

# Bau und Geschichte des zentralen Teils der Margna-Decke

Autor(en): **Liniger, Markus / Guntli, Peter**

Objektyp: **Article**

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

Band (Jahr): **68 (1988)**

Heft 1

PDF erstellt am: **21.09.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-52048>

## **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.

# Bau und Geschichte des zentralen Teils der Margna-Decke

Von Markus Liniger und Peter Guntli<sup>1</sup>

## Abstract

The central part of the Margna nappe can be divided into two tectonic subunits: the Maloja nappe and the Fora nappe. These subunits consist of flat-laying, SW-facing, large-scale isoclinal folds. They are separated from each other by a mylonitic zone with relics of Triassic sediments. The basement cores of the two nappes, consisting of paragneisses, metagabbros and orthogneisses, are surrounded by Permo-Mesozoic sediments.

According to petrographic and structural criteria five events can be distinguished. (1) A pre-Alpine event is documented in the basement by a relictic schistosity and mineral paragenesis in amphibolite facies. (2) An Early Alpine event caused isoclinal folding, overthrusting of the nappes from NE to SW, which is associated with an extension lineation, and the formation of the main schistosity (radiometrically dated as Upper Cretaceous). Metamorphic conditions reached medium greenschist-facies in the NE and upper greenschist/lower amphibolite-facies in the SW of the area studied. (3) A second Alpine backfolding event is older than the intrusion of the Bergell complex. It caused large-scale, more open folds and a crenulation of the main schistosity. This event is associated with mineral growth of lower greenschist-facies in the NE and medium greenschist-facies in the SW. (4) A Late Alpine event is indicated by brittle kinking and a weak, large-scale undulation. Its relative age to the Bergell intrusion is uncertain. (5) The last event is responsible for formation of the Engadine Line and other brittle fault systems. The total calculated amount of thrusting along the Engadine Line near Sils-Maria is 2 km, which can be divided into two components: a sinistral displacement of 1.1 km and uplift of the southern complex of 1.6 km.

*Keywords:* Margna nappe, alpine evolution, structures, metamorphism, Engadine Line, Switzerland.

## Zusammenfassung

Die Margna-Decke kann in ihrem zentralen Bereich tektonisch in zwei Teildecken unterteilt werden: die Maloja-Decke und die Fora-Decke. Diese Teildecken sind liegende, gegen SW stinnende, grosse Isoklinalfalten. Deckentrenner ist eine Mylonitzone mit Schürflingen von Trias. Altkristallin aus Paragneisen, Metagabbros und Orthogneisen bildet die Deckenkerne. Diese werden umhüllt von permo-mesozoischen Sedimenten.

Nach strukturellen und petrographischen Kriterien lassen sich fünf Ereignisse unterscheiden: (1) Eine praealpine Phase ist im Altkristallin dokumentiert durch eine reliktsche Schieferung und Mineralparagenesen der Amphibolitfazies. (2) Die eoalpine Phase führt zu Isoklinalfaltung, Deckenüberschiebung aus NE und Ausbildung einer Streckungslination, wie auch zur Bildung der Hauptschieferung, die radiometrisch mit Oberkreide datiert ist. Der Metamorphosegrad erreicht mittlere Grünschieferfazies im NE und oberste Grünschieferfazies/unterste Amphibolitfazies im SW. (3) Eine zweite alpine, praebergellische Rückfaltungs-Phase verursacht neben grösseren, offeneren Falten meist eine Krenulationsfältelung der Hauptschieferungsflächen. Mineralien, die während dieser Phase gewachsen sind, zeigen Bedingungen unterer Grünschieferfazies im NE und oberer Grünschieferfazies im SW an. (4) Eine späte alpine Phase führt zu einer spröden Kinkung und einer grossräumigen Wellung. Ihr relatives Alter zur Bergeller Intrusion ist unklar. (5) Als jüngstes Ereignis ist die Bildung der Engadiner Linie und anderer spröder Bruchsysteme zu beobachten. Die berechnete Totalversetzung an der Engadiner Linie bei Sils-Maria beträgt 2 km, aufgeteilt in eine sinistrale Verschiebung von 1.1 km und eine Hebung des südlichen Komplexes von 1.6 km.

<sup>1</sup> Institut für Mineralogie und Petrographie, ETH-Zentrum, CH - 8092 Zürich.

## 1. Einleitung

Die Margna-Decke ist im Oberengadin und im Gebiet der Valmalenco aufgeschlossen (Graubünden, Schweiz, und Prov. Sondrio, Italien). Aufgebaut aus kontinentaler Kruste und mesozoischen Sedimenten, wurde sie von STAUB (1917, 1946) als selbständige tektonische Einheit erkannt, welche von ophiolithischen Decken unter- und überlagert wird (Forno-Amphibolite und Malenco-Serpentinite im Liegenden, sowie Platta-Decke im Hangenden, vgl. Abb. 1). Die Margna-Decke kann gegen N bis ins Gebiet des Septimerpasses verfolgt werden, wo sie innerhalb ophiolithischer Einheiten auskeilt. Die darüberliegende Platta-Decke hingegen wird gegen S ausgedünnt, so dass dort eindeutig ostalpine Einheiten direkt an die Margna-Decke grenzen. Aufgrund dieser speziellen tektonischen Lage sind zwei unterschiedliche Vorstellungen über die paläogeographische Zuordnung der Margna-Decke möglich. Zum einen wird sie als Mikrokontinent im piemontesisch-ozeanischen Bereich angesehen und damit dem Penninikum zugeordnet (z. B. TRÜMPY, 1980, 1985), zum anderen ist sie auch als Teil des «afrikanischen Vorlandes» (südl. Kontinentalblock) denkbar (MONTRASIO & TROMMSDORFF, 1983, Abb. 2). Trifft die zweite Hypothese zu, so wäre die Margna-Decke als ostalpines Element durch komplexe tektonische Bewegungen in ihre heutige Lage im alpinen Deckenbau gelangt.

Die älteren Arbeiten über das Untersuchungsgebiet stammen vorwiegend von CORNELIUS (1912, 1913, 1925, Karte 1932) und STAUB (1914, 1915, 1916, 1917, 1918, 1920, Karte 1946). In neueren Dissertationen und Diplomarbeiten an der ETH Zürich sind zwar einige Randbereiche der Margna-Decke, vor allem aber die umliegenden Decken, respektive Ophiolithzonen, studiert worden (GYR, 1967; KÄLIN, 1967; SEGER, 1971; WANNER, 1971; BUCHER und PFEIFER, 1973; SCHUMACHER, 1975; RIKLIN, 1977, 1978; BANGERTER, 1978; GAUTSCHI, 1980; PHILIPP, 1982; KÜNDIG, 1982; STÄUBLI, 1982; PERETTI, 1983, 1985; KUBLI, 1983; MÜTZENBERG, 1986; NIEVERGELT, in Bearb.). Eine Neubearbeitung des zentralen Teils der Margna-Decke mit einer neuen Kartierung sowie strukturgeologische und petrographische Untersuchungen sollten helfen, den Bau und die alpine Geschichte dieser umstrittenen Deckeneinheit besser zu verstehen.

Die Fragestellung lautete:

- 1) Wie ist die Margna-Decke lithologisch aufgebaut?
- 2) Was für Strukturen sind zu sehen und wie alt sind sie?
- 3) Wie äussert sich die alpine Metamorphose (oder Metamorphosen) und was ist ihre Beziehung zu den Strukturen?

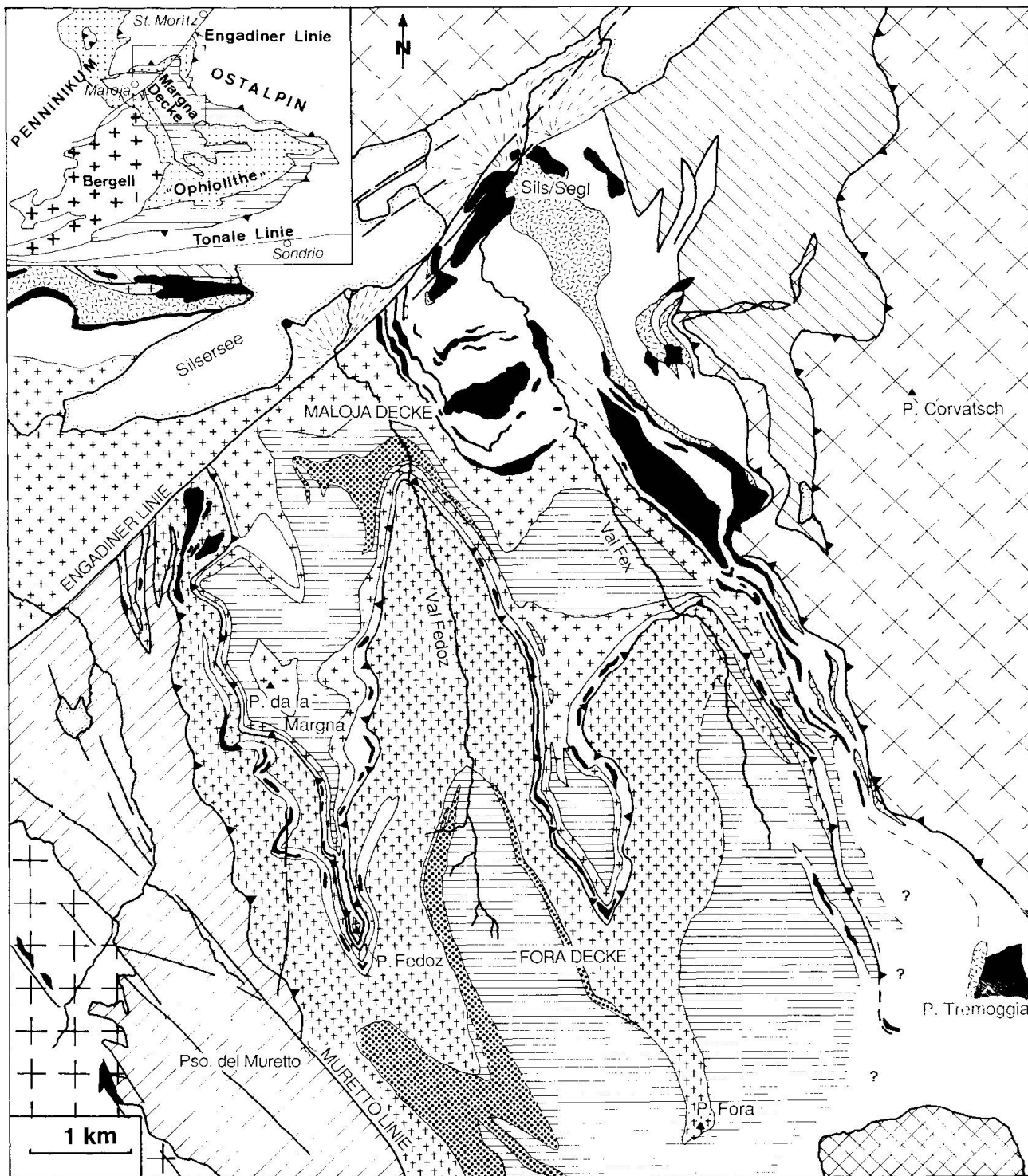
Die vorliegende Arbeit fasst die Ergebnisse der Diplomarbeiten beider Autoren zusammen. Kartiert wurde das Gebiet zwischen Silsersee und Piz Fedoz im Massstab 1:10000 (vgl. Kartenbeilage).

## 2. Lithologischer Aufbau der Margna-Decke

### 2.1. DIE TEKTONISCHEN UND LITHOLOGISCHEN EINHEITEN

STAUB (1917, 1918, 1946) und CORNELIUS (1912, 1925) haben in der Margna-Decke neben Gabbros und mesozoischen Sedimenten lithologisch zwei Gesteinsserien unterschieden: (i) die Fedozserie (wechselhafte Serie von Paragneisen, Amphiboliten und Metakarbonaten, mit Relikten einer praealpinen Hochtemperaturmetamorphose) und (ii) die Malojaserie (Malojagneis, Orthogneise von Val Fex und Fedoz und Malojaserie i.allg., eine Schieferserie ohne voralpine Metamorphose). Eine tektonische Unterteilung der Margna-Decke in «zwei zerschlitze Hauptlappen», jeder bestehend aus Fedozserie und Malojaserie, beschreibt STAUB (1920), wobei er einen Triaszug als «Trenner» annimmt.

Neue Feldbeobachtungen führten nun zu einer leicht abgeänderten tektonischen Unterteilung der Margna-Decke. Unter Berücksichtigung der Strukturen, die auch STAUB in Ansätzen bekannt waren, werden neu zwei Teildecken unterschieden: Die Maloja-Decke, mit dem Malojagneis als wichtigstem Vertreter, und die Fora-Decke, mit dem quarz- und feldspatreicheren Foragneis als Hauptmasse. Diese Decken sind verscherte, liegende, gegen W stirrende Grossfalten (Abb. 2, Abb. 8). Der Dekkentrenner ist eine heterogen aufgebaute Überschiebungszone mit reliktsch erhaltenem Permo-Mesozoikum. Er liegt im Bereich Piz da la Margna-Piz Fedoz höher als der von STAUB als Trennzone angesehene Triaszug. Bei letzterem handelt es sich vielmehr um eine Synklinale (Umbiegung: 138350/777700) aus











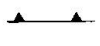







- |  |   |   |
|--|---|---|
|  Bergeller Intrusion                                    |  Mesozoische Kalk- u. Kieselschiefer                         |  Quartär       |
|  Triasschollen d. Suretta Decke innerhalb der Intrusion |  Trias (Quarzite, Dolomite)                                  |  See           |
|  Mte. del Forno Einheit                                 |  Schiefer i. allg. (z. T. Perm?)                             |  Überschiebung |
|  Platta Decke   |  Orthogneise (Malojagneis, Foragneis)                        |  Störungslinie |
|  Malenco- Ultramafitit                                  |  Fedozer Gabbro  |   |
|  Unterostalpine Decken                                  |  Fedozserie (Bändergneise, Metapelite, Amphibolite, Marmore) |   |

Abb. 1 Geologisch-tektonische Karte der zentralen Margna-Decke (z.T. nach STAUB, 1946; GYR, 1967; FERRARIO und MONTRASIO, 1976; PHILIPP, 1982; STÄUBLI und KÜNDIG, 1982; NIEVERGELT, in Bearb.).



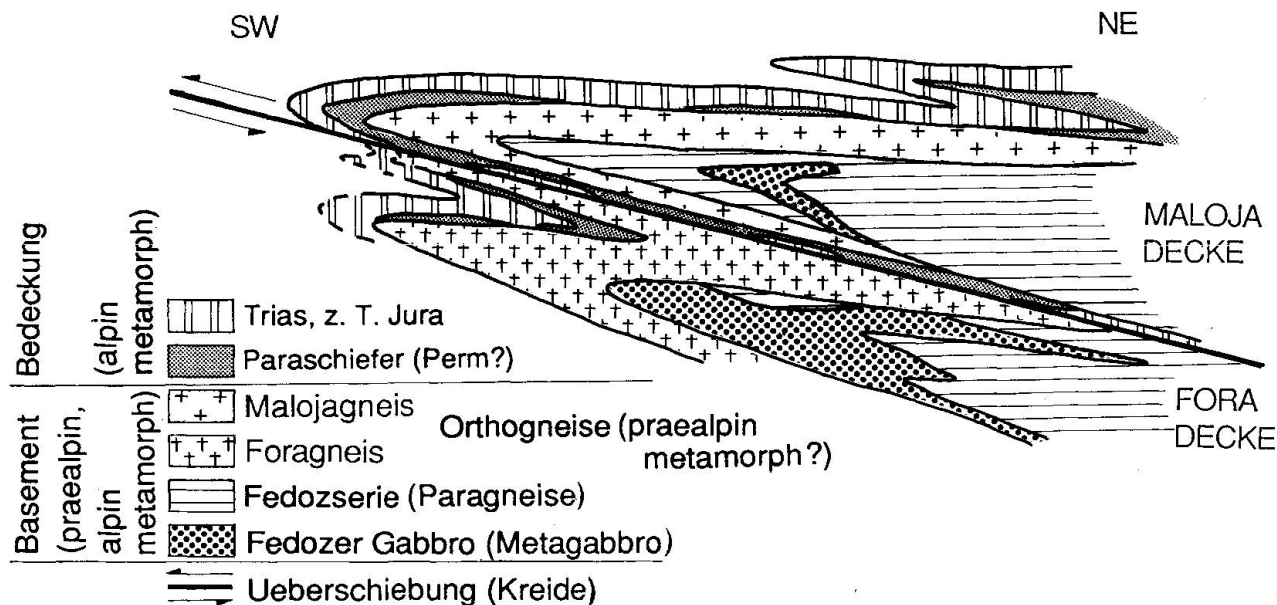


Abb. 2 Aufbau und tektonische Unterteilung der Margna-Decke (schematisch).

permo-mesozoischen Sedimenten. Von den älteren Bezeichnungen Fedozserie und Malojaserie können wir nur die Fedozserie im ursprünglichen Sinne weiter verwenden, ohne grosse Unklarheiten hervorzurufen. Die von STAUB (1946) als «Malojaserie i. a.» ausgeschiedene Gesteinseinheit wird von uns entweder zum Maloja- oder Foragneis, zu den verschiedenen Schieferserien (Perm?) oder teilweise zur Fedozserie gestellt. Die Fedozserie bildet zusammen mit Gabbrokörpern und neu mit Orthogneisen (Malojagneis oder Foragneis) das Altkristallin, die Kerne der beiden Teildecken.

## 2.2. CHARAKTERISIERUNG DER EINZELNEN LITHOLOGISCHEN TYPEN

**Fedozserie:** Mit der Fedozserie wird eine heterogene Gesteinsserie (analog STAUB, 1917) im tieferen Teilbereich des Altkristallins zusammengefasst. Am häufigsten sind gebänderte Gneise, wechsellagernd mit Metapeliten (Granatglimmerschiefer). Vereinzelt treten Granatamphibolite, kalzitführende Amphibolite, Marmore, Kalksilikatfelse und Turmalinpegmatite auf. In einigen dieser Gesteine (Metapelite, Granatamphibolite, Kalksilikatfelse) findet man reliktsche Paragenesen einer präalpinen Hochtemperaturmetamorphose.

**Fedozer Gabbro (Metagabbro):** Es handelt sich um grünlich-weiße, körnige, aber meist

flasrige Chlorit-Klinozoisit-Albit-Amphibolschiefer, deren Gefüge und mineralogische Zusammensetzung stark variieren. Dafür verantwortlich ist der unterschiedliche Deformationsgrad und teilweise metasomatische Veränderungen bei der alpinen Metamorphose (K-Zufuhr). Die Gabbros liegen teilweise diskordant zur Bänderung in den umliegenden Gesteinen der Fedozserie. Bisher als Gneis kartierte Gesteinseinheiten in der nördlichen Val Fedoz wurden als Metagabbros erkannt (Abb. 1, Kartenbeilage). Geochemisch sind diese gut mit den von GAUTSCHI (1980) untersuchten Fedozer Gabbros weiter im S der Margna-Decke vergleichbar. Eine Linse von magnetitführendem Orthopyroxen-Chlorit-Amphibolfels (Kartenbeilage, Koord. 141920/776900) könnte aufgrund ihrer Lage zum Fedozer Gabbro sowie der Charakteristik der Spurenelemente als ehemalige Kumulatlage im Gabbro gedeutet werden.

**Malojagneis, Foragneis:** Diese Gneise vom Orthotyp bauen den höheren Teilbereich des Altkristallins auf (Abb. 2), es ist jedoch nicht sicher, ob sie noch voralpin metamorph überprägt wurden. Sie werden von den permo-mesozoischen Sedimenten überlagert. Im N sind cm-grosse Feldspatauge typisch. Beide Gneistypen sind unterscheidbar nach Farbe (nur im N), Mineralgehalt, Geochemie und Assoziation mit anderen Lithologien.

Der Foragneis besteht fast nur aus den Mi-

neralien Quarz, Feldspat und Phengit, der dem Gestein die hellgrüne Farbe gibt. Manchmal sind auch mm-grosse Pyrite zu sehen. Im Malojagneis tritt dagegen noch Chlorit dazu, der dem Gestein eine dunkelgrüne bis graugrüne Farbe gibt. Pyrite sind nicht zu sehen. Gegen S wird mit zunehmender Metamorphose (Auftreten von Biotit in beiden Gneisen) eine Unterscheidung anhand der Farbe schwierig. Eine geochemische Unterscheidung ist aber immer noch möglich. Der hellere Foragneis hat erheblich mehr Quarz und Feldspat, was sich in höherem SiO<sub>2</sub>-Gehalt äussert (Foragneis 70, Malojagneis 65 Gew. % durchschnittlich). Die chemische Zusammensetzung des Foragneises ist eher granodioritisch-granitisch, die des Malojagneises eher dioritisch-granodioritisch. Im Foragneis sind zudem metabasische und metaultrabasische Bänder und Linsen zu finden, die im Malojagneis fehlen. Die Geochemie der Bänder deutet auf einen magmatischen Ursprung (GAUTSCHI, 1980, S. 88), was diese als dyke- oder sillartige Magmatite deuten lässt.

**Sedimentbedeckung:** Im Untersuchungsgebiet konnten keine Fossilien gefunden werden. STAUB (1946) «beschreibt» Fossilfundstellen an der La Margneta und am Piz Tremoggia. Neuere Crinoidenfunde in Margna-Sedimenten in der Valmalenco bestätigen das mesozoische Alter (CERRI und BARTEZZATI, 1985).

Da die ganze Margna-Decke extrem verfalltet und verschert ist, liegen die stratigraphischen Sedimentabfolgen im Untersuchungsgebiet meist nur bruchstückhaft und tektonisch reduziert vor. Das Aufstellen einer zusammenhängenden Lithostratigraphie ist daher schwierig und immer mit einer gewissen Unsicherheit behaftet. Im Untersuchungsgebiet eignen sich dazu die Sedimente in der unteren Val Fex und Fedoz am besten.

Es treten folgende Lithologien auf (in Klammer vermutetes Alter):

- Quarz-Chlorit-Glimmerphyllite und -schiefer mit z.T. karbonathaltigen Horizonten, Quarzite und quarzhaltige Dolomite («detritische Basis»: Perm bis untere Trias);
- Gips, Rauhwanke, verschiedene Dolomitmarmore (Mittel- bis Obertrias);
- kieselige Kalkmarmore (Lias, z.T. Dogger).

Zudem werden in der Margna-Decke nördlich des Silsersees, südlich Sils-Maria und am Piz Malenco

- Kieselschiefer («Radiolarite», Dogger/Malm) sowie

- gestreifte Marmore («Hyänenmarmor», Malm/Kreide)

beschrieben (CORNELIUS, 1912; STAUB, 1946; SEGER, 1971; PHILIPP, 1982; KÜNDIG, STÄUBLI, 1982).

Die Sedimente sind lithostratigraphisch mit unterostalpinen Abfolgen vergleichbar (DÖSSEGGER et al., 1982; FURRER, 1985; NAEF 1986).

Speziell schwierig ist die Einordnung der Sedimente aus der *Überschiebungszone*. Diese Zone liegt über dem hellen Foragneis und unter dem Malojagneis (Abb. 8, Kartenbeilage). Sie ist heterogen aufgebaut, wobei die wenigsten Lithologien über grössere Strecken (50 m) verfolgbare sind. Es handelt sich dabei hauptsächlich um: Quarzite, Metakarbonate (Dolomitmarmor, Tremolit-Kalzitmarmor, z.T. Rauhwanke), (Granat-)Albit-Quarz-Serizitschiefer, (Kalzit-)Quarz-Serizitschiefer, Biotitschiefer, Amphibolite.

Folgende Zuordnung wurde gemacht:

- (Kalzit-)Quarz-Serizitschiefer und Quarzite entsprechen wahrscheinlich permo-triadschen Metasandsteinen und Metagrauwakken,
- Rauhwanke und Marmore sind lithologisch mit triadschen (eventuell auch jüngeren) Sedimenten zu vergleichen,
- (Granat-)Albit-Quarz-Serizitschiefer entsprechen am ehesten Gesteinen der Fedozserie, also voralpinen Sedimenten.

Strukturell handelt es sich bei der ganzen Überschiebungszone um den extrem verscherten, verkehrtliegenden Schenkel der Maloja-Deckfalte (Abb. 2). Die Faltenumbiegung kann im Malojagneis und in der Fedozserie eindeutig nachgewiesen werden.

### 3. Strukturelle Geschichte

In den mesozoischen Sedimenten können vier Deformationsphasen unterschieden werden, in den Gesteinen der Fedozserie zusätzlich noch eine ältere, reliktsch erhaltene Phase (Schieferung). Stil und generelle Orientierung der einzelnen Phasen sind in Abb. 3 tabellarisch zusammengestellt.

Die älteste alpine Phase F 1 bildet Isoklinalfalten mit einer ausgeprägten Achsenebenen-Schieferung (Hauptschieferung). Die zwei Teildecken der Margna-Decke sind grosse Isoklinalfalten dieser Phase (Abb. 2). Deckenkontakte (Margna/Forno, Margna-Teildecken)

| Deformationsphase         | Faltenstil / Wellenlänge               | Schieferung                               | Faltenachsen (Azimut °)                  | Faltenachsebenen (Azimut °/Fallen °)  | Lineation (Azimut °)          | Schub aus (Kriterien)      |
|---------------------------|--|---|--|---------------------------------------|-------------------------------|----------------------------|
| f var praealpin           | isoklinal ? / ?                        | reliktisch erhalten                       | ?  | ?                                     |                               |                            |
| alpin F 1 Kreide          | isoklinal / m - x·km (Decken)          | Hauptschieferung Achsenebenen-schieferung | 340 - 080 (z.T. rotiert durch Streckung) | 010 - 050/10 - 30 (von F 2 verfaltet) | Streckungslineation 030 - 080 | NE (Augen, Quarz C-Achsen) |
| alpin F 2 praebergellisch | offen / dm - x·m Krenulation / mm - cm | Krenulations-schieferung                  | 090 - 120                                | 350 - 020/30 - 50                     |                               | N (Fallen der FAE)         |
| alpin F 3 späte Phase     | Wellung / km Kinkung / cm              |   | 340 - 020                                | ?                                     |                               |                            |
| "Sprödphase"              | Sprödbrüche                            |   |  |                                       |                               |                            |

Abb. 3 Stil und generelle Orientierung der unterscheidbaren Deformationsphasen.

sind immer parallel zur Hauptschieferung und werden nicht isoklinal verfaltet. Auf Schieferungsflächen ist eine deutliche Streckungslineation in NE-SW-Richtung zu sehen (Abb. 4 A). Diese führt teilweise zu einer Rotation der F 1-Faltenachsen, bis sie parallel zur Lineationsrichtung sind (Abb. 4 B). Drei Schersinnbestimmungen anhand orientierter Quarz c-Achsen in der vorderen Val Fedoz (Abb. 5) ergeben eine Überschiebung nach SW, d.h. parallel zum Streichen der jüngeren Engadiner Linie. Diese Messungen unterstützen den im Feld beobachteten Schersinn, der anhand asymmetrischer Augen in Augengneisen oder der «facing direction» der Deckfalten ermittelt wurde. (Die «facing direction» liegender Falten ist der Richtungsvektor zu jüngeren Gesteinen. Dieser Vektor liegt in der Achsenebene und steht senkrecht zur Faltenachse.)

Wir fassen all diese Strukturen unter der Phase F 1 zusammen, da die Deckenkontakte parallel zur Schieferung sind, die Hauptschieferung eine Achsenebenen-Schieferung der F 1-Isoklinalfalten ist, die Lineation und Metamorphose (Hauptschieferung) etwa gleichzeitig sind.

Radiometrische Datierungen der Hauptschieferung ergeben ein Oberkreidealter (vgl. Kapitel 4).

Die zweite alpine Phase F 2 bildet offenere, S-vergente Falten, die sowohl die Hauptschieferung, Isoklinalfalten, Lineationen und auch die Deckenkontakte verfalten. Das Streichen

der Achsen ist konstant W-E bis WNW-ESE (Abb. 4 C). Typisch sind N-fallende Achsenebenen (Fallwinkel 30°-50°). Diese zweite alpine Deformation ist also als Rückfaltungsphase zu bezeichnen. Begleitet werden die F 2-Falten von einer Krenulationsfältelung. Selten ist eine Krenulationsschieferung ausgebildet.

Die Strukturen dieser Phase werden von der tertiären Bergeller Intrusion abgeschnitten (PERETTI 1985).

Eine dritte alpine Phase F 3 führt zu einer grossräumigen Wellung (Abb. 4: F 1- und F 2-Strukturen sind verbogen). Eine späte Kinkung mit Achsen, die grob N-S streichen, wird ebenfalls zu F 3 gestellt, da auch die Kinkung F 1- und F 2-Strukturen verfaltet.

Als jüngste Phase treten Sprödbrüche auf. Es sind drei Systeme zu erkennen: Die Engadiner Linie und Parallelbrüche (NE-SW Streichen), das Murettostörungssystem (N-S Streichen) sowie ein Bruchsystem, das in der Val Fedoz stark ausgeprägt ist (W-E Streichen, 30° Winkel zur Engadiner Linie).

#### *Versetzung an der Engadiner Linie:*

Die Versetzung durch die Engadiner Linie hat neben einer sinistralen auch eine starke vertikale Komponente. Der Malojagneis im N der Linie beim Silsersee (1800 Meter ü. Meer) entspricht dem Malojagneis auf dem Piz da la Margna im S der Linie (3160 Meter ü. Meer). Analog MÜTZENBERG (1986) kann die Versetzung berechnet werden. Er bestimmte zwischen

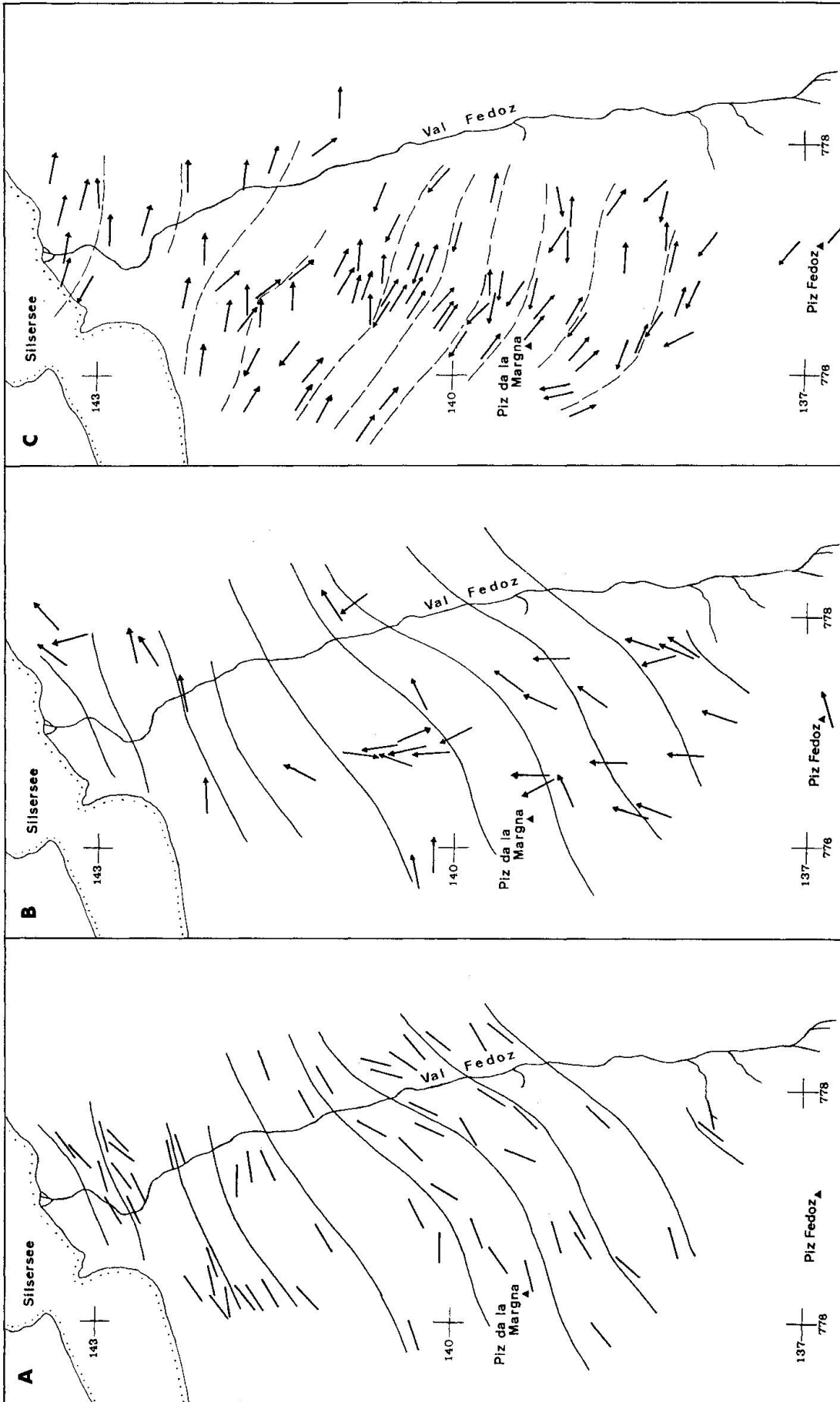


Abb. 4

A) Streckungslineation F 1 und Trajektorien der Lineation (nur Daten ohne F 2-Einfluss berücksichtigt).  
 B) F 1 Faltenachsen und Trajektorien der Lineation (Streckung führt teilweise zu einer Rotation der Faltenachsen).  
 C) F 2 Faltenachsen und Krenulationsfaltenachsen; gestrichelte Linie: Trajektorien der Faltenachsenrichtung. (Die Verbiegung ist auf F 3 zurückzuführen.)

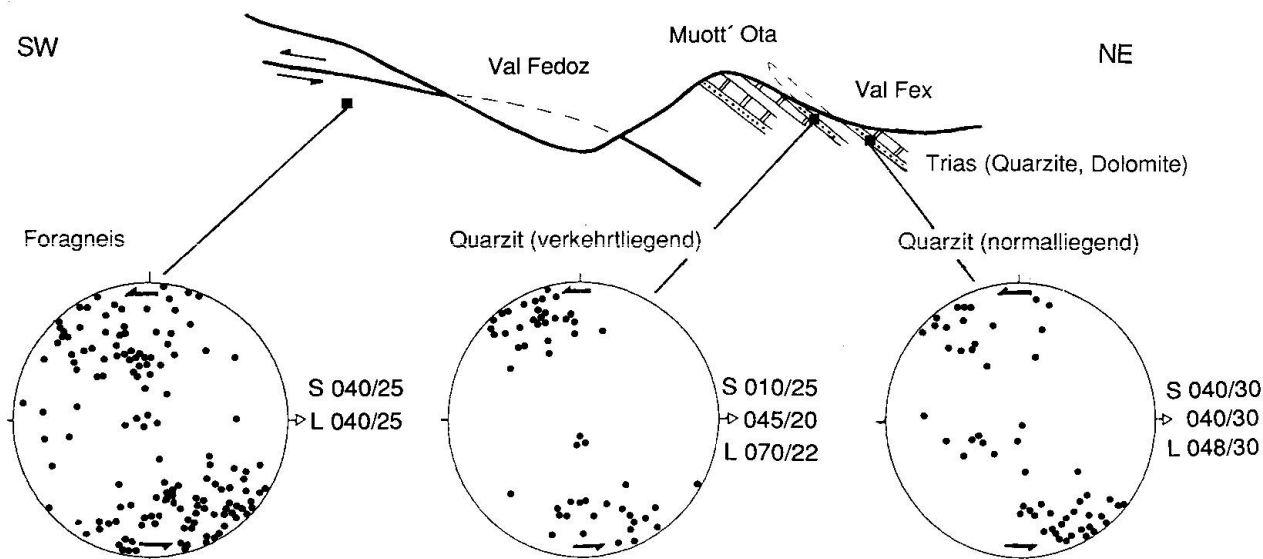


Abb. 5 Schersinnbestimmung anhand orientierter Quarz C-Achsen (= > Überschiebung aus NE). Plots: N-S Richtung entspricht dem Schieferungspol. S = Schieferung, L = Lineation (Azimut und Fallen).

Maloja und L'Aela die Schleppungsrichtung (210/50-60, südlicher Block gehoben). Als Referenzhorizont verwendete er den Dolomitzug an der La Margneta und bei Casaccia und berechnete damit einen totalen Versatz von 2.5 km. Dieser teilt sich auf in eine horizontal-sinistrale Komponente von 1.5 km und eine vertikale Hebung des südlichen Komplexes von 2.2 km. Wir berechneten den Versatzbetrag bei Sils-Maria mit der Deckengrenze Margna/Platta-Decke als Referenzhorizont, wobei wir die gleiche Schleppungsrichtung wie MÜTZENBERG verwendeten. Daraus ergab sich eine totale Versetzung von 2 km, mit einer horizontal-sinistralen Komponente von 1.1 km und einer vertikalen Hebung des südlichen Komplexes um 1.6 km. Der Fehler dieser Angaben, allein hervorgerufen durch Schwankungen der Felddaten, beträgt je  $\pm 0.3$  km.

#### 4. Metamorphose

Radiometrische Altersdaten von syn- oder postkinematisch zur Hauptschieferung gewachsenen Mineralien ergeben Oberkreidealter im Bereich des Oberengadins und ausserhalb des Bergeller Kontakthofes. Es liegen K-Ar-Alter an Alkali amphibolen in der Platta-Decke (DEUTSCH, 1983; PHILIPP, 1982), sowie Rb-Sr-Alter an Phengiten und Biotiten im

Margna-Kristallin vor (JÄGER, 1973; FREY et al., 1974). Die Hauptschieferung im untersuchten Gebiet wurde also in der eoalpinen Gebirgsbildungsphase entwickelt. In diese Zeit fallen ebenfalls Deckenbildung und Isoklinalfaltung F 1.

F 2-Falten werden von der Bergeller Intrusion abgeschnitten und sind deshalb älter als die Intrusion (PERETTI, 1985). Metamorphosegrad und metamorphe Überprägung der Phase F 2 nehmen von N nach S zu.

Die relative zeitliche Abfolge der einzelnen Phasen wurde anhand von Kristallisations-Deformations-Beziehungen abgeleitet. Praealpine Mineralien werden von der Hauptschieferung «umflossen». Alpine F 1-Mineralien (syn- und postkinematisch zur Schieferung) werden alle nachträglich von F 2 deformiert. Eine jüngere Mineralassoziaton ist syn- bis postkinematisch zu F 2-Falten. Abb. 6 zeigt eine tabellarische Zusammenstellung der Mineralparagenesen in den wichtigsten Lithologien, die zur Bestimmung des Metamorphosegrades führte. Zu beobachten ist eine generelle Zunahme der F 1- und F 2-Metamorphose von NE nach SW. Gefügebeziehungen zeigen jedoch, dass das mit F 1 verbundene Metamorphosemaximum zu synkinematischem Mineralwachstum im NE führte, wogegen die Mineralien im SW zum Teil postkinematisch zur Hauptschieferung sind.



| Lithologien            | Mineralien/Mineralwachstum: Ab,Qz: synkinematisch od. keine Aussage mögl.<br>Ab,Qz: postkinematisch(z.T. auch noch synkinematisch) |                            |                                     |                               |                              |                         |
|------------------------|--|----------------------------|-------------------------------------|-------------------------------|------------------------------|-------------------------|
|                        | variskisch   | alpin "F 1" (Kreide)       |                                     | alpin "F 2" (praebergellisch) |                              | Bergeller Kontaktmetam. |
|                        |  | NE                         | SW                                  | NE                            | SW                           |                         |
| Metapelite             | Gr And Bi<br>Qz Plag Gl  | Chl Ph Qz Ab<br>Sz aus And | Ph Qz Sz aus And<br>Ab/Ol Gr Bi/Chl | Gl Chl Ab                     | Gl Chl Ab Bi                 |                         |
| Metabasica             | Hbl Plag   | Ab Chl Ep<br>Akt/Hbl       | Chl Ab Ep<br>Akt/Hbl                | Chl                           | Ab Ep? Akt?                  | Hbl Ol Ab               |
| Meta-granitoide        | ?  | Ab Qz Ph Chl<br>(Ep)       | Qz Ab/Ol Ph Kfsp<br>Bi/Chl (Ep Gr)  | Ab Chl (Ep)                   | Ab Chl Bi                    | Kfsp? Bi?               |
| quarzhaltige Karbonate | Tr Di Do Cc  | Do Cc Chl Gl               | Do Tc Phl Cc Tr                     |                               | Tc Tr Phl Cc<br>(Valmalenco) | Tr                      |
| Metamorphose-Fazies:   | Amphibolit-F   | mittlere Grünschiefer-F    | Grenze Grünschiefer-/Amphibolit-F   | untere Grünschiefer-F         | obere Grünschiefer-F         |                         |

Abb. 6 Metamorphosebedingungen abgeschätzt anhand von Mineralparagenesen in verschiedenen Lithologien (Mineralwachstum bezüglich den unterschiedenen Deformationsphasen).

- Abkürzungen von Mineralnamen: Ab/Ol = Albit/Oligoklas, Akt = Aktinolit, And = Andalusit, Bi = Biotit, Cc = Calcit, Chl = Chlorit, Di = Diopsid, Do = Dolomit, Ep = Epidot/Klinozoisit, Gl = Hellglimmer, Gr = Granat, Hbl = Hornblende allg., Kfsp = Kalifeldspat, Ph = Phengit, Phl = Phlogopit, Plag = Plagioklas, Qz = Quarz, Sz = Serizit, Tc = Talk, Tr = Tremolit.
- Kristallisation in bezug zur Deformation: Xx, Yy: synkinematisch, keine Aussage mögl. Xx, Yy: postkinematisch, z. T. synkinematisch einsetzend.

### 5. Diskussion und Schlussfolgerungen

Die Margna-Decke besteht zum grössten Teil aus kontinentaler Kruste, deren Altkristallin lithologisch sehr vielfältig aufgebaut ist, zum Teil präalpin metamorphisiert wurde und durch mesozoische (und permische) Sedimente überlagert wurde. Die Frage, ob diese Kruste aus dem ostalpinen oder dem penninischen Bereich stammt, können wir nicht endgültig beantworten. Das Altkristallin erlaubt keine eindeutige Zuordnung, zeigt aber deutliche Analogien zur Entwicklung des Altkristallins in den ostalpinen Decken bezüglich der strukturellen und metamorphen Entwicklung (z. B. Ötztal-Kristallin, FRANK et al., 1987; MONTRASIO & TROMMSDORFF, 1983). STAUB (1917) verglich die Margna-Decke mit der ostalpinen Dentblanche-Decke in den Westalpen, liess diesen Vergleich aber später wieder fallen. Die permo-mesozoischen Margna-Sedimente zeigen Analogien zum Unterostalpin (NAEF, 1986). Die Strukturdaten aus der Margna-Decke und ihrer «Rahmengesteine» sind eben-

falls zu unvollständig, um diese Frage zu beantworten. Die gefundenen Strukturmuster und Deformationsphasen aus dem untersuchten Gebiet im N der Decke lassen sich nicht generell auch für den südlichen Teil annehmen. Zum Verständnis der «alpinen Geschichte» der Margna-Decke und ihrer Umrahmung braucht es noch weitere Untersuchungen.

Tektonisch kann die Margna-Decke in zwei Teildecken unterteilt werden, die Maloja-Decke und die Fora-Decke. Interner Deckenbau (grosse, verscherte, flachliegende, gegen SW stinnende Isoklinalfalten) sowie die Überschiebung der Margna-Decke über die oberpenninischen Murettoquarzite sind das Ergebnis von tektonischen NE-SW-Bewegungen in der Kreidezeit (Phase F 1). Dieser Prozess muss eine starke Scherkomponente gehabt haben, denn eine deutliche Streckungslineation in NE-SW-Richtung ist im untersuchten Teil der Margna-Decke ausgebildet. Boudin-Achsen in Dolomiten aus der Val Fex zeigen die gleiche Richtung (SEGER, 1971). Resultate unterschiedlicher Methoden zur Schersinnbestim-

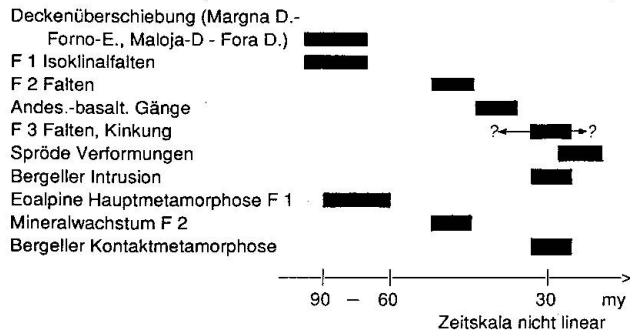


Abb. 7 Interpretierte Abfolge tektonischer und metamorpher Ereignisse am Bergell-Ostrand. Zusammengestellt im Vergleich mit Daten aus umliegenden Gebieten: TROMMSDORFF und NIEVERGELT (1983, 1986), BUCHER und PFEIFER (1973), PERETTI (1985), PHILIPP (1982).

schon länger bekannt (SPITZ & DYHRENFURTH, 1914) und in jüngerer Zeit auch radiometrisch als kretazisch belegt (THÖNI, 1981). Selbst im Penninikum der Aroser Zone sind frühalpine E-W-gerichtete Bewegungen zu erkennen (RING, 1987). Die Margna-Decke, im Grenzbe- reich zwischen Ostalpin und Penninikum, ist also ebenfalls noch von diesen E-W-, respek- tive hier NE-SW-gerichteten Kreide-Bewegun- gen erfasst worden.

Eine zweite alpine Deformation (Phase F 2) führt zu Falten mit N-fallenden Achsenebenen (30°-50° Fallwinkel), was sie als Rückfaltung deuten lässt. Das Mineralwachstum dieser Phase ist gering und eine radiometrische Datie- rung bis jetzt nicht erfolgt. Es kann auch nicht eindeutig gesagt werden, ob es sich um ein zweites Metamorphosemaximum oder einfach um retrogrades Wachstum handelt, das allein durch die Deformation begünstigt wird. Diese Phase entspricht F 2 von PERETTI (1985) und

mung ergeben alle eine Überschiebungsrich- tung von NE nach SW. Kreide-Überschiebun- gen von E nach W sind im ostalpinen Raum

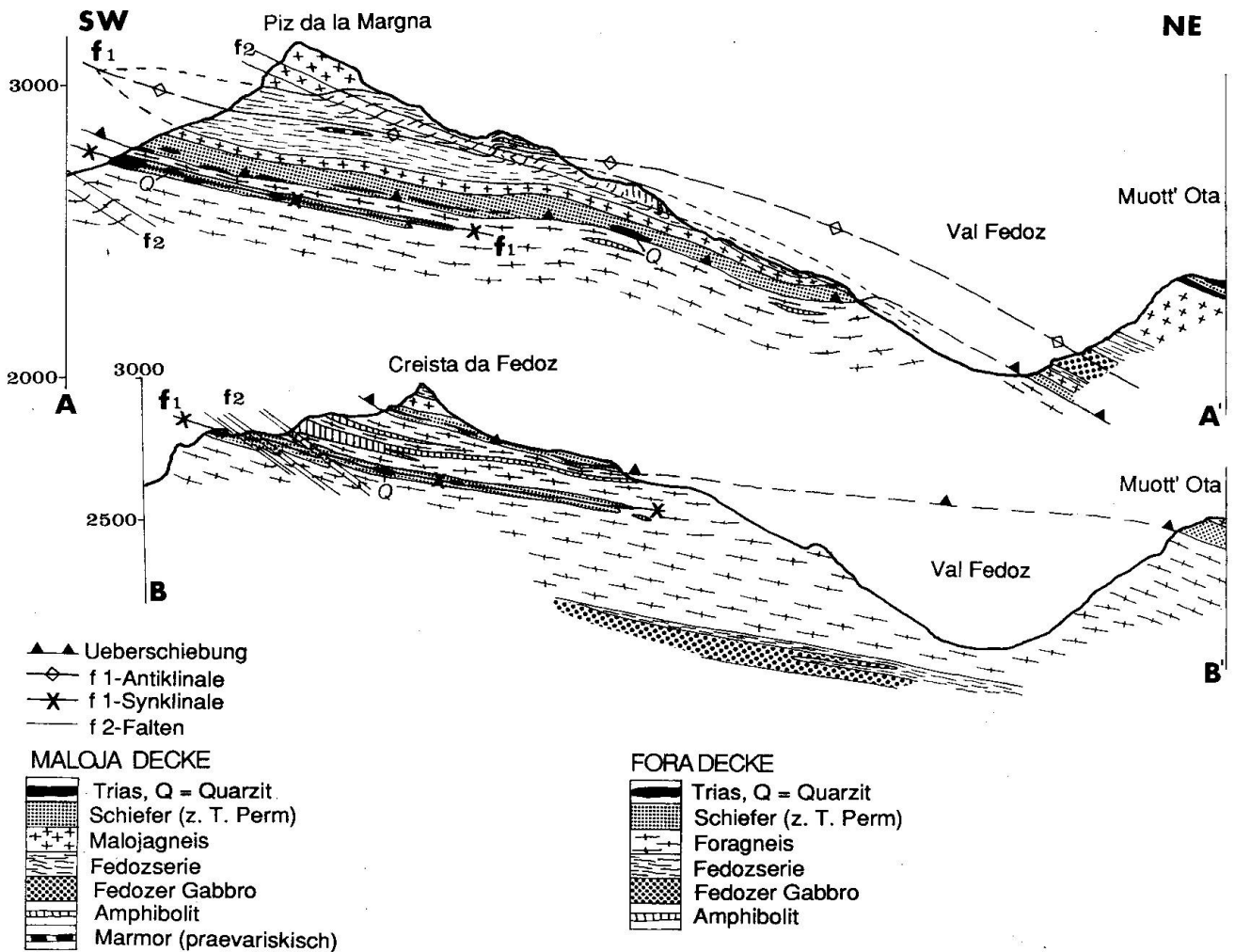


Abb. 8 Profile parallel zur Lineationsrichtung. Profilsuren siehe Kartenbeilage.

kann zwischen Phase F 1 und die Intrusion der Bergeller Granitoide gestellt werden, also zirka zwischen 60 Mio. Jahre und 30 Mio. Jahre. Abb. 7 ist ein Versuch, die Ereignisse am Bergell-Nordostrand in ein Zeitschema einzuordnen, was bei der späten alpinen Deformation F 3 schwierig ist, da Relativbeziehungen zur Bergeller Intrusion noch fehlen.

Die Hauptverstellung an der Engadiner Linie ist mit Sicherheit jünger als die Intrusion der Bergeller Granitoide. Die Engadiner Linie schneidet die Kontaktaureole ab (GYR, 1967; TRÜMPY, 1977).

Mit der Deckengrenze Margna-/Platta-Decke als Referenzhorizont wurde eine totale Verstellung von 2 km durch die Engadiner Linie bei Sils-Maria berechnet. Dieser Betrag teilt sich auf in eine horizontal-sinistrale Komponente von 1.1 km und eine vertikale Hebung des südlichen Blockes von 1.6 km. Zur Berechnung wurde die von MÜTZENBERG (1986) bestimmte Schlepprichtung (210/50–60) verwendet. Er berechnete bei Maloja eine totale Verstellung von 2.5 km (1.5 km sinistrale Versetzung; 2.2 km Hebung des südlichen Blockes).

Die Streichrichtung der tertiären Engadiner Linie (Sprödbruch) ist praktisch parallel zur Streichrichtung der kretazischen Streckungslineation. Könnte dies bedeuten, dass die Bewegungen an der Engadiner Linie von der Kreide bis ins Tertiär andauerten und das Verhalten der Gesteine allmählich von duktil zu spröd überging, wie dies an der Simplon-Linie gezeigt worden ist (MANCKTELOW, 1985)? Dies ist sehr unwahrscheinlich, da zwischen F 1 (Bildung der Streckungslineation) und der «Sprödphase» (Tertiär) noch die Phase F 2 liegt, während der das tektonische Stressfeld eine vollkommen andere Orientierung gehabt haben muss.

Unsere Daten und Interpretationen stehen im Widerspruch zur Modellvorstellung von WENK (1984, 1986). Er sieht im Bergell einen komplexen Intrusivkörper, der nach der Intrusion in ozeanische Einheiten durch alpine Gebirgsbildungsprozesse in seine heutige Position gebracht wurde und heute Deckencharakter zeigt. Er interpretiert die «Maloja-Störung» (WENK, 1984) sowie Faltenstrukturen im N und E des Bergeller Körpers, vor allem in der Margna-Decke bei La Margneta, als Auswirkungen der tektonischen Platznahme (aus Richtung SSW) der tertiären Bergeller Granitoide. Da das Intrusionsalter etwa 30 Mio.

Jahre beträgt (GRÜNENFELDER & STERN, 1960), müssten diese Strukturen jünger sein. PERETTI (1985) konnte jedoch zwei alpine Deformationsphasen nachweisen, die eindeutig älter sind als die Intrusion des Bergeller Granodiorites. Diese entsprechen unseren Phasen F 1 und F 2. Es konnte an der La Margneta gezeigt werden, dass F 1- und F 2-Strukturen diskordant durchschlagen werden von andesitisch-basaltischen Gängen, die noch von der Bergeller Kontaktmetamorphose erfasst werden (TROMMSDORFF und NIEVERGELT, 1983, MÜTZENBERG, 1986). Die gleichen Autoren zeigen ebenfalls, dass die Isograden der Kontaktmetamorphose diskordant zu den alpinen Strukturen verlaufen. All diese Beobachtungen sprechen deutlich für eine Intrusion nach den alpinen Hauptbewegungen. Die von uns postulierten Schubrichtungen (F 1 aus NE, F 2 aus N) stehen ebenfalls im Widerspruch zum Modell von WENK. Ob die schwache, grossräumige Wellung F 3, die nicht direkt messbar ist, sondern aus grossflächigen Strukturbeobachtungen folgt (Abb. 4), mit der Platznahme des Bergeller Körpers zusammenhängt, wäre noch abzuklären.

#### Verdankungen

Wir danken speziell V. Trommsdorff und S.M. Schmid, die uns während der ganzen Diplomarbeit betreut haben. V. Dietrich unterstützte uns bei der XRF-Analytik, J. Sommerauer bei der Elektronen-Mikrosondenanalytik. Für die Durchsicht und konstruktive Kritik früherer Fassungen dieser Arbeit möchten wir V. Trommsdorff, S.M. Schmid, P. Nievergelt und A. Peretti herzlich danken.

Durch Diskussionen mit R. Trümpy, H. Weissert, H. Furrer, H. Naef sowie mit all unseren Kollegen vom Institut für Mineralogie und Petrographie der ETH Zürich ist diese Arbeit erst zustande gekommen.

#### Literaturverzeichnis

- BANGERTER, G. (1978): Strukturen und Metamorphose im Grenzbereich des Malencoserpentins und der Margna-Decke im Gebiet um den Monte Braccia. Unpubl. Diplomarbeit ETH Zürich.
- BUCHER, K. (1982): Geologische und petrographische Untersuchungen am nördlichen Kontakt des Malenco-Serpentins. Unpubl. Diplomarbeit ETH Zürich.
- BUCHER, K. und PFEIFER, H.R. (1973): Über Meta-

- morphose und Deformation der östlichen Malenco Ultramafitite und deren Rahmengesteine. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 53, 231-241.
- CERRI e BARTEZZATI, E. (1985): Stratigrafia della copertura metamorfica della falda Margna (Val Malenco-Sondrio). Unpubl. Diplomarbeit Univ. Milano.
- CORNELIUS, H.P. (1912): Über die Rhätische Decke im Oberengadin und den südlich benachbarten Gebieten. Zentralblatt für Min., Geol. und Paläontologie.
- CORNELIUS, H.P. (1913): Geologische Beobachtungen im Gebiete des Forno-Gletschers (Engadin). Zbl. f. Min., Geol. u. Paläont., S. 246-252.
- CORNELIUS, H.P. (1925): Über einige Gesteine der «Fedozserie» aus dem Disgraziagebiet (Rhätische Alpen). Separat-Abdruck aus dem Neuen Jahrbuch für Mineral., Geol. und Paläontologie, Beilage Band LII, Abteil A., 1-50.
- DEUTSCH, A. (1983): Datierung an Alkalamphibolen und Stilpnomelan aus der südlichen Platta-Decke (Graubünden). Eclogae geol. Helv. 76, 295-308.
- DÖSSEGGER, R., FURRER, H. und MÜLLER, W., (1982): Die Sedimentserien der Engadiner Dolomiten und ihre lithostratigraphische Gliederung, Teil 2. Eclogae geol. Helv. 75/2, 303-330.
- FERRARIO, A. and MONTRASIO, A. (1976): Manganese ore deposit of Monte del Forno. Its stratigraphic and structural implications. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 56, 377-386.
- FRANK, W. et al. (1987): The Austroalpine unit west of the Hohe Tauern (3.8), In Flügel, H.W. and Faupl, P.: Geodynamics of the Eastern Alps. Franz Deuticke Verlag, Wien.
- FREY, M., HUNZIKER, J.C., FRANK, W., BOCQUET, J., DAL PIAZ, G.V., JÄGER, E. and NIGGLI, E. (1974): Alpine metamorphism of the Alps. A review. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 54, 247-290.
- FURRER, H. (1985): Field workshop on Triassic and Jurassic sediments in the Eastern Alps of Switzerland. Guide-Book. Mitt. aus dem Geol. Inst. d. ETH u. d. Univers. Zürich.
- GAUTSCHI, A. (1980): Metamorphose und Geochemie der basischen Gesteine des Bergeller Ostrandes. Diss., ETH Zürich.
- GRÜNENFELDER, M. und STERN, T.W. (1960): Das Zirkon-Alter des Bergeller-Massivs. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 40, 253-259.
- GUNTLI, P. (1987): Geologie und Petrographie der Margna südlich des Silsersees, Oberengadin. II. Fedoz. Unpubl. Diplomarbeit, ETH Zürich.
- GYR, T. (1967): Geologische und petrographische Untersuchungen am Ostrande des Bergeller Massivs. Diss., ETH Zürich.
- JÄGER, E. (1973): Die alpine Orogenese im Lichte der radiometrischen Altersbestimmung. Eclogae geol. Helv. 66/1, 11-21.
- KÄLIN, M. (1967): Petrographische und strukturelle Studien im SE der Margna-Decke. Unpubl. Diplomarbeit, ETH Zürich.
- KUENDIG, R. (1982): Geologie und Petrographie der Bernina V: Furtschellas Ultrabasika. Unpubl. Diplomarbeit, ETH Zürich.
- KUBLI, T. (1983): Geologie und Petrographie der Fornoserie im unteren Val Forno. Unpubl. Diplomarbeit, ETH Zürich.
- LINIGER, M. (1987): Geologie und Petrographie der Margna südlich des Silsersees, Oberengadin. I. Margna. Unpubl. Diplomarbeit, ETH Zürich.
- MANCKTELOW, N. (1985): The Simplon Line: a major displacement zone in the western Lepontine Alps. Eclogae geol. Helv. 78, 73-96.
- MONTRASIO, A. und TROMMSDORFF, V. (1983): Guida all'excursione del massico di Val Masino-Bregaglia Val Malenco occidentale, Sondrio. Mem. Soc. Geol. It. 26 (1983), 421-434.
- MÜTZENBERG, ST. (1986): Petrographische und strukturelle Untersuchungen am Bergell-Nordstrand, südlich Maloja. Unpubl. Diplomarbeit, ETH Zürich.
- MÜTZENBERG, ST. (1986): Ergebnisse geologischer Studien südlich Maloja. Zusammenfassung, Schweiz. Mineral. Petr. Mitt. 66/3, 466-472.
- NAEF, H. (1986): Beitrag zur Stratigraphie der Trias im Unterostalpin Graubündens. Diss., ETH Zürich.
- NEVERGELT, P. (in Vorb.): Geologie und Petrographie im nordöstlichen Bergeller Rahmen. Diss., ETH Zürich.
- NEVERGELT, P. und DIETRICH, V. (1977): Die andesitisch-basaltischen Gänge des Piz Lizun (Bergell). Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 57, 267-280.
- PERETTI, A. (1983): Geologie und Petrographie der Fornoserie. Piz dei Rossi. Unpubl. Diplomarbeit, Univ. Zürich.
- PERETTI, A. (1985): Der Monte-del-Forno-Komplex am Bergell-Ostrand: Seine Lithostratigraphie, alpine Tektonik und Metamorphose. Eclogae geol. Helv. 78, 23-48.
- PFEIFER, H.-R. (1972): Metamorphose und Deformation am Nordrand des Malenco-Serpentin-Körpers westlich des Pass d'Ur (Norditalien). Unpubl. Diplomarbeit, ETH Zürich.
- PHILIPP, R. (1982): Geologie und Petrographie der Bernina VI: Grevasalvas-Lunghin. Unpubl. Diplomarbeit, ETH Zürich.
- PHILIPP, R. (1982): Die Alkalamphibole der Platta-Decke zwischen Silsersee und Lunghinpass (Graubünden). Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 62, 437-455.
- RIKLIN, K. (1977): Geologisch-petrographische Untersuchung am Bergell-Ostrand nördlich der Valle Sissone (Prov. di Sondrio, N-Italien). Unpubl. Diplomarbeit, ETH Zürich.
- RIKLIN, K. (1978): Strukturen und Metamorphose im Bereich der südlichen Muretto-Linie. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 58, 345-356.
- RING, U. (1987): Kinematics along the Penninic-Austroalpine Boundary: The Arosa Zone (Swiss/Austrian Alps) Abstract. 5. Schweiz. Tektonikertreffen, Freiburg.
- SCHUMACHER, T. (1975): Geologisch-petrographische Untersuchungen des Malencoserpentinits und der Margnagesteine bei Chiareggio. Unpubl. Diplomarbeit, ETH Zürich.
- SEGER, F. (1971): Geologische Untersuchungen in der Fexer Schuppenzone zwischen Sils-Maria und Fex-Curtins. Unpubl. Diplomarbeit, Univ. Zürich, Phil. Fak. II.
- SIMPSON, C. and SCHMID, S.M. (1983): An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. Geol. Soc. Am. Bull. 94, 1281-1288.
- SPITZ, A. und DYRENFURTH, G. (1914): Monographie

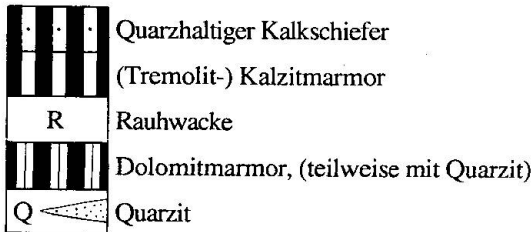
- der Engadiner Dolomiten zwischen Schuls, Scanf und dem Stilsfer Joch. Beitr. geol. Karte der Schweiz. N. F. 44.
- STAUB, R. (1914): Zur Tektonik des Berninagebirges. Vjsch. Natf. Ges. Zürich 58, 334–354 (1913).
- STAUB, R. (1915): Petrographische Untersuchungen im westlichen Berninagebirge. Vjschr. Naturf. Ges. Zürich 60, 1/2: 55–336.
- STAUB, R. (1916): Zur Tektonik der südlichen Schweizer Alpen. Beitr. Geol. Karte Schweiz. N. F. 46.
- STAUB, R. (1917): Das Äquivalent der Dentblanche-decke in Bünden. Vjschr. Natf. Ges. Zürich, 62, 349–370.
- STAUB, R. (1918): Geologische Beobachtungen am Bergeller Massiv. Vjschr. Natf. Ges. Zürich 63, 1–18.
- STAUB, R. (1920): Neue Ergebnisse der geologischen Erforschung Graubündens. Eclogae geol. Helv. Vol XVI, No. 1.
- STAUB, R. (1920): Über den Bau des Pizzo della Margna. Separatabdruck aus Alb. Heim, Geologie der Schweiz, Bd. II, 573–575.
- STAUB, R. (1946): Geologische Karte der Berninagruppe 1:50000. Spez.-Karte Nr. 118, Schweiz. Geol. Kommission.
- STÄUBLI, A. (1982): Geologie und Petrographie der Bernina. IV. Fourtschellas Basica. Unpubl. Diplomarbeit, ETH Zürich.
- THÖNI, M. (1981): Degree and Evolution of the Alpine Metamorphism in the Austroalpine Unit W of the Hohe Tauern in the Light of K/Ar and Rb/Sr Age Determinations on Micas. Jb. Geol. B.-A., 124, 111–174.
- TROMMSDORFF, V. and NIEVERGELT, P. (1986): The Bregaglia (Bergell)-Iorio Intrusive and its Field Relations. Mem. geol. soc. It., Vol. 26 (1983).
- TRÜMPY, R. (1977): The Engadine Line: A sinistral wrench fault of the Central Alps. Mem. of the geol. Soc. of China 2.
- TRÜMPY, R. (1980): Geology of Switzerland. A guidebook. Part A: An outline of the geology of Switzerland. Schweiz. Geol. Komm., Wepf & Co. Publishers, Basel–New York.
- TRÜMPY, R. (1980): Geology of Switzerland, Part B. Verlag Wepf & Co., Basel.
- WANNER, W.J. (1971): Zur Geologie der Fexer Schuppenzone zwischen Fex-Curtins und Piz Tremoggia. Unpubl. Diplomarbeit, Univ. Zürich, Phil. Fak. II.
- WENK, H.-R. (1984): Brittle ductile transition zone in the Northern Bergell Alps. Geol. Rundschau 73, 419–431.
- WENK, H.-R. (1986): Introduction to the Geology of the Bergell Alps with Guide for Excursions. Jber. Natf. Ges. Graubünden 103, 29–90.

Manuskript erhalten 15. Januar 1988; angenommen 15. Februar 1988.

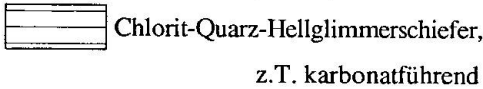


MALOJA DECKE

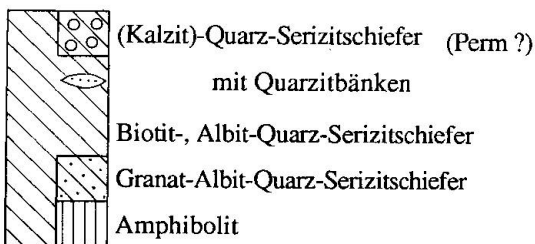
Mesozoische Sedimente



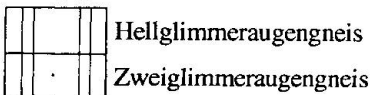
Schiefer der Fexerzone (Perm ?)



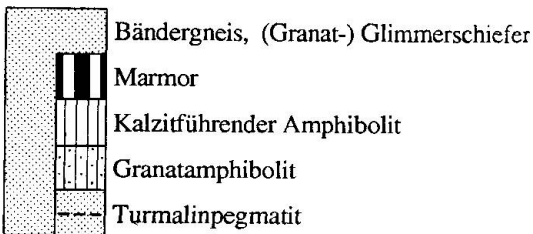
Schiefer der Ueberschiebungszone



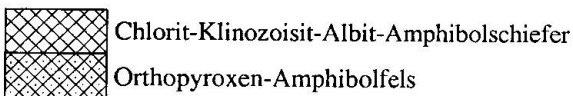
Malojagneis



Fedozer Serie



Fedozer Gabbro

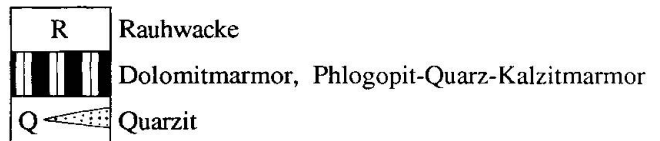


—▲— Ueberschiebung

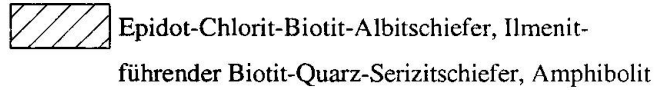
— — — Bruch

FORA DECKE

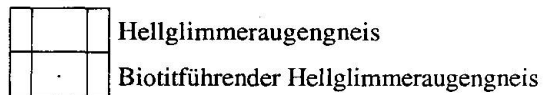
Mesozoische Sedimente



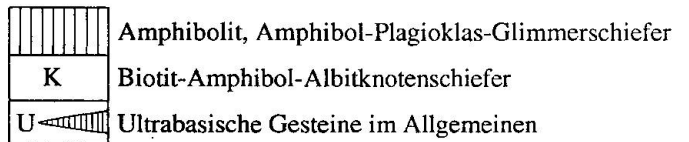
Schiefer der Fora Decke (Perm ?)



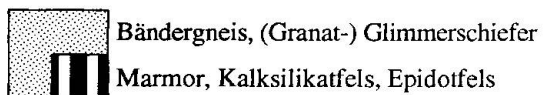
Foragneis



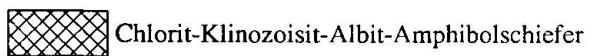
Metaultrabasische und metabasische Gesteine



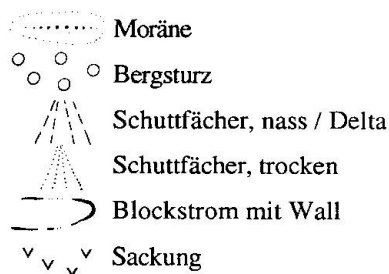
Fedozer Serie



Fedozer Gabbro



QUARTÄR



# GEOLOGISCHE KARTE DES PIZ DA LA MARGNA

