

Strukturelle Entwicklung im Grenzbereich zwischen dem penninischen Malenco-Ultramafitit und dem Unterostalpin (Margna- und Sella-Decke) = Evolution of structures in the boundary zone between the Penninic Malenco ultramafitite and the Lower

Autor(en): Hermann, Jörg / Müntener, Othmar
Austroalpine ...

Objekttyp: Article

Zeitschrift: **Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen
= Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie**

Band (Jahr): **72 (1992)**

Heft 2

PDF erstellt am: **21.09.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-54909>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Strukturelle Entwicklung im Grenzbereich zwischen dem penninischen Malenco-Ultramafitit und dem Unterostalpin (Margna- und Sella-Decke)

Evolution of structures in the boundary zone between the Penninic Malenco ultramafitite and the Lower Austroalpine (Margna- and Sella nappe)

von Jörg Hermann und Othmar Müntener¹

Abstract

The Margna nappe represents the deepest unit of the Lower Austroalpine nappe pile and tectonically overlies the Penninic Malenco-Serpentinite. It could be proved that a large recumbent syncline with a core of permomesozoic sediments links the Margna nappe with the Sella nappe. The mesozoic sediments show a strong affinity to those of the Austroalpine environment. The basement of the Sella nappe contains country rocks with a pre-Alpine metamorphic overprint and intrusions representing the most acid member of the calcalkaline Late Paleozoic intrusive suite of the Bernina nappe.

The following main events related to Alpine tectonics can be distinguished: (A) The main deformation phase of late Cretaceous age has formed the recumbent folds of the nappe pile, an axial plane schistosity and a stretching lineation. The facing direction of the sedimentary syncline indicates west-directed movement during nappe emplacement. The associated metamorphism led to mineral assemblages of upper greenschist to lower amphibolite facies. The nappe pile is a product of deformation above an E-dipping subduction zone. (B) Ductile top east-directed extensional structures accommodated thinning of both the Mesozoic sediments and the Margna basement and demonstrate the collapse of the nappe pile. (C) During a first backfolding event under middle to upper greenschist facies conditions, isoclinal folds with N-dipping axial planes and thrusts towards south were developed. The main schistosity in the roof of the Malenco Serpentinite is attributed to this pre-Bergellian event. These compressive structures may be linked with the beginning of the continent-continent-collision. (D) A second backfolding event which is tectonically separated from the first one caused more open folds and a pressure solution schistosity. These structures may be related to vertical movements along the Insubric line.

Keywords: Margna nappe, Sella nappe, Malenco ultramafitite, Penninic-Austroalpine boundary, structures, tectonic evolution, Bernina massif, Italy.

Zusammenfassung

Die Margna-Decke bildet die tiefste tektonische Einheit der unterostalpinen Decken und liegt auf dem penninischen Malenco-Serpentinit und den penninischen Forno-Lizun-Ophiolithen. Mit Hilfe von strukturellen Untersuchungen konnte nachgewiesen werden, dass die Margna-Decke mit der darüberliegenden Sella-Decke über eine liegende Synklinale verbunden ist, deren Kern aus mesozoischen Sedimenten besteht. Die Abfolge der Sedimente

¹ Institut für Mineralogie und Petrographie, ETH-Zentrum, CH-8092 Zürich.

kann mit derjenigen des ostalpinen Ablagerungsraums verglichen werden. Das Basement der Sella-Decke besteht aus Altkristallin sowie aus Intrusivgesteinen, welche ein saures Glied der kalkalkalischen, spätvariskischen Bernina-Intrusionen darstellen.

Die wichtigsten alpinetektischen Ereignisse konnten wie folgt unterschieden werden: (A) In der Oberkreide führt eine Hauptdeformationsphase zur Ausbildung von Deckfalten, einer Achsenebenenschieferung und einer Streckungslineation. Die Richtung des «facing» in den Sedimentsynklinalen zeigt an, dass die Deckenplatznahme mit einem Schub von Osten nach Westen erfolgte. Die begleitende Metamorphose erreichte oberste Grünschiefer- bis unterste Amphibolitfazies. Es wird vermutet, dass diese Deckfalten über einer nach Osten einfallenden Subduktionszone an der Basis des südöstlichen Kontinentes entstanden sind. (B) Duktile, nach Osten gerichtete Abschiebungen führen zum Ausdünnen der mesozoischen Sedimente und des Margna-Basements und weisen auf eine frühalpine Extension und ein Zergleiten des Deckenstapels hin. (C) Während einer ersten, präbergellischen Rückfaltungsphase werden unter Bedingungen der mittleren bis oberen Grünschieferfazies enge bis isoklinale, südvergente Falten sowie Überschiebungen ausgebildet, die eine Bewegung der höheren Einheiten nach Süden anzeigen. Eine neue Hauptschieferung entsteht im Dach des Malenco-Serpentinit. Diese erneut kompressiven Strukturen können mit dem Beginn der Kontinent-Kontinent-Kollision in Verbindung gebracht werden. (D) Eine zweite Rückfaltungsphase, welche von der ersten tektonisch getrennt ist, bildet unter Bedingungen der unteren Grünschieferfazies offene, südvergente Falten und eine Drucklösungsschieferung aus. Diese Strukturen könnten gleichzeitig mit Hebungsbewegungen an der Insubrischen Linie entstanden sein.

Einleitung

Das untersuchte Gebiet befindet sich am Südfuss des Berninagebirges im obersten Val Malenco (Provinz Sondrio, N-Italien). Es liegt im Grenzbereich der penninischen und ostalpinen Decken (Abb. 1, Abb. 2) und ist aus drei grossen Einheiten aufgebaut: Die tektonisch tiefste Einheit ist der Malenco-Serpentinit, der aus ultramafischen Gesteinen besteht. Darüber liegen die Margna- und die Sella-Decke, welche aus kontinentaler Kruste und einer mesozoischen Sedimentbedeckung aufgebaut sind.

Dieses interessante Gebiet war schon früh Ziel geologischer Untersuchungen. So wurde es von THEOBALD (1866), ZYNDEL (1912), CORNELIUS (1912) und STAUB (1914, 1915, 1921) beschrieben und von STAUB (1946) kartiert. In Diplomarbeiten wurde in den 70er Jahren das Gebiet petrographisch detailliert untersucht. BUCHER (1972), PFEIFER (1972), BUCHER und PFEIFER (1973) legten den Schwerpunkt auf die Beschreibung des Malenco-Körpers, während RAZ (1977) sich mehr mit den mesozoischen Sedimenten und den darin enthaltenen Manganvererzungen beschäftigte. Neuere Arbeiten in angrenzenden Gebieten behandelten vor allem die Margna-Decke (LINIGER, 1987; GUNTILI, 1987; LINIGER und GUNTILI, 1988; GUNTILI und LINIGER, 1989; SPILLMANN, 1988, 1989; ZINGG, 1988; BENNING, 1990; SIDLER, 1990; SIDLER und BENNING, 1992; BENNING und SIDLER, 1992) und die Bernina-Decke (RAGETH, 1982; BÜCHI, 1987; SPILLMANN und BÜCHI, im Druck), während die Sella-Decke seit dem Erscheinen der geologischen Karte von STAUB (1946) nicht mehr detailliert studiert wurde.

Diese Auflistung zeigt, dass vor allem die Margna-Decke von grossem Interesse ist. Das

hängt mit ihrer besonderen tektonischen Stellung zusammen. Sowohl im Liegenden (Malenco-Serpentinit, Monte-del-Forno-Komplex, Lizun) als auch im Hangenden (Platta-Decke) der Margna-Decke befinden sich ophiolithische Einheiten. Die Platta-Decke dünnt aber südlich der Engadiner Linie rasch aus und verschwindet, so dass die Margna-Decke direkt an unterostalpine Decken grenzt (Abb. 1, Abb. 3). Je nach paläogeographischer Rekonstruktion wird die Margna-Decke als Mikrokontinent im piemontesischen Ozean zum Penninikum (TRÜMPY, 1975, 1980) oder als Teil des Kontinentalrandes zum Ostalpin (MONTRASIO und TROMMSDORFF, 1983) gestellt. Vor allem strukturelle Untersuchungen, aber auch Ähnlichkeiten in der Sedimentbedeckung zeigten, dass die Margna-Decke eher zum Ostalpin gehört (LINIGER und GUNTILI, 1988; SPILLMANN, 1989; SIDLER und BENNING, 1992). Der Schwerpunkt dieser Arbeit, welche auf unseren Diplomarbeiten basiert (MÜNTENER, 1991; HERMANN, 1991), liegt auf der Strukturgeologie. In Anlehnung an die Resultate früherer Arbeiten stellten sich drei Hauptfragen:

1) Gibt es strukturelle und petrographische Zusammenhänge zwischen der Margna- und der Sella-Decke?

2) Wie kann erklärt werden, dass die Mächtigkeit der Margna-Decke von ca. 1,5 km weiter westlich auf ungefähr 100 m im untersuchten Gebiet abnimmt? Warum dünnen die mesozoischen Sedimente östlich des Val Scerscen stark aus (Abb. 2)?

3) SIDLER und BENNING (1992) konnten weiter östlich strukturell zwei Rückfaltungsphasen unterscheiden. Findet man beide Rückfaltungsphasen auch im untersuchten Gebiet?

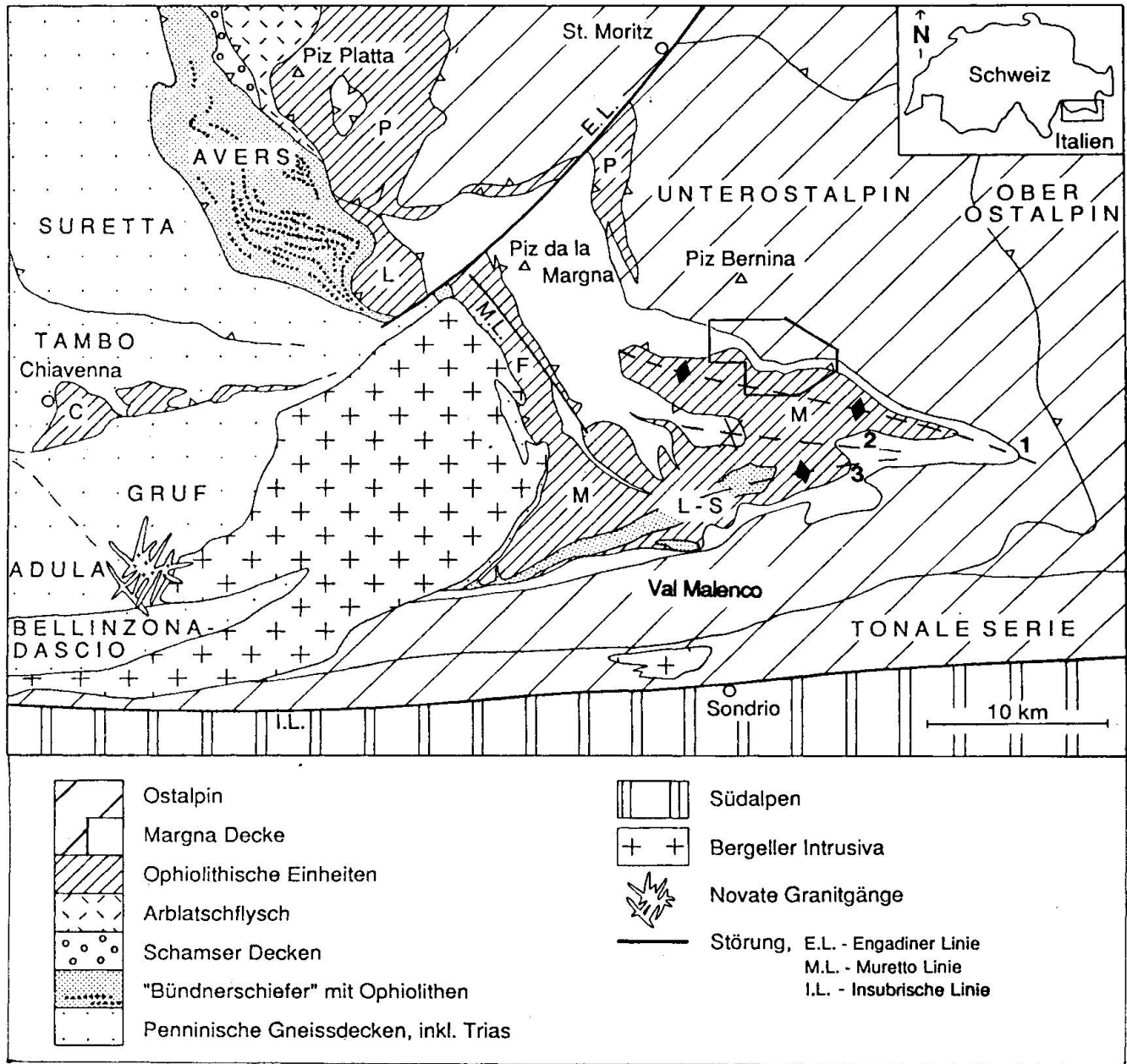


Abb. 1 Tektonische Übersichtsskizze, modifiziert nach GUNTGLI und LINIGER (1989); nach STAUB (1946), TROMMSDORFF und NIEVERGELT (1983) und MONTRASIO (1984). C = Chiavenna-Ophiolithe, M = Malenco-Serpentinit, F = Forno-Einheit, P = Platta-Decke, L-S = Lanzada-Scermendone-Zone, L = Lizun. Grossstrukturen: 1 = Ur-Antiform, 2 = Roggione-Synform, 3 = Lanzada-Antiform. Das untersuchte Gebiet ist eingerahmt.

Lithologischer Aufbau der Einheiten

Die Margna- und die Sella-Decke werden als liegende Deckfalten von Altkristallin, welche durch eine Sedimentsynklinale getrennt sind, dargestellt (Abb. 2). Es werden vier Einheiten unterschieden: der Malenco-Serpentinit, das Basement der Margna- und der Sella-Decke sowie die permomesozoischen Sedimente beider Decken (Tremoggia-Mulde).

Der Malenco-Körper ist im untersuchten Gebiet etwa ein Kilometer mächtig. Der obere Teil besteht vorwiegend aus chloritführenden Diopsid-Antigorit-Schiefen, im unteren Teil findet man (brucitführende Diopsid-)Olivin-Antigorit-Schiefer und massige (Diopsid-)Antigorit-Olivin-Felse. Die Zunahme von Olivin im tieferen Teil des Malenco-Körpers ist einerseits auf die Reaktion Antigorit + Brucit → Olivin + Wasser zurückzuführen (TROMMSDORFF und

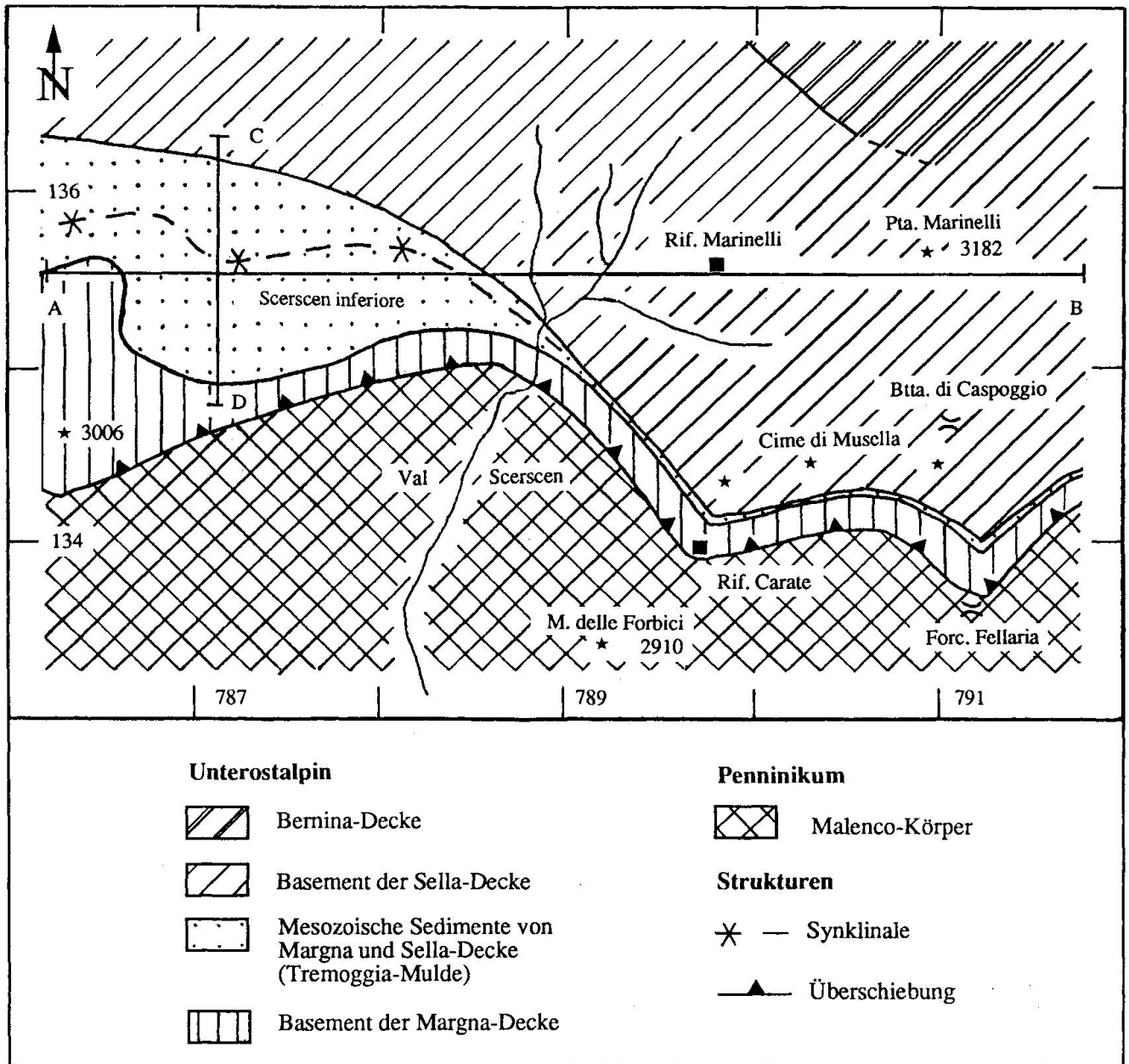


Abb. 2 Schematische tektonische Karte des untersuchten Gebietes. Profil A-B siehe Tafel 1, Profil C-D siehe Abb. 4.

EVANS, 1974; PERETTI, 1988). Andererseits ist der tiefere Teil aufgrund des Modalbestandes basischer als der höhere, was als magmatische Stratifizierung des Malenco-Körpers interpretiert wird.

Vor allem im oberen Teil des Malenco-Körpers treten diskordant zur Schieferung Lagen von Diopsid, Magnetit und Chlorit auf, welche die Reste eines magmatischen Layering darstellen. In einer dieser Lagen wurden idiomorphe Andradite und Vesuviane gefunden.

In der Kontaktzone des ultrabasischen Malenco-Körpers mit dem sauren Margna-Basement

konnten zwei verschiedene Erscheinungen studiert werden.

1) Westlich des Rif. Carate befinden sich in den obersten zehn Metern des Malenco-Körpers Ophikarbonate. Diese Ophikarbonate sind metasomatisch entstanden und können mit einer Zunahme des CO_2 -Gehaltes des Fluids vom Serpentin hin zum Margna-Basement erklärt werden.

2) An der Forcola Fellaria ist eine ca. 15 m mächtige, tektonisch verschuppte Serie von Kontaktgesteinen aufgeschlossen. Mit Hilfe von XRF-Analysen konnte gezeigt werden, dass Elemente wie Si und Mg mobil sind, in Richtung des Kon-

zentrationsgefälles wandern und zu einer metasomatischen Umwandlung der Gesteine führen, während Elemente wie Zr, Cr, Ti und Ni sich immobil verhalten und als Tracer für das Ursprungsgestein verwendet werden können.

Die Margna-Decke ist aus sehr variabler, kontinentaler Kruste aufgebaut. Sie ist im untersuchten Gebiet stark deformiert und weist eine Mächtigkeit von 50 bis 150 m auf. Der tiefere Teil setzt sich vorwiegend aus gebänderten Gneisen und Glimmerschiefern zusammen. Darin eingelagert sind Meta-Pegmatite, Amphibolite, Granatamphibolite sowie Marmore und Kalksilikatfelse. In einigen dieser Gesteine (Granatamphibolite, Marmore, Kalksilikatfelse) sind Relikte einer präalpinen Hochtemperatur-Metamorphose erhalten geblieben.

Der obere Teil des Margna-Basement ist aus glimmerreichen Amphibol-Chloritschiefern aufgebaut. Geochemische Analysen zeigten, dass es sich dabei um einen deformierten Metadiorit handelt. Diese Gesteine zeigen eine chemische Affinität zu den kalkalkalischen Intrusiva der Bernina-Decke (SPILLMANN und BÜCHI, im Druck).

Die Sella-Decke ist ungefähr ein Kilometer mächtig und besteht aus Glimmerschiefern (vorwiegend im Kern) und Intrusiva (am Rand).

1) Glimmerschiefer:

An der Basis der Sella-Decke im Scerscen inferiore treten gebänderte Grünschiefererrien auf. Obwohl sie stark deformiert sind, ist eine primäre Diskordanz zu den darüberliegenden Augengneisen, die chemisch als Meta-Alkalifeldspatgranit bestimmt wurden, noch erkennbar (Tafel 1).

Im Zentrum der Sella-Decke liegt die aus lithologisch sehr variablen, stark deformierten Chlorit-Glimmerschiefern und Gneisen aufgebaute Marinelli-Serie (Casannaschiefer nach STAUB, 1946). An der Bocchetta di Casoggio wurde ein ca. ein Meter mächtiger Zug von Metakarbonaten mit einer präalpinen, amphibolitfazialen Mineralparagenese (Diopsid + Plagioklas) gefunden. Von der Hauptschieferung (S_1) umflossene, reliktsch erhaltene Granate und Pseudomorphosen von Albit, Chlorit, Hellglimmer und Klinozoisit nach Granat zeigen an, dass die Marinelli-Serie präalpin metamorph ist.

2) *Intrusiva* (Monzonite und Banatite der Sella-Serie nach STAUB, 1946):

Östlich des Val Scerscen tritt an der Basis der Sella-Decke der nach den Cime di Musella benannte Musella-Granit auf. Er besteht im Kern aus einem kaum deformierten allanitführenden Hornblende-Biotit-Granit mit grossen Einsprenglingen von Kalifeldspat, der randlich diskontinuierlich verschiefert und mylonitisiert wird.

Randlich finden sich granodioritische Xenolithschwärme, die geochemisch dem Granodiorit der oberen Sella-Decke entsprechen. Diese können wegen der starken Deformation im Feld jedoch kaum vom Granit unterschieden werden. Im massigen Granit sind zudem Xenolithe von Gabbro, Diorit und Granodiorit sowie Aplitgänge zu finden.

Im Scerscen inferiore tritt im tieferen Teil der Sella-Decke ein Hellglimmer-Augengneis auf, der sehr grosse Ähnlichkeit zu Aplitgängen des Musella-Granits zeigt und der chemisch als Meta-Alkalifeldspat-Granit bestimmt werden konnte.

Ein Biotit-Hornblende-Granodiorit bildet die oberste Gesteinseinheit der Sella-Decke. Im Zentrum ist er massig, gegen den Rand wird er zunehmend verschiefert, und am Kontakt zur Bernina-Decke tritt er vollständig mylonitisiert auf. Er wird von ebenfalls deformierten, vergrünerten Gängen mit basaltischem Chemismus durchzogen und weist Einschlüsse von Altkristallin auf.

Chemische Analysen haben gezeigt, dass die Intrusiva der Sella-Decke Bestandteile einer kalkalkalischen Differentiationsserie sind (Stellung des Meta-Alkalifeldspat-Granits ist unklar). Sie stellen die saure Fortsetzung der von RAGETH (1982) und BÜCHI (1987) beschriebenen kalkalkalischen Gesteine der Bernina-Decke dar.

Das an Bernina-Intrusiva bestimmte Alter von 326 ± 13 Ma (VON QUADT et al., in Vorbereitung) entspricht wahrscheinlich dem Entstehungsalter der Sella-Intrusiva. Dies stimmt mit der Beobachtung überein, dass in allen Intrusiva weder eine präalpine Deformation noch eine präalpine Metamorphose sichtbar ist.

Die permomesozoischen Sedimente der Margna- und der Sella-Decke werden als Tremoggia-Mulde gemeinsam beschrieben, da sie eine Synklinale bilden (Kap. 3) und da sich keine lithologischen Unterschiede zwischen Normal- und Verkehrtchenkel erkennen lassen. Die Sedimente sind tektonisch stark beansprucht. Im Osten des untersuchten Gebietes sind sie zudem ausgedünnt (Mächtigkeit ~ 15 m) und oft unvollständig erhalten, so dass das Aufstellen einer Lithostratigraphie nur im Gebiet des Scerscen inferiore (Mächtigkeit ~ 250 m) möglich ist. Es konnten folgende Lithologien unterschieden werden (von alt nach jung):

- Eine variable Serie von Augengneisen, Hellglimmerschiefern und Quarziten mit Einschaltungen von Dolomitmarmoren und Rauhwacken (detritische Serie).
- Gebänderte blaugraue Dolomitmarmore mit Lagen von Chloritschiefern.
- Gelbweisse Dolomitmarmore mit Einschaltungen

Tab. 1 Vergleich des Mesozoikums von Margna- und Sella-Decke mit unterostalpinen Einheiten, basierend auf Arbeiten von FURRER (1985), NAEF (1987) und EBERLI (1988). Kalkglimmerschiefer und Kalkmarmor konnten zwar als Lithologien innerhalb der grünen Quarzschiefer unterschieden, wegen komplexer Verfaltungen und Verschuppungen jedoch nicht kartiert werden.

Kartierte Lithologie (Margna- und Sella-Decke)	Formation (Unterostalpin, nach FURRER, 1985, NAEF, 1987 und EBERLI, 1988)	System/Stufe
Kalkglimmerschiefer	Emmat (Neokom oder Argille a Palombini)	Untere Kreide
Kalkmarmor	Calpionellenkalk (Aptychenkalk)	Untere Kreide
Grüne Quarzschiefer mit Manganvererzungen	Radiolarit	Oberer Jura (Malm)
Kieselige Kalkschiefer	Allgäu (Agnelli)	Unterer bis Mittlerer Jura (Lias, Dogger)
Gelbweisser Dolomitmarmor	Hauptdolomit	Obere Trias (Nor)
Blaugrauer Dolomitmarmor mit Lagen von Chloritschiefern	Vallatscha (Turettas oder Scarl)	Mittlere Trias (Ladin)
Quarzite, Hellglimmerschiefer und Marmore (detritische Serie)	Fuorn	Untere Trias (Skyth bis Anis)

gen von Rauhacken und pyritführenden Chloritschiefern.

- Kieselige Kalkschiefer und Kalkmarmore mit Lagen von klastischen Dolomitkomponenten.
- Grüne Quarzschiefer mit Mn-Vererzungen. Darin enthalten, aber nicht in eindeutiger lithostratigraphischer Stellung sind beigebraune Kalkmarmore sowie grauschwarze Kalkglimmerschiefer. An der Basis der Quarzschiefer ist eine sedimentäre Brekzie aufgeschlossen.

Die Abfolge ist mit Sedimenten des unterostalpinen Ablagerungsraumes vergleichbar (FURRER, 1985; NAEF, 1987; EBERLI, 1988). Die Korrelation mit diesen Sedimenten erfolgt auf-

grund lithostratigraphischer Analogien (Tab. 1). Fossilien wurden nicht gefunden.

Strukturen

Im untersuchten Gebiet konnten anhand von Überprägungen eine präalpine, sieben duktile alpine und zwei spröde alpine Deformationsphasen struktureologisch unterschieden werden. Die älteren, stark ausgeprägten Strukturen sind vor allem in den kompetenten Gesteinen (Metagrani- toide, Dolomitmarmore) erhalten. Die jüngeren, weniger stark ausgeprägten Strukturen vermoch-

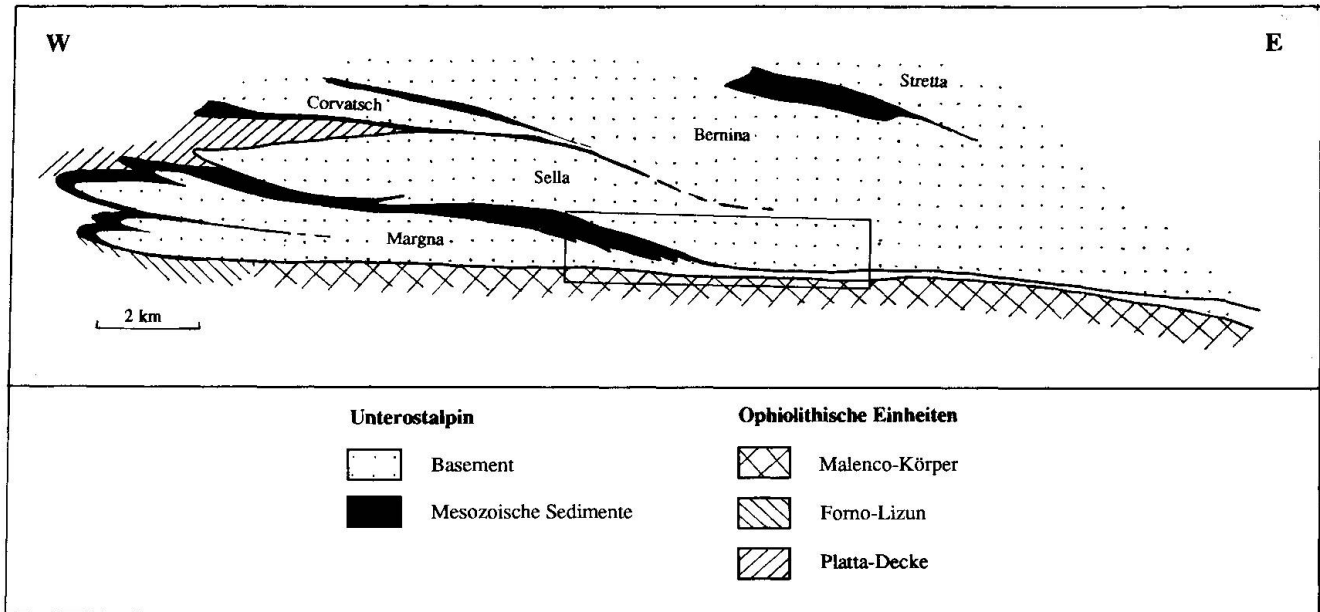


Abb. 3 Stark vereinfachtes E-W-Profil des unterostalpinen Deckenstapels (Daten von STAUB, 1946; LINIGER und GUNTLI, 1988; SPILLMANN, 1989; SPILLMANN und BÜCHI, im Druck). Der Deckentrenner zwischen Sella- und Bernina-Decke verschwindet im Osten. Die Margna-Decke wird im Westen von ophiolithischen Einheiten unter- und überlagert. Im untersuchten Gebiet (eingerahmt, Detailprofil siehe Tafel 1) dünnt sowohl die Margna-Decke als auch die Tremoggia-Mulde aus.

ten die älteren in diesen Gesteinen nicht zu überprägen, bildeten sich jedoch in den inkompetenteren Gesteinen (Serpentinit, Schiefer) gut ab. Die Tabelle 2 gibt eine Übersicht, wo welche Strukturelemente auftreten und wie die verschiedenen Strukturen unterschieden werden können.

PRÄALPINE STRUKTUREN

Strukturen, welche von D_1 überprägt werden, sind präalpin entstanden. So findet man im Malenco-Körper ein magmatisches Layering und in präalpinen Granatklasten des Basement vereinzelt eine alte Schieferung. In den mesozoischen Sedimenten wurde eine sedimentäre Brekzie gefunden, welche grosse Ähnlichkeit mit der in den mesozoischen Sedimenten der Bernina-Decke auftretenden Alv-Brekzie hat. Solche Brekzien werden mit jurassischen Extensionsbewegungen in Verbindung gebracht (EBERLI, 1985; FROITZHEIM und EBERLI, 1990).

D_1 DECKFALTENBILDUNG

Als erste Deformationsphase (D_1) bezeichnen wir die älteste Faltungsphase in den mesozoischen Sedimenten und gleichartig ausgeprägte Strukturen in den anderen Einheiten. D_1 bewirkt eine isoklinale Verfaltung der Schichten mit Bildung einer ausgeprägten Achsenebenenschieferung,

welche in der Margna- und der Sella-Decke zugleich die Hauptschieferung ist. Die Schieferung ist parallel zu den Deckenkontakten. Diese werden von D_3 verfaltet, und die Schieferung wird von D_2 verbogen. Daraus kann man schliessen, dass die Deckenbildung während D_1 erfolgte.

Radiometrische Datierungen der Hauptschieferung lassen für die Deckenbildung ein Oberkreidealter ableiten (JÄGER, 1973; FREY et al., 1974; PHILIPP, 1982; DEUTSCH, 1983).

Die mesozoischen Sedimente bilden den Trenner zwischen Margna- und Sella-Decke und liegen symmetrisch zwischen dem Basement der Decken. Die ältesten Schichten der Sedimente liegen am Rand, die jüngsten im Kern. Die Sedimente bilden also eine Synklinale. Sowohl die Richtung und der Schersinn von D_2 als auch D_3 -Faltenvergenzen sind auf beiden Schenkeln der Synklinalen gleich (Abb. 4). Das zeigt an, dass die Synklinale während D_1 gebildet wurde. Die Decken sind demzufolge keine reinen Überschiebungsdecken, sondern sind als liegende Deckfalten ausgebildet (Abb. 3).

In quarzreichen Gesteinen ist ein deutliches Streckungslinear L_1 ausgebildet (durchschnittliches Streichen: 80°). Gestreckte Granate in einem Meta-Pegmatit der Margna-Decke haben eine prolate Form und ein Längen- zu Breitenverhältnis von 5. Durch die grosse Streckung werden die inkompetenteren Gneise und Schiefer des Basement vollständig überprägt, die kompetenteren

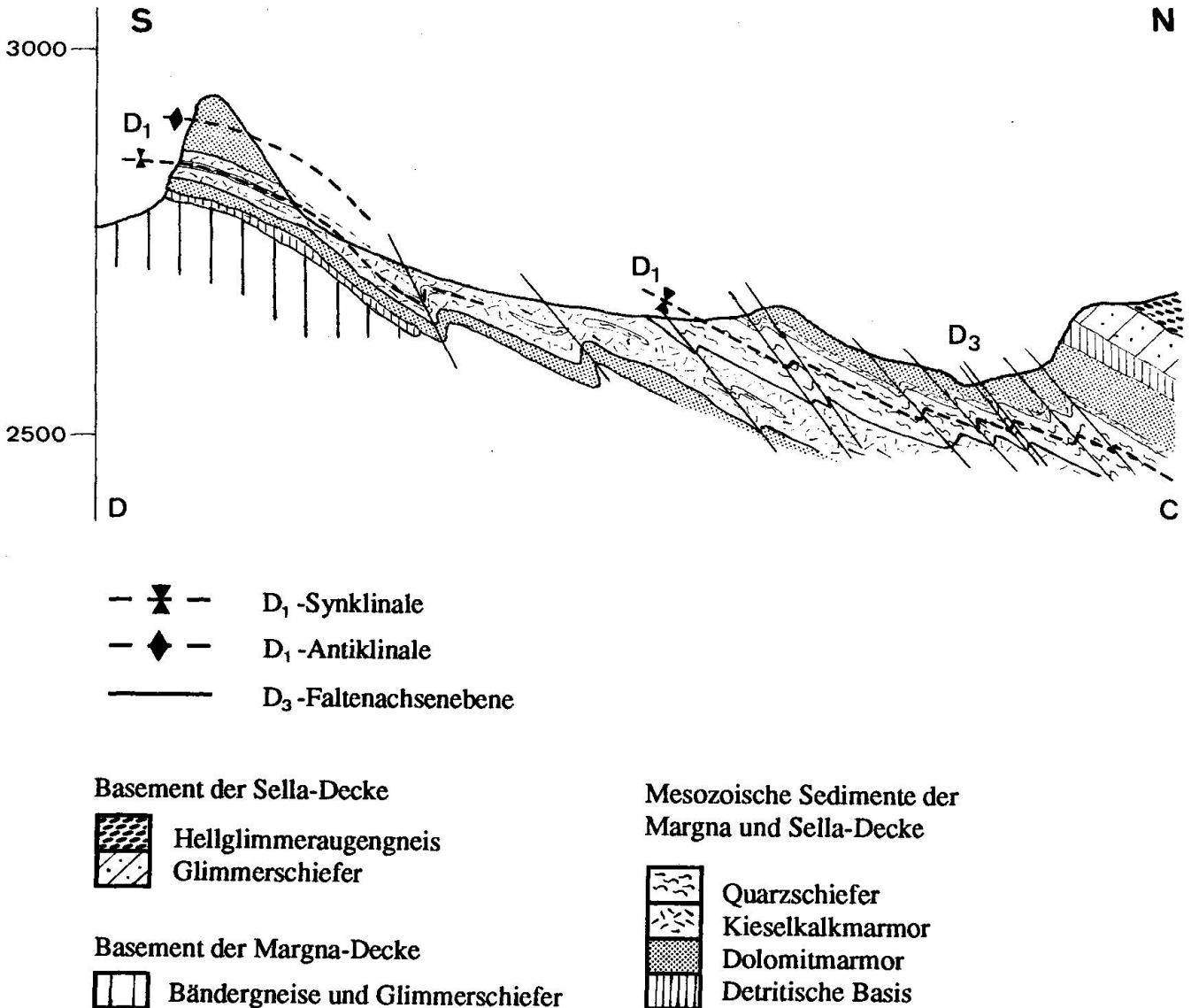


Abb. 4 N-S-Profil durch die Tremoggia-Mulde im Kessel des Scerscen inferiore, senkrecht zu FA₃. Südvergente D₃-Falten überprägen die Sedimentsynklinale. Die Faltenachsenflächen der dritten Deformation werden von D₆ verstellt. (Profilsur siehe Abb. 2.)

Intrusiva mehr oder weniger stark mylonitisiert und Dolomitmarmore boudiniert. D₁-Kleinfalten werden durch die starke Scherung rotiert, so dass die Faltenachsen parallel zum Streckungslinear liegen (Abb. 5) und sheath folds bilden. Deshalb ist es unmöglich, aus den Kleinfaltenvergenzen das Schliessen der Synklinale zu rekonstruieren. Das «facing» der parasitären Syn- und Antiklinalen sowie Lineare und Schersinne geben für die Deckenbildung einen relativen Schub der höheren Einheit von Osten nach Westen an. Die gleiche Richtung des «facing» konnte im Oberengadin im Stirnbereich der Margna-Decke bestimmt werden (LINIGER und GUNTGLI, 1988).

Im Osten des untersuchten Gebietes fehlen sowohl die inkompetentesten mesozoischen

Schichten (Quarzschiefer) als auch grosse Parasitär-falten (Tafel 1). Darum nimmt die Mächtigkeit der mesozoischen Sedimente östlich des Val Scerscen rasch ab.

Die Synklinale zeigt aber auch an, dass die Margna-Decke strukturell mit der unterostalpinen Sella-Decke verbunden ist. Somit gehört auch die Margna-Decke zum Unterostalpin.

D₂ DUKTILE ABSCHIEBUNGEN

In duktilen Scherzonen im Musella-Granit (Basis der Sella-Decke), im Dolomitmarmor der mesozoischen Sedimente und in Quarzausschwitzungen des Margna-Basement ist ein

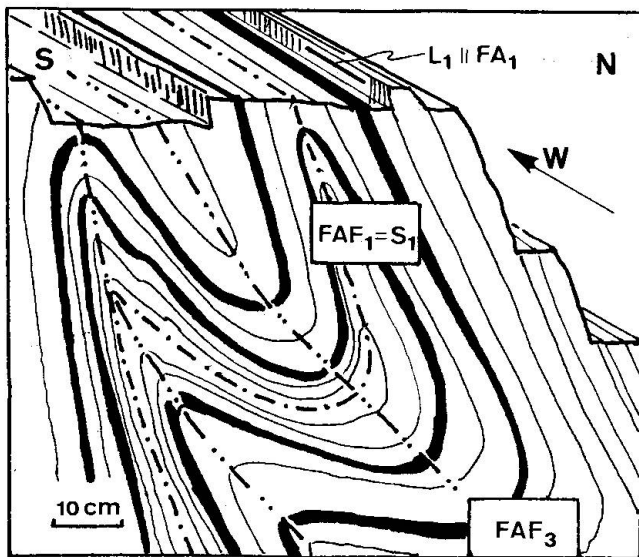


Abb. 5 Schematische Skizze von überprägten Falten (D_1 und D_3) im Kieselkalkmarmor. Die Schieferung S_1 ist eine Achsenebenschieferung der ersten Faltungsphase. Spätere Phasen verfallen die Schieferung. Das Interferenzmuster entsteht durch subparallele Faltenachsen. Die Faltenachsen FA_1 liegen parallel zum Linear L_1 . Koor.: 787 860 / 135 400.

zweites Linear L_2 (durchschnittliches Streichen 105°) ausgebildet. Assoziierte Schersinnindikatoren ergeben eine Bewegung der oberen Einheiten nach ESE. Die Linearrichtung und der Schersinn sind beidseits der Synklinale gleich. Die Lineare werden von D_3 und D_4 verfallen, was darauf hinweist, dass D_2 zwischen D_1 und D_3 stattgefunden hat. Es wurden nur Lineare und Scherbänder, nie aber grosse Falten beobachtet. Die präexistenten tektonischen Einheiten werden in horizontaler Richtung gestreckt und nicht verkürzt. Aus diesem Grund wird D_2 als eine Abschiebungsphase gedeutet. SIDLER und BENNING (1992) haben ebenfalls zwei leicht unterschiedlich streichende Lineare gefunden, diese aber als Produkt differentieller Bewegungen innerhalb der Margna-Decke bei der Deckenbildung interpretiert.

Das starke Ausdünnen der Margna-Decke kann mit diesen Abschiebungen nach Osten erklärt werden (E-W-Profil, Tafel 1). Zudem werden die mesozoischen Sedimente östlich des Val Scerscen durch die duktile Abschiebung, d.h. ohne Versatz, weiter ausgedünnt. Damit bleibt die Symmetrie der Sedimente weiterhin erkennbar. Das starke Ausdünnen der mesozoischen Sedimente östlich des Val Scerscen ist somit als Kombination von D_1 und D_2 anzusehen.

D_3 ERSTE RÜCKFALTUNG

Eine dritte Deformationsphase (D_3) verfallen die Hauptschieferung, Deckenkontakte, Lineationen und die Sedimentsynklinale (Abb. 4). Sie äussert sich je nach Einheit unterschiedlich. Während im Dach des Malenco-Körpers die Hauptschieferung und eine Streckungslineation entstehen, bilden sich in den übrigen Einheiten, je nach Rheologie des Gesteins, enge bis isoklinale Falten, deren Achsenebenen nach Norden einfallen. Die Faltenachsen streichen horizontal E-W. D_3 ist also als Rückfaltungsphase zu bezeichnen.

Die Strukturen der dritten alpinen Deformationsphase entsprechen nach relativem Alter, Form und Orientierung der Faltenachsenflächen (FAF) den D_2 -Strukturen von PERETTI (1985) und LINIGER und GUNTLI (1988). Diese werden vom Granodiorit der Bergeller Intrusion abgeschnitten (PERETTI, 1985). Sie sind somit älter als 30 Ma (GRÜNENFELDER und STERN, 1960; VILLA und VON BLANKENBURG, 1991), müssen aber jünger als die Hauptschieferung S_1 sein.

Im Dach des Malenco-Körpers ist auf Schieferungsflächen S_3 eine gut ausgebildete, \sim N-S streichende Streckungslineation erkennbar, die hauptsächlich von Magnetit-Aggregaten und seltener von Diopsid-Kristallen gebildet wird. Scherzonen und Mikrostrukturen ergeben eine Bewegungsrichtung des Höheren nach Süden. Der gleiche Schersinn resultiert aus Untersuchungen an Quarzgefügen und «Glimmerfischen» in D_3 mylonitisierten Quarziten der Margna- und der Sella-Decke.

In den Gesteinen der Margna- und der Sella-Decke sind, je nach Schichtmächtigkeit und Kompetenz, grössere Falten oder eine Crenulation ausgebildet. In den Faltenachsenflächen entsteht eine neue Schieferung, die mit dem Faltenachsenspiegel einen Winkel von ca. 30° einschliesst. Da die Faltenachsen von D_1 und D_3 meist subparallel zueinander stehen, sind Überprägungen am besten in Schnitten senkrecht zu den Faltenachsen erkennbar (Abb. 5). Ist die Faltenachse FA_1 nicht vollständig in Richtung des Linears L_1 rotiert, so steht sie schief zur Faltenachse FA_3 . Bei geeignetem Schnitt entsteht dann eine pfeil- oder baumartige Struktur (Abb. 6).

D_4 NORDWESTVERGENTE FALTUNG

Eine vierte alpine Deformation (D_4) bildet offene, NW-vergente Falten, die sowohl die Hauptschieferung S_1 , die Streckungslineationen L_1 und L_2 als auch isoklinale D_3 -Falten überprägen (Abb. 7). Die Faltenachsenflächen fallen nach der



Abb. 6 Photo von überprägten Falten (D_1 und D_3) im Kieselkalkmarmor. Die Faltenachsen FA_1 und FA_3 stehen schief zueinander. Bei geeignetem Schnitt entsteht eine pfeil- oder baumartige Struktur. Diese Überprägungen sind seltener als diejenigen mit subparallelen Faltenachsen (Abb. 5). Koor.: 787 010 / 135 300.

Rückrotation um eine Faltenachse von D_6 leicht ($\sim 30^\circ$) nach SE ein. In schichtsilikatreichen Gesteinen ist lokal eine Crenulationsschieferung ausgebildet. Diese Deformation ist nicht im ganzen Gebiet zu beobachten, sondern tritt nur in den mesozoischen Sedimenten sowie in der oberen Margna-Decke auf.

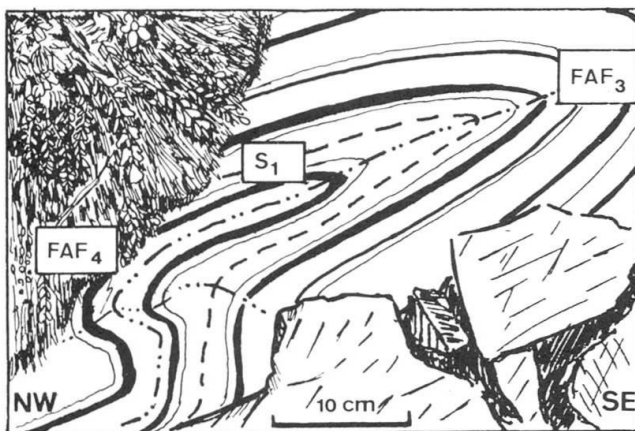


Abb. 7 Schematische Skizze von überprägten Falten (D_3 und D_4) im Kieselkalkmarmor. Die Schieferung S_1 wird von isoklinalen D_3 -Falten überprägt. Deren Achsenflächen werden von D_4 verfaultet. Koor. 789 720 / 134 230.

D_5 ABSCHIEBUNG

Während einer fünften Deformationsphase (D_5) werden Scherbänder ausgebildet, welche eine Bewegung der oberen Einheit nach ESE angeben und sowohl D_3 - als auch D_4 -Strukturen überprägen. Sie treten vor allem in den mesozoischen Sedimenten und in der oberen Margna-Decke auf und führen dort zu einer Verflaserung der Gesteine. Bei dieser Phase konnte keine horizontale Verkürzung der lithologischen Einheiten bestimmt werden. D_5 wird als Abschiebungsphase interpretiert.

Die Deformationsphasen D_4 und D_5 wurden im oberen Val Malenco bisher nicht beschrieben. SIDLER und BENNING (1992) beschrieben im östlichen Val Malenco erstmals zwei strukturell unterscheidbare Rückfaltungsphasen. Im Untersuchungsgebiet konnten nun zwischen den beiden Rückfaltungsphasen weitere Strukturen nachgewiesen werden. Die Bedeutung dieser D_4 - und D_5 -Strukturen liegt somit in der tektonischen Trennung der beiden Rückfaltungsphasen.

Ob diese Deformationen regionale Auswirkungen haben, ist vorläufig noch unklar. Abzuklären wäre, inwiefern Extensionsstrukturen, die zwischen Bergell und Avers beschrieben wurden und ähnliches relatives Alter, gleichen Schersinn

und gleiche Richtung haben (Turba-Mylonit, LINIGER und NIEVERGELT, 1990; LINIGER, 1992), sich östlich der Bergeller Intrusion auswirken.

D₆ ZWEITE RÜCKFALTUNG

Eine sechste Deformationsphase (D₆) ist die letzte grosse Faltungsphase, welche durch das ganze Gebiet verfolgt werden kann. Sie ist wie D₃ südvergent (die Faltenachsenflächen fallen durchschnittlich mit 60° nach NE ein), unterscheidet sich aber von dieser durch offenere Falten und einen grösseren Winkel (~60°) zwischen FAF und Faltenpiegel. D₆ ist also eine zweite Rückfaltungsphase. Durch D₆ werden die älteren Strukturen verfalltet.

Während D₆ werden Biege- bis Knickfalten ausgebildet, welche unter der Annahme gleichbleibender Schichtlängen einen Verkürzungsbeitrag von 30% angeben. In den Faltencharnieren entsteht eine Drucklösungsschieferung. Die Vergenz von D₆ zeigt an, dass das untersuchte Gebiet auf dem Nordschenkel einer grossen Antiform liegt. Von Norden nach Süden lassen sich regional die Ur-Antiform, die Roggione-Synform und die Lanzada-Antiform unterscheiden (Abb. 1). Neben D₆ könnte auch D₃ für diese Rückfalten verantwortlich sein. D₆ verfalltet aber die während D₃ gebildete Hauptschieferung im oberen Teil des Malenco-Körpers. Zudem entsprechen Orientierung der FAF und Faltungsstil der Ur-Antiform D₆ und nicht D₃. Aus diesen Gründen ordnen wir diese Grossfalten nur D₆ zu. Dies steht im Widerspruch zu Untersuchungen von SIDLER und BENNING (1992) und PERETTI (1988), welche die Entstehung der Grossfalten D₃ (entspricht D₂ in den erwähnten Arbeiten) und D₆ (entspricht D₃ in den erwähnten Arbeiten) zuschreiben.

D₇ KNICKUNG

Die Strukturen einer 7. Deformation (D₇) äussern sich in einer Knickung, die sämtliche früher angelegte Strukturen überprägt. D₇ ist hauptsächlich in den inkompetenteren Gesteinen (Serpentinit, Quarzschiefer) ausgebildet. Die Faltenachsen von D₇ sind ~N-S orientiert, die Faltenachsenflächen fallen steil nach Osten oder Westen. Die Knickung ist nicht symmetrisch. Der östliche Teil ist viel häufiger nach unten versetzt als der westliche. Es konnten keine Mineralneubildungen festgestellt werden.

Im westlichen Val Malenco ist D₇ noch als grossräumige Wellung erkennbar (LINIGER und

GUNTLI, 1988; SPILLMANN, 1989), während östlich des untersuchten Gebietes ebenfalls Knickungen entwickelt sind (SIDLER und BENNING, 1992).

POST D₇: SPRÖDE DEFORMATIONSPHASEN (BRUCHBILDUNG UND KLÜFTUNG)

Im Scerscen inferiore findet man häufig vertikale Brüche mit subhorizontalen Harnischen, die entweder nach NNW oder nach NNE streichen. Der Bruch mit dem grössten Versatz streicht nach NNE und weist einen sinistralen Versetzungsbeitrag von 60 m auf. Mit diesen Blattverschiebungen konnte ein konjugiertes System, in dem die Richtung der kleinsten Hauptspannung (grösste Kompression) ~N-S liegt, abgeleitet werden.

Die Streichrichtung des Blattverschiebungssystems ist mit dem von SIDLER und BENNING (1992) beschriebenen Bruchsystem vergleichbar.

Die Gipfelregion der Sella- und Berninagruppe verdankt ihr markantes Erscheinungsbild einer ausgeprägten Klüftung. Alle früheren Deformationsphasen sowie die tektonischen Störungen werden durch ein konjugiertes Kluft-System überprägt. Die Kluftflächen fallen mit ca. 60° nach Osten oder Westen ein. Möglicherweise hängen diese späten Klüfte, in denen keine Mineralien kristallisiert sind, mit der Hebung des gesamten Berninagebirges zusammen.

Metamorphose

Malenco-Körper, Margna- und Sella-Decke sind mehrphasig alpin metamorph überprägt. Eine präalpine Metamorphose ist nur im Altkristallin des Basement erhalten. Mit dem Einsetzen der alpinen Hauptmetamorphose, die mineralogisch am ausführlichsten dokumentiert ist, findet eine Überprägung aller Gesteine statt. Spätere Metamorphosen führten zu ähnlichen Mineralbeständen und äussern sich nur noch in lokalen neuen Schieferungen.

Präalpine Minerale sind präkinematisch bezüglich S₁. Granate und tschermakitische Amphibole in Metabasika, Granate in Metapeliten und Diopsid, Pargasit ± Spinell in Kalksilikaten weisen auf eine präalpine (variskische) Metamorphose in mittlerer bis oberer Amphibolitfazies hin. Dies stimmt mit Beobachtungen im Oberengadin und im nordwestlichen Val Malenco überein, wo die Margna-Decke mächtiger und weniger deformiert und die präalpine Metamorphose besser dokumentiert ist (CORNELIUS, 1912; STAUB, 1921; GUNTLI und LINIGER, 1989; SPILLMANN und BÜCHI, im Druck).

Tab. 2 Ausgebildete Strukturelemente und Unterscheidungsmerkmale der einzelnen Deformationsphasen. Die Deformationsphasen sind mit D und jeweiligem Index bezeichnet.

		ausgebildete Strukturelemente				Erkennungsmerkmale der Strukturen		
		Malenco-Körper	Magna und Sella		Granitoide	Schieferung	Faltung	Lineare Schersinn
		Mesozoikum	Schiefer und Gneise					
prä D ₁	Stoffbänderung B ₀	sedimentäre Brekzien, Olistolithen	Stoffbänderung Schieferung S ₀	-	-	-	-	-
D ₁ Deckenbau	Schieferung S ₁ ? Lineation L ₁ ? Falten?	Schieferung S ₁ Lineation L ₁ Falten, Boudins Scherrzonen Lineation L ₂	Schieferung S ₁ Lineation L ₁ Falten, Boudins Scherrzonen Lineation L ₂	Schieferung S ₁ Lineation L ₁ Falten, Boudins Scherrzonen Lineation L ₂	Achsenebenschieferung zugleich Hauptschieferung	isoklinale Falten, Kleinfalten subparallel zum Linear	L ₁ ~ 80 Top nach Westen	
D ₂ duktile Abschiebung		Schieferung S ₃ Lineation L ₃ Boudinage Falten	Schieferung S ₃ Lineation L ₃ Falten	Schieferung S ₃ Lineation L ₃ Falten	Schieferung in Scherrzonen	-	L ₂ ~ 105 Top nach Osten	
D ₃ erste Rückfaltung	Schieferung S ₃ Lineation L ₃ Boudinage Falten	Schieferung S ₃ Lineation L ₃ Falten	Schieferung S ₃ Lineation L ₃ Falten	Schieferung S ₃ Lineation L ₃	Crenulationschieferung, Hauptschieferung im Dach des Malenco-Körpers	südvergente, enge bis isoklinale Falten, verfalltet S ₁ Faltnachsenfläche flach zum Faltenpiegel (~ 30°)	L ₃ ~ 20 Top nach Süden	
D ₄	Falten?	Schieferung S ₄ Falten	Schieferung S ₄ Falten	-	Crenulationssschieferung	Nordwestvergente, offene Falten, verfalltet S ₁ und L ₁	-	
D ₅ Abschiebung		Scherrzonen Lineation L ₅ ?	Scherrzonen Lineation L ₅ ?	-	Schieferung in Scherrzonen	-	L ₅ ~ 110? Top nach ESE	
D ₆ zweite Rückfaltung	Schieferung S ₅ Falten	Falten	Schieferung S ₆ Falten	Schieferung S ₆ Falten	Drucklösungsschieferung	Offen bis enge südvergente Falten, verfalltet S ₁ Faltnachsenfläche steil zum Faltenpiegel (~ 60°)	-	
D ₇ Kinkung	Kinkung	Kinkung	Kinkung	-	-	Knickfalten mit subvertikalen ost- oder westfallenden Faltnachsenflächen	-	
post D ₇ Brüche Klüfte	Brüche, Adern offene Klüfte	Brüche, Harmische gefüllte Klüfte offene Klüfte	Brüche, Harmische gefüllte Klüfte offene Klüfte	Brüche, Harmische gefüllte Klüfte offene Klüfte	System Blattverschiebungen Verwerfungen		Richtung N-S-Kompression E-W-Extension	

Abfolge und Fazies der alpinen Metamorphosen wurden anhand von Mineralparagenesen und deren Beziehung zur Deformation ermittelt. Syn- bis postkinematisch zur ersten Deformationsphase findet die alpine Hauptüberprägung statt. Ein guter Metamorphose-Anzeiger ist der Übergang Antigorit + Brucit \rightarrow Olivin + H₂O im Malenco-Körper, welcher oberste Grünschieferfazies bis unterste Amphibolitfazies angibt (kartiert von TROMMSDORFF und EVANS, 1974; kalibriert von EVANS et al., 1976). Dies wird durch das Auftreten von alpin gebildetem Granat in den Metapeliten und durch den Übergang von Aktinolith zu Hornblende und von Albit zu Oligoklas in den Metabasika bestätigt.

Mit Hilfe von mineralchemischen Untersuchungen in angrenzenden Gebieten konnten die Bedingungen der Hauptmetamorphose gut eingegrenzt werden: Calcit-Dolomit-Thermometrie ergab Temperaturen von ungefähr 430 °C (420 ± 30 , PETERS et al., 1978; 435 ± 30 , MELLINI et al., 1987; 440 ± 30 , 460 ± 35 , BENNING und SIDLER, 1992). Drücke von 3 bis 7 kbar konnten anhand von Amphibolzusammensetzungen bestimmt werden (4 bis 7 kbar, GUNTLI und LINIGER, 1989; 5 ± 2 kbar, BENNING und SIDLER, 1992).

Der in den Metagranitoiden gefundene Übergang von stilpnomelanführenden zu biotitführenden Paragenesen zeigt nur mittlere Grünschieferfazies an (Abb. 38 von TROMMSDORFF in TRÜMPY, 1980), was im Vergleich mit den übrigen Mineralparagenesen und der Thermo-Barometrie eindeutig zu tief ist. Dieser Übergang wurde aber oft gebraucht, um die mittlere Grünschieferfazies auszukartieren (siehe z.B. BUCHER und PFEIFER, 1973). Die hier gemachten Untersuchungen zeigen nun aber, dass dieser Übergang zumindest im untersuchten Gebiet nur eine beschränkte Aussagekraft hat oder dass er neu kalibriert werden müsste.

Während D₂ entsteht im Musella-Granit in Scherzonen die gleiche Mineralparagenese und das sehr ähmliche Quarzgefüge wie in D₁-Myloniten. Die metamorphen Bedingungen haben sich also kaum geändert.

Während späterer Deformationsphasen werden nur die typischen Minerale der Grünschieferfazies Aktinolith, Albit, Epidot, Chlorit, Quarz, Hellglümmen und Stilpnomelan in neu entstehenden Schieferungsflächen ausgebildet. Die Abnahme der Metamorphose äussert sich vor allem in der Ausbildungsart der Schieferung. So entsteht bei D₃, D₄ und D₅ eine Crenulationsschieferung, bei D₆ nur noch eine Drucklösungsschieferung. Quarzbänder, welche sich bei D₆ noch duktil verformen lassen, zerbrechen bei späteren Deformationen und weisen somit auf eine weitere Abnahme der Metamorphosebedingungen hin.

Diskussion

Sowohl Margna- als auch Sella-Decke bestehen aus einem heterogen zusammengesetzten kristallinen Basement und einer permomesozoischen Sedimentbedeckung. In älteren Arbeiten (z.B. STAUB, 1921; TRÜMPY, 1975, 1980) wird die Margna-Decke als Mikrokontinent ins Penninikum gestellt, während neuere Bearbeiter (MONTRASIO und TROMMSDORFF, 1983; LINIGER und GUNTLI, 1988; SPILLMANN, 1989) sie als Teil des südlichen Kontinentalblocks ansehen. Die Resultate dieser Arbeit zeigen, dass die Margna- sowohl strukturell als auch petrographisch mit dem Unterostalpin, mit der Sella- und der Bernina-Decke verbunden ist.

Lithologisch zeigen die Sedimente der Margna- und der Sella-Decke Analogien zum Unterostalpin (Tab. 1). Granodioritische bis granitische Gesteine der Sella-Decke stellen saure Glieder der Kalkkalkalserie der Bernina-Decke dar. Der Deckentrenner zwischen Sella- und Bernina-Decke verschwindet NE des Pta. Marinelli (Abb. 2), so dass die beiden Decken dort als Sella-Bernina-Decke zusammengefasst werden müssen (Abb. 3). Strukturell hängen Margna- und Sella-Decke über eine nach Westen offene Synklinale zusammen, welche im Osten bis nach Le Prese im Puschlav verfolgt werden kann und dort unter die Sella-Bernina-Decke abtaucht. Somit muss die tektonische und strukturelle Entwicklung der Margna-Decke zusammen mit derjenigen des Unterostalpins betrachtet werden.

Die Margna-Decke ist paläogeographisch der westlichste Teil des südöstlichen Kontinentalblockes. Die mesozoische Sedimentbedeckung zeigt eine Abfolge von Flachwasser- (Trias) zu Tiefseeablagerungen (Malm) an. Dies deutet auf eine Subsidenz des Kontinentalblockes während des Juras hin. Analog zu den höheren ostalpinen Decken weisen zwischengelagerte sedimentäre Brekzien auf eine Rifttektonik in dieser Zeit hin (EBERLI, 1985; FROITZHEIM und EBERLI, 1990).

In der Oberkreide führten kompressive Ost-West-Bewegungen zur Ausbildung von liegenden Deckfalten, die durch nach Westen offene Sedimentsynklinalen voneinander getrennt sind (Abb. 3). Die Intensität der Deformation nimmt von oben nach unten im Deckenstapel stark zu. Während die Bernina-Decke nur im Bereich der Sedimentsynklinalen verschiefert ist, weist die Sella-Decke nur noch wenige deformationsfreie Bereiche auf. Die tiefer liegende Margna-Decke ist vollständig verschiefert. Die Stärke der D₁-Deformation lässt sich im Malenco-Körper kaum abschätzen: Die Gesteine im tieferen Bereich wurden vor allem durch die nachfolgende Meta-

morphose, die Gesteine im oberen Bereich durch die späteren Deformationen stark überprägt. Die Orientierung des Deckenstapels sowie die Abnahme der Intensität der ersten alpinen Deformation können am besten mit einer nach Osten einfallenden Subduktionszone, welche paläogeographisch westlich des unterostalpinen Raumes ansetzte, erklärt werden (vgl. Modell von PLATT, 1986).

Die ersten Strukturen, die den Deckenstapel überprägen (D_2), sind duktile, nach Osten einfallende Abschiebungen. Sie weisen auf eine frühalpiner Extension hin und führen zum Ausdünnen der Margna-Decke und der Tremoggia-Mulde (Tafel 1). Die Extensionsstrukturen können mit der Corvatsch-Mylonitzone verglichen werden, die gleiches relatives Alter und gleichen Schersinn hat (LINIGER, 1992). Frühalpiner Extensionsbewegungen im Oberostalpin wurden an der Basis der Silvretta-Decke (Ducan-Scherfläche) gefunden (FROITZHEIM et al., 1991). D_2 wird tektonisch als Zergleiten der durch die Deckenbildung verdickten Kruste interpretiert.

Die nächsten beobachteten Strukturen (D_3) zeigen kompressive Bewegungen in N-S-Richtung an. D_3 -Falten sind südvergent, und während D_3 ausgebildete Scherzonen ergeben ein konsistentes Bild einer Bewegung der höheren Einheiten nach Süden. Diese Deformation ist somit als Rückfaltung zu bezeichnen. In inkompetenten Gesteinen findet eine starke Überprägung statt. So entstand im Dach des Malenco-Körpers eine neue Hauptschieferung S_3 . Die Schieferungsdiskordanz zwischen Serpentinikörper und dem kristallinen Basement (BUCHER und PFEIFFER, 1973) kann neu interpretiert werden, da die jeweilige Hauptschieferung nicht zur gleichen Zeit ausgebildet wurde. Unsere Vorstellungen stehen im Widerspruch zu denjenigen von BUCHER und PFEIFFER (1973), welche die Hauptschieferung im Malenco-Serpentin als präalpin deuteten. Eine frühere Generation von Antigorit, der von der Hauptschieferung umflossen wird, ist somit während D_1 oder D_2 entstanden. Tektonisch können diese durch N-S-Kompression entstandenen Strukturen, welche ein präbergellisches Alter haben, mit dem Beginn der Kontinent-Kontinent-Kollision in Verbindung gebracht werden.

Die letzten duktilen Strukturen (D_6), welche über das ganze Gebiet verfolgt werden können, sind offene Falten mit nordfallenden Achsenebenen. Während dieser Phase werden die grossen Syn- und Antiformen ausgebildet (Abb. 1). Diese zweite Rückfaltung ist von der ersten durch zwei Phasen von lokal auftretenden Strukturen (D_4 , D_5) getrennt. Die Faltenachsenflächen von D_6 verlaufen ungefähr parallel zur Insubrischen Li-

nie. D_6 könnte also mit Hebungsbewegungen an der Insubrischen Linie zusammenhängen. Das absolute Alter ist unklar. Um die Stellung der zweiten Rückfaltung zur Bergeller Intrusion abzuklären, bedarf es weiterer Untersuchungen.

Verdankungen

Prof. V. Trommsdorff, Prof. S. Schmid und Dr. N. Mancktelow haben uns während der Diplomarbeit betreut. Diskussionen mit P. Spillmann, M. Liniger, P. Nievergelt, D. Sidler und L. Benning haben uns sehr geholfen. Ihnen allen möchten wir herzlich danken. Spezieller Dank für das sorgfältige Durchlesen früherer Fassungen geht an Prof. V. Trommsdorff, Prof. S. Schmid und an P. Spillmann. Zudem danken wir N. Froitzheim für die konstruktive Kritik bei der Durchsicht dieses Manuskripts.

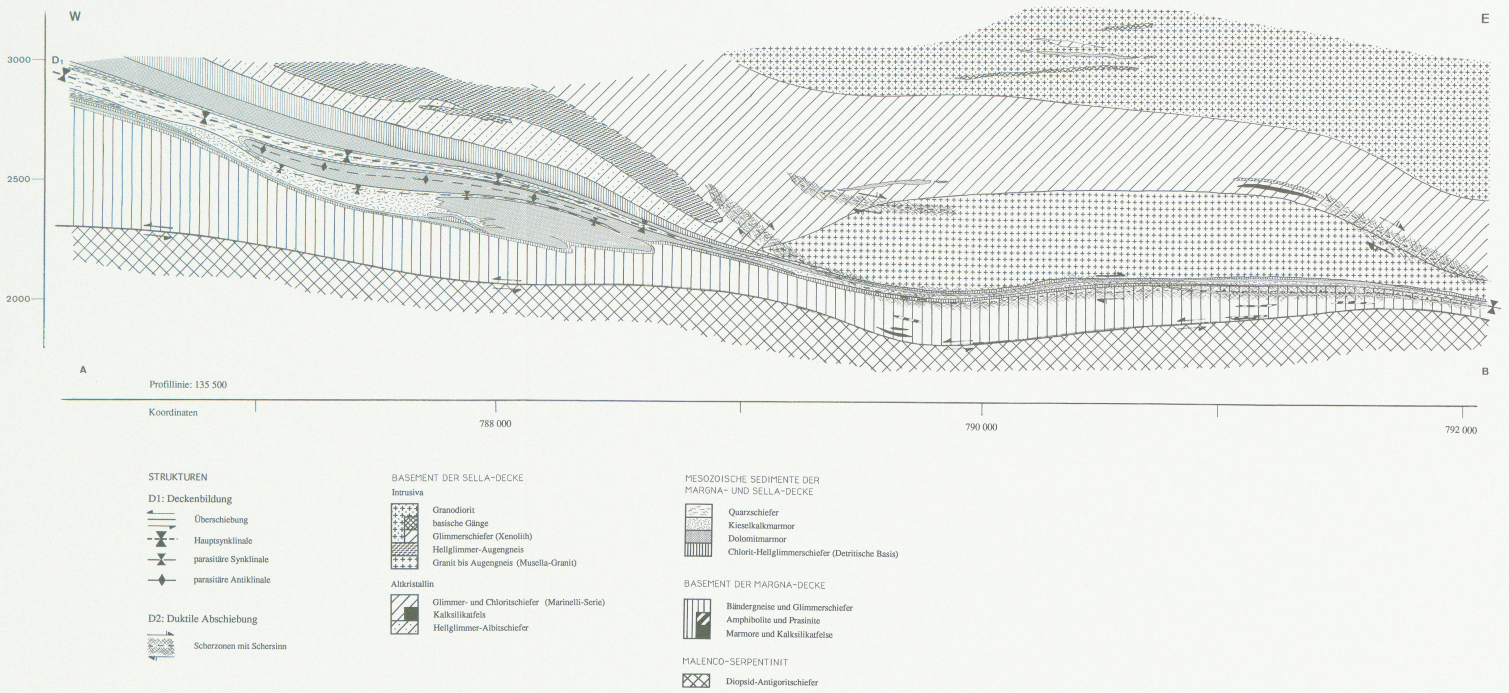
Literaturverzeichnis

- BENNING, L. (1990): Strukturen und Metamorphose in der Margna- und Sella-Decke und im Malenco-Serpentin zwischen Pass d'Ur und Pizzo Scalino, Teil 2. Unpubl. Diplomarbeit ETH Zürich.
- BENNING, L.G. und SIDLER, D.M. (1992): Petrographie der Margna- und der Sella-Decke und des Malenco-Serpentinit zwischen Pass d'Ur und Pizzo Scalino, Val Malenco (Provincia di Sondrio). Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 72, 213–224.
- BUCHER, K. (1972): Geologisch-Petrographische Untersuchungen am nördlichen Kontakt des Malenco-serpentinits (Zentraler Teil). Unpubl. Diplomarbeit ETH Zürich.
- BUCHER, K. und PFEIFFER, H.R. (1973): Über Metamorphose und Deformation der östlichen Malenco-Ultamafite und deren Rahmengesteine. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 53, 231–241.
- BÜCHI, H.J. (1987): Geologie und Petrographie der Bernina IX. Das Gebiet zwischen Pontresina und Morteratschgletscher. Unpubl. Diplomarbeit Universität Zürich.
- CORNELIUS, H.P. (1912): Über die Rhätische Decke im Oberengadin und den südlich benachbarten Gebieten. Zentralblatt für Min., Geol. und Paläontologie 20, 632–638.
- DEUTSCH, A. (1983): Datierungen an Alkali amphibolen und Stilpnomelan aus der südlichen Platta-Decke (Graubünden). *Eclogae geol. Helv.* 76, 295–308.
- EBERLI, G.P. (1985): Die jurassischen Sedimente in den ostalpinen Decken Graubündens. Relikte eines passiven Kontinentalrandes. Diss. ETH Zürich.
- EBERLI, G.P. (1988): The evolution of the southern continental margin of the Jurassic Tethys Ocean as recorded in the Allgäu Formation of the Austroalpine nappes of Graubünden (Switzerland). *Eclogae geol. Helv.* 81, 175–214.
- EVANS, B.W., JOHANNES, W., OTERDOOM, H. und TROMMSDORFF, V. (1976): Stability of chrysotile and antigorite in the serpentinite multisystem. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 56, 79–93.

- FREY, M., HUNZIKER, J.C., FRANK, W., BOCQUET, J., DAL PIAZ, G.V., JÄGER, E. und NIGGLI, E. (1974): Alpine metamorphism of the alps. A review. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 54, 247–290.
- FROITZHEIM, N. und EBERLI, G.P. (1990): Extensional detachment faulting in the evolution of a Tethys passive continental margin, Eastern Alps, Switzerland. *Geol. Soc. Am. Bull.* 102, 1297–1308.
- FROITZHEIM, N., SCHMID, S.M. und CONTI, P. (1991): Deckenverfaltungen und alpinktonische Extensionsbrüche am Westrand der Silvretta-Decke (Ostalpin, Graubünden). Abstract, 8. Schweizerisches Tektoniker-Treffen, Bern.
- FURRER, H. (ed.) (1985): Field Workshop on triassic and jurassic sediments in the Eastern Alps of Switzerland. *Mitt. Geol. Inst. ETH und Univ. Zürich.* (N.F.) 248.
- GUNTILI, P. (1987): Geologische und petrographische Untersuchungen der Margna südlich des Silsersees, Oberengadin: II Fedoz. Unpubl. Diplomarbeit Universität Zürich.
- GUNTILI, P. und LINIGER, M. (1989): Metamorphose in der Margna-Decke im Bereich Piz da la Margna und Piz Fedoz (Oberengadin). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 69, 289–301.
- GRÜNENFELDER, M. und STERN, T.W. (1960): Das Zirkon-Alter des Bergeller Massivs. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 40, 253–259.
- HERMANN, J. (1991): Geologische Untersuchungen südlich der Berninagruppe, Teil I. Unpubl. Diplomarbeit ETH Zürich.
- JÄGER, E. (1973): Die alpine Orogenese im Lichte der radiometrischen Altersbestimmung. *Eclogae geol. Helv.* 66, 11–21.
- LINIGER, M. (1987): Geologie und Petrographie der Margna südlich des Silsersees, Oberengadin: I Margna. Unpubl. Diplomarbeit ETH Zürich.
- LINIGER, M. und GUNTILI, P. (1988): Bau und Geschichte des zentralen Teils der Margna-Decke. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 68, 41–54.
- LINIGER, M. und NIEVERGELT, P. (1990): Stockwerktektonik im südlichen Graubünden. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 70, 95–101.
- LINIGER, M. (1992): Der ostalpin penninische Grenzbe- reich im Gebiet der nördlichen Margna-Decke (Graubünden, Schweiz). Diss. ETH Zürich.
- MELLINI, M., TROMMSDORFF, V. und COMPAGNONI, R. (1987): Antigorite polysomatism: behaviour during progressive metamorphism. *Contrib. Mineral. Petrol.* 97, 147–155.
- MONTRASIO, A. und TROMMSDORFF, V. (1983): Guida all'escursione del massiccio di Val Masino-Bregaglia, Val Malenco occidentale, Sondrio. *Mem. Soc. geol. It.* 26, 421–434.
- MONTRASIO, A. (1984): The "Lanzada-Scermendone Zone": An Ophiolitic Unit of Continental Affinity in the southern Rhaetic Alps (Prov. Sondrio-Italy). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 66/3, 466–472.
- MÜNTENER, O. (1991): Geologische Untersuchungen südlich der Berninagruppe, Teil II. Unpubl. Diplomarbeit ETH Zürich.
- NAEF, H. (1987): Ein Beitrag zur Stratigraphie der Trias- Serien im Unterostalpin Graubündens. Diss. ETH Zürich.
- PERETTI, A. (1985): Der Monte-del-Forno-Komplex am Bergell-Ostrand: Seine Lithostratigraphie, alpine Tektonik und Metamorphose. *Eclogae geol. Helv.* 78, 23–48.
- PERETTI, A. (1988): Occurrence and stabilities of Opaque Minerals in the Malenco Serpentinite (Sondrio, Northern Italy). Diss. ETH Zürich.
- PETERS, T.J., TROMMSDORFF, V. und SOMMERAUER, J. (1978): Manganese pyroxenoids and carbonates: Critical phase relations in metamorphic assemblages from the alps. *Contrib. Mineral. Petrol.* 66, 383–388.
- PFEIFFER, H.R. (1972): Metamorphose und Deformation am Nordrand des Malenco Serpentinikörpers westlich des Pass d'Ur (Norditalien). Unpubl. Diplomarbeit ETH Zürich.
- PHILIPP, R. (1982): Die Alkali amphibole der Platta- Decke zwischen Silsersee und Lunghinpass (Graubünden). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 62, 437–455.
- PLATT, J.P. (1986): Dynamics of orogenic wedges and uplift of high-pressure metamorphic rocks. *Geol. Soc. Am. Bull.* 97, 1037–1053.
- RAGETH, R. (1982): Geologie und Petrographie der Bernina, Teil III: Diavolezza. Resultate petrographischer und geochemischer Untersuchungen zwischen Berninapass und Morteratsch. Unpubl. Diplomarbeit ETH Zürich.
- RAZ, Ü. (1977): Metamorphose und Strukturen im Gebiet des Scerscen Inferiore. Unpubl. Diplomarbeit ETH Zürich.
- SIDLER, D. (1990): Strukturen und Metamorphose in der Margna- und Sella-Decke und im Malenco-Serpentin zwischen Pass d'Ur und Pizzo Scalino, Teil 1. Unpubl. Diplomarbeit Universität Zürich.
- SIDLER, D.M. und BENNING, L.G. (1992): Strukturen im Südosten der Margna-Decke und im Malenco-Serpentin (Val Malenco, Italien). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 72, 57–69.
- SPILLMANN, P. (1988): Struktur und Metamorphose in der Margna-Decke und im Malenco-Serpentin im oberen Val Malenco. Unpubl. Diplomarbeit ETH Zürich.
- SPILLMANN, P. (1989): Struktur und Metamorphose der Margna-Decke im obersten Valmalenco. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 69, 147–150.
- SPILLMANN, P. und BÜCHI, H.J. (im Druck): The Pre-Alpine Basement of the Lower Austroalpine Nappes in the Bernina Massif (Grisons, Switzerland; Valtellina, Italy). In: J.F. VON RAUMER and F. NEUBAUER (eds): *The Pre-Mesozoic Geology in the Alps*. Springer Verlag.
- STAUB, R. (1914): Zur Tektonik des Bernina-Gebirges. *Vierteljahresschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich* 58, 334–354 (1913).
- STAUB, R. (1915): Über granitische und monzonitische Gesteine im westlichen Berninagebirge. Diss. Universität Zürich.
- STAUB, R. (1921): Zur Tektonik der penninischen Decken im Val Malenco. *Jahresbericht der Naturforschenden Gesellschaft Graubündens*. 60 Jahrg., 113–137.
- STAUB, R. (1946) Geologische Karte der Berninagruppe 1 : 50 000. *Spez.-Karte Nr. 118*, Schweiz. Geol. Kommission.
- THEOBALD, G. (1866): Die südöstlichen Gebirge von Graubünden. *Beitr. Geol. Karte der Schweiz*, Lfg. III.
- TROMMSDORFF, V. und EVANS, B.W. (1974): Alpine Metamorphism of Peridotitic Rocks. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 54, 333–352.
- TROMMSDORFF, V. und NIEVERGELT, P. (1983): The Bregaglia (Bergell)-Iorio Intrusive and its Field Relations. *Mem. geol. soc. It.*, 26, 55–68.
- TRÜMPY, R. (1975): Penninic-Austroalpine Boundary in the Swiss Alps: A presumed former continental margin and its problems. *Am. Jour. Sci.* 275, 209–238.
- TRÜMPY, R. (1980): *Geology of Switzerland. A guide*

- book. Part A: An Outline of the Geology of Switzerland, Schweiz. Geol. Komm., Wepf & Co. Publishers, Basel-New York.
- VILLA, I.M. und VON BLANKENBURG, F. (1991): A hornblende ^{39}Ar - ^{40}Ar age traverse of the Bregaglia tonalite (southeast Central Alps). Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 71, 63-71.
- VON QUADT, A., BÜCHI H.J. und GRÜNENFELDER, M. (in Vorbereitung): U-Pb zircon ages from different igneous rocks of the Bernina nappe system (Grisson, Switzerland).
- ZINGG, H.P. (1988): Strukturen und Metamorphose der Margna-Decke und des Malenco-Serpentinits im oberen Val Malenco. Unpubl. Diplomarbeit ETH Zürich.
- ZYNDEL, F. (1912): Über den Gebirgsbau Mittelbündens. Beitr. Geol. Karte der Schweiz, Lfg. 41, Teil 1.

Manuskript eingegangen 16. April 1992; angenommen 7. Mai 1992.



Tafel 1 E-W-Profil durch die Magna- und die Sella-Decke.
Profilsur siehe Abb. 2. Neben den Lithologien sind die wichtigsten Strukturen der Deckenbildung (D₁) und der duktilen Abschiebung (D₂) eingezeichnet.