

EXKURSION E: GEOLOGIE UND PETROLOGIE DES ORTLERKRISTALLINS

MAIR, V. & PURTSCHELLER, F.

Institut für Mineralogie & Petrographie, Universität Innsbruck, A-6020 Innsbruck

I Lithologie und Petrographie des S-charl-Campo-Kristallins (Ortler Kristallin s. I.) und der auflagernden Sedimentserien

Das S-charl-Campo-Kristallin wird im Süden von der Pejo-Linie, im Westen von unterostalpinen/penninischen Einheiten, im Nordwesten von der Engadiner Linie und im Norden von der Schliniglinie begrenzt. Die nordöstliche Begrenzung gegen das Ötztal-Kristallin (NW von Meran) ist durch eine breite Mylonitzone gekennzeichnet, welche nach SCHMID & HAAS, 1989 die Fortsetzung der Schliniglinie nach Osten darstellt. Hier ist eine klare tektonische Trennung der beiden Einheiten, welche deutliche lithologische Ähnlichkeiten und eine kontinuierliche alpine Metamorphoseprägung aufweisen, nicht möglich (Abb. 1).

S-charl-Kristallin (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 (Abb. 2).

Das S-charl-Kristallin besteht vorwiegend aus Muskovit-Granitgneisen mit spärlichen Einlagerungen von Biotit-Granitgneisen, Amphiboliten und Paragneisen und ähnelt damit sehr dem Silvretta-Kristallin. Es 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.

Das Ortler-Kristallin s.s. besteht zum Großteil aus amphibolitfaziell metamorphen Glimmerschiefern und Paragneisen mit Einlagerungen von Granitgneisen, Quarziten und Amphiboliten. Typische Wechsellagerungen von staurolithführenden Glimmerschiefern, Amphiboliten und Calcit-Marmoren treten an den Südhängen des Vinschgautales bei Laas auf, welche aufgrund lithologischer Ähnlichkeiten mit der Laaser Serie (SANDER, 1922) im Ötzalkristallin S des Schneebergerzuges korreliert werden. Der »Marteller-Granit« ist ein inhomogener, pegmatitischer Leukogranit, welcher die metamorphe Hauptprägung und Strukturen diskordant intrudiert; er ist mit 271 ± 3 Ma datiert (BOCKEMÜHL, 1988) und wird aufgrund geochemischer und lithologischer Ähnlichkeiten mit den zahlreichen Pegmatiten korreliert, welche in tektonisch ähnlicher Position in großen Teilen des Ortler-Kristallins und des Ötztal-Kristallins auftreten (HOINKES & THÖNI, 1993).

Der Quarzphyllitkomplex überlagert das Altkristallin und ist das Hangendste des Basements. Er bildet in Form einer ENE-WSW-streichenden, flachen Synklinale mit nahezu horizontalen Achsen den zentralen Teil des Ortlermassivs, aufge-

schlossen in einem Streifen, der von Meran bis ins Veltlin an Breite zunimmt. Die Gesteinsabfolge besteht aus grünschieferfaziell metamorphen Quarzphylliten, in welche Lagen von Tonschiefern, Marmoren, Quarziten und Metabasiten (Chlorit-schiefer) eingelagert sind (ANDREATTA, 1954; DAL PIAZ & MARTIN, 1980).

Zwischen den Phylliten und den Paragneisen und Glimmerschiefern des Altkristallins bestehen allmähliche Übergänge und Konkordanz in den Schieferungsflächen.

Die Sedimente der Ortler-Decke überlagern Altkristallin und Quarzphyllite allochthon. Die von HAMMER und KAPPELER als Veruccano bezeichnete Basallage der Trias erkannte ANDREATTA (1952) als Mylonit, der durch subhorizontale Verschiebung der Sedimentplatte über den kristallinen Sockel entstand. Die Ortler-Decke ist eine normal liegende, jedoch nur lokal vollständig erhaltene Abfolge von Verruccano bis Turon (ca. 90 Ma) (DÖSSEGGER et al., 1976, 1982; CARON et al., 1982).

Die Umbrail-Chavallatsch-Schuppenzone trennt Ortler- und S-charlkomplex in einem breiten Streifen zwischen dem Münstertal im Norden und dem Trafoier-Tal im Süden, der von Glurns bis zum Stifserjoch reicht und dann in die Gallo- und die Trupchun-Braulio-Linie übergeht. Die Basis dieser Zone wird von Myloniten eingenommen, welche zur Schliniglinie gestellt werden (FROITZHEIM et al., 1994; CONTI, 1995). Linsen und stark deformierte Reste von Trias, kataklastische Dolomite, Rauhacken und Gipse der Raibler-Formation sowie Verruccano am Top der Mylonite markieren einen Überschiebungshorizont, auf welchem die hangenden Glimmerschiefer, welche dem Ötztal-Kristallin angerechnet werden, nach Westen auf die Trias der Engadiner Dolomiten überschoben wurden. Der Schollenteppich triassischer Sedimente, welcher vom Stifserjoch nach Westen zieht, wird von DÖSSEGGER et al., 1976, 1982 als »Höhere Schuppen« bezeichnet, in Abb. 2 jedoch zur Umbrail-Chavallatsch-Zone gestellt (Abb. 2).

Die Trias der Engadiner Dolomiten wird nach DÖSSEGGER et al., 1976, 1982, in 4 Decken gegliedert:

- a) **Ortler-Decke:** liegt parautochthon auf dem Ortler-Kristallin und ist i. w. eine normal liegende, jedoch nur lokal vollständige Abfolge von Verruccano bis zur Chavallatsch-Formation (Turon).
- b) **Quatervals-Decke:** eine in sich stark verschuppte Serie, welche überwiegend aus Hauptdolomit, untergeordnet aus Sedimenten der Raibler- und der Kössener-Formation besteht.
- c) **Terza-Decke:** sie liegt auf der Quatervals-Decke und besteht aus einer Abfolge, die von der Raibler- bis in die Kössener-Formation reicht.
- d) **S-charl-Decke:** liegt autochthon auf dem S-charl(Sesvenna)-Kristallin und wird in Oberbau und Unterbau gegliedert. Der Unterbau besteht aus einer stark verfalteten und deformierten Abfolge von Verruccano bis in die Kössener Formation. Der Oberbau ist eine von SE nach NW über den Unterbau geschobene Sedimentserie von der Raibler Formation bis in die mittlere Kreide.

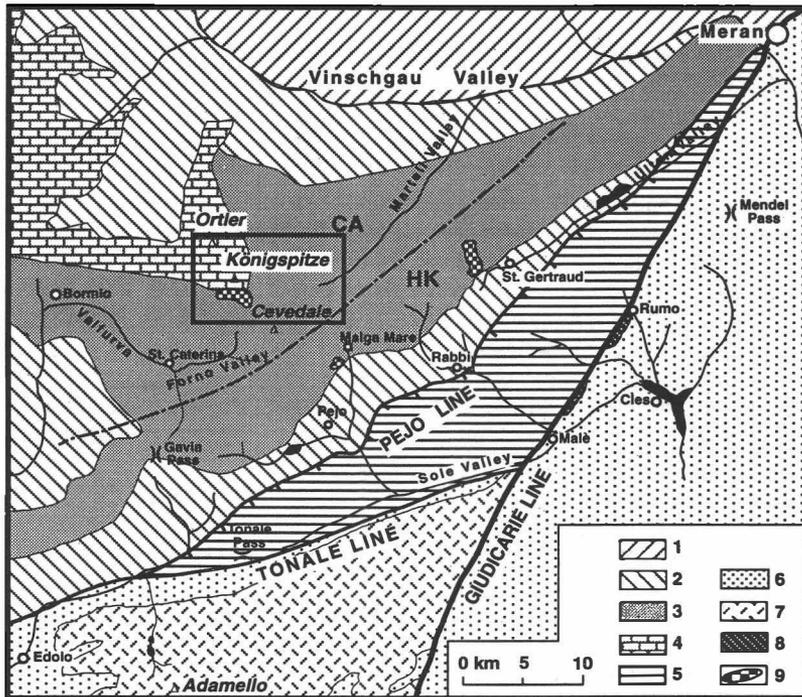


Abb. 1:
 Tektonische Übersichtskarte; eingerahmt Exkursionsgebiet und Umgebung.
 Ostalpine Einheiten: 1) Ötztal-Stubai-Altcrystallin, 2) Glimmerschiefer und Paragneise der Ortler Decke, 3) Quarzphyllit, 4) Ortler Trias, 5) Tonale Einheit;
 Südalpen: 6) undifferenziertes Basement und Sedimentbedeckung, 7) Adamello Batholith;
 Postkollisionale Intrusionen: 8) Rumo und Samoclevo Lamellen, 9) Größere Intrusionen der kalkalkalischen (CA) und der hoch-K-kalkalkalischen/shoshonitischen (HC) Reihe. Modifiziert nach DAL PIAZ et al., 1988.

■ Metamorphose- und Deformationsgeschichte des S-charl-Campo-Kristallins und der auflagernden Sedimentserien

Amphibolitfazieller Mineralbestand und Hauptgefügeprägung des S-charl-Campo-Kristallins werden von verschiedenen Autoren als variszisch angesehen (ANDREATTA, 1954; DAL PIAZ & MARTIN, 1980; THÖNI, 1981, 1986; HOINKES & THÖNI, 1993; MAGGETTI & FLISCH, 1993). Für eine noch ältere Metamorphose fehlen bisher jegliche Hinweise. Da der mit 271 ± 3 Ma datierte Marteller Granit, welcher im zentralen Ortler-Kristallin intrudierte, alle metamorphen Strukturen diskordant durchschlägt, müssen Hauptmineralbildung und Deformation jedenfalls älter sein.

Die Quarzphyllite, welche das Altcrystallin überlagern, sind grünschieferfaziell überprägt, wobei der Metamorphosegrad zur Basis hin zunimmt und im Übergangsbereich

zum Altkristallin die Amphibolitfazies erreicht. Da zwischen den Phylliten und den Paragneisen und Glimmerschiefern des Altkristallins allmähliche Übergänge und Konkordanz in den Schieferungsflächen bestehen, ist eine einphasige, normale Metamorphosezonierung des gesamten Paketes wahrscheinlich (GREGNANIN & PICCIRILLO, 1974; DAL PIAZ & MARTIN, 1980; THÖNI, 1981, 1986; HOINKES & THÖNI, 1993).

Durch die eoalpine Metamorphose wird die Paragenese Quarz + Muskowit + Chlorit ± Biotit ± Granat ± Staurolith ± Feldspat + Akzessorien retrograd überprägt. Dies wird unter anderem durch die Chloritisation von Biotit, Staurolith und Granat und die Neubildung von Sericit, Phengit und Stilpnomelan/Biotit belegt (ANDREATTA, 1954; THÖNI, 1981; HOINKES & THÖNI, 1993; MAGGETTI & FLISCH, 1993). Eine starke Metamorphosezonierung mit NE–SW verlaufenden Isograden ist petrographisch erkennbar. Am Ostende des Ortler-Kristallins erreicht die Metamorphose die Amphibolitfazies mit der Neubildung von Staurolith (SCHMID & HAAS, 1989), im mittleren Ortlerkristallin mittlere Grünschieferfazies mit der Bildung von Chloritoid. In den mesozoischen Sedimenten am Ostrand der Engadiner Dolomiten dokumentiert THÖNI, 1981, die untere Grünschieferfazies mit der Neubildung von Phengit/Muskowit, Chlorit und Stilpnomelan (S-charl-Decke, Münstertal) sowie von Biotit (Ortler-Decke, Suldental). Untersuchungen mittels Illitkristallinität und Vitritreflexion zeigen, daß sich diese Zonierung in den mesozoischen Sedimenten fortsetzt, von ca 300°C am Ostende bis ca 240°C in der Terza-Decke (KÜRMANN & RICHTER, 1989, HENRICHS, 1993).

Zwei alpine Deformationszyklen mit Kompression und darauffolgender Extension sind vor allem in den Sedimenten gut dokumentiert:

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 Ötztal-Kristallin an der Schliniglinie nach W–NW über das Ortlerkristallin auf die Engadiner Dolomiten aufgeschoben. Dies führt zu intensiver Faltung und Schieferung (S-charl-Decke) der liegenden Sedimente mit Top nach W gerichteten Isoklinalfalten. Zugleich werden Ortler-Decke entlang der Zebbru-Linie und Quattervals-Decke entlang der Trupchun-Braulio-Linie nach W transportiert. Dadurch kommt es zur Ausbildung von mylonitischen Scherzonen im Kristallin und an der Grenze von Altkristallin zu Quarzphyllit.

Das Alter dieser Phase von ca. 100 Ma im Osten und 80 Ma im Westen ist gut definiert durch Datierungen von THÖNI (1981, 1986) in Myloniten der Schliniglinie und durch das Alter der jüngsten, turonischen (CARON et al., 1982) Sedimente, welche in die Faltung miteinbezogen wurden. Eine Migration dieser Kompression und der darauffolgenden Extension (D2) von E nach W wird daher angenommen (FROITZHEIM et al., 1994; CONTI et al., 1994; CONTI, 1995).

D2, Oberkreide (»Ducan-Ela-Phase« nach FROITZHEIM et al., 1994): Der Deckenstapel wird vor allem im W und NW der Engadiner Dolomiten durch ost- bis südostgerichtete Abschiebungen geprägt. Dadurch wird die Ortler-Decke an der Trupchun-Mezzaun-Linie abgeschoben und direkt neben unterostalpine Einheiten (Mezzaun-, Murtiröl-Einheit) gebracht. Im östlichen Teil der Engadiner Dolomiten und im Kristallin konnte diese Phase bisher 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 penninische Einheiten (Engadiner Fenster). Dies führt zu einer unterschiedlich starken Überprägung der kretazischen Strukturen durch E–ESE streichende nordvergente Großfalten. Zudem kommt es zur Steilstellung der kretazischen sinistralen Überschiebungshorizonte (z.B. Zebra-Linie). Funde von untereozänen Foraminiferen in Sedimenten des Engadiner Fensters (RUDOLPH, 1982; OBERHAUSER, 1983) markieren die zeitliche Untergrenze dieser Phase: Mittleres bis oberes Eozän.

D4, Unteres–mittleres Oligozän (»Turba-Phase« nach FROITZHEIM et al., 1994): Fortdauernde Kompression führt zu Blockrotation und Transpression an der Engadiner Linie (SCHMID & FROITZHEIM, 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 Gänge im Ortlerkristallin, welche die D3-Strukturen diskordant durchschlagen und die 30 Ma alte Bergellintrusion gut eingegrenzt werden.

D5, Oberes Oligozän–Miozän (»Domleschg-Phase« nach FROITZHEIM et al., 1994): Diese letzte Deformationsphase ist durch NW–SE-Verkürzung gekennzeichnet. Allerdings sind diese spröden Bewegungen an die Engadiner-, und die Iudicarien-Linie beschränkt (SCHMID & FROITZHEIM, 1993). Im Bereich des Scharl-Campo-Kristallins und der Engadiner Dolomiten sind bisher keine Auswirkungen dieser Phase bekannt (CONTI et al., 1994; CONTI, 1995; FROITZHEIM et al., 1994).

III Petrographie des Quarzphyllitkomplexes am SE-Rand der Ortler-Decke

Eine lithologische Gliederung des Quarzphyllites ist trotz der lateral beobachteten Inhomogenität bereits im Gelände möglich. Der Übergang der Quarzphyllite zu den Glimmerschiefern des Altkristallins ist trotz der Konkordanz und Ähnlichkeit in den Gefügen (Faltung, Schieferung, makroskopisch und im Schliff) durch das Auftreten von Stauolith in den Glimmerschiefern eindeutig kartierbar.

Der liegende, relativ homogene Anteil des Quarzphyllites ist gekennzeichnet durch granatreiche Partien, in denen der Granat randlich korrodiert, bzw. chloritisiert ist und häufig Querbiotit auftritt. Lagen und Linsen von Chloritschiefern sind selten. Als mächtige Zwischenschaltung finden sich mehrere grobkörnige Augengneise, die beiderseits des oberen Suldentales, am Gipfel der Hinteren Schöntaufspitze, an der Inneren Pederspitze und S der Schaubachhütte anstehen.

Die Phyllite im Hangenden der Augengneise sind sehr heterogen, wobei metapelitische, graphitreiche Lagen mit gneisigeren und quarzreicheren im Meterbereich wechseln. Grünliche Partien sind reich an Serizit und Chlorit. Im Unterschied zum liegenden Quarzphyllit finden sich nun häufiger Einlagerungen von geringmächtigen, feinkörnigen Serizitquarziten und verschieden mächtigen Chloritschiefern. Letztere durchziehen linsen- oder gangförmig den Quarzphyllit. Ihr Mineralbestand ist unterschiedlich, einige sind sehr granatreich, andere sehr magnetitreich; allen gemeinsam ist der hohe Gehalt an Calcit und das Fehlen von Biotit.

Darüber folgt eine Serie (vom Eisseepaß im N bis zur Pizzinihütte im Süden), welche durch die Wechsellagerung von manchmal quarz- und feldspatreichen Phylliten (Metaarkosen?) mit z. T. mächtigen Kalzitmarmoren gekennzeichnet ist. Die Mächtigkeit der stark verfalteten Marmorbänder nimmt gegen das Hangende hin ab. Die Übergänge zwischen den Marmoren und den liegenden Phylliten sind häufig durch dunkle, tonige und eisenkarbonatreiche Partien gekennzeichnet.

Darüber folgen Quarzphyllite, welche sehr viele geringmächtige (bis max. 5 m) Einschaltungen von Quarziten und Grünschiefern aufweisen. Reliktische sedimentäre Gefüge (Rippelschichtung) in einem ca. 1 m mächtigen Serizitquarzit etwa 150 m S des nördlichen Zebrupasses belegen eine aufrechte Abfolge dieses Schichtpaketes.

IV Stratigraphie der triassischen Sedimente im SE-Teil der Ortler-Decke

Der Kontakt der Sedimente zum Quarzphyllit/Altkristallin ist immer tektonisch, wobei verschiedene stratigraphische Niveaus als Basis aufgeschlossen sind. Verruccano wurde nur an einer einzigen Stelle angetroffen, als tektonisch reduzierter und verschleppter Rest, eingeklemmt zwischen Quarzphyllit und Hauptdolomit am Grat SE der Quinto Alpini-Hütte, direkt am Steig zum Zebrupaß (Abb. 2).

Zumeist bilden tektonisch stark beanspruchte und verschleppte Reste der Raibler Formation, bestehend aus einer Abfolge von geringmächtigen Kalkschiefern (zumeist mylonitisch überprägt), mächtigen Rauhwacken und Gipsen die Triasbasis. Diese mobilen Gesteine sind bevorzugter Abscherhorizont und daher ein Marker für tektonische Bewegungen. Es ist anzunehmen, daß auch die Obergrenze dieser Formation tektonisch überprägt ist und daher keine autochthonen Kontakte zum Hauptdolomit bestehen.

Der Hauptdolomit ist das mächtigste Schichtglied der Trias und bildet die markanten Wände von Ortler, Zeburu und Königspitze. Er wechsellagert mit einer Abfolge aus dünngebankten Dolomiten/Kalken mit dunklen, mergeligen oder tonigen Zwischenlagen.

HAMMER (1902, 1908) ANDREATTA (1951) und andere Autoren, aber vor allem Kappler (1938) hatten aus lithologischen Überlegungen und in Ermangelung von Leitfossilien diese dünngebankten Dolomite/Kalke ins Rhät gestellt. Da oft 3 übereinanderliegende Kalkeinschaltungen auftreten, mußte daher eine Gliederung der Sedimentserien in vier Schuppen erfolgen, was zu erheblichen Diskussionen und unterschiedlichsten Interpretationen der Tektonik dieses Gebietes führte (STAUB, 1964). Nach DÖSSEGGER et al. (1982) werden diese Einschaltungen schlicht als »Kalkeinschaltungen im Hauptdolomit«, von anderen Autoren mit Lokalnamen wie »Strati del Monte delle Scale«, »Strati della Thurwieser« etc. bezeichnet. Fossilien wie Gastropoden der Gattung *Natica* (pers. Mitt. R. BRANDNER, Innsbruck), welche in diesen Zwischenlagen auftreten, weisen diese Schichten jedoch als Seefelder Schichten und damit als normalen Bestandteil der Hauptdolomitformation aus. Damit wird die Ansicht einer aufrechten normal-stratigraphischen Abfolge in Wechsellagerung von GELATI (1964) KELLERHALS (1964) POZZI (1964) UND DÖSSEGGER et al. (1982) bestätigt und präzisiert.

Die Mächtigkeit der Seefelder Fazies nimmt nach SW des Gebietes (tektonisch?) zu. Während sie im NE, z. B. am Ortler Hintergrat nur als geringmächtige Einlagerungen zutage treten, bilden sie im S den Gipfelbereich der Königspitze, im SW den gesamten Gipfelbereich der Cima Miniera. Da diese relativ dünnbankigen Karbonate mit mergeligen Zwischenlagen inkompetenter als die mächtigen Dolomitpakete reagieren, stellen sie bevorzugte Deformationshorizonte dar, die jedoch nur von lokaler Bedeutung sind.

V Deformation und Tektonik von Quarzphyllit und Trias

a) Präalpine Deformation

Die präalpine Deformation ist für den Quarzphyllitkomplex insofern von großer Bedeutung, als die Hauptgefüge, wie Schieferung und Faltung während dieser Phase geprägt wurden. Die Deformation ist gekennzeichnet durch großräumige Isoklinalfalten mit ENE–WSW streichenden subhorizontalen Achsen und einer Schieferung, welche ungefähr 60° bis 80° streicht und mit etwa 30°–40° nach S fällt. Das präalpine Alter dieser Strukturen wird durch postdeformativ gewachsene und undeformierte variskische Staurolithe (die alpine Metamorphose erreichte in diesem Gebiet nicht mehr die notwendige Temperatur zur Staurolithbildung (ANDREATTA, 1954; DAL PIAZ & MARTIN, 1980; THÖNI, 1981)) an der Basis der Quarzphyllite im Top des Altkristallins im Rosimtal (Sulden) und Pedertal, sowie diskordante, undeformierte Pegmatitgänge des Marteller Granits (BOCKEMÜHL, 1988) belegt.

Die Morphologie des Gebietes ist durch diese Schieferung und durch Kluftsysteme stark geprägt: während die Südhänge des Gebirgskammes Eisse-, Butzen-, Madritschspitze sanft nach Süden abfallen, bestehen die Nordhänge aus steilen Wänden. Zwei Kluftsysteme werden beobachtet: eines streicht etwa parallel zu den Faltenachsen ENE–WSW, das zweite etwa senkrecht darauf NNW–SSE; beide mit saigeren Flächen. Das erste Kluftsystem verursacht eine deutliche Prägung des Geländes (Nordwände) und ist auch für die Intrusion der Gänge von Bedeutung (wie später gezeigt wird). Das zweite System ist zwar für die Morphologie der Gebiete im Altkristallin von großer (N–S-Verlauf mehrerer Täler: Sulden-, Madritsch-, Peder-, Rosimtal (Martell) etc.), jedoch für die Intrusionen von geringerer Bedeutung. Dieses Kluftsystem liegt ungefähr parallel zu den a–c-Flächen sowohl der variskischen als auch der jungalpinen Falten, ist jedoch als bevorzugte Intrusionsrichtung nur in den triassischen Sedimenten von Bedeutung (Abb. 2).

b) Alpine Deformation

Die einzelnen alpinen Deformationsphasen sind im Kristallin aus mehreren Gründen nur schwer zu rekonstruieren: zum einen sind variskische und v. a. spätalpine Richtungen annähernd parallel, zum anderen läßt sich eine penetrative alpine Deformation (Schieferung, Lineare) im Kristallin nur in relativ schmalen Deformations- und Mylonitzonen beobachten. In den triassischen Sedimenten sind mehrere aufeinanderfolgende Deformationsphasen mit unterschiedlichen Richtungen nachweisbar und können aus dem Geländebefund unterschieden und rekonstruiert werden – Analogieschlüsse und strukturgeologische Überlegungen erlauben zudem auch Aussagen über das Kristallin.

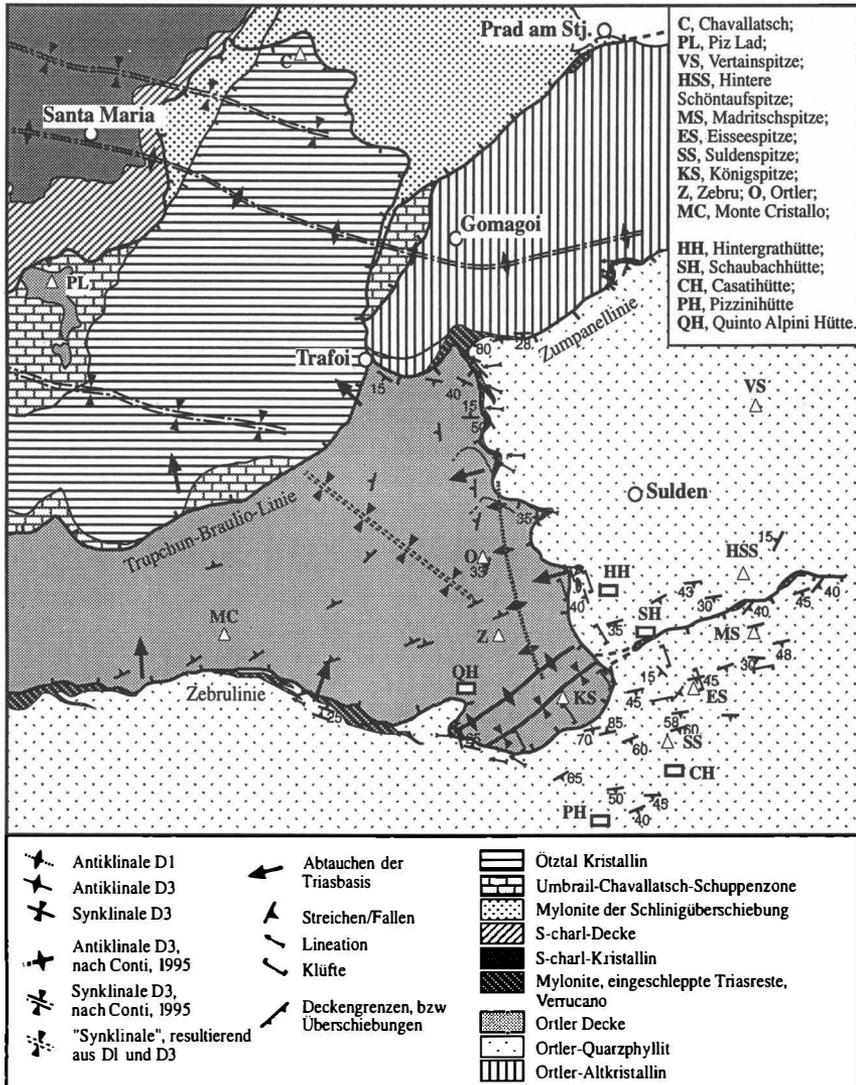


Abb. 5:
 Vereinfachte Strukturkarte des Exkursionsgebietes und seiner Umgebung. Mitberücksichtigt sind Daten von CONTI, 1995 (D3-Deformation im N und NW des Gebietes) und von ANDREATTA, 1953 (Generelles Streichen der Trias W und NW von Ortler und Zebra).
 Deutlich zeigt sich die Überlagerung der altalpinen durch jungalpine Strukturen: dadurch entsteht eine Domstruktur am Suldenpass S des Zebra und eine scheinbare "Synklinale", welche vom Zebra nach NW abtaucht. Die altalpin angelegte Flachbahn der Westüberschiebung der Ortlerdecke wird durch eingeschleppte Triasreste und Mylonite markiert. Eine Reaktivierung dieses Scherhorizonts führte zu nordvergenten Überschiebungen am Ostende der Zebraulinie und an der Zuppanellinie.

Da in der Literatur bereits ausgereifte tektonische Modelle vorgestellt werden (SCHMID & FROITZHEIM, 1993; FROITZHEIM ET AL., 1994; CONTI et al., 1994; CONTI, 1995), erscheint es sinnvoll, die eigenen Daten anhand dieser Modelle zu diskutieren:

Die Ortlertrias hat keine sedimentäre Basis zum Quarzphyllit; sie liegt direkt auf dem Kristallin oder auf einer Mylonit-, bzw Kataklastitlage, in welche Reste von Verrucano und der Raibler-Formation (Gipse, Rauhacken) eingeschleppt sind. Die gesamte Unter- und Mitteltrias, die an anderer Stelle der Ortler Decke ca. 500 m Mächtigkeit aufweist, fehlt. FROITZHEIM et al., 1994 beschreiben im westlichen Bereich der Engadiner Dolomiten bis in das Kristallin hinunterreichende, ostgerichtete jurassische Abschiebungen, die dort einen solchen Schichtausfall hervorrufen. Die Fortsetzung solcher Abschiebungen auch in diesem Gebiet anzunehmen ist keineswegs abwegig und könnte das Fehlen der Unter- und Mitteltrias erklären. Ein Nachweis solcher Strukturen ist allerdings aufgrund der starken alpinen kompressiven Tektonik (die diese Abscherhorizonte möglicherweise reaktiviert) bisher nicht gelungen.

D1, Oberkreide (»Trupchun-Phase« nach FROITZHEIM et al., 1994)

Eine altalpine Westüberschiebung der Ortlerdecke über das Kristallin und eine damit verbundene starke interne Verfaltung des gesamten Deckenstapels kann durch eine Reihe von Beobachtungen glaubhaft gemacht werden:

Die basale Mylonitlage der Ortlerdecke stellt die Flachbahn dieser Überschiebung dar, welche am Ostrand der Sedimente (im Suldental) ausstreicht und eindeutig EW-gerichtete, söhliche oder westfallende (10–40°) Lineare zeigt. Der eingeschleppte Verrucano an der Triasbasis am Steig von der Quinto Alpini Hütte zum Zebrupaß (Abb. 2) markiert die Flachbahn im Süden – die später aufgestellte Zebrulinie – und zeigt eine starke interne Fältelung im cm-Bereich mit westvergente Falten, die NNE-SSW (Faltenscheitel ≈ 240/5) streichen. Die Zebrulinie, welche die Basis und zugleich die heutige Südbegrenzung der Ortlertrias darstellt, kann im gesamten als sinistrale Blattverschiebung angesehen werden. Dies zeigen auch die Arbeiten von FROITZHEIM et al., 1994; CONTI et al., 1994; CONTI, 1995, die im mittleren und westlichen Bereich dieser Blattverschiebung ebenfalls westvergente Strukturen beschreiben.

Als östliche Fortsetzung dieser Blattverschiebung ist eine Störungszone anzusehen, die von der Schaubachhütte über das Madritschjoch und die Pederscharte bis zu den »Vertainen« verfolgbar ist. Die Störung fällt ± schieferungskonkordant mit etwa 40° nach Süden ein und wird durch Mylonite eingeschleppte Gipslinsen, Rauhacken und Reste von triassischen Sedimenten markiert.

Die eingeschleppten, wahrscheinlich unter- bis mitteltriassischen Sedimente sind nur an der Schaubachhütte in einem etwa 4 m mächtigen Profil aufgeschlossen. Die laminierten bzw. stark mylonitisierten, im unteren Bereich auch ausgebleichten Sedimente sind bemerkenswert, da es sich um Dolomitmylonite handelt. Nach SCHMID (1982) und WENK (1985) sollten derartige duktile Deformationsgefüge in Dolomiten erst bei Temperaturen über 400°C auftreten. Da das umgebende Kristallin während der alpinen Metamorphose jedoch kaum 350°C überschritten haben dürfte (THÖNI, 1981 KÜRMANN & RICHTER, 1989, HENRICH, 1993), stellt sich die Frage, ob die beobachteten duktilen Gefüge im Dolomit durch Zufuhr von wässrigen Lösungen bereits bei tieferen Tem-

peraturen entstehen können. Jedenfalls spricht die Entfärbung der ansonsten dunklen Dolomite und das Auftreten von großen radialstrahligen Kalzitaggregaten vor allem in Hohlräumen der überlagernden Rauhacke (Kataklasit) für eine starke Fluidzirkulation in dieser Störungszone.

Eine gelbgraue, grobellige kataklastische Rauhacke überlagert die Dolomitmylonite. Im liegenden Bereich dieses Kataklasits sind vor allem dolomitische Bruchstücke eingeknetet, im hangenden vor allem kristalline Komponenten: helle Phyllite und Bruchstücke von Quarzknuern. Anders als der unterlagernde Dolomit zeigt diese Rauhacke spröde Deformation. Ob dieser Unterschied im Gefügebild der beiden Gesteine nur durch deren Rheologie bedingt ist, oder ob die Rauhacke einfach schneller reagiert und daher durch die spätere eozäne Deformation stärker geprägt wurde, kann nicht eindeutig geklärt werden.

Der Übergang von der Rauhacke zum Hangenden ist an der Schaubachhütte erosiv entfernt, im restlichen Gebiet durch Moränenmaterial verdeckt. Am Madritschjoch wird die Überschiebung durch eine Gipslinse und einen gelbbraunen Karbonatmylonit mit »Geröllen« und Schmitzen von Phylliten, Quarzknuern und Gips markiert.

Ähnliche Gipslinen sind an der Sonnenwand und »Auf den Vertainen« aufgeschlossen. »Auf den Vertainen« erreichen die Gipse eine max. Mächtigkeit von 60 m. Keilförmig werden sie nach Norden hin ausgequetscht. Die Linse wird großteils durch Blockschutt verdeckt, daher kann der Verlauf der Störung talauswärts nicht genau ermittelt werden. Unterlagert werden diese Gipse von karbonatischem, sandigen Kataklasit (Rauhacke), wie sie an der Schaubachhütte zutage tritt. Ein tektonisch stark beanspruchter Quarzphyllit überlagert die Gipse.

Wenige m nördlich davon, an der Pederscharte, ist ein Serpentin aufgeschlossen, der in die Störung eingeschleppt wurde. Der starre Körper bewirkt eine Auffiederung der Störungsbahn in mehrere kleinere, so daß eine flower structure entsteht. Der Serpentin Körper besteht zum Großteil aus Faserserpentin und ist sehr kompakt, jedoch in mindestens zwei große Linsen gegliedert. Kleinere Linsen und eingeschleppte Körper von Serpentin finden sich noch weiter nördlich in die Phyllite eingewalkt. Der Serpentin-Hauptstock wird im Norden von dunkelgrünem Prasinit begleitet und beiderseits von Linsen radialstrahligen, hellgrünen Tremolits gesäumt.

Der nördlich des Serpentinits aufgeschlossene mylonitische Gneis steckt ebenfalls als »Härtling« in dieser Mylonitzone und bildet eine große südvergente Falte inmitten nordvergenter Gesteinsstapel. Diese Faltenstruktur wird von spröden Ausläufern einer späteren Überschiebung verstellt. Die Herkunft, bzw. Zuordnung des Serpentinits, wie auch des Mylonitgranitgneises ist noch gänzlich ungeklärt.

Da die eingeschleppten Triasreste über 5 km östlich der heutigen Triasgenze etwa auf gleicher Höhe, bzw. nach E hin aushebend mitten im Kristallin stecken und allesamt eine E–W gerichtete Deformation anzeigen, ist anzunehmen, daß die gesamte Trias der Ortler Decke an dieser Störung (mindestens 5 km) nach Westen verfrachtet wurde.

Sowohl die Karbonatmylonite an der Schaubachhütte als auch die Mylonite an der Triasbasis und im Liegenden der Zebulinie zeigen Gefüge, die während einer grünschieferfaziellen Metamorphose (300°–400°) entstanden sind. Ähnliche Deformations- und Gefügebilder zeigen sich an einer etwa parallelen jedoch fast saigeren und tiefreichenden Blattverschiebung ca. 8 km nördlich, der Zumpanellinie, die von Trafoi über den Zumpanell und den Stiereck bis unter die Nordwand der Tschengelser Hochwand streicht und nicht zuletzt in der Umbrail-Chavallatsch-Schuppenzone. Eine Korrelation mit der ebenfalls westgerichteten Schliniginie im Zuge der altalpinen D1-Deformation (»Trupchun-Phase«, 80–90 Ma), wie von FROITZHEIM et al., 1994; CONTI et al., 1994; CONTI, 1995 gefordert, erscheint daher plausibel.

Westvergente Großfalten in den Sedimenten der Trias, z.B. am Zeburu und ein generelles Abtauchen der Triasbasis und der Schieferung des unmittelbar darunter liegenden Kristallins nach W sind ebenfalls eine Folge dieser Deformation (Abb. 2). An der Hintergrathütte wird die Deformation des Kristallins deutlich erkennbar: umlaufendes Streichen und damit das Wechseln der Fallrichtung von ca. 40°S nach 40°W zeigt, daß diese Deformation das Kristallin entscheidend geprägt hat (Abb. 2).

D2, Oberkreide (»Ducan-Ela-Phase« nach FROITZHEIM et al., 1994)

Eine solche Extensionstektonik, wie von FROITZHEIM et al., 1994 und CONTI et al., 1994 im westlichen Bereich der Ortler Trias beschrieben, konnte in diesem Gebiet nicht nachgewiesen werden.

D3, D4, Eozän, Unteres–mittleres Oligozän (»Turba-Phase«, »Blaisun-Phase« nach FROITZHEIM et al., 1994)

Eine sehr starke Prägung erlebte dieses Gebiet durch die eozäne bis unteroligozäne NNW–SSE gerichtete Kompression im Zuge der frühtertiären Kollisionstektonik. Eine Trennung in zwei Phasen, wie sie FROITZHEIM et al., 1994 vornehmen, kann aufgrund des Geländebefundes nicht gemacht werden. Auch wenn sich die Hauptkompressionsrichtung vielleicht leicht von NNW nach NW dreht, kann diese Deformation als einphasige von ca 50 Ma bis max 32 Ma (Intrusionsalter des Königspitzplutons) andauernde Kompressionsphase angesehen werden. Sie führte zu einer intensiven Verfallung der Trias mit WSW–ENE streichenden nordvergenten Großfalten, sowie zu nordgerichteten Überschiebungen. Die Falten sind vor allem am Südrand der Trias in Form einer großen, z.T. isoklinalen Synklinale in der Königspitz-Ostwand, an der Pale Rosse-Westwand sowie an der Cima Miniera-Westwand in spektakulärer Weise aufgeschlossen. Die zugehörige südliche Antiklinale ist nur im Ansatz vorhanden, oder fehlt ganz (wahrscheinlich als Hochzone erosiv entfernt?). Die nördliche Antiklinale ist nur von geringer Höhe, der Scheitel streicht vom Grat etwas nördlich des Suldenpasses in südöstliche Richtung und S der Quinto-Alpini-Hütte schließlich in die Luft aus (Abb. 2). Nordwestlich dieser Antiklinale fallen die Sedimente steil nach NNW bis NW ein. Gleichzeitig wird der Südrand der Flachbahn als auch die Blattverschiebung, an welcher die Trias nach W überschoben wurde, verfalltet.

Die Überlagerung der altalpinen (Abtauchen nach W) mit der eozänen Richtung (Abtauchen nach NNW) erklärt im wesentlichen das heutige Bild der Trias: eine große, offene, nach NW abtauchende »Synklinale« in Form einer »Wanne« die am SE-Ende einen breiteren Rand, an der Ost- und Südseite nur einen geringen flachen Rand aufweist. Zudem ist diese Strukturüberlagerung die Ursache dafür, daß am Suldenpaß zwischen der Königspitze und dem

Zebrule eine Domstruktur ansteht und die dominanten WSW–ENE streichenden Falten auch in E–W-Richtung leicht gewellt sind (Abb. 2, 3).

Anhaltende Kompression führt v. a. am flachen SE- und E-Ende der Trias zu einer Entkoppelung der Sedimentdecke vom Kristallin und zu einer geringen Überschiebung über die altalpin angelegte Flachbahn nach NW–NNW: an den Ostwänden zwischen dem Gipfel des Ortlers und dem Zumpanell sind zwei Aufschiebungen aufgeschlossen, die eine Ausweichbewegung der Sedimente nach NNW belegen. Die nördlichere der beiden setzt an der Triasbasis nördlich der Tabarettahütte an und hebt nördlich des Bärenkopfes aus. Die südlichere setzt im Hauptdolomit der Ortlemordwand an und hebt an der markanten Scharte S der Payerhütte aus (Abb. 2). Der Versatz der Störungen konnte nicht genau eruiert werden.

Die Zumpanellinie wird als vorgegebener Abscherhorizont reaktiviert und als Überschiebungsbahn genutzt. Die steile Blattverschiebung der Zumpanellinie wird von der Ortlerdecke überschoben. E des Stierecks wird sie überkippt und als relativ flache nordvergente Überschiebungsbahn im Kristallin genutzt. Dies wird eventuell durch die Rotation von EW gerichteten Linearen nach NW bestätigt (Abb.2).

Die Zebrulinie wird ebenfalls reaktiviert. Die NW–NNW gerichtete Bewegung des hangenden Kristallins (S der Trias) an der mit ca. 40° südfallenden Zebrulinie wird durch den mächtigen Sedimentblock der bereits verfalteten Ortlertrias gestoppt und endet in einer blinden Überschiebung. Eine solche blinde Überschiebung erklärt die »Doppelfaltung« der Synklinale an der Königspitze und gleichzeitig das Aufsteilen der Schieferung im hangenden Kristallin (Abb. 4). Die Schieferung des Kristallins wird von etwa 35° am Zebrupaß nach N hin immer steiler, bis sie am »Kinimandl« etwa 80° erreicht und am Grat der Kreilspitze sogar überkippt ist. Weiter nach E verliert sich dieses Aufsteilen der Schieferung des hangenden Kristallins rasch; bereits an der Schaubachhütte findet man nur noch eine mittelsteile, s-konkordante Überschiebung im Kristallin, welche, wie bereits beschrieben, bis in das Pedertal verfolgbar ist. Westlich der Cima Miniera scheint diese Überschiebung ebenfalls auszulaufen – sie kann jedenfalls nicht mehr nachgewiesen werden.

Die heutige Lage der Zebrulinie kann durch das obige Szenario und die Berücksichtigung des schrägen Zuschnitts erklärt werden: W der Quinto-Alpini-Hütte bildet die Zebrulinie die Triasbasis und den altalpinen westgerichteten Überschiebungshorizont. Je nachdem, ob der nordvergente oder der südvergente Schenkel der eozänen WSW–ENE-streichenden Falte durch die Erosion angeschnitten ist, erscheint diese Fläche nord- oder südvergent. Im Bereich zwischen der Cima Miniera und der Königspitze verliert sich die Zebrulinie in einer nordgerichteten »blinden Überschiebung« und kann E davon als intrakristalline nordgerichtete Überschiebung weiterverfolgt werden (Abb. 2, 3).

Die starke Kompression und Faltung der Trias führt zu lateralen Ausweichbewegungen der Gesteine, die in Form von ausgeprägten NNW–SSE streichenden, ± saigeren a-c-Klüften deutlich erkennbar werden, da diese Klüfte von Magmen als Aufstiegswege benutzt und verfüllt werden. Beeindruckende Beispiele solcher Klüfte finden sich an der Königspitzsüd- und Ostwand. Klüfte mit gleicher Orientierung und ebenfalls von oligozänen Gängen eingenommen finden sich auch im unmittelbar unterlagernden Kristallin an der Hintergrathütte und S davon am Steig zum »Kinimandl« (Abb. 2, 4).

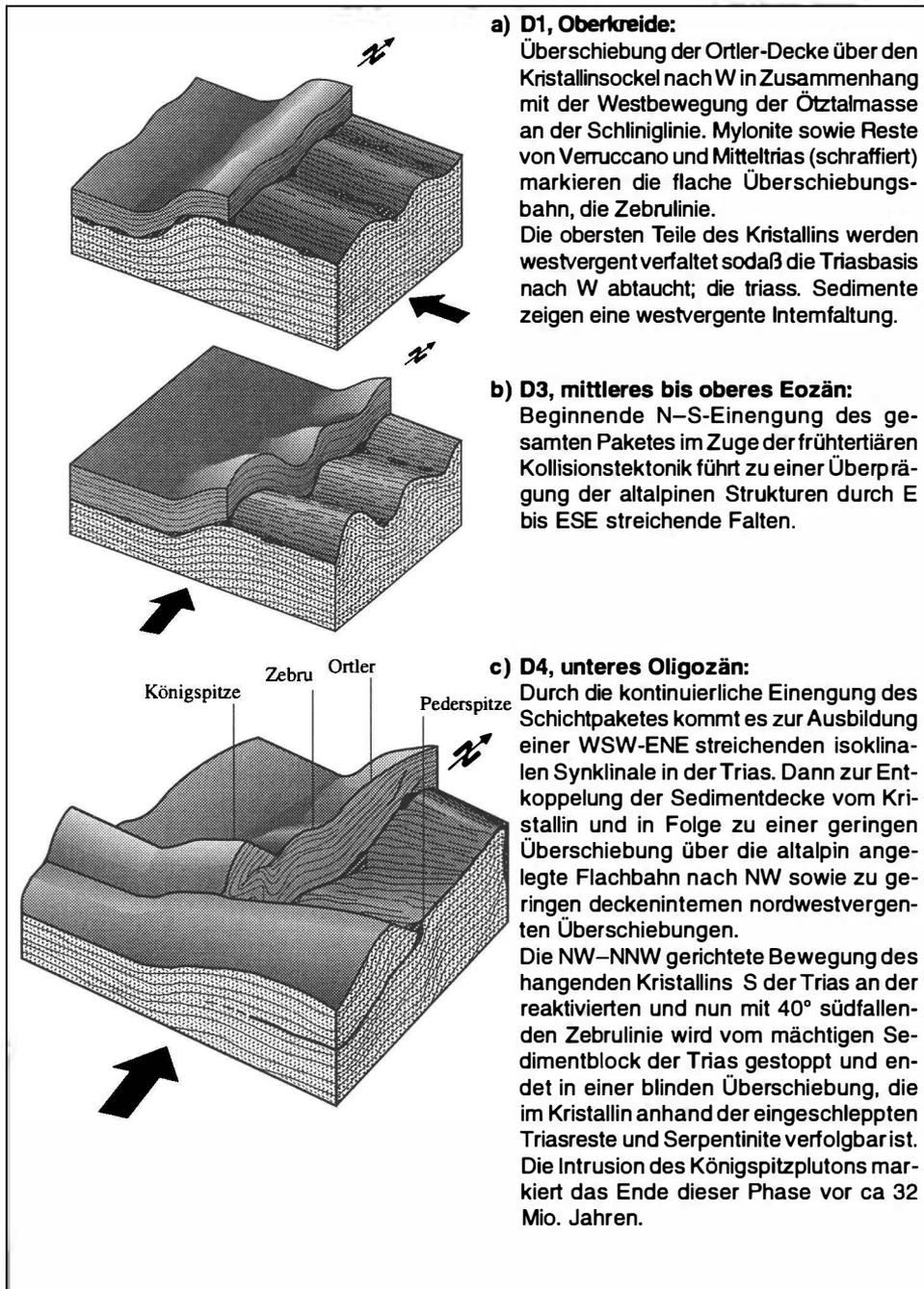


Abb. 3:
 Vereinfachte Rekonstruktion der alpinen Deformationsphasen im Blockbild.

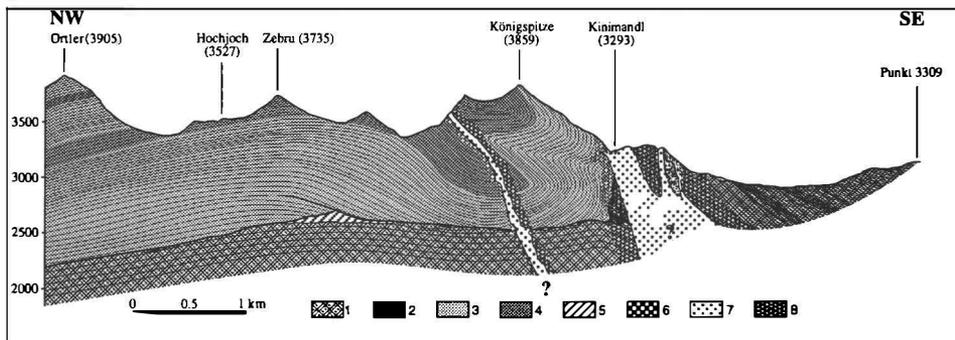


Abb. 4:
 NW–SE-Profil durch Trias, Quarzphyllit und die postkollisionalen Intrusionen,
 parallel zum Suldental.
 1 Quarzphyllit, 2 Marmor, 3 Hauptdolomit, 4 Seefeld Schichten, 5 Verrucano,
 6 Gipse der Raibler Formation, 7 Postkollisionale Intrusionen, 8 Kontaktthof.

Abgesehen von diesen Klüften und den beschriebenen Überschiebungszonen konnten keine penetrativen jungalpinen Deformationsrichtungen im Kristallin nachgewiesen werden. Dies wird verständlich, wenn man bedenkt, daß die Deformationsrichtungen annähernd parallel und die jungalpine Deformation im Übergangsbereich spröde-duktil und vor allem im Sprödbereich ablief. Dies würde zudem erklären, warum an der Flachbahn W der Hintergrathütte und vor allem in der Zebraulinie E der Schaubachhütte die altalpinen EW-Lineare in den Myloniten erhalten blieben und die Rauhwacken eine starke kataklastische Deformation zeigen (die Gipse sind zu mobil, um ausgeprägte Strukturen zu zeigen). Da diese Störung nach E hin aushebt, gelangt man in immer seichtere und damit sprödere Bereiche, je weiter man nach E geht. An der Pederscharte wird dies besonders deutlich: die altalpin angelegten duktilen Strukturen (Gneisfalte) werden durch nordvergente Überschiebungen abgeschert.

Wie bereits beschrieben, ist das hangende Kristallin S der Königspitze stark aufgestellt, an der Kreilspitze sogar überkippt und wird westlich davon bereits nach kurzer Distanz flacher. Berücksichtigt man die Rheologie dieser Gesteine, so wird klar, daß eine solche Flexur zu Dehnungserscheinungen im Hangendblock führen muß. Als Dehnfugen werden klarerweise die Schieferung, E-W-streichende Klüfte und untergeordnet dazu auch N-S streichende Klüfte aktiviert. Die größte Dehnung würde daher im nördlichsten Bereich am Top des Hangendblockes auftreten; nach S hin wird die Dehnung immer geringer und schließlich nicht mehr nachweisbar. Das Auftreten der postkollisionalen Intrusionen bestätigt diese Beobachtung: im Liegendblock westlich der Schaubachhütte (nördlich der Überschiebung Schaubachhütte–Pedertal) gibt es keine Intrusionen. Am Top des Hangendblockes entlang der Störung treten die Intrusionen gehäuft in über-einanderliegenden s-konkordanten sills auf, die zugleich EW-streichende und in geringerem Maße NNW–SSE streichende Klüfte verfüllen (Abb. 5). Südlich der Suldenspitze, wo die oben beschriebene Flexur ausläuft und westlich von »Auf den Vertainen«, wo die Zebraulinie aushebt, sind keine Gänge mehr anzutreffen.

Die Intrusionen richten sich, wie bereits angedeutet, deutlich erkennbar nach den altalpinen und eozänen Strukturen und machen diese in vielen Fällen erst sichtbar. Es ist daher nicht verwunderlich, daß gerade die am stärksten deformierte Zone am SE-Ende der Ortlerdecke, wo sich diese Gefüge kreuzen und am stärksten überlagern, als Schwächezonen für den Aufstieg der Magmen genutzt wurden. Im folgenden Kapitel soll nun näher auf die Intrusionsmechanismen und die Bedeutung der Intrusionen als Marker für vorgegebene Richtungen sowie als Zeitmarke für die jungalpinen Bewegungen eingegangen werden.

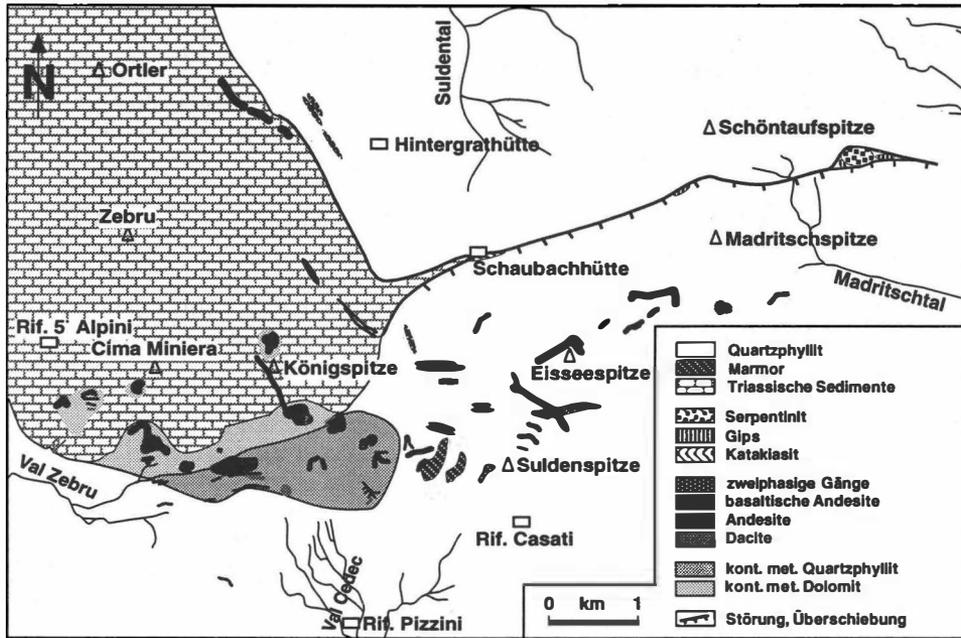


Abb. 5:
Die postkollisionalen Intrusionen im Bereich des Exkursionsgebietes.

VI Postkollisionale Intrusionen als Marker für variskische und alpine Strukturen

Die Intrusionen richten sich bevorzugt nach vorgegebenen Richtungen und machen diese vielfach durch ihr Auftreten im Gelände erst erkennbar. Die vereinfachte Karte des Gebietes in Abb. 5 und die Gefügediagramme in Abb. 6 machen dies deutlich. Unterschiede in der Rheologie und den Strukturen der Rahmengesteine sowie in der Mächtigkeit der Intrusionen selber spielen dabei eine große Rolle.

Die Hauptintrusionen

Die großen Intrusionen, ab nun immer Hauptintrusionen genannt, intrudierten direkt an der WSW–ENE streichenden, steilgestellten Zebbrulinie, die in diesem Bereich parallel zu den jungalpinen Faltenstrukturen verläuft. Diese Hauptintrusionen stehen am »Kini-

mandl« (Passo Bottiglia), an der Königspitz-Südwand, an der Cima Pale Rosse und an der Cima Miniera-Südwand an. Die unmittelbaren Kontakte der Magmatite zu den triasischen Sedimenten sind häufig diskordant, vor allem im Kleinbereich (cm bis m). Sie richten sich jedoch im großen und ganzen nach den steilstehenden bis nordvergenten s-Flächen des Hangendschenkels der Königspitz-Synklinale (siehe Abb. 2, 4). Dies wird besonders an der Cima Miniera-Südwand deutlich, wo die Intrusion(en) in Form von steilstehenden s-konkordanten sheets den Südschenkel der Synklinale intrudierten. Die unmittelbaren Kontakte der Hauptintrusionen zum Quarzphyllit orientieren sich vor allem nach der WSW–ENE streichenden und 70° bis 40°S-fallenden Schieferung.

Die Gänge und Stöcke sind ungeschiefert, nicht spröde deformiert und plombieren den tektonischen Kontakt von Trias und Quarzphyllit. Daher muß die Zebrulinie zum Zeitpunkt der Intrusion bereits diese Lagerung erreicht haben und später nicht mehr verändert worden sein. Der Kontakthof zeigt ebenfalls keine Anzeichen eines späteren tektonischen Versatzes.

Eine weitere Hauptintrusion steht in der Königspitz-Nordwand an. Sie steckt als großer nordvergenter Stock mit kreisförmigen Querschnitt genau im Kern der Königspitz-synklinale (Abb. 4). Da die große WSW–ENE streichende Synklinale von zahlreichen a-c-Klüften durchbrochen ist, die ebenfalls als Aufstiegswege der Magmen genutzt wurden, liegt der Schluß nahe, daß diese Intrusion genau am Schnittpunkt der leicht durchgescherten Faltenachse mit einer a-c-Kluft aufgedrungen ist.

Das Ganggefüge im Bereich des Kontakthofes um die Hauptintrusionen

Die kleineren Intrusionen unmittelbar um die Hauptintrusionen, also im Bereich des Kontakthofes können keiner eindeutigen Richtung zugeordnet werden. Dies liegt vor allem daran, daß der Quarzphyllit zwischen Kreilspitze, »Kinimandl« und Cima Pale Rosse durch die Intrusionstektonik in einen Schollenteppich zerlegt wurde. Die unterschiedlich großen Schollen, wenige cm bis einige m groß, sind verkippt, manchmal randlich etwas gerundet und durch magmatisches Material »verkittet«. Der Ausdruck Intrusionsbreccie erscheint daher treffend. Da diese Intrusionsbreccie keine Regelung aufweist, zeigen auch die Gänge keine Vorzugsrichtung.

Die zahlreichen mächtigen Gänge am Südgrat der Cima Pale Rosse sind konkordant zur WSW–ENE streichenden und 70° bis 40°S-fallenden Schieferung oder streichen parallel zur Schieferung und stehen saiger.

Im äußeren, südlichen und südöstlichen Randbereich richten sich die Gänge ungefähr nach der Schieferung des Quarzphyllits aus. Als mehr oder weniger s-konkordante sills streichen ca. WSW–ENE mit unterschiedlichem Einfallen zwischen 30° und 90°. Einige Gänge streichen NW–SE oder N–S und stehen saiger.

Das Ganggefüge in der Trias westlich des Kontakthofes um die Hauptintrusionen

Zahlreiche Intrusionen treten auf dem kleinen Hochplateau zwischen der Quinto Alpini Hütte und der Cima Miniera zutage. Sie streichen ca. WSW–ENE und sind saiger bzw. mit 60° bis 80° südfallend. Damit sind sie mehr oder weniger konkordant zur Faltung der Sedimente und bilden einen Streifen von Intrusionen etwas nördlich und parallel zur Zebrustörung bzw. zum neoalpinen Faltenbau.

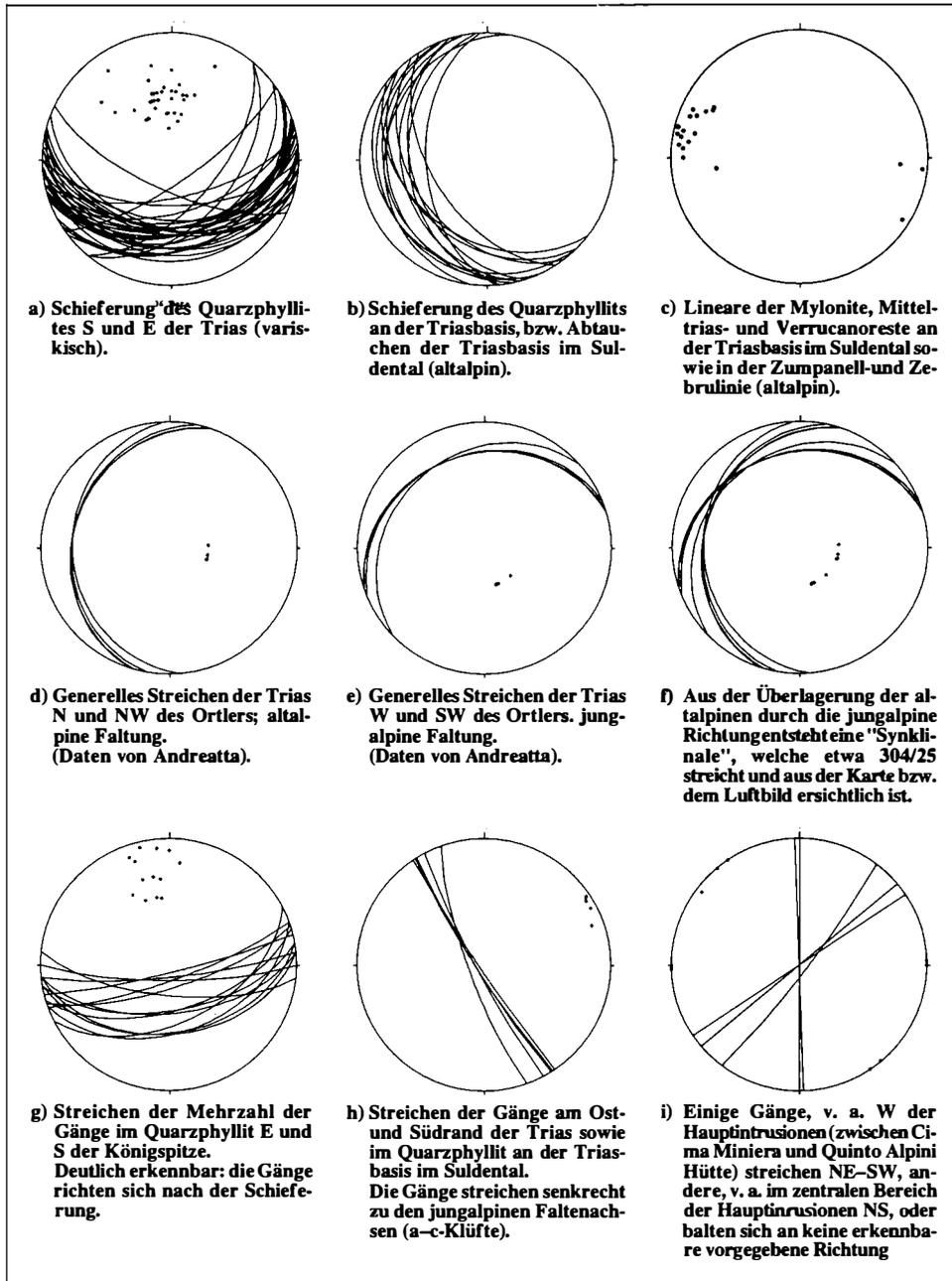


Abb. 6:
Die wichtigsten Gefüge von Kristallin, Trias und Intrusionen im Schmid'schen Netz (Projektion auf die untere Halbkugel).

Zwei Gänge durchschlagen Kristallin und Triasbasis zwischen der Quinto Alpinihütte und der Cima Miniera. Sie streichen etwa NE–SW und stehen saiger. Diese Richtung weicht nur wenig von der Streichrichtung der nealpinen Falten ab könnte jedoch auch einem Riedelsystem zur EW-gerichteten altalpinen Überschiebung entsprechen.

Das Gangfolge nördlich der Hauptintrusionen in Trias und Quarzphyllit

Die Gänge nördlich der Hauptintrusionen richten sich streng nach den NNW streichenden a-c-Klüften, senkrecht zu den jungalpinen Falten. Die etwa 1 bis 6 m mächtigen Gänge stehen saiger oder fallen mit etwa 80° nach W. und durchschlagen sowohl die Trias als auch das unterlagernde Kristallin. Beispiele solcher Gänge sind W der Hintergrathütte in Quarzphyllit und Trias und besonders eindrucksvoll an der Königspitz-Südwand aufgeschlossen.

Das Gangfolge östlich der Hauptintrusionen (im Quarzphyllit)

Die Gänge östlich der Hauptintrusionen (von der Kreilspitze ostwärts bis in das Madritschtal) sind an Dehnungserscheinungen im Quarzphyllit gebunden, welche durch eine Flexur des Hangendblockes im Zuge der Überschiebung an der Zebrulinie entstand (vgl. vorhergehendes Kapitel). Die größte Dehnung entstand im nördlichsten Bereich am Top des Hangendblockes. Nach S hin wird die Dehnung immer geringer und schließlich nicht mehr nachweisbar. Am Top des Hangendblockes entlang der Störung treten die Intrusionen gehäuft in übereinanderliegenden schieferungskonkordanten Sills auf, die zugleich EW-streichende und in geringerem Maße NNW–SSE streichende Klüfte verfüllen (Abb. 5). Im Liegendblock westlich der Schaubachhütte (nördlich der Überschiebung Schaubachhütte–Pedertal), südlich der Suldenspitze, wo die oben beschriebene Flexur ausläuft und westlich von »Auf den Vertainen«, wo die Zebrulinie aushebt, sind keine Gänge mehr anzutreffen.

- ANDREATTA, C. (1951): Carta geologica delle Tre venezie, Foglio 9 – Monte Cevedale, 1: 100.000. - Ministero dei Lavori Pubblici, Ufficio Idrografico del magistrato delle Acque, Venezia.
- ANDREATTA, C. (1952): Polymetamorphose und Tektonik in der Ortlergruppe. N.Jb. Min. MH., 1, 13–28.
- BOCKEMÜHL, C. (1988): Der Marteller Granit (Südtirol, Italien); Petrographie, Geochemie, Altersbestimmungen. - Dissertation, Universität Basel.
- CARON, M., DÖSSEGGER, R., STEIGER, R. & TRÜMPY, R. (1982): Das Alter der jüngsten Sedimente der Ortler Decke (Oberostalpin) in der Val Trupchun (Schweizerischer Nationalpark, Graubünden). - Ecl. geol. Helv., 75, 159–169.
- 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.
- 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.
- DAL PIAZ, G. V., DEL MORO, A., MARTIN, S. & VENTURELLI, G. (1988): Post-collisional magmatism in the Ortler-Cevedale Massiv (Northern Italy). - Jb. Geol. BA. Wien, 131, 533–551.
- 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.
- DEL MORO, A., DAL PIAZ, G. V., MARTIN, S., VENTURELLI, G. (1981): Dati radiometrici e geochimici preliminari su magmatiti oligoceniche del settore meridionale del Massiccio Ortles - Cevedale. Rend. Soc. Geol. It., 4, 265–266.

- DÖSSEGGER, R. & MÜLLER, W. H. (1976): Die Sedimentserien der Engadiner Dolomiten und ihre lithostratigrafische Gliederung. - *Ecl. geol. Helv.*, **69**, 229–238.
- DÖSSEGGER, R., FURRER, H. & MÜLLER, W. H. (1982): Die Sedimentserien der Engadiner Dolomiten und ihre lithostratigrafische Gliederung (Teil 2). - *Ecl. geol. Helv.*, **75**, 303–330.
- FROITZHEIM, N., SCHMID, S. M. & CONTI, P. (1994): Repeated change from crustal shortening to orogen-parallel extension in the Austroalpine units of Graubünden. - *Ecl. geol. Helv.*, **69**, 229–238.
- GELATI, R. & ALLASINAZ, A. (1964): Nuovo contributo alla conoscenza del Trias superiore dell'Alta Valtellina. - *Rivista Italiana di Paleontologia*, **70**, 15–63.
- GREGNANIN, A. & PICCIRILLO, E. M. (1972): Litostratigrafia, tettonica e petrologia degli scisti austriaci 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 Austric crystalline basement of the Passiria and Venosta Alps. - *Mem. Soc. Geol. It.*, **13**, 241–255.
- HAMMER, W. (1903): Porphyrite und Diorit aus den Ultenthaler Alpen. - *Jahrb. Geol. Reichsanst.*, **53**, 65–90.
- HAMMER, W. (1906): Geologische Beschreibung der Laasergruppe. - *Jahrb. Geol. Reichsanst.*, **56**, 405–494.
- HAMMER, W. (1908): Die Ortlergruppe und der Chavallatschkamm. - *JB. K. K. Geol. RA. Wien*, **58**, 79–196.
- HENRICHS, 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. & 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. - *Dissertation, Geolog. Inst. Zürich*.
- 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.
- MAIR, V. & PURTSCHELLER, F. (1995): A study on a dike swarm related to the Königspitze (Gran Zebü) Pluton, Ortler-Campo-Crystalline (Venosta Valley, W South Tyrol): implications on magma evolution and alteration processes. - *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **20**, 67–86.
- SCHMID, S. M. & FROITZHEIM, N. (1993): Oblique slip and block rotation along the Engadine Line. - *Ecl. geol. Helv.*, **86**, 569–593.
- SCHMID, S. M. & HAAS, R. (1989): Transition from near surface thrusting to intrabasement décollement, Schling thrust, Eastern Alps. - *Tectonics*, **8**, 697–718.
- 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. BA. Wien*, **124**, 111–174.
- THÖNI, M. (1986): The Rb/Sr thin slab isochron method – an unreliable geochronologic method for dating geologic events in polymetamorphic terrains? - *Mem. Sc. Geol.*, **36**, 211–238.

Exkursionsablauf:

Erster Tag:

8.⁰⁰ Abfahrt Tagungszentrum

10³⁰ Ankunft Seilbahn Sulden; Fahrt zur Mittelstation

Aufstieg zur Hintergrathütte: Geologie und Petrographie des Quarzphyllitkomplexes

Mittagessen in oder an Hintergrathütte

Nachmittags:

Die Triasbasis an der Hintergrathütte, sowie postkollisionale Intrusionen (locus typicus für »Suldenit« und »Ortlerit«)

Gletscherquerung zur Schaubachhütte: Kontaktmetamorphose des Königspitzplutons, sowie Intrusionsmechanismen, Magmenentwicklung und Einschlüsse der Intrusionen

Übernachtung auf der Schaubachhütte

Zweiter Tag:

8³⁰ Aufstieg zum Madritschjoch: alpine und nealpine Tektonik an der östlichen Fortsetzung der Zebrulinie.

An der Pederscharte: alpine und nealpine Tektonik an der östlichen Fortsetzung der Zebrulinie;

eingeschleppte Serpentine und Augengneise, sowie Gipse der Raibler Formation

Mittagessen im Gelände

Abstieg Pedertal: Vom Quarzphyllit (Grünschieferfazies) ins Altkristallin (Amphibolithfazies)

ca. 16⁰⁰ Ankunft Gasthaus »Enzian«, von dort Rückfahrt mit Bus. Bei Gelegenheit oder ungebrochenem Interesse: Petrographie des Marteller Granits (direkt an der Straße)