

Die Entwicklung der Strukturen im Südosten der Margna-Decke und des Malenco-Ultramafitits (Provinz Sondrio, Italien) = Structures in the south-eastern Margna-nappe and in the Malenco ultramafitite (Province Sondrio, Italy)

Autor(en): **Sidler, Daniela M. / Benning, Liane G.**

Objektyp: **Article**

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

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

Heft 1

PDF erstellt am: **25.04.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-54895>

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.

Die Entwicklung der Strukturen im Südosten der Margna-Decke und des Malenco-Ultramafitits (Provinz Sondrio, Italien)

Structures in the south-eastern Margna-nappe and in the Malenco ultramafitite (Province Sondrio, Italy)

von *Daniela M. Sidler¹* und *Liane G. Benning¹*

Abstract

Structural observations were made at the border between Lower Austroalpine (Margna nappe) and Penninic (Malenco ultramafics) units to the west of Poschiavo, in the region between Pass d'Ur and Pizzo Scalino. One pre-Alpine and three Alpine ductile deformations as well as two brittle Alpine deformation phases could be distinguished. An episode of ductile Alpine deformation, which was not identified by earlier workers, could be observed in the northern Margna and Malenco region.

The first Alpine folding produced nappes by overthrusting the upper units to the west. A tectonic breccia (Ur-Brekzie) at the contact between Malenco ultramafics and Margna nappe shows the early Margna-Malenco association and permits to describe an early phase of metamorphism and deformation prior to the peak of the first Alpine deformation. Two backthrusting phases, with east-west trending fold axes, are the product of north-south compressions. Previously these phases could not be distinguished because of their close relationship. After the north-south compression another ductile deformation led to a kinking with north-south striking axes. This was followed by a north-south trending brittle fault system which cuts the existing structures.

Keywords: Tectonic evolution, Alpine deformation, Margna nappe, Malenco ultramafics, Central Alps, Italy.

Zusammenfassung

In der vorliegenden Arbeit werden struktureologische Beobachtungen an der Grenze zwischen Unterostalpin und Penninikum, in der Margna-Decke und im Malenco-Ultramafitit, dargelegt. Das bearbeitete Gebiet liegt westlich des Puschlavs, zwischen Pass d'Ur und Pizzo Scalino. Anhand der beobachteten Strukturen konnten eine präalpine und drei alpine duktile Deformationsphasen sowie zwei spröde Phasen unterschieden werden. In Ergänzung zu früheren Arbeiten aus dem nördlichen Margna-Malenco-Bereich konnte eine duktile Deformationsphase mehr nachgewiesen werden.

Die erste beobachtete alpine Phase erzeugt die Decken durch Schub der höheren Einheiten nach Westen. Anhand einer tektonischen Brekzie, der sogenannten Ur-Brekzie am Kontakt zwischen Malenco-Ultramafitit und Margna-Decke, zeigt es sich, dass beide Decken zusammen zusätzliche Entwicklungsstufen vor dem Höhepunkt der ersten alpinen Deformationsphase erlebt haben. Spätere Nord-Süd-Kompressionen verursachten zwei Rückfaltungsphasen mit Ost-West streichenden Faltenachsen. Die Aufteilung in zwei Rückfaltungsphasen wurde bisher nicht beschrieben. Eine weitere duktile Faltungsphase bewirkt eine Knickung um Nord-Süd streichende Achsen und eine grossräumige Wellung. Eine sprödes, Nord-Süd streichendes, steileinfallendes Störungssystem durchzieht das Gebiet und schneidet die bereits vorhandenen Strukturen.

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

1. Einleitung

Die vorliegende Arbeit beschäftigt sich mit den Strukturen im penninischen Malenco-Ultramafitit und in den darüberliegenden, unterostalpinen Margna- und Sella-Decken. Der Malenco-Ultramafitit ist vom Bergell bis ins Puschlav aufgeschlossen (Abb. 1). Die Margna-Decke und die höherliegende Sella-Decke überlagern den Ultramafititkörper. Die Hauptmasse der Margna-Decke ist jedoch im Oberengadin zugänglich. Diese Einheiten wurden im bearbeiteten Gebiet bereits von STAUB (1917a und 1921) beschrieben und kartiert (STAUB, 1946).

Die beiden Decken, Margna und Sella, bestehen aus einem kristallinen Untergrund und einer permo-mesozoischen Sedimentbedeckung. Der kristalline Untergrund enthält Metapelite, Metabasika, geringmächtige Metakarbonate und diverse Metaintrusiva. Er wurde bereits präalpin durch mindestens eine Deformation mit zugehöriger amphibolitfazieller Metamorphose beansprucht (CORNELIUS, 1913/1925; STAUB, 1917b/21; SCHUMACHER, 1975; GUNTILI und LINIGER, 1989). Da sowohl Petrographie als auch Strukturen im

bearbeiteten Gebiet in beiden Decken ähnlich sind und genauere Untersuchungen vor allem in der Margna-Decke gemacht wurden, wird im Folgenden nur noch die Margna-Decke genannt, wobei die Beobachtungen und Interpretationen weitgehend auf die Sella-Decke übertragen werden können.

Der penninische Malenco-Ultramafitit ist im bearbeiteten Gebiet hauptsächlich aus Antigoritschieferungen aufgebaut und wurde gegen den Kontakt zur Margna-Decke hin metasomatisch verändert.

Die genannten Einheiten wurden gemeinsam von mehreren alpinen Deformationsphasen erfasst. Über den nördlicheren Teil der Margna-Decke, um den Piz da la Margna und um den Piz Tremoggia (Abb. 1) haben LINIGER und GUNTILI (1988) und SPILLMANN (1989) eine ausführliche Geschichte der strukturellen Entwicklung publiziert.

Die erste alpine Deformationsphase bewirkte Isoklinalfaltung und die Bildung der Decken, wobei die Verbindung zwischen Margna- und Sella-Decke über eine Synklinale mit Kern aus mesozoischen Sedimenten erhalten blieb. Diese

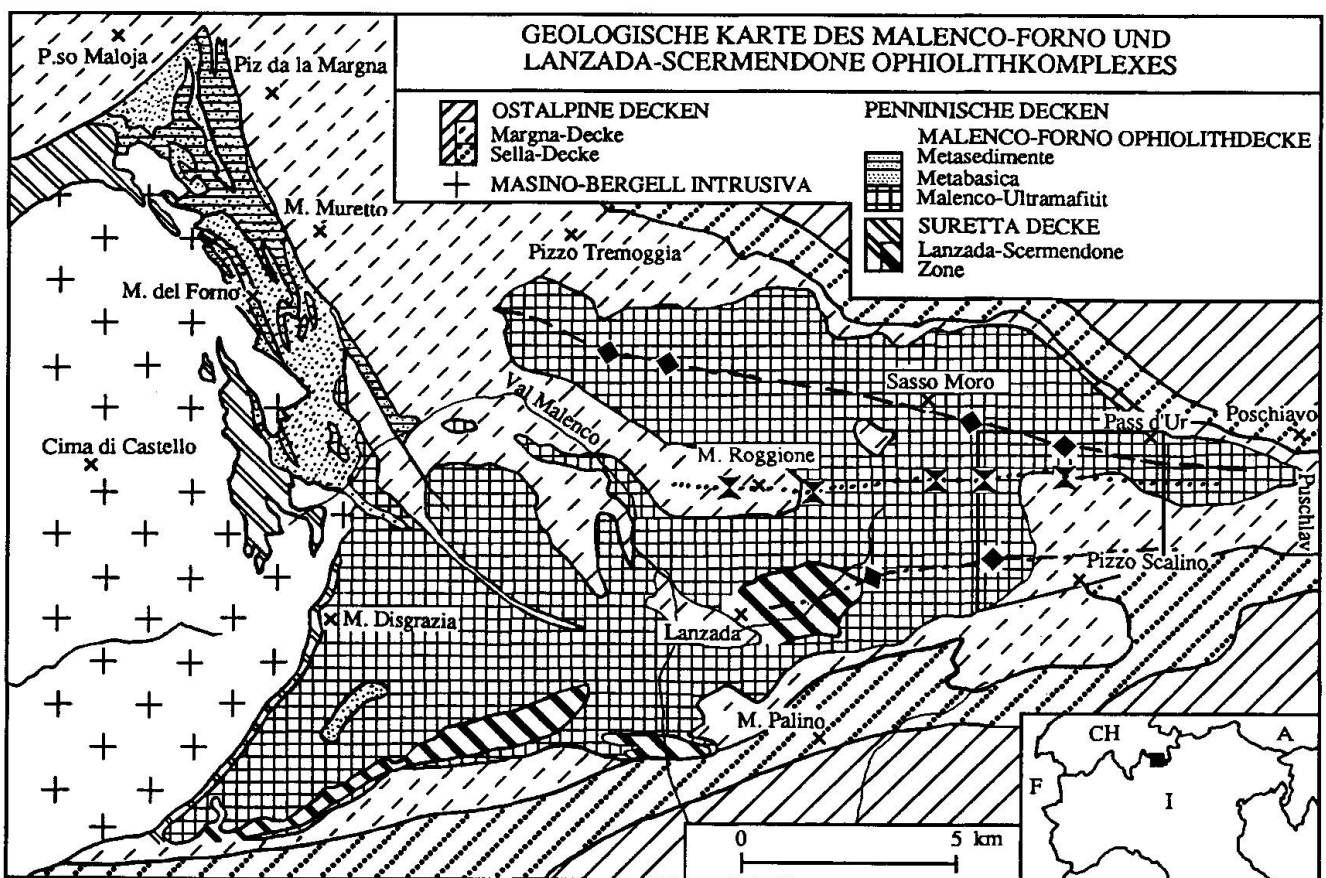


Abb. 1 Geologische Übersichtskarte nach MONTRASIO und TROMMSDORFF (1983). Das bearbeitete Gebiet ist eingerahmt.

--- Pass-d'Ur-Antiform, ···· Monte-Roggione-Synform, ---- Lanza-Antiform.

Deformation wurde von einer Metamorphose in oberer Grünschiefer- bis unterer Amphibolitfazies begleitet.

Die zweite alpine Deformationsphase legte die vorhandenen Strukturen in südvergente Falten und bewirkte die Bildung grünschieferfaziel-ler Mineralparagenesen. Die nachfolgende dritte alpine Phase führt lokal zu einer homoaxialen Verfaltung von Elementen der zweiten Phase bei ähnlichem Metamorphosegrad. Diese zusätzliche Phase ist nur dort von der zweiten Phase zu trennen, wo sie Elemente dieser Deformation verfalltet.

Die Orientierung und Ausbildung der vierten alpinen Deformationsphase unterscheidet sich vollkommen von den vorherigen Phasen. Eine Knickung der vorhandenen Strukturen um flach Nord-Süd streichende Faltenachsen ist das Resultat. Es folgt eine spröde, fünfte Phase, die im bearbeiteten Gebiet zwei steilstehende Nord-Süd streichende Störungssysteme bildet.

2. Strukturen

2.1. PRÄALPINE STRUKTUREN

Im vormesozoischen Untergrund der Margna-Decke kann eine Stoffbänderung beobachtet werden, die teilweise auf präalpine Isoklinalfaltung zurückgeführt wird. Diese Bänderung weist eine Diskordanz zur Schieferung der ersten alpinen Deformationsphase auf. Isoklinale Kleinfalten mit Faltenachsebenen parallel zur Bänderung wurden ebenfalls einer präalpinen Deformationsphase zugeordnet. Relikte amphibolitfazieller Paragenesen, z.B. Granat-Amphibolite, deuten auf eine hochgradige, variskische Metamorphose hin (CORNELIUS, 1913/1925; STAUB, 1917b/21; SCHUMACHER, 1975; GUNTLI und LINIGER, 1989).

Die beobachteten präalpinen Strukturen im Malenco-Ultramafitit beschränken sich auf ein magmatisches Layering.

2.2. ERSTE ALPINE DEFORMATIONSPHASE (DECKENBILDUNG)

Während der ersten alpinen Deformationsphase haben sich isoklinale, liegende Falten und eine Schieferung parallel zu den Faltenachsebenen entwickelt. Auf den Schieferungsflächen ist jeweils ein Streckungslinear zu erkennen. Die Falten im Dezimeter- und Meterbereich treten systematisch auf und erweisen sich als Parasitär-falten der Margna- und der Sella-Decke. Die Entste-

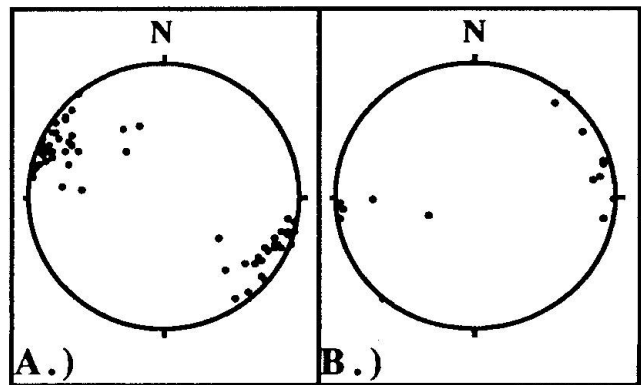


Abb. 2 Lineare (Streckungslineare und Faltenachsen) der ersten Deformationsphase. A zeigt Lineare, die innerhalb der Margna- und der Sella-Decke gemessen wurden. B zeigt die Lineare, die an den Deckenkontakten zwischen Margna und Sella sowie Margna und Malenco-Ultramafitit gemessen wurden (untere Halbkugel).

hung der Decken fällt somit in diese Phase. Die mesozoischen Sedimente der Margna- und der Sella-Decke bilden eine liegende Synklinale, welche die beiden Decken voneinander trennt (Tab. 1, erste Deformationsphase). Diese Synklinale schliesst im Süden.

Die Faltenachsen und die Streckungslineare auf den Schieferungsflächen sind subparallel orientiert. Diese linearen Elemente weisen zonenweise zwei verschiedene Hauptstreichrichtungen auf. Im Kristallin der Margna-Decke streichen die Lineare hauptsächlich flach in Richtung Westnordwest-Ostsüdost (Abb. 2 A). Im Kontaktbereich zwischen Margna- und Sella-Decke und Margna-Decke und Malenco-Ultramafitit findet man vor allem flache, nach Ostnordost einfallende Lineare (Abb. 2 B). Im bearbeiteten Gebiet zeigen Schersinnbestimmungen an Quarz-c-Achsen im Mittel eine Überschiebung der höheren Einheiten nach Westen und weiter im Norden eher eine Überschiebung nach Südwesten (GUNTLI und LINIGER, 1989).

Die begleitende Metamorphose in oberer Grünschiefer- bis unterer Amphibolitfazies erreichte ihr Maximum syn- bis postkinematisch zur Bildung der Hauptschieferung. Im Abschnitt 3 soll aufgezeigt werden, dass frühere, prograde Entwicklungsstufen dieser Phase erkennbar sind.

Die Hauptschieferung, von der angenommen wird, dass sie gleichzeitig mit den Decken entstand, wurde durch synkinematische Phengite aus dem Margna-Kristallin (JÄGER, 1973; FREY et al., 1974) und durch Alkali-amphibole aus der Platta-Decke (PHILIPP, 1982; DEUTSCH, 1983) mit Oberkreide datiert.

2.3. ZWEITE ALPINE DEFORMATIONSPHASE (ERSTE RÜCKFALTUNG)

Die im bearbeiteten Gebiet beobachteten Strukturen der zweiten Deformationsphase zeigen sowohl im Malenco-Ultramafitit als auch in der Margna-Decke südvergente, spitzwinklige Falten mit Faltenachsen, die flach Nordost-Südwest bis Südost-Nordwest streichen (Tab. 1, zweite Deformationsphase). Die Faltenachsebenen fallen mässig steil gegen Nordwesten bis Nordosten. Bei diesen Falten handelt es sich wahrscheinlich um eine erste Anlage für die grossräumigen, in der dritten Deformationsphase ausgeprägten Anti- und Synformen. Im hier bearbeiteten Gebiet werden sie nach STAUB (1917 a, b und 1921) die Pass-d'Ur- und Lanzada-Antiform sowie die Monte-Roggione-Synform genannt (siehe auch Abb. 1).

In den schichtsilikatreichen Paragesteinen ist eine Crenulation zu erkennen, die oft zu einer Crenulationsschieferung führt. Im Malenco-Ultramafitit existiert ebenfalls eine Crenulation, die jedoch selten von einer entsprechenden Schieferung begleitet wird.

Die Falten mit ihren im Mittel Ost-West streichenden Faltenachsen und nach Norden fallenden Faltenachsebenen zeigen an, dass diese Phase durch eine Nord-Süd-Kompression bedingt ist.

Die Deformation war begleitet von einem syn- bis postkinematischen Mineralwachstum unter Bedingungen der oberen Grünschieferfazies.

Die zweite alpine Deformationsphase verfaltet die Strukturen der ersten Phase, nicht aber präbergellische, basaltische Gänge am Bergell-Ostrand (GAUTSCHI und MONTRASIO, 1978; TROMMSDORFF und NIEVERGELT, 1983). Das Bergell ist von GRÜNENFELDER und STERN (1960) und GULSON und KROUGH (1973) auf 30 Ma datiert worden. Somit ist die zweite alpine Deformationsphase älter als 30 Ma und hat höchstens Oberkreide-Alter.

2.4. DRITTE ALPINE DEFORMATIONSPHASE (ZWEITE RÜCKFALTUNG)

Im Malenco-Ultramafitit ist die dritte Deformationsphase vor allem in Gebieten nahe dem Kontakt zur Margna-Decke gut zu erkennen. Dort sind die Falten der dritten Phase die auffälligsten Strukturelemente. Die Falten sind spitz und asymmetrisch; sie zeigen einen langen, geraden, sanft ansteigenden Nordschenkel und einen sehr steilen bis überkippten Südschenkel. Eine ausgeprägte Crenulation kreuzt die Crenulation der zweiten Deformationsphase spitzwinklig. Die beiden sich kreuzenden Crenulationen sind auf

den langen Nordschenkeln der Falten der dritten Deformationsphase deutlich sichtbar. An einigen Stellen kann beobachtet werden, wie die Falten der dritten Deformationsphase die ältere Crenulation verbiegen (Abb. 3, runder Bildausschnitt).

Die Faltenachsen streichen Ost-West (Tab. 1, dritte Deformationsphase). Der beschriebene Falten typ wiederholt sich in jeder Grössenordnung. Selbst in der grossen Pass-d'Ur-Antiform und der Monte-Roggione-Synform (Abb. 1), die hauptsächlich ein Produkt dieser Phase sind, bleibt der im kleinen sichtbare Charakter dieser Falten erhalten. Abbildung 3 zeigt ein Profil zwischen Pass d'Ur und Pass da Cancian, wo sowohl der charakteristische Faltenstil als auch die Überprägung der Strukturelemente der zweiten Deformationsphase gut zu beobachten sind. Die im Profil verzeichneten Falten in der Grössenordnung zwischen 50 m und 500 m konnten im Feld tatsächlich verfolgt werden. Die intensive Crenulation führt in den Faltenkernen und den Südschenkeln der Grossfalten zu einer starken, senkrecht stehenden, Ost-West streichenden Schieferung («Schieferzone» in Abb. 3). In diesen Zonen wird die Erinnerung an ältere Deformationsphasen vollständig ausgelöscht.

Im Südschenkel der Pass-d'Ur-Antiform können auf den Schieferungsflächen Harnischlineare beobachtet werden, so dass dort eine starke Scherung während oder nach der Schieferungsbildung vermutet wird. Strukturelle Diskordanzen zwischen Margna-Decke und Malenco-Ultramafitit in Form von räumlich versetzten Grossfalten (Abb. 3, Südteil) weisen ebenfalls auf Scherbewegungen an den Deckenkontakten hin.

In der Margna-Decke ist die Faltung der dritten Deformationsphase schlechter zu erkennen, da dort – anders als im Ultramafititkörper – beinahe ausschliesslich grossräumige Falten erzeugt wurden. Falten mit Wellenlängen von 50 m bis einigen hundert Metern verbiegen ältere Strukturen (Abb. 4). In sehr schichtsilikatreichen Zonen kann eine zur dritten Deformationsphase gehörende zweite Crenulation beobachtet werden. Verfaltete Falten der zweiten Deformationsphase sind relativ häufig. In den Südschenkeln der grösseren Falten geben sie sich durch ihre falsche Vergehung zu erkennen.

Die Faltenachsen und Achsebenen sind im Malenco-Ultramafitit und in der Margna-Decke gleich orientiert. Die Faltenachsebenen fallen steil nach Norden, und die zugehörigen Achsen streichen horizontal Ost-West (Tab. 1, dritte Deformationsphase). Diese Orientierung deutet auf weitere Nord-Süd-Kompression und die Asymmetrie der Falten auf eine Bewegung der höheren Einheiten nach Süden.

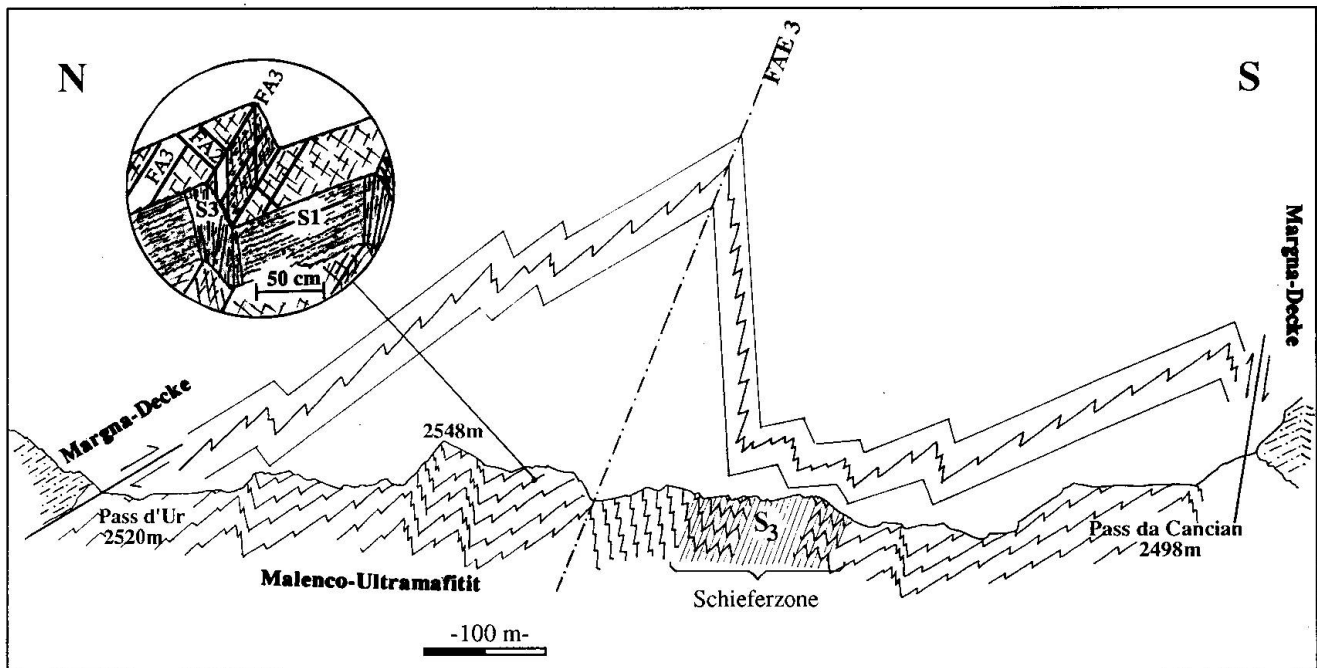


Abb. 3 Profil entlang der schweizerisch-italienischen Grenze zwischen Pass d'Ur (Koor.: 797 250/131 325) und Pass da Cancian (Koor.: 796 910/130 465) mit stark ausgeprägten Falten der dritten alpinen Deformationsphase im Malenco-Ultramafitit. Der runde Bildausschnitt zeigt die Verhältnisse zwischen den verschiedenen Deformationsphasen, wie sie im Feld gefunden wurden. Eine Störung, gleichzeitig zur Faltung am Kontakt zu den Gesteinen der Margna-Decke im Norden und im Süden wird aus geometrischen Gründen angenommen. Die Schieferzone weist etwas weiter westlich Scherflächen mit Harnischlinearen auf. S1: Schieferung der ersten Deformationsphase, S3: Schieferung der dritten Deformationsphase, FA2: Crenulationsfaltenachsen der zweiten Deformationsphase, FA3: Faltenachsen und Crenulationsfaltenachsen der ersten Deformationsphase, FAE 3: Faltenachsenebene der Pass d'Ur-Antiform. (Koordinaten: Schweiz. Landestopographie).

Mineralneubildungen sind selten. Gelegentliche Chlorit-Neubildungen zeigen an, dass der Metamorphosegrad wie bei der zweiten Phase in der Grünschieferfazies liegt.

Höhere Teile des Bergells werden von der dritten Deformationsphase nicht erfasst, somit muss sie älter sein als die Intrusion.

2.5. VIERTE ALPINE DEFORMATIONS PHASE

Eine vierte alpine Deformationsphase bewirkte eine Knickung der vorhandenen Strukturen um Nord-Süd streichende Achsen. Die Strukturen dieser Phase wurden von diversen Autoren beobachtet und beschrieben (z.B. PFEIFER, 1972; PERETTI, 1988; LINIGER und GUNTILI, 1988; SPILLMANN, 1989).

Sowohl im Malenco-Ultramafitit als auch in der Margna-Decke können an wenigen Stellen Knickbänder mit Nord-Süd gerichteten Faltenachsen beobachtet werden (Tab. 1, 4. Deformationsphase). Grossräumig ist ebenfalls eine Knickung zu beobachten: die linearen Strukturen früherer Deformationsphasen fallen im Profil zwi-

schen Pass d'Ur und Pass da Cancian hauptsächlich gegen Osten, während sie etwas weiter westlich vor allem gegen Westen und nur selten gegen Osten fallen. Die Ursache der Faltung ist eine Ost-West-Kompression.

Die Deformation ist relativ spröde, Mineralneubildungen, die zu dieser Phase gehören, wurden keine gefunden. Das absolute Alter dieser Phase ist unbekannt, wahrscheinlich ist sie jünger als die Intrusion des Bergells.

2.6. SPRÖDE DEFORMATIONEN

Zwei grosse Bruchzonen streichen im bearbeiteten Gebiet ungefähr in Richtung Nord-Süd. Die grossen Anti- und Synformen der dritten Deformationsphase werden von diesen Bruchzonen durchschnitten.

Im Gelände können in diesen Bruchzonen konjugierte Klüfte und Bruchflächen mit Harnischen und den dazugehörigen Linearen beobachtet werden. Die Harnisch- und Kluftflächen enthalten immer neugewachsene Mineralien wie Chlorit, Quarz, Albit, Turmalin und Epidot. Die

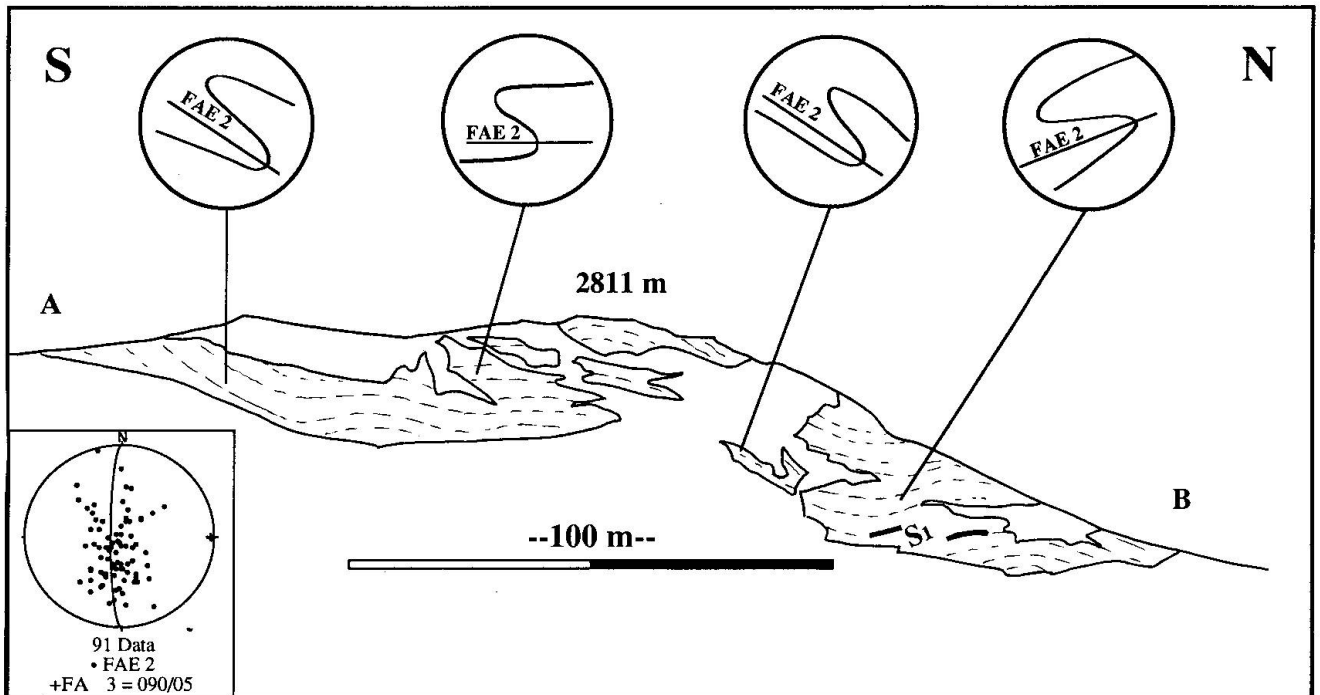


Abb. 4 Blick von der Vedretta di Pizzo Scalino nach Westen zeigt eine sanfte Wellung der Schieferung der ersten Deformationsphase (S_1) durch die dritte Phase mit gleichzeitiger Verfallung der Parasitärfaalten der zweiten Phase. Der Stereoplot (untere Halbkugel) der Faltenachsebenen der zweiten Phase (FAE 2) zeigt die Verfallung um die Faltenachse der dritten Phase (FA 3).

A: Koor. 795 875/129 840, B: Koor. 796 000/130 300.

Lineare werden meist durch faserig gewachsenen Quarz gebildet.

Die Brüche in den beiden gleich orientierten Bruchzonen verlaufen nicht parallel zu den Zonen, sondern verlaufen schräg dazu. Zwei Gruppen Brüche konnten unterschieden werden. Eine Gruppe enthält Bruchflächen, die im Mittel sehr steil gegen Nordwest fallen. Sie tragen eine Striung, die mit 20° bis 40° nach Westsüdwest einfällt und eine sinistrale Bewegungsrichtung zeigt. Die andere Gruppe beinhaltet Bruchflächen, die in östliche Richtung fallen. Die Lineare zeigen einen dextralen Bewegungssinn an und fallen nach Südsüdost. Die beiden Gruppen werden als Riedelbrüche zu den Bruchzonen interpretiert. Die Brüche der dextralen, ostfallenden Gruppe werden als R1-Brüche betrachtet und die der sinistralen, nordwestfallenden als R2-Brüche. Die Situation ist in Abbildung 5 nach RAMSAY und HUBER (1987) schematisch dargestellt, σ_1 bezeichnet die maximale Kompressions- und σ_3 die maximale Extensionsrichtung.

Zur Auswertung wurde die Annahme verwendet, dass es sich um Riedelbrüche handelt. Die Richtung der Winkelhalbierenden zwischen den beiden Gruppen von Bruchzonen geben die Richtungen von σ_1 und σ_3 . Abbildung 6 zeigt je eine nordwestfallende und eine ostfallende Bruchfläche, die aus den gesammelten Daten ge-

mittelt wurden, und die daraus konstruierten Richtungen von σ_1 und σ_3 .

Die Auswertung der Messungen ergab eine maximale Kompression Südsüdwest-Nordnordost und eine maximale Extension Westnordwest-Ostsüdost ($\sigma_1 \approx 195/25$, $\sigma_2 \approx 045/60$, $\sigma_3 \approx 295/16$) (Tab. 1, 5. Deformationsphase). Es ist festzuhalten, dass σ_2 nicht vertikal steht, was auf nachfolgende passive Rotation hindeutet.

Mineralneubildungen auf den Harnischflächen und Klüften zeigen mittlere bis untere grünschieferfazielle Bedingungen an. Da die Störungen alle vorhandenen Strukturen durchschneiden, sind sie jünger als die beschriebenen duktilen Deformationen.

3. Beobachtungen an der Ur-Brekzie zur metamorphen Entwicklung vor der eigentlichen Deckenüberschiebung

Mit Ur-Brekzie wird die tektonische Brekzie bezeichnet, die am Kontakt zwischen Malenco-Ultramafitit und Margna-Basement vorkommt (Typlokalität Pass d'Ur, Koor. 797 140/131 550). Sie ist ein Produkt der grossräumigen Bewegungen an der Grenze zwischen der unterostalpinen Margna-Decke und dem penninischen Malenco-Ultramafitit.

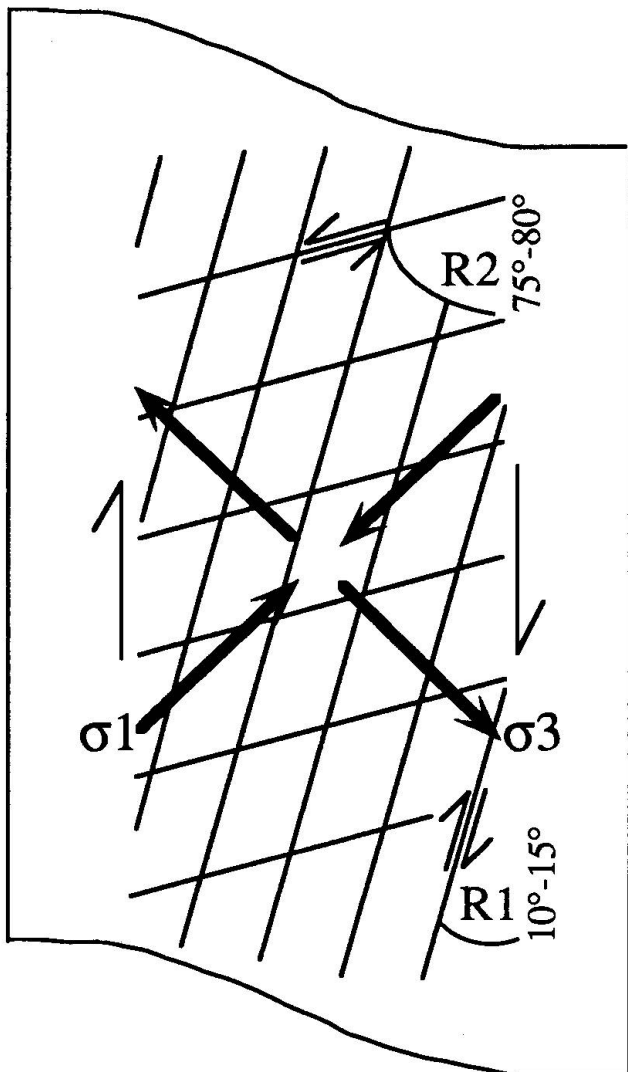


Abb. 5 Schematische Darstellung der Störungszone mit den synthetischen (R1) und antithetischen (R2) Riedelbrüchen nach RAMSAY und HUBER (1987); σ_1 ist die Richtung der maximalen Kompression und σ_3 die Richtung der maximalen Extension.

GERBER (1966) und PFEIFER (1972) haben sich in ihren Diplomarbeiten bereits mit der Petrographie dieser Brekzie auseinandergesetzt.

Die Ur-Brekzie besitzt eine Matrix, die zwar Titanit-reich, sonst aber fast identisch ist mit den Paragneisen im Kristallin der Margna-Decke. Sie besteht aus rutilführenden Titanit-Biotit- (oder -Hellglimmer)-Chlorit-Albit-Oligoklas-Quarzschiefern. Knollen im cm- bis m-Bereich (Abb. 7A) sind in die Matrix eingearbeitet. Diese Knollen bestehen aus ehemaligen Serpentinitten und Paragneisen, die metasomatisch umgewandelt und dann eingefaltet und eingeschuppt wurden.

Mineralbestand und Chemismus der Knollen sind unterschiedlich. Von Talk-Aktinolithfelsen über quarz-, talk- und oligoklasführende Am-

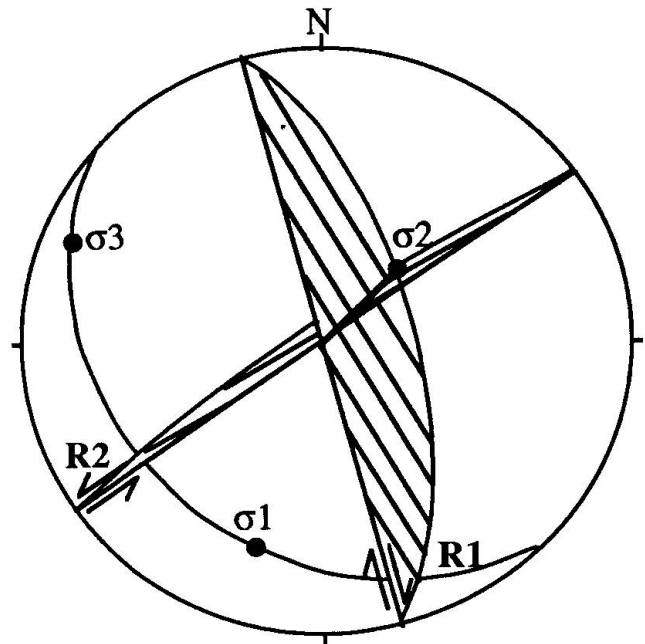


Abb. 6 Eine gemittelte dextrale, ostnordostfallende Bruchfläche (R1) und eine gemittelte sinistrale, nordwestfallende Bruchfläche (R2) in der unteren Halbkugel dargestellt. Die Streifung auf den Bruchflächen gibt die Orientierung der Harnischlineare wieder. σ_1 (Richtung der maximalen Kompression) $\approx 195/25$, σ_3 (Richtung der maximalen Extension) $\approx 295/15$.

phibolite zu Titanit-Chlorit-Biotit-Oligoklas-Quarzschiefern können diverse Variationen beobachtet werden.

Im Querschnitt lassen die Knollen oft erkennen, dass es sich um boudinierte Falten handelt, deren Faltenachsebenen parallel zur Hauptschieferung in der Matrix sind. Deutlich sichtbar ist eine schwache, frühe Schieferung in den Knollen, die bereits verfaltet ist (Abb. 7B). Die Falten werden aus geometrischen Gründen als Produkt der ersten Deformationsphase angesehen.

Es ist möglich, anhand von strukturellen Beobachtungen an der Ur-Brekzie zu bestimmen, wann relativ zum Maximum der frühalpiner Deformation und Metamorphose die Margna-Decke auf den Malenco-Ultramafitit zu liegen gekommen ist und wie die p-T-Bedingungen während der ersten Deformationsphase variieren. Bereits STAUB (1917a) war überzeugt, dass der Kontakt zwischen Margna-Malenco vor der eigentlichen Deckenbildung vorhanden sein musste.

Im Mikroskop erkennt man, dass die frühe Schieferung in den sauren Knollen durch tropfenförmigen Rutil und Epidot sowie durch Schichtsilikate gebildet wird. Normalerweise wird in den Paragesteinen der Margna-Decke wenig Titanit und kaum Rutil beobachtet. In den kon-

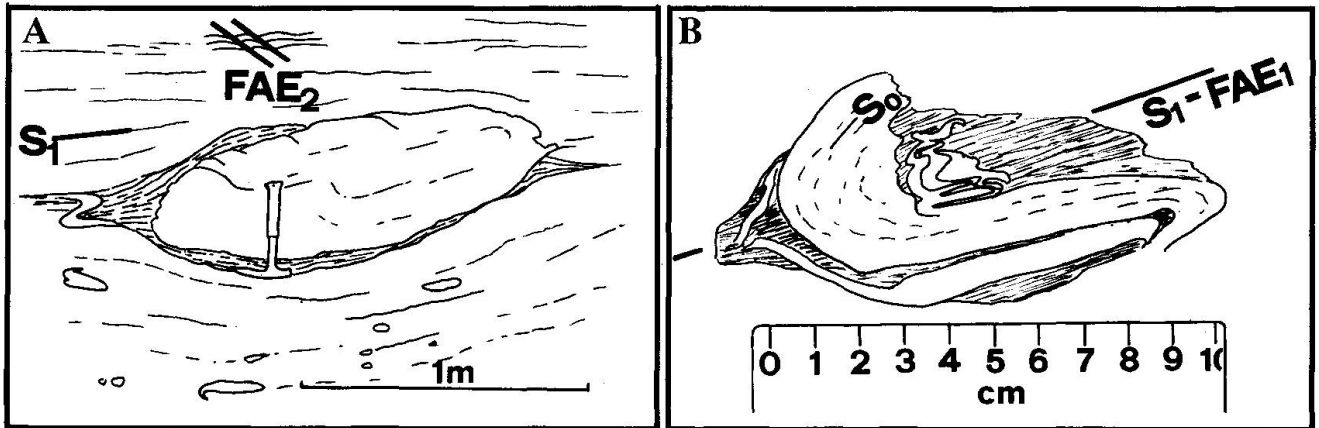


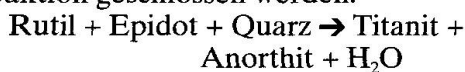
Abb. 7 A) Quarzreiche Komponente in der Ur-Brekzie (Aufschlusskoordinaten: 797 145/131 55). B) Falte mit reliktscher Schieferung eines früheren Stadiums der ersten alpinen Deformationsphase (S_0). Die Matrix zeigt die Hauptschieferung (S_1).

S_0 = Schieferung entstanden nach dem Kontakt Margna-Malenco und vor der eigentlichen Deckenüberschiebung. S_1 = Hauptschieferung der ersten alpinen Deformationsphase, FAE_1 = Faltenachsenebene der ersten Deformationsphase, FAE_2 = Faltenachsenebene der zweiten Deformationsphase.

taktnahen Gesteinen sind Ti-Mineralien jedoch auffallend häufig.

Die frühe Schieferung wird durch Albitblasten überwachsen. Die Hauptschieferung umfließt diese Blasten wiederum und ist somit später entstanden (Abb. 8A). Mit der Ausbildung der Hauptschieferung wird Rutil zu Titanit umgewandelt, sofern er nicht als Einschluss im Albit erhalten bleibt. Titanit wächst eingeregelt in die Hauptschieferung. Epidot reagiert fast vollständig und überlebt ebenfalls nur als Einschluss im Albit. Die Bildung von Anorthit-reicherem Plagioklas äussert sich in Oligoklasrändern um die Albite (Abb. 8B).

Anhand der Paragenesen kann auf folgende Reaktion geschlossen werden:



Die Reaktion wurde unter anderem von HUNT und KERRICK (1977) beschrieben. Sie haben die Stabilität von Titanit und Rutil experimentell bestimmt und mit natürlichen Vorkommen verglichen. Daraus haben sie T - X_{CO_2} -Diagramme für verschiedene Drücke abgeleitet. Ihre Resultate zeigen unter anderem, dass: a) die beobachteten Paragenesen, sowohl Edukte als auch Produkte, nur bei tiefem X_{CO_2} stabil sind, b) Titanit + Anorthit + H_2O die Hochtemperaturparagenese ist, c) sich die Gleichgewichtslinie mit steigendem Druck in Richtung höherer Temperaturen bewegt.

Syn- bis postkinematisch zur Bildung der Hauptschieferung kann zusätzlich der Zerfall von Stilpnomelan und Phengit nach Biotit und Chlorit festgestellt werden. Dieser Übergang wird als

Anzeige des Temperaturmaximums betrachtet und liegt nach NITSCH (1970) bei Drücken um 4–6 kb zwischen 440–460 °C. Diese Temperaturen werden durch andere Thermometer bestätigt (BENNING, 1990).

Es kann somit festgehalten werden, dass während der Bildung der frühen Schieferung, die reliktsch durch Rutil und Epidot erhalten geblieben ist, die Temperatur tiefer war als syn- bis postkinematisch zur Bildung der Hauptschieferung. Albit, der zwischen der Bildung der frühen Schieferung und der Hauptschieferung kristallisiert, erhält syn- bis postkinematisch bezüglich der Hauptschieferung einen Oligoklasrand. Das zeigt, dass auch zwischen den beiden Schieferungsbildungen die Temperatur tiefer war als syn- bis postkinematisch zur Bildung der Hauptschieferung.

Die Kerne von Amphibolen, die in die Hauptschieferung eingeregelt sind und deren Zusammensetzung als Indikator der Druckvariation angesehen wird, sind immer hornblendereicher als deren Ränder (BENNING, 1990). Ob die Amphibolkkerne präkinematisch zur Hauptschieferung gewachsen sind und dann mechanisch eingeregelt wurden oder ob sie synkinematisch zu dieser entstanden sind, konnte nicht bestimmt werden. Es kann nur festgehalten werden, dass eine Druckabnahme stattgefunden hat, es ist jedoch nicht möglich, das Druckmaximum relativ zum Temperaturmaximum zeitlich einzuordnen.

Weiter kann der Schluss gezogen werden, dass eine Kristallisation von Ti-Mineralien in der Kontaktzone bereits vor der Bildung der Hauptschieferung und somit vor dem Metamorphose-

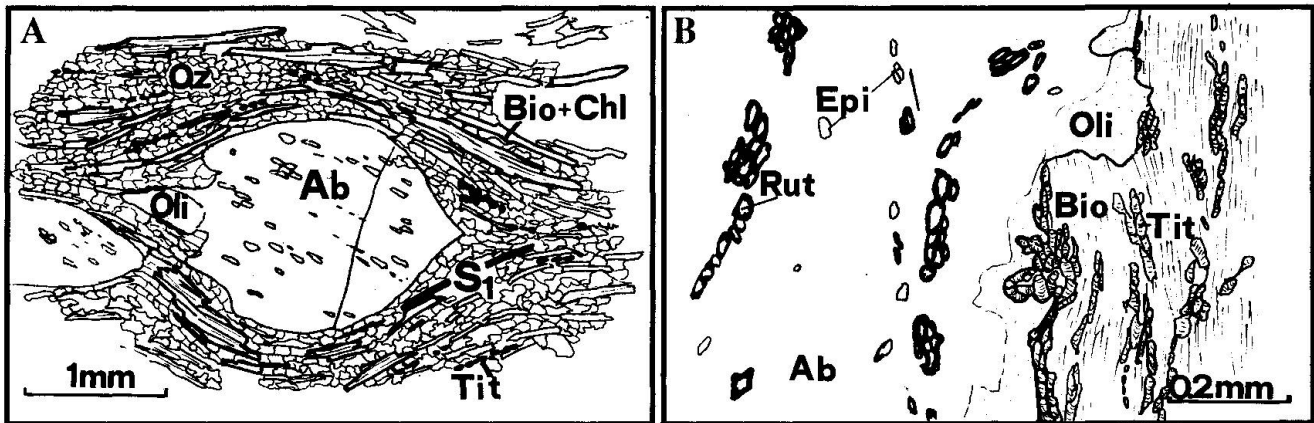


Abb. 8 A) Ur-Brekzie: Ein Albitblast mit Einschlüssen (v.a. Rutil und Epidot), die eine frühere Schieferung abbilden. Die Hauptschieferung (S_1) umfließt das Albitkorn (Dünnschliffnr. DL808-1, Aufschlusskoordinaten: 797 145/131 550). B) Detailaufnahme von Einschlüssen in einem Albit; Rutil- und Epidot bleiben erhalten. In der Hauptschieferung aus Biotit und wenig Chlorit sind diese zu Titanit und Oligoklas (am Rand des Albits) umgewandelt worden (Dünnschliffnr. LD3108-1, Aufschlusskoordinaten: 797 145/131 550). Ab = Albit, Bio = Biotit, Chl = Chlorit, Epi = Epidot, Oli = Oligoklas, Qz = Quarz, Rut = Rutil, Tit = Titanit.

höhepunkt stattgefunden hat, da gehäuftes Auftreten von Rutil schon in der frühen Schieferung zu beobachten war.

4. Diskussion

Die Tabelle 1 fasst die oben dargelegten Beobachtungen zusammen und gibt für jede Phase die wahrscheinlichsten Ursachen und Alter an.

Zur ersten Deformationsphase: Wie oben gezeigt werden konnte, enthält die Urbrekzie Informationen über frühe Stadien dieser Phase. Die frühe Schieferung wird durch Mineralien gebildet, die einen etwas tieferen Metamorphosegrad anzeigen als diejenigen, welche syn- oder postkinematisch zur Hauptschieferung entstanden sind. Die Anreicherung der Ti-Mineralien Titanit und Rutil beschränkt sich auf eine begrenzte Zone zwischen den beiden chemisch sehr unterschiedlichen Einheiten Margna-Decke und Malenco-Ultramafitit und ist bereits in der frühen Schieferung vorhanden. Das heisst, dass sich der Malenco-Ultramafitit schon während der Entstehung dieser frühen Schieferung im Kontakt mit der Margna-Decke befand und sich Rutil metasomatisch im Bereich der Überschiebung bildete.

Die zonenweise verschiedenen Streichrichtungen der Streckungslineare (Ostnordost-West-südwest und Ostsüdost-Westnordwest, Abb. 2) lassen zwei Interpretationsmöglichkeiten zu. Entweder sind die Lineare nacheinander entstanden und weisen auf zwei Überschiebungsetappen aus leicht geänderter Richtung hin, oder sie sind das

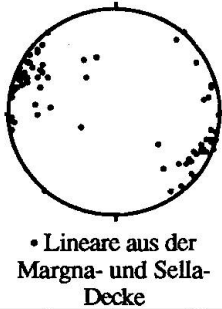
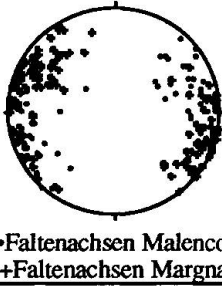
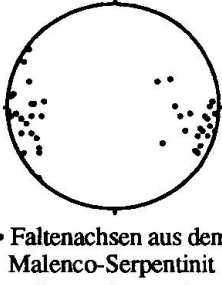
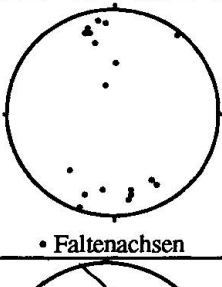
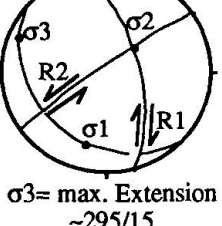
Resultat von differenziellen Bewegungen innerhalb der Decken während der Überschiebung und somit gleichzeitig. Die beiden Lineare wurden nie zusammen gefunden, was die zweite Möglichkeit wahrscheinlicher erscheinen lässt.

Zur zweiten und dritten Deformationsphase: Höhere Bereiche des Bergells weisen keine Deformationen auf, die den beiden Rückfaltungsphasen entsprechen (mündl. Mitt. P. Spillmann), deshalb müssten die erste und die zweite Rückfaltungsphase älter als das Bergell sein. Möglicherweise lassen sich die Strukturelemente – wegen ihrer Orientierung – mit der Steilstellung an der Insubrischen Linie korrelieren.

Die Ausbildung der dritten alpinen Deformationsphase unterscheidet sich im Malenco-Ultramafitit stark von der in der Margna-Decke. Dieser Unterschied kann durch den grossen Kompetenzunterschied und die Faltengeometrie erklärt werden: In Faltenkernen ist die Deformation viel stärker als ausserhalb. Die stärksten Deformationen sind dementsprechend in den Kernen der relativ engen Pass-d'Ur-Antiform und Monte-Rogione-Synform gefunden worden. Diese Faltenkerne sind aber nur im Malenco-Ultramafitit aufgeschlossen. Die Margna-Decke befindet sich im bearbeiteten Gebiet nie im Kern einer Grossfalte. Weiter verlangt die Geometrie der Einheiten am Kontakt (Abb. 3, Südkontakt) eine Scherung, die den Malenco-Ultramafitit relativ zur Margna-Decke hebt.

Zur vierten und fünften Deformationsphase: Keine dieser beiden Phasen wurde im Zusammenhang mit dem Bergell oder der Insubrischen

Tab. 1 Zusammenfassung der Deformationsphasen.

Phase	Alter/ <i>Ursache</i>	Magna- und Sella- Decke		Malenco-Serpentinit
		Erscheinungs- formen	Orientierung in beiden Einheiten	Erscheinungs- formen
Präalpine Deformationsphase(n) (duktil)	variskisch	isoklinale Falten und Bänderung nur im Basement		—
1. Deformationsphase (duktil)	eoalpin 90-60ma (JÄGER, 1973; DEUTSCH, 1983) <i>Überschiebung der Decken nach Westen auf den Malenco- Ultramafitit</i>	isoklinale, liegende W-vergente Deckfalten, Hauptschieferung, Streckungslineare	 • Lineare aus der Magna- und Sella- Decke	Schieferung, Magnetitlinear 1
2. Deformationsphase (duktil) (1. Rückfaltungsphase)	präbergellisch, <i>Nord-Süd- Kompression, Kollision des Nord- und Süd- kontinents</i>	spitzwinklige, asymetrische, S-vergente Falten, Crenulation 1, stellenweise Schieferung	 • Faltenachsen Malenco + Faltenachsen Magna	spitzwinklige, stehende, S-vergente Falten, Crenulation 1, Schieferung (?) Magnetitlinear 2
3. Deformationsphase (duktil) (2. Rückfaltungsphase)	präbergellisch <i>Nord-Süd- Kompression, Steilstellung an der Insubrischen Linie</i>	leichte Wellung, in Glimmerschiefern Crenulation 2, regionale Gross- Falten	 • Faltenachsen aus dem Malenco-Serpentinit	spitze, stehende, S-vergente Falten, Crenulation 2, Schieferung, regionale Syn- und Antiformen
4. Deformationsphase (duktil)	postbergellisch? <i>Ost-West- Kompression</i>	Kinkung aller Strukturen um eine N-S-gerichtete Achse	 • Faltenachsen	Kinkung aller Strukturen um eine N-S-gerichtete Achse
5. Deformationsphase (spröde)	postbergellisch? <i>Südost-Nordwest- Extension</i>	~N-S- orientierte Störungssysteme	 σ_3 = max. Extension ~295/15	~N-S- orientierte Störungssysteme

Linie beschrieben. Es ist anzunehmen, dass sie postbergellisch sind, da sie offenbar bei tiefen Temperaturen abliefen, die am ehesten nach einer Hebung und bereits nach teilweiser Erosion erreicht werden konnten.

Zusammengefasst ergibt sich für die grossräumige Entwicklung im penninisch-unterostalpinen Grenzbereich folgendes Bild: Die Margna-Decke wird während der variskischen Gebirgsbildung deformiert, amphibolitfazielle Paragenesen sind das Produkt der zugehörigen Metamorphose. Während des Mesozoikums werden marine Sedimente auf den teilweise erodierten kristallinen Untergrund abgelagert. Vor der eigentlichen Deckenbildung in der Kreide befindet sich der kristalline Untergrund der Margna-Decke bereits im Kontakt mit den Gesteinen des Malenco-Ultramafitits oder wird spätestens jetzt darüber geschoben. In der Kreide findet ein Schub aus Osten statt, der zur eigentlichen Deckenbildung führt. Dabei entsteht eine starke Schieferung mit einem ausgeprägten Streckungslinear sowohl im Malenco-Ultramafitit als auch in der Margna-Decke. Differenzielle Bewegungen innerhalb der Margna-Decke führen zur Bildung eines zweiten, etwas anders orientierten Streckungslinears. Zwischen Kreide und Oligozän erleiden die Margna-Decke und der Malenco-Ultramafitit zwei Rückfaltungsphasen. Diese sind das Produkt von Nord-Süd-Kompressionen und manifestieren sich in südvergenten Falten mit Ost-West streichenden Faltenachsen. Die erste Rückfaltungsphase könnte mit der Kollision des Südkontinentes mit dem Nordkontinent zusammenhängen, während die zweite Rückfaltungsphase mit der darauf folgenden Steilstellung an der Insubrischen Linie korreliert wird. Die spätere Knickung um Nord-Süd streichende Achsen und die Entstehung der Störungssysteme mit Südost-Nordwest-Extension können bis jetzt in keinen grosstektonischen Rahmen gestellt werden.

Verdankungen

Wir danken V. Trommsdorff und S.M. Schmid, die uns während der Diplomarbeit betreut haben. Die Freunde und Kollegen P. Spillmann, M. Liniger, O. Müntener haben uns oft durch anregende Diskussionen und konstruktive Kritik weitergeholfen. Ihnen und V. Trommsdorff danken wir auch für die Durchsicht des Manuskriptes. A. Pfiffner danken wir für seine konstruktive Kritik.

Literaturverzeichnis

- BENNING, L.G. (1990): Metamorphose und Strukturen im Malenco-Serpentin und in der Margna- und Sella-Decke zwischen Pass d'Ur und Pizzo Scalino (Provinz Sondrio, Italien), 2. Teil. Diplomarbeit der ETH Zürich.
- CORNELIUS, H.P. (1913): Geologische Beobachtungen im Gebiete des Forno-Gletschers (Engadin). Zbl. f. Min., Geol. u. Paläont., 246–252.
- CORNELIUS, H.P. (1925): Über einige Gesteine der «Fedozserie» aus dem Disgraziagebiet (Rhätische Alpen). Separat-Abdruck aus dem Neuen Jb. f. Min., Geol. u. Paläont., Beilage Band LII, Abteil A., 1–50.
- DEUTSCH, A. (1983): Datierungen an Alkali amphibolen und Stilpnomelan aus der südlichen Platta-Decke (Graubünden). *Eclogae geol. Helv.* 76/2, 295–308.
- FREY, M., HUNZIKER, C.J., JÄGER, E. und STERN, W.B. (1983): Regional Distribution of White K-Mica Polymorphs and Their Phengite Content in the Central Alps. *Contrib. Mineral. Petrogr.* 83, 185–197.
- GAUTSCHI, A. und MONTRASIO, A. (1978): Die andesitisch-basaltischen Gänge des Bergeller Ostrandes und ihre Beziehung zur Regional- und Kontaktmetamorphose, Schweiz. *Mineral. Petrogr. Mitt.* 58, 329–344.
- GERBER, R. (1966): Der Malencoserpentin östlich des Passo d'Ur. Diplomarbeit ETH Zürich.
- GULSON, B.L. und KROUGH, T.E. (1973): Old lead components in the young Bergell Massif, south-east Swiss Alps. *Contr. Min. Petr.* 40, 239–252.
- GUNTLI, 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.
- HUNT, J.A. und KERRICK, D.M. (1977): The stability of sphene, experimental redetermination and geologic implications. *Geochim. Cosmochim. Acta* 41, 279–288.
- JÄGER, E. (1973): Die alpine Orogenese im Lichte der radiometrischen Altersbestimmung. *Eclogae geol. Helv.* 66/1, 11–21.
- LINIGER, M. und GUNTLI, P. (1988): Bau und Geschichte des zentralen Teils der Margna-Decke. Schweiz. *Mineral. Petrogr. Mitt.* 68, 41–54.
- 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.
- NITSCH, K.-H. (1970): Experimentelle Bestimmung der oberen Stabilitätsgrenze von Stilpnomelan. Beiheft 1 Fortschritte der Mineralogie 47, 48–49.
- PERETTI, A. (1988): Occurrence and Stabilities of Opaque Minerals in the Malenco-Serpentinite (Sondrio, Northern Italy). Dissertation Nr. 8740 ETH Zürich.
- PFEIFER, H.R. (1972): Metamorphose und Deformation am Ostrand des Malencoserpentinikörpers westlich des Pass d'Ur (Norditalien). Diplomarbeit ETH Zürich.
- PHILIPP, R. (1982): Die Alkali amphibole der Platta-Decke zwischen Silsersee und Lunghinpass (Graubünden). Schweiz. *Mineral. Petrogr. Mitt.* 62, 437–455.
- RAMSAY, J. und HUBER, M. (1987): *Modern Structural Geology, Vol. 2: Folds and Fractures.* Academic Press London.
- SCHUILING, R.D. und VINK, B.W. (1967): Stability rela-

- tions of some titanium-minerals (sphene, perovskite, rutile, anatase). *Geochimica et Cosmochimica Acta* 31, 2399–2411.
- SCHUMACHER, T. (1975): Geologisch-petrographische Untersuchungen des Malencoserpentinits und der Margnagesteine bei Chiareggio. Diplomarbeit ETH Zürich.
- SIDLER, D.M. (1990): Strukturen und Metamorphose in der Margna- und Sella-Decke und im Malenco-Serpentin zwischen Pass d'Ur und Pizzo Scalino (Provinz Sondrio, Italien) 1. Teil. Diplomarbeit Universität Zürich.
- SPILLMANN, P. (1989): Struktur und Metamorphose der Margna-Decke im obersten Valmalenco. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 69, S. 147–151.
- STAUB, R. (1917a): Bericht über die Exkursion der Schweizerischen geologischen Gesellschaft im Ober-Engadin und Puschlav vom 11. bis 15. August 1916. *Mitteilungen der Schweiz. geol. Ges.*, Vol. XIV, No 4.
- STAUB, R. (1917b): Das Äquivalent der Dentblanche-decke in Bünden. *Vjschr. Natf. Ges. Zürich* 62, 349–370.
- STAUB, R. (1921): Zur Tektonik der penninischen Decken im Val Malenco. *Jahresbericht der Naturforschenden Gesellschaft Graubündens*.
- STAUB, R. (1946): Geologische Karte der Berninagruppe 1:50 000. *Spez. Karte Nr. 118, Schweiz. Geol. Komm.*
- TROMMSDORFF, V. und NIEVERGELT, P. (1983): The Bregegaglia (Bergell) Iorio Intrusive and its Field Relations. *Mem. Soc. geol. It.* 26, 55–68.

Manuskript eingegangen 23. August 1991; überarbeitetes Manuskript angenommen 1. Oktober 1991.