlagerung von variszischen und eoalpinen Falten).

a) Die Laaser Einheit

Die Laaser Einheit entspricht im großen und ganzen den mesozonalen Paragneisen und Glimmerschiefern nach ANDREATTA (1952). Im Norden durch die Schliniglinie und die Vinschgauer Scherzone, im Süden durch die Laaser Linie tektonisch begrenzt, baut sie die südlichen Hänge des Vinschgaus zwischen Prad und der Töll auf. Sie stellt die unterste Einheit des OCK dar und besteht aus hochdeformierten, mylonitischen Glimmerschiefern, Paragneisen, Amphiboliten und nahezu reinen weißen Marmoren (Laaser Marmor) in einer engen Wechselfolge.

Die Laaser Einheit weist die stärkste eoalpine Überprägung der drei Einheiten auf. Die variszische Metamorphose zeigt amphibolitfaziellen Charakter, während die eoalpine Metamorphoseentwicklung bis in die hohe Grünschieferfazies reicht. Rb/Sr-Datierungen an Paragneisen (Probe wurde bei Schlanders entnommen) ergeben Abkühlalter von 82 ± 11.5 Ma (THÖNI, 1981).

Oligozäne Gänge kommen in dieser Einheit nicht vor, jedoch zahlreiche permische Pegmatit- und Aplitgänge, die eoalpidisch mehr oder weniger stark deformiert sind.

b) Die Peio Einheit

Die Peio Einheit wird im Nordwesten von der Laaser Linie, im Norden von der Vinschgauer Scherzone und im Süden von der Pejo Linie begrenzt. Der Übergang zur nördlich gelegenen Laaser Einheit wird durch eine breite mylonitische Scherzone, die Laaser Linie markiert (Abb. 5). Die Südgrenze zur Tonale Einheit, die Peio Linie, ist ebenfalls eine bis zu 200 m breite Störungzone aus mylonitisch und kataklastisch deformierten Gesteinen.

Die Peio Einheit besteht aus einer mehr oder weniger homogenen Abfolge von Glimmerschiefern (Granat-Biotit-Stauroolith Schiefer) mit Einschaltungen von Amphiboliten, Orthogneisen und seltener gelblichen oder grauen Marmoren. Die Gesteine zeigen eine amphibolitfazielle variszische Metamorphose und eine grünschieferfazielle eoalpine Überprägung. Retrograde Serizit- und Chloritschiefer, welche im Wesentlichen nur am Grat zwischen dem Martelltal und dem Ultental auftreten, bilden die hangendste Einheit dieses Deckenstapels. Es handelt sich dabei um phyllitisch stark durchbewegte Serizit-Chlorit Schiefer mit Einlagerungen von cm- bis 10er m mächtigen gelblich-grauen bis schwarzen Marmoren. Anders als von Andreatta behauptet, bilden diese Gesteine keine flache Mulde, sondern den hangendsten Teil einer markanten Antiklinale, welche den Kamm zwischen dem Ulten- und dem Martelltal bildet (Abb. 5). Die allmählichen Übergänge und Wechsellagerungen zwischen den mehr und weniger phyllonitisierten Bereichen lassen sich relativ leicht mit einer komplexen Faltung zweiter und dritter Ordnung im 10er m bis 100er m Bereich und einer deutlichen Deformation mit erhöhter Fluidzufuhr erklären (Abb. 5).

In die basalen Anteile dieses Komplexes intrudierte der permische Marteller Granit, der mit 271 ± 3 Ma, bzw. 274 ± 3 Ma datiert wurde (BOCKEMÜHL, 1988; MAIR & SCHUSTER, 2003). Sowohl die Hauptintrusion als auch die unzähligen assoziierten Gänge (Aplite, Pegmatite, Turmalin-Quarzgänge) zeigen eine einphasige Metamorphose und Deformation der mittleren bis höheren Grünschieferfazies. Weitere permische, nur gering deformierte Intrusionen mit gut erhaltenen magmatischen Texturen finden sich im Bereich des Arzkarsees (Granodiorit) und NNW des Naturner Hochwarts (Diorit-Gabbro).

Postkollisionale, oligozäne zumeist intermediäre Ganggesteine sind sehr häufig. Sie finden sich vom Suldental im Westen bis zur Töll (Töllite). Bemerkenswert sind die Intrusionen an der Königspitze, wo sie die Zebrulinie plombieren und damit wichtige Zeitmarker darstellen. Ebenso interessant sind die Granodiorite bis Tonalite im Bereich des Grünsees im hintersten Ultental.

c) Die Zebra Schuppenzone

Die Zebra Schuppenzone wird allseits tektonisch begrenzt: an der Basis durch die Madritsch Linie, am Top durch die Zebra Linie, bzw. die permotriassische Ortler Decke. Diese Linien vereinigen sich im Bereich des Marteller Stausees (Zufrittsee) und öffnen sich gegen Osten. Die Schuppenzone kann als ausgequetschte Isoklinalstruktur betrachtet werden, an deren Basis gehäuft Linsen und Schürflinge von Raibler Formation und Serpentiniten als Deckenscheider auftreten. Am Top befinden sich Mylonite und Kataklasite der Zebra Linie, welche sich nach Westen bis Bormio verfolgen lässt.

Die Zebra Schuppenzone wurde auf die Pejo Einheit aufgeschoben und befindet sich am Top des Deckenstapels, an der Basis der permo-triassischen Ortler Decke. Datierungen der Mylonite im Bereich des Zufrittsees mit eindeutigem nach W bis WNW gerichtetem Schub ergaben eoalpine Alter („Ducan-Ela-Phase“ nach FROITZHEIM et al., 1994) von 86 ± 3 Ma bzw. 87 ± 1 Ma (MAIR & SCHUSTER, 2003), daher ist die heutige Konfiguration im wesentlichen dieser Deformationsphase zuzuordnen. Die weitere Verfaltung der Überschiebungshorizonte sowie der Gesteine darunter und darüber mit nordvergenger Einengungsrichtung ist demnach jünger einzustufen („Blaisun-Phase“, Eozän nach FROITZHEIM et al., 1994).

Die Zebra Schuppenzone besteht im wesentlichen aus Phylliten bzw. Quarzphylliten mit geringmächtigen Einlagerungen von Chloritschiefern, Quarziten und seltener Gneisen. Die Gesteine dieser Einheit zeigen sowohl variszisch als auch eoalpidisch eine grünschieferfazielle Überprägung.

Im Gegensatz zu den anderen Einheiten fehlen permische Intrusiva (Pegmatit- und andere Gänge). Oligözäne Gänge treten gehäuft im oberen Suldental zwischen der Hintergrathütte und dem Eisseepass auf. Sie durchschlagen die Madritsch- und plombieren die Zebra Linie. Damit sind sie wichtige Marker für die zeitliche Einordnung der tektonischen Bewegungen in diesem Gebiet.

5. Die Metamorphoseentwicklung des Ortler-Campo Kristallins:

a) die variszische Metamorphose

Die Hauptgefügeprägung des OCK sowie der amphibolitfazielle Mineralbestand wird nach den meisten Autoren (ANDREATTA, 1954; GREGNANIN & PICCIRILLO, 1974, DAL PIAZ & MARTIN, 1980; THÖNI, 1981, 1986; HOINKES & THÖNI, 1993; MAGGETTI & FLISCH, 1993) als variszisch angesehen. Hinweise auf eine ältere Metamorphose wurden bisher nicht gefunden.

In der *Zebra Schuppenzone* erreicht die variszische Metamorphose lediglich die mittlere bis obere Grünschieferfazies. Dies wird durch das Auftreten von Phylliten, Quarzphylliten und Grünschiefern ohne Relikte einer höheren Metamorphose dokumentiert. K/Ar-Datierung an Hellglimmern aus einem Phyllit aus dem Martelltal ergeben Alter von 112 ± 4.5 Ma (THÖNI, 1981), was entweder als permotriassisches Abkühlalter oder als variszisches Alter interpretiert werden kann, welches im Zuge der eoalpinen Orogenese z.T. zurückgestellt wurde.

In der *Laaser und Pejo Einheit* ist die variszische Metamorphose mehr oder weniger einheitlich und erreicht die mittlere Amphibolitfazies. Aus den Paragenesen der verschiedenen Gesteine lassen sich Temperaturen von etwa 550-650°C und mittlere Drücke ableiten. Genauere Bestimmungen sind aufgrund fehlender kritischer Paragenesen (keine Alumosilikate!) und der starken eoalpinen Überprägung nur schwer möglich.

Aus einem Staurolith-Granat-Glimmerschiefer aus dem Pedertal konnte an Biotit-Porphroblasten ein Rb/Sr-Alter von 138 ± 2 Ma ermittelt werden. Aus selbiger Probe wurden Hellglimmer datiert, die Ar/Ar-Alter von 196 ± 3 Ma ergeben (MAIR & SCHUSTER, 2003). Die Ar/Ar-Muskovitalter im Bereich von 170 bis 196 Ma und die Rb/Sr-Biotitalter von 138 Ma können entweder als permotriassische Abkühlalter oder als variszische Alter interpretiert werden, die im Zuge der eoalpinen Orogenese z.T. zurückgestellt wurden.

Ein Argument, das von allen Autoren als Beleg für die variszische Hauptprägung der Gesteine angeführt wird, sind die Intrusionsbeziehungen des permischen Marteller Granits und seines Gangefolges sowie anderer permischer Intrusiva zum Nebengestein. Der Marteller Granit ist ein inhomogener, pegmatitischer Leukogranit, welcher die metamorphe Hauptprägung und Strukturen des OCK diskordant intrudierte. Die zahlreichen Pegmatite, welche in einer ähnlichen tektonischen Position in großen Teilen des OCK auftreten, werden aufgrund geochemischer und lithologischer Ähnlichkeiten mit dem Marteller Gneis (Granit auct.) assoziiert. Da die Hauptintrusion und zahlreiche Gänge die metamorphen Strukturen der Umgebungsgesteine diskordant durchschlagen, müssen Hauptmineralbildung und Deformation des Kristallins älter sein.

b) die eoalpidische Metamorphose

Ein Marker für die eoalpine Metamorphose und Deformation ist der Marteller Granit und die zahlreichen permischen Gänge. Besonders im Randbereich und entlang von Scherzonen zeigt der Marteller Granit eine deutliche mylonitische grünschieferfazielle Deformation, sodass man petrographisch korrekt von einem Gneis sprechen müsste. Gleiches gilt für zahlreiche Pegmatitgänge, insbesondere im Bereich der Laaser Einheit. Die eoalpine Metamorphose wird von verschiedenen Autoren beschrieben und dokumentiert (ANDREATTA, 1954; HOINKES & THÖNI, 1993; MAGGETTI & FLISCH, 1993; DAL PIAZ & MARTIN, 1980). Als wichtigste Indikatoren dafür werden die Chloritisierung von Biotit, Staurolith und Granat und die Neubildung von Serizit, Phengit, Biotit, Chloritoid und Stilpnomelan angeführt. Die eoalpinen P-T Bedingungen erreichten im OCK 0.67 – 0.85 GPa und 480 – 540°C (MAIR et al., 2003).

THÖNI (1981), CONTI (1995), MAIR (1998), MAIR & SCHUSTER (2003), MAIR et al. (2003) beschreiben eine Metamorphosezonierung von E nach W. Während die alpine Metamorphose im E und NE (Laaser Einheit) die oberste Grünschieferfazies erreicht, nehmen die Temperaturen nach W stetig ab, sodass im Suldental lediglich die untere Grünschieferfazies und in den auflagernden Sedimenten Temperaturen von ca. 300°C erreicht werden. KÜRMAN & RICHTER (1989) und HENRICHS (1993) beschreiben aufgrund der Vitrinitreflexion und Illitkristallinität eine weitere Abnahme der Temperaturen bis auf 240°C bei Bormio.

In der *Zebra Schuppenzone* erreicht die eoalpidische Überprägung Temperaturen von 380-420°C und Drücke zwischen 0.4 und 0.7 GPa. Dies wird durch die Paragenesen $Qtz + Ms + Chl \pm Ab \pm Grt \pm Cc$ in den Phylliten und $Chl + Trem + Ep + Ms + Qtz \pm Fsp \pm Cc \pm Mt$ in den Grünschiefern dokumentiert. Muskovitalter aus einem feinkörnigen Quarzphyllit aus der Zebra Schuppenzone ergeben ein Alter von 87 ± 2 Ma (MAIR & SCHUSTER, 2003).

Die *Pejo Einheit* als zentraler und größter Bereich des OCK weist eine Zonierung der Metamorphose auf: im Osten, an Basis der Einheit, wurden Temperaturen von 490-530°C und Drücke von errechnet; im Westen, unmittelbar an der Zebra Linie im Madritschtal, wurden Bedingungen mit ca. 380-430°C und 0.6 – 0.8 GPa ermittelt. Die typische Paragenese in den Metapeliten ist $Grt(2) + Bt + Pl(2) + Chl(1) + Qtz \pm Ctd$. In den Amphiboliten ist die Paragenese durch $Amp(2) + Pl(2) \pm Grt(2) + Bt + Chl + Qtz \pm Zoi(2) \pm Tit \pm Cc$ gekennzeichnet.

Die starke retrograde Überprägung der Metapelite im zentralen Bereich der Pejo Einheit am Kamm zwischen Martell- und Ultental ist durch die Chloritisierung und Serizitisierung der variszischen als auch der eoalpin gebildeten Granate, die zumeist vollständige Chloritisierung von Biotit und die Neubildung von Chlorit, Serizit und Stilpnomelan charakterisiert. In den Marmoren tritt eine deutliche Rekristallisation und die Neubildung von Stilpnomelan auf. Diese Phänomene können durch eine starke Fluidzirkulation erklärt werden. Die genaue zeitliche Einordnung dieser retrograden Phase ist schwierig, da datierbare Minerale fehlen. Dennoch muss angenommen werden, dass sie nach der eoalpinen Mineralbildung erfolgte, da sie die kretazische Paragenese überprägt. Ein eozänes Alter ist anzunehmen, da die oligozänen Gänge keinerlei Überprägung aufweisen.

In der *Laaser Einheit* sind aufgrund der Gesteinsparagenesen Drücke von 0.6-0.85 GPa und Temperaturen von 490-530°C anzunehmen. Als typische Neubildungen der oberen Grünschieferfazies finden sich Granat als Anwachssaum um variszische Kerne oder neugebildete klare Granate und statisch gewachsener Chloritoid, welcher vielfach Staurolith ersetzt.

6. Die Deformation des Ortler-Campo Kristallins

Die Deformationsphasen und Strukturen im OCK werden in der Literatur kontrovers diskutiert. Während ANDREATTA, 1954; GREGNANIN & PICCIRILLO, 1974 alle Deformationsphasen dem variszischen Event zuordnen, beschreiben THÖNI (1981), MAIR (1998, 2002), MAIR & SCHUSTER (2003), MAIR et al. (2003), CONTI (1995) und FROITZHEIM et al. (1994, 1997) eine starke duktile Deformation alpinen Alters. Alle sind sich jedoch darüber einig, dass die duktile Deformation zu großen WSW-ENE streichenden Falten mit einer generell 30°-50° nach Süden einfallenden und \pm WSW-ENE streichenden Achsenebenenschieferung geführt hat.

Anders als in den anderen Einheiten fällt im nördlichen Bereich der Laaser Einheit die Schieferung mit variablem Winkel von 30°-80° nach Norden ein. Dies wird verständlich, wenn man sich vergegenwärtigt, dass es sich hier um eine große Synform handelt, deren liegender Schenkel nach Norden und deren überkippter Schenkel nach S einfällt (Abb. 8). Das gesamte Gebiet zwischen der Jennwand im Westen und dem Eingang des Martelltales im Osten ist charakterisiert durch Falten im 10er Meter Bereich mit unzähligen Parasitärfaleten unterschiedlichster Wellenlänge von m bis mm, welche durch die unzähligen Marmorbänder in einmaliger Art und Weise abgebildet werden.

Die eoalpidische tektonische Entwicklung des OCK ist vor allem in den auflagernden triassischen Sedimenten gut dokumentiert. Aufgrund der analogen Geometrien kann sicherlich mit Recht angenommen werden, dass die Beobachtungen aus den Sedimenten auch auf das darunterliegende metamorphe Basement übertragen werden können. FROITZHEIM et al. (1994, 1997) beschreibt folgende Deformationsphasen:

D1, Oberkreide („Trupchun-Phase“ nach FROITZHEIM et al., 1994):

Diese penetrative Hauptdeformationsphase während oder kurz nach dem Temperaturmaximum führt zu Deckenstapelung und sinistraler Transpression. Während dieser Phase wird das Ötztalkristallin entlang der Schliniglinie nach W-NW über das Ortlerkristallin (Ortler-Campo Kristallin) auf die Engadiner Dolomiten aufgeschoben. Diese Deformationsphase zeigt sich durch eine intensive Faltung und Schieferung der liegenden Sedimente (S-charl-Decke) und des nördlichen

OCK mit Top nach W gerichteten Isoklinalfalten. In diesem Zuge wird die Quaternals-Decke an der Trupchun-Braulio-Linie und die Ortler-Decke zusammen mit der Zeburu Schuppenzone an der Zeburu-Linie nach W transportiert. Dadurch kommt es zur Ausbildung von mylonitischen Scherzonen im Kristallin (Madritsch-, Zeburu-, Laaser Linie).

D2, Oberkreide („Ducan-Ela-Phase“ nach FROITZHEIM et al., 1994):

Ost bis südostgerichtete Abschiebungen vor allem im W und im NW der Engadiner Dolomiten werden dieser Phase zugeschrieben. Dadurch wird die Ortler Decke an der Trupchun-Meazzaun Linie abgeschoben und direkt neben unterostalpine Einheiten (Murtiröl-Einheit) gebracht. Im östlichen Teil der Engadiner Dolomiten und im Kristallin konnte diese Phase noch nicht nachgewiesen werden.

D3, Eozän („Blaisun-Phase“ nach FROITZHEIM et al., 1994):

Die frühtertiäre Kollisionstektonik führt zu einer nordgerichteten Überschiebung des gesamten ostalpinen Deckenstapels über das penninische Fenster (Engadiner Fenster). Dies führt zu einer unterschiedlich starken Überprägung der kretazischen Strukturen durch E-ESE streichende nordvergente Großfalten. Es kommt zur Steilstellung und Verfaltung der kretazischen westgerichteten Überschiebungshorizonte (z.B. Zeburu-, Madritsch-, Laaser Linie), welche zudem als nordvergente Überschiebungshorizonte reaktiviert werden (Abb. 5). Die zeitliche Untergrenze dieser Phase wird anhand von untereozänen Foraminiferen (RUDOLPH, 1982; OBERHAUSER, 1983) in Sedimenten des Engadiner Fensters dem mittleren bis oberen Eozän zugeordnet.

D4, Unteres bis mittleres Oligozän („Turba-Phase“ nach FROITZHEIM et al., 1994):

Fortdauernde Kompression führt zu Blockrotation und Transpression an der Engadiner Linie (SCHMID & FROITZHEIM et al. 1993) und damit zu Abschiebungen und E-W gerichteter Extension im Bereich der Engadiner Dolomiten und des unterlagernden Kristallins. Zeitlich kann diese Phase durch die mit 32 Ma datierten Intrusionen und Gänge im Ortlerkristallin, welche die D3-Strukturen diskordant durchschlagen gut eingegrenzt werden.

D5, Oberes Oligozän-Miozän („Domleschg-Phase“ nach FROITZHEIM et al., 1994):

Diese letzte Deformationsphase ist durch NW-SE Verkürzung gekennzeichnet. Die Bewegungen sind allerdings unmittelbar an die Engadiner- und Judikarien-Linie gebunden (SCHMID & FROITZHEIM et al. 1993). Im Bereich des OCK und der Engadiner Dolomiten sind bisher keine Auswirkungen dieser Phase bekannt. (CONTI et al., 1994; FROITZHEIM et al., 1994; CONTI, 1995).

Aus den detaillierten Geländeerhebungen sowie strukturellen und petrographischen Überlegungen kann zusammenfassend folgendes Bild entworfen werden:

Es gibt drei Gruppen von pervasiven Faltensystemen:

Das erste System besteht aus offenen Falten, deren Achsen \pm E-W streichen und mit flachen Winkeln sowohl nach Westen als auch nach Osten einfallen. Da diese Achsen von permischen Intrusiva diskordant durchschlagen werden, ist ihr variszisches Alter unbestreitbar.

Das zweite Faltensystem besteht aus weit geschwungenen offenen Falten, deren Achsen \pm NS bzw. NNW-SSE streichen und mit unterschiedlichem Winkel sowohl nach Norden als auch nach Süden einfallen. Dieses System ist insbesondere in der Laaser Einheit und in der Zeburu

Schuppenzone deutlich ausgebildet und dort mit akzentuierteren und kürzeren Wellenlängen anzutreffen. In Zusammenhang mit diesem Faltsystem sind die Lineationen mit NE-SW Streichen und generellem SW Fallen zu sehen. Dieses System kann der eoalpinen Ducan-Ela Phase zugeordnet werden.

Das dritte und pervasivste Faltsystem ist für die generelle Schieferung und strukturelle Gliederung des OCK verantwortlich. Die Achsen streichen WSW-ENE und fallen mit niedrigem Winkel sowohl nach WSW als auch nach ENE ein. Die Achsenebenen fallen generell mit Winkeln zwischen 30-60° nach Süden. Dieses Faltsystem zeigt eine starke Verkürzung der Gesteine mit Schubrichtung nach NNW an und führt im Bereich der Jennwand in der Laaser Einheit zur Ausbildung einer markanten Synklinale. Die Scherzonen zwischen Zebra Schuppenzone und Pejo Einheit – Madritsch- und Zebrulinie - werden durch dieses System ebenfalls verfault. In Korrespondenz zu diesem Faltsystem ist die ausgeprägte NNW streichende und vorwiegend nach SSE einfallende Lineation zu sehen. Dieses Faltsystem, welches von oligozänen Gängen diskordant durchschlagen wird, ist sehr wahrscheinlich der eozänen Blaisun-Phase zuzurechnen. Nachdem variszische und eoalpine Faltsysteme annähernd parallel, oder parallelisiert sind, ist eine Zuordnung der Hauptschieferung bzw. der Deformation zu einer der beiden Phasen nicht immer eindeutig möglich und hat sicherlich zu der Jahrzehnte andauernden Diskussion darüber Anlass gegeben.

7. Geländeexkursion

Stopp 1 – Tarnell oberhalb von Laas

Das Plateau am südlichen Hang oberhalb der Ortschaft Laas gelegen, ist ein bemerkenswerter Aussichtspunkt, welcher Ausblicke auf die Landschaft und deren formende Kräfte und Einblicke in die Geologie der gegenüberliegenden Talseite gewährt (Abb. 6). Der riesige Schwemmkegel des Gadoria Baches, der zweitgrößte im Vinschgau nach jenem der Malser Haide, hat die Etsch mehrfach aufgestaut und ganz an die südliche Talflanke gedrückt. Der Kegel bildet eine Talstufe von nahezu 200 Höhenmeter zwischen der Ebene von Schlanders im Osten und der Verflachung oberhalb des Kegels zwischen den Ortschaften Laas und Glurns.

Am gegenüberliegenden Hang kann die Ausstrichlinie der Schlinglinie verfolgt werden, die zu einer markanten Geländestufe geführt hat. Während der Hang unterhalb der Geländestufe der Vinschgauer Scherzone zuzurechnen ist, liegt darüber bereits Ötztal Kristallin. An den rötlichen Graten fallen weiße Einschaltungen auf: es sind die Pegmatite der Matscher Decke.

Der Aufschluss direkt an der Straße nach Tarnell wurde von den eiszeitlichen Gletschern aus dem harten Amphibolit der Laaser Einheit herausgefräst (Abb. 4). Bereits makroskopisch sind kleine Granate mit einer deutlichen Korona in dem feinkörnigen Amphibolit erkennbar. Die Amphibolite zeigen, wie auch die anderen Gesteine der Laaser Einheit, deutlich die starke Überprägung der variszischen amphibolitfaziellen Paragenese durch die eoalpidische, grünschieferfazielle Metamorphose.



Abb. 6

Der Gatria Murkegel von der Jennwand aus gesehen, Blick nach Norden. Laas liegt am westlichen, Schlanders am östlichen Ende des Kegels. Das kleine Plateau südöstlich an Laas angrenzend ist der erste Haltepunkt. Die auffällige Verflachung am Gegenhang markiert die Schling Linie.

Stopp 2 – Göflaner Marmorbruch (Mitterwandl Bruch)

Der Göflaner Marmorbruch liegt auf 2175 m Seehöhe und wird ausschließlich im Sommer genutzt. Er liefert Material von sehr guter, rein weißer Qualität, das bis vor wenigen Jahren in Laas und nun in Schlanders verarbeitet wird. Geologisch interessant sind jedoch vor allem die gebänderten Partien des Marmors, welche die verschiedenen Deformationsstrukturen zeigen. Vom Marmorbruch aus kann die Jennwand (2962 m) eingesehen werden, ein Berg der vorwiegend aus Marmor besteht. (Abb. 7)

Die Jennwand ist Teil der Laaser Einheit und stellt eine große Synklinale mit einer E-W streichenden Faltenachse und nach Süden einfallenden Achsenebene dar (Abb. 8).

Es können hier zwei eoalpine (Kreide-Tertiär) Falten generationen unterschieden werden. Die erste Generation zeigt sich in Form von flach einfallenden Faltenachsen, die NW oder SE einfallen. Deren Achsenbenen fallen ebenfalls flach nach Süden oder Norden ein. Die zweite Falten generation (D3 nach FROITZHEIM, 1994) besteht aus subhorizontalen bis flach einfallenden Faltenachsen, die nach ENE oder WSW einfallen. Die Achsenbenen dieser Falten generation variieren in ihrem Einfallen stark und streuen von 10° bis 80°. Die starke Streuung der Einfallswerte ist durch Überlagerung der beiden Falten generationen zu erklären.



Abb. 7

Der Göflaner Marmorbruch (rechts der Bildmitte) mit der Jennwand im Hintergrund.

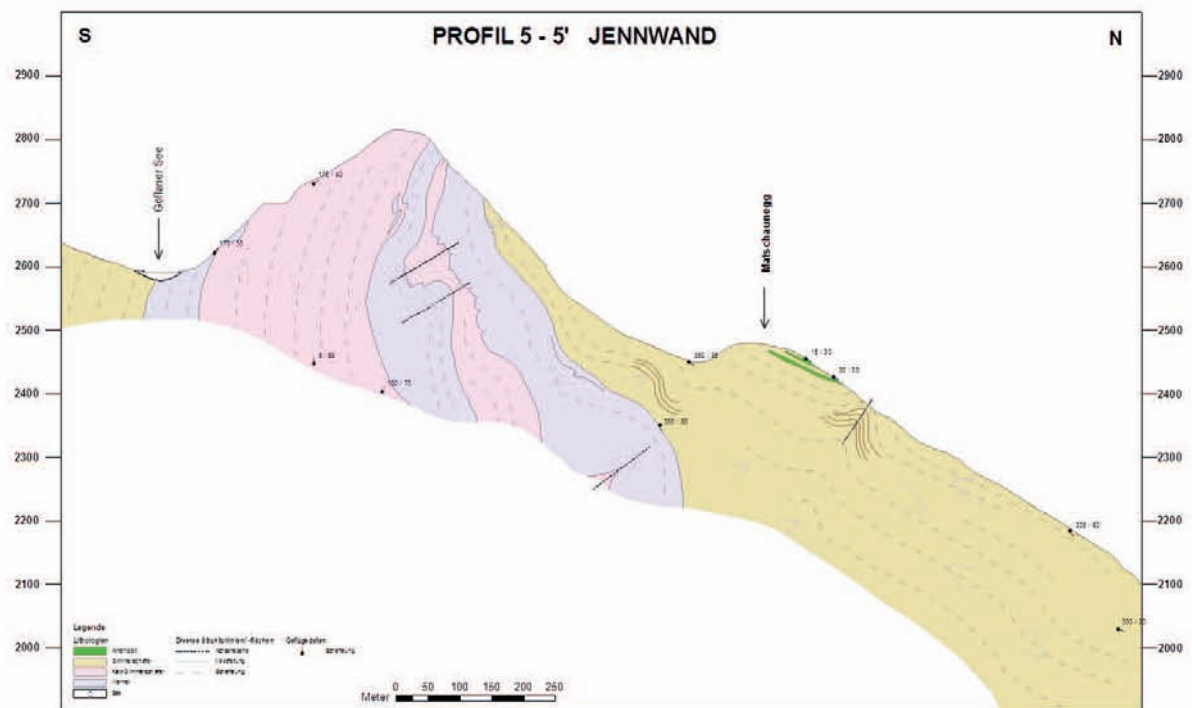


Abb. 8

Profil durch die Jennwand. Der Schnitt entspricht dem Bildausschnitt in Abb. 7.

Letztere ist die dominante Phase und ist durch zahlreiche Krenulationen sowie durch Falten vom cm bis zum 10er m-Maßstab repräsentiert. Die Jennwandsynklinale erstreckt sich über 5 km in E-W-Richtung. Die Faltenachse ist allerdings nicht konstant, sondern schwankt zwischen ENE (insbesondere im Bereich des Göflaner Schartl) und E (insbesondere vom Laasertal bis zum Göflaner Bruch).

Die erste Deformationsphase (D1) resultiert aus einer E-W gerichteten Kompression und kann mit der Trupchun Phase nach Froitzheim (1994) korreliert werden. Die zweite Deformationsphase (D2) zeigt eine NNW gerichtete Überschiebung und wird mit der Blasiun Phase nach FROITZHEIM (1994) in Zusammenhang gebracht.

Fallstücke aus der Umgebung des Marmorbruchs zeigen die Deformationsstrukturen und die bunte Abfolge der typischen mylonitischen Gesteine der von Hammer so genannten „Laaser Serie“. Paragneise wechseln im cm Abstand mit Granat-Stauroolith-Glimmerschiefern, Marmoren, Amphiboliten, Hornblendegneisen, Quarziten (Abb. 9).

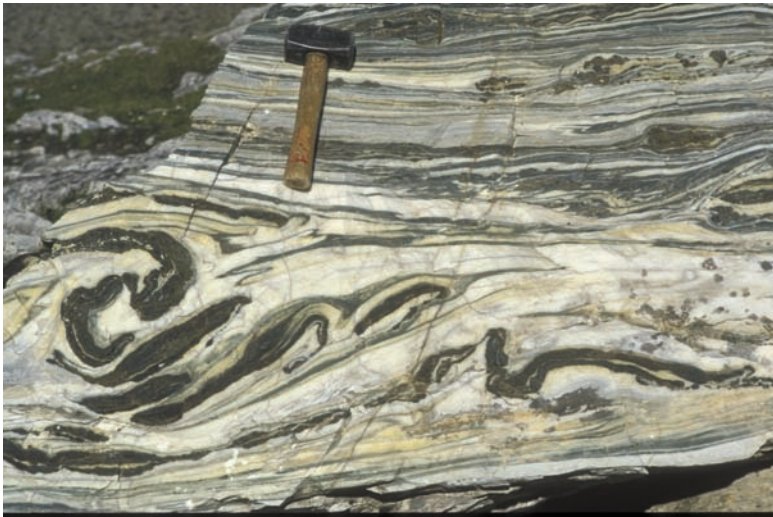


Abb. 9

Fallstück vom Bereich des Göflaner Sees oberhalb des Marmorbruchs. In beeindruckender Weise sind die starke Deformation und die Wechselagerung von Marmor und Glimmerschieferbändern erkennbar.

Stopp 3 – Johannhütte (1681m) an der Marteller Strasse

Die Straße durch das Martelltal überwindet hier in einem steilen Anstieg in mehreren Kurven eine Geländestufe. Sie wurde aus dem Marteller Granit gesprengt, daher lässt sich hier die typische Ausbildung dieses leukokraten S-Typ Granits gut studieren.

Der Granit hat eine Erstreckung von ca. 3 x 9 km und ist zwischen dem Hauptort Gand und dem Zufrittsee aufgeschlossen. Er baut die steilen über 700 m hohen Talflanken des mittleren Martelltales auf. Die Korngröße des Granits schwankt beträchtlich zwischen aplitisch feinkörnig bis pegmatitisch, wobei diese Gefügevarianten zusammen vorkommen, häufig schlierig ineinander übergehen oder schlierige Lagen bilden.

Lokal treten rhythmische Kristallisationsabfolgen von turmalin- und feldspat-reichen Lagen, sowie mingling Strukturen auf (Abb. 10). Nicht selten lassen sich polyphase schlierige Intrusionsstrukturen erkennen. In diesem zentralen Bereich der Intrusion wird die pegmatitische Textur des Granits offenkundig.

Das Auftreten von Turmalin und Granat, der z.T. graphisch mit Feldspat verwachsen ist, in cm großen Körnern neben Muskowit, Kalifeldspat und Plagioklas sind typisch. Datierungen an Granat, einer Probe aus diesem Aufschluss ergaben ein Alter von 274 ± 3 Ma (MAIR & SCHUSTER, 2003).



*Abb. 10
Rhythmische Kristallisation von turmalin und feldspat-reichen Lagen sind ein häufig beobachtetes Phänomen im Marteller Granit.*

Stopp 4 – Letzte Kurve der Marteller Strasse vor der Staumauer des Zufrittsees

Der Marteller Granit sollte eigentlich korrekter Weise als Gneis bezeichnet werden. Hier am Randbereich des Plutons zeigen sich nämlich die Auswirkungen der grünschieferfaziellen eoalpidischen pervasiven Überprägung besonders deutlich: der „Granit“ ist mylonitisch, geschiefert und zeigt ein typisches Augengneis-Gefüge. Die Deformation ist an mehr oder weniger diskrete Scherbahnen gebunden, sodass sich stärker und kaum deformierte Partien entlang der Straße abwechseln (Abb. 11, Abb. 12).



*Abb. 11
Der Marteller „Granit“ ist in seinem Randbereich stark deformiert und zu einem mylonitischen Gneis mit deutlicher Schieferung umgewandelt.*



Abb. 12

Detail des Marteller Granits: die starke Deformation hat zu einem Lagenbau und deutlicher Schieferung geführt. Der Lagenbau wird durch die Turmalinkristalle besonders deutlich.

Stopp 5 – An der Marteller Strasse entlang des Zufrittsees

Hier in seinem Randbereich fiedert der Marteller Granit in einzelne Apophysen und Gänge auf, welche mehr oder weniger diskordant das Nebengestein intrudieren. Am kleinen Seitenbach, welcher in den See mündet, lassen sich die variszischen Faltenstrukturen, welche von den undeformierten Gängen durchschlagen werden, studieren und einmessen. Einige Meter weiter finden sich Pegmatitgänge welche zusammen mit den kontaktmetamorphen Nebengesteinen verfaltet wurden (Abb. 13). Die Glimmerschiefer sind deutlich rekristallisiert zu mehr oder weniger glimmerreichen Quarziten, leider lassen sich in diesem Bereich keine kritischen Paragenesen beobachten.

An anderer Stelle, z.B. an der Flim Alm jedoch wurde die Kontaktmetamorphose des Marteller Granits genau untersucht. Die Kontaktmetamorphose in den Metapeliten ist geprägt durch die Paragenese Granat + Staurolith + K-Feldspat + Plagioklas + Biotit + Sillimanit + Muskovit + Turmalin ± Klinozoisite ± Titanit ± Ilmenit. Die P-T-Bedingungen in Einschlüssen von Metapeliten im Bereich des Granitrandes können auf ca. 550°C und 0.4-0.6 GPa geschätzt werden, dies sollte den Intrusionsbedingungen des Granits entsprechen.

In den Marmoren insbesondere im Bereich der Laaser Spitze kam es zur Ausbildung ungewöhnlicher Kalksilikat-Paragenesen mit Grossular + Vesuvian + Zoisit + Klinopiroxen + Quarz

+ Kalzit + Titanit ± Malayait ± Plagioklas ± Muskovit ± Apatit ± Fluorit ± Zirkon ± Rutil ± Kassiterit. Aus dieser Paragenese konnte eine Bildungstemperatur von etwa $580^{\circ}\pm 40^{\circ}\text{C}$ abgeschätzt werden (Titanit-Malayait-Solvus). Einen Eindruck von diesen Kalksilikatgesteinen liefert ein etwa 50 cm mächtiges graues Marmorband am Westrand des Sees.



Abb. 13

Pegmatitgänge und kontaktmetamorphe Schiefer sind durch die eoalpine Deformation in enge mylonitische Falten gelegt. Während die glimmerreichen, kontaktmetamorphen Schiefer plastisch reagieren, werden die Pegmatite boundiniert.

Stopp 6 – An der Marteller Strasse am Westrand des Zufrittsees

Am Westrand des Zufrittsees sind die Paragneise und Granat-Staurolith-Glimmerschiefer der Pejo Einheit aufgeschlossen. Die manchmal cm-großen Staurolithe lassen sich leicht erkennen und sind typisch für die Metapelite im zentralen Bereich der Pejo Einheit. Ein nicht deformierter etwa 50 cm mächtiger Pegmatitgang durchschlägt die Glimmerschiefer diskordant, zeigt jedoch nur minimale Kontakterscheinungen in Form von Turmalinanreicherungen an seinem Rand. Vielfach sind die Neubildungen von strahligem Turmalin viel spektakulärer und Rosetten mit bis zu 25 cm Durchmesser wurden beobachtet (Abb. 14)



Abb. 14

Fallstück von Paragneis mit einem Aplitgang und ausgeprägtem Turmalinsaum.

Stopp 7 – kleiner Taleinschnitt nördlich des Zufritthauses auf Quote 1925m ca.

Dem Steig Nr. 6 folgend gelangt man auf ein kleines Plateau und einen kleinen Graben dem man aufwärts folgt. Nach wenigen Metern ist die Madritschlinie als Grenze zwischen den Staurolith-Glimmerschiefern der Pejo Einheit und den Phylliten und Quarzphylliten der Zebra Schuppenzone aufgeschlossen. Der Metamorphosesprung ist anhand der unterschiedlichen Mineralparagenesen und Gefüge deutlich erkennbar.

Stopp 8 – An der Brücke über den Plima Bach am Weg zum Hotel Paradies

Entlang des Weges und in der Schlucht, welche die Brücke überspannt sind die Quarzphyllite der Zebra Schuppenzone exemplarisch aufgeschlossen. Die dunkelgrauen bis schwarzen Phyllite zeigen eine sehr starke Deformation in diesem Zwickelbereich zwischen Madritsch- und Zebra-Linie. Typisch ist eine ausgeprägte Krenulation und kink-bands welche NNW streichen (Abb. 15).



Abb. 15

Typische, stark deformierte Quarzphyllite aus dem Bereich der Zebra Linie mit cm breiten kink-bands und deutlicher Krenulation.

References:

- ANDREATTA, C. (1948): La „Linea di Peio“ nel massiccio dell’Ortles e le sue miloniti. - Acta Geol. Alpina, 1, 1–63.
- ANDREATTA, C. (1952): Polymetamorphose und Tektonik in der Ortlergruppe. - N. Jb. Mineral. Mh. Stuttgart, 1, 13–28.
- ANDREATTA, C. (1954): Syntektonische und posttektonische magmatische Erscheinungen der Ortlergruppe in Beziehung zum alpinen Magmatismus. - Tscherm. Min. Pet. Mitt., 3, 93-114.
- BOCKEMÜHL, C. (1988): Der Marteller Granit (Südtirol, Italien); Petrographie, Geochemie, Altersbestimmungen. - Unpubl. Diss. Univ. Basel.
- CONTI, P., MANATSCHAL, G. & PFISTER, M. (1994): Synrift sedimentation, Jurassic and Alpine tectonics in the central Ortler nappe (Eastern Alps, Italy). – Ecl. Geol. Helv., 87, 63-90.
- CONTI, P. (1995): La Falda dell’ Ortles: struttura interna e suo ruolo nell’ evoluzione tettonica delle Dolomiti dell’ Engadina (Prov. Sondrio, Bolzano e Cantone dei Grigioni). - Dissertation, Universität Basel.
- DAL PIAZ, G.V. & MARTIN, S. (1980): I porfiroidi nelle filladi della Valle dei Forni, Falda dell’ Ortles, Austroalpino superiore. - Rend. Soc. Geol. Ital., 3, 17-20.
- FROITZHEIM, N., SCHMID, S.M. & CONTI, P. (1994): Repeated change from crustal shortening to orogen-parallel extension in the Austroalpine units of Graubünden. - Eclogae geol. Helv. 87: 559-612.

- FROITZHEIM, N., CONTI, P. & VAN DAALEN, M. (1997): Late Cretaceous, synorogenic, low-angle normal faulting along the Schlinig fault (Switzerland, Italy, Austria) and its significance for the tectonics of the Eastern Alps. - *Tectonophysics* 280: 267-293.
- GREGNANIN, A. & PICCIRILLO, E. M. (1972): Litostratigrafia, tettonica e petrologia degli scisti austridici di alta e bassa pressione dell'area Passiria-Venosta (Alto Adige). - *Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova*, 28, 1-55.
- GREGNANIN, A. & PICCIRILLO, E. M. (1972): Hercynian metamorphism in the Austridic crystalline basement of the Passiria and Venosta Alps. - *Mem. Soc. Geol. It.*, 13, 241-255.
- HAAS, R. (1985): Zur Metamorphose des südlichen Ötztalkristallins unter besonderer Berücksichtigung der Matscher einheit (Vinschgau/Südtirol). - Unpubl. Diss. Univ. Innsbruck, 118 S.
- HAMMER, W. (1906): Geologische Beschreibung der Laasergruppe. - *Jahrb. Geol. Reichsanst.*, 56, 405-494.
- HAMMER, W. (1908): Die Ortlergruppe und der Ciavallatschkamm. - *Jahrb. Geol. Reichsanst.*, 58, 79-196.
- HAMMER, W. (1912): Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Österr.- ungar. Monarchie im Maßstabe 1: 75.000, Blatt Glurns und Ortler.
- HENRICH, C. (1993): Sedimentpetrographische Untersuchungen zur Hochdiagenese in der Kössen Formation (Obere Trias) der westlichen Ostalpen und angrenzender Südalpengebiete. - *Bochumer geologische und geotechnische Arbeiten*, 40, 1-206.
- HOINKES, G. & THÖNI, M. (1993): Evolution of the Ötztal-Stubai, Scarl-Campo and Ulten basement units. - In: von Raumer, J.F. and Neubauer, F. (Eds.), *Pre Mesozoic Geology in the Alps*, Springer Verlag, Berlin, 485-494.
- KAPPELER, U. (1938): Zur Geologie der Ortlergruppe und zur Stratigraphie der Ortlerzone zwischen Sulden und dem Engadin. - *Mitt. Geol. Inst. Eidg. Hochschule und der Univ. Zürich*, Ss 117.
- MAIR, V. (1998): Petrology, geology and tectonic of the Königspitzpluton and the surrounding rocks (Nationalpark Stilfserjoch, Italien). - *Mitt. Österr. Min. Ges.*, 143, 206-207.
- MAIR, V. (1998): Deformation and magmatism at the eastern end of the Zeburu line (Gran Zeburu-Cevedale area, Parco Nazionale dello Stelvio, Northern Italy). - *Evolution of the deep crust in the central and eastern alps conference abstracts*, 80.
- MAIR, V. & PURTSCHHELLER, F. (1996): Geologie und Petrologie des Ortlerkristallins. Exkursionsführer. - *Mitt. Österr. Min. Ges.*, 141, 285-304.
- MAIR, V. & SCHUSTER, R. (2003): New geochronological data from the austroalpine Ortler crystalline in the Martell Valley (Südtirol, Italien). - *PG 46*, Salzburg.
- MAIR, V., TROPPEL, P. & PIBER, A. (2003): The metamorphic evolution of the Ortler crystalline. - *Mitt. Österr. Miner. Ges.* 148: 218-219.
- MAGGETTI, M. & FLISCH, M. (1993): Evolution of the Silvretta nappe. - In von Raumer, J. F. & Neubauer, F. (Eds.), *Pre-Mesozoic Geology in the Alps*. Springer Verlag, Berlin, 469-484.
- OBERHAUSER, R. (1983): Mikrofossilfunde im Nordwestteil des Unterengadiner Fensters sowie im Verspalflysch des Rätikon. - *Jahrb. Geol. B.-A.*, 126, 71-93.
- RUDOLPH, J. (1982): Tieferes Tertiär im oberen Fimbartal, Unterengadiner Fenster. - *Neues Jahrb. Geol. Paläontol. Monatsh.*, 3, 181-183.
- SCHMID, S. M. & HAAS, R. (1989): Transition from near-surface thrusting to intrabasement decollement, Schlinig thrust, Eastern Alps. - *Tectonics*, 8, 697-718.
- SCHMIDT, S. M. & FROITZHEIM, N. (1993): Oblique slip and block rotation along the Engadine Line. - *Eclogae Geol. Helv.*, 86, 569-593.
- THÖNI, M. (1981): Degree and evolution of the Alpine metamorphism in the Austroalpine unit W of the Hohe Tauern in the light of K/Ar and Rb/Sr age determinations on micas. - *Jb. Geol. B.A.* 124, 1: 111-174.