

# Diamikte im Grenzbereich zwischen Bündnerschiefer und Tasna-Decke des Engadiner Fensters (Graubünden, Schweiz)

## Geotechnische Eigenschaften und Genese eines ungewöhnlichen Lockergesteins

Annina Margreth<sup>1</sup> und Christian Schlüchter<sup>2</sup>

**Stichwörter:** Engadiner Fenster, Diamikt, Grundmoräne, Mélange, Serpentin, block-in-matrix-rock

### Zusammenfassung

Am Südwestrand des Engadiner Fensters nördlich von Scuol treten am Fusse des Piz Champatsch in einem Bacheinschnitt ungewöhnliche Lockergesteine auf. Das Lockergestein besteht mehrheitlich aus Serpentiniklasten, die in einer feinkörnigen, dichten Matrix eingebettet sind. Auf Grund seiner Kornverteilung wird das Lockergestein als Diamikt bezeichnet, das als block-in-matrix-rock beschrieben und somit auch als Mélange aufgefasst werden kann. Die Lockergesteinsaufschlüsse sind bisher als Grundmoräne kartiert worden, doch lässt die tektonische Lage zwischen Bündnerschiefer und Tasna-Decke auch auf eine Genese in einer spröden Störzone schliessen. Das Lockergestein ist im Feld und im Labor mit den Methoden der Ansprache glazialer Sedimente untersucht worden, die mit mikroskopischen Untersuchungen, Raster-elektronenmikroskopaufnahmen und XRD-Analysen ergänzt wurden. Die Ergebnisse lassen indes keine eindeutigen Rückschlüsse auf die Genese der Diamikte zu, besitzen doch Grundmoränen und Mélanges durchaus ähnliche Eigenschaften. Die geotechnischen Eigenschaften des untersuchten Lockergesteins sind nur teilweise mit solchen von Grundmoränen vergleichbar, während die räumliche Lage der Aufschlüsse und das Fehlen von eindeutigen Spuren glazialer Erosion für eine tektonische Bildung der Diamikte sprechen.

### Abstract

The south western margin of the Engadine window, to the north of Scuol, is associated with an unusual sediment that consists mainly of serpentinit fragments embedded in a fine-grained, dense matrix. The mapped and investigated outcrops are visible in a river incision at the foot of the Piz Champatsch. Based on the grain size distribution; the soil can be classified as a diamict, which could also be described as a block-in-matrix-material. Previously this soil was mapped as a ground moraine, however, its position between the Bündnerschiefer and Tasna-nappe tectonic units would also allow its formation to be associated with brittle faulting and belonging to a tectonic mélange. The sediment was assessed with the methods typically used in glacial soil investigations that were supplemented with microscopic evaluations, electron microscope images and XRD-analyses. The results, however, allow no unambiguous conclusion about the origin of the diamict. The geotechnical properties of the soil are only partially comparable with typical ground moraines, while the tectonic position of the soil deposit and the lack of clear evidence for glacial erosion favour a tectonic origin of this diamict.

<sup>1</sup> Geologisches Institut der ETH Zürich, Sonneggstr. 5, CH-8092 Zürich;  
Sieber, Cassina + Handke AG, Rätusstr. 8, CH-7000 Chur, amargreth@gmx.net

<sup>2</sup> Institut für Geologie der Universität Bern, Baltzerstr. 1, CH-3012 Bern, schluechter@geo.unibe.ch

# 1 Einleitung

Im Engadiner Fester sind südlich des Piz Champatsch in einem Bacheinschnitt bei Jonvrai mehrere hellgrau bis weissgrün anwitternde Flächen erkennbar. Es sind Aufschlüsse eines ungewöhnlichen Lockergesteins, das aufgrund seiner Textur als Diamikt bezeichnet werden kann. Einige hundert Meter westlich der Lockergesteinsaufschlüsse ist eine weitere grosse, weissgrün bis hellgrau anwitternde Fläche als Einschnitt in einen Hang zu sehen, welche im Folgenden als Mot da Ri bezeichnet wird. Im Rahmen einer Diplomarbeit an der ETH Zürich sind diese Aufschlüsse detailliert untersucht worden (Margreth 2004).

Da das Gebiet am Fusse des Piz Champatsch bisher als Moränendecke der letzten Eiszeit auskartiert wurde, ist das anstehende Lockergestein als Grundmoräne angesprochen worden (Cadisch et al. 1963). Andererseits kann das Lockergestein auch als eine unstrukturierte Mischung von Gesteinsfrag-

menten aller Grössen, die in einer feinkörnigen Matrix schwimmen, aufgefasst werden. Ein solches Gemenge von Klastern, die in einer Matrix eingebettet sind, wird auch als block-in-matrix-rocks (bimrocks) bezeichnet, das als Synonym für Mélanges verwendet wird (Raymond 1984).

Die untersuchten Lockergesteinsaufschlüsse liegen im Übergangsbereich zwischen Bündnerschiefer und Tasna-Decke des Engadiner Fensters. Aufgrund dieser interessanten tektonischen Lage wird die Frage nach der Entstehung der Diamikte neu aufgeworfen. Die Untersuchung der Lockergesteine von Champatsch drängt sich auf, weil sie in identischer oder zumindest ähnlicher Form in vielen ehemals vergletscherten Gebieten auftreten. Sie sind immer geotechnisch problematisch und kommen häufig in der Umgebung rezenter Hangbewegungen vor.

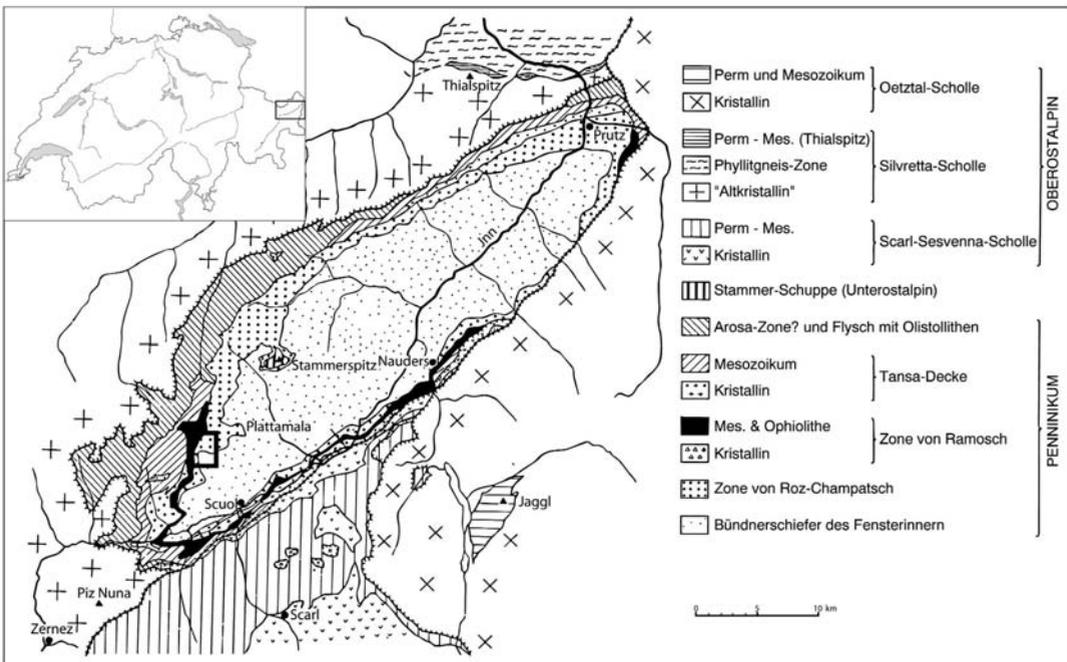


Fig. 1: Tektonische Kartenskizze des Engadiner Fensters (aus Trümpy 1972). Die Lage des untersuchten Gebietes ist durch das Rechteck markiert.

## 2 Tektonische Übersicht

Das untersuchte Gebiet liegt am südwestlichen Rand des Engadiner Fensters im Grenzbereich der Zonen von Roz-Champatsch und Ramosch (nach Trümpy 1972, Fig. 1). Diese Zonen liegen im Hangenden der Bündnerschiefer, die das Fensterinnere bilden, und im Liegenden der Tasna-Decke, über welcher die Aroser Zone das Engadiner Fenster gegen die oberostalpine Silvretta-decke abschliesst.

Die paläogeographische Stellung der Tasna-Decke und mit ihr auch diejenige der beiden Zonen von Roz-Champatsch und Ramosch war lange Zeit umstritten (Tab. 1). Staub & Cadisch (1921); Cadisch et al. (1941); Cadisch (1953) und Cadisch et al. (1968) stellten die Tasna-Decke ins Unterostalpin, wovon eine Zuordnung der darunter liegenden Zonen zum Südpenninikum abgeleitet

wurde. Trümpy (1972) erkannte jedoch die mittelpenninische Stellung der Tasna-Decke, welche durch neuere Untersuchungen von Gürler (1982, 1995); Florineth (1994); Florineth & Froitzheim (1994); Hecker (1999) und Zimmermann (1999) bestätigt wird. Dadurch kommen die Zonen von Roz-Champatsch und Ramosch ins Nordpenninikum zu liegen. Gürler (1982, 1995) sah in dieser Zone jedoch «grossräumige Einwicklungen oder Verschuppungen der südpenninischen mit mittel- und nordpenninischen Einheiten», weshalb er einige Teile der Zone ins Süd- und andere ins Mittelpenninikum stellte. Die Gliederung der Zone zwischen der Tasna-Decke und den Bündnerschiefern ist selbst umstritten. Von den verschiedenen Autoren sind unzählige Schuppen und Zonen mit immer wieder neuen Namen aus-

Autor	Tasna-Decke	Zwischenzone	Bündnerschiefer
Cadisch et al. (1941) Cadisch (1953)	Tasna-Decke (UO)	<u>Ophiolithe (SP)</u>	Zone von Champatsch (NP)
Cadisch et al. (1968)	Tasna-Decke (UO)	<u>Ophiolithe (SP)</u> Zone von Champatsch	Zone der Rozschiefer (NP)
Trümpy (1972)	Tasna-Decke (MP)	<u>Zone von Ramosch (NP)</u> <u>Zone von Roz-Champatsch (NP)</u>	
Gürler (1982, 1995)	Tasna-Decke (MP)	<u>Nair-Zone (SP)</u> <u>Champatsch-Schuppe (MP)</u> <u>Fuorcla-Soèr-Zone (SP)</u>	
Hsü & Briegel (1991)		<u>Mélange-Zone</u>	
Florineth (1994) Florineth & Froitzheim (1994)	Tasna-Decke (MP) <u>Nair-Serpentinit</u>	<u>Ramosch-Zone (NP)</u> <u>Roz-Champatsch-Zone (NP)</u>	
Hecker (1999) Zimmermann (1999)	Tasna-Decke (MP) <u>Serpentinit</u>	<u>Mélange-Zone (NP)</u>	<u>Obere und mittlere Bündnerschiefer (NP)</u>

**Tab. 1:** Einteilung der tektonischen Elemente zwischen den Bündnerschiefern und der Tasna-Decke. Kursiv: Schiefereinheiten, unterstrichen: Ophiolithe, gestrichelt: Mélange-Zonen, UO: Unterostalpin, SP: Südpenninikum, MP: Mittelpenninikum, NP: Nordpenninikum.

geschieden worden. In der Tab. 1 sind die wichtigsten Namen, die tektonische Lage und die paläogeographische Zuordnung nach Autoren geordnet zusammengefasst. Cadisch et al. (1941) und Cadisch (1953) sahen die Zone von Champatsch als eine höhere Abspaltung der Bünderschiefer an. Die Ophiolithe bilden eine eigene Einheit im Liegenden der Tasna-Decke. In Cadisch (1968) werden die Ophiolithe in die Zone von Champatsch miteingeschlossen. Die nordpenninischen Schiefermassen dieser Zone werden als Zone der Rozschiefer benannt. Trümpy (1972) trennte das Gebiet wie bereits erwähnt in zwei eigenständige Zonen auf (Fig. 1). Gürler (1982, 1995) unterscheidet die Nair-Zone und die Champatsch-Schuppe, zwischen welchen Fragmente der Fuorcla-Soèr-Zone eingeklemmt sind (in der Arbeit von 1982 wird die Fuorcla-Soèr-Zone noch als Basale Arosler Zone bezeichnet). Hsü & Briegel (1991) sehen das ganze Gebiet von Champatsch als eine tektonische Mélange an, die sowohl Teile der Bünderschiefer, die Ophiolithe, die Champatsch-Zone und die Tasna-Decke umfasst. Florineth (1994) und Florineth & Froitzheim (1994) erkennen in der Tasna-Decke einen Kontinent-Ozean-Übergang, der durch das Tasna-Kristallin und den Piz Nair Serpentin gebildet wird. Die während der alpinen Gebirgsbildung von den Piz Nair Serpentin über die Ramosch-Zone wurde ihrerseits über die Roz-Champatsch-Zone geschoben, welche als Mélangezone betrachtet wird. Auch Hecker (1999) und Zimmermann (1999) rechnen die Serpentine der Tasna-Decke zu, unterscheiden jedoch keine Ramosch- und Roz-Champatsch Zone. Sie stellen die Zone von Roz-Champatsch als obere und mittlere Bünderschiefer wie einst Cadisch et al. (1941) und Cadisch (1953) wieder in die Bünderschiefer, welche durch eine schmale Mélange-Zone von der Tasna-Decke getrennt sind.

## **3 Methoden**

### **3.1 Feldaufnahmen**

Die Lockergesteinsaufschlüsse und deren unmittelbare Umgebung wurden mit einem mobilen Geographischen Informationssystem (GIS) detailliert kartiert. Beim mobilen GIS wird die genaue Position im Gelände von einem differentiellen GPS (DGPS) bestimmt. Durch den Empfang eines Korrektursignals von einem Satelliten erhöht sich die Genauigkeit der Positionsbestimmung auf unter einen Meter. Das Signal des DGPS-Empfängers wird auf einen Pentop-Computer übermittelt, auf welchem die Position mittels eines GIS-Programms simultan auf einer digitalen Karte angezeigt wird. Geologische Linien und Objekte können direkt auf die digitale Karte gezeichnet und über das interaktive Display bearbeitet werden.

Bei der Entnahme von ungestörten Bodenproben wurde die Orientierung der Längsachse derjenigen Klasten gemessen, deren Länge etwa doppelt so lang wie die Breite ist. Zur Bestimmung der Lithologie wurden die Klasten im nahe liegenden Bach gewaschen und anschliessend ausgezählt. Für Kornanalysen wurden weitere gestörte Bodenproben entnommen.

### **3.2 Geotechnische Versuche**

Die Untersuchung und Klassifikation der Lockergesteine erfolgten im Geotechnik-Labor der Berner Fachhochschule in Burgdorf. Die Versuche wurden, soweit dies möglich war, nach den Vorgaben der Schweizer Norm (SN) der Vereinigung der Schweizer Strassenfachleute (VSS) durchgeführt. Die speziellen Eigenschaften des Lockergesteins erforderten zuweilen einige Anpassungen der Versuchsabläufe. Die ungestörten Proben wurden auf ihr Raumgewicht und ihren Wassergehalt hin untersucht (SN 670 340b). Die Kornverteilung wurde mittels Siebversuchen und Schlämmanalysen bestimmt (SN 670 816a). Die Konsistenzgrenzen wurden

sowohl an der Feinfraktion der Kornanalyse, wie auch am abgeseibten Feinanteil der ungestörten Proben nach der Schweizer Norm SN 670 345a bestimmt.

### 3.3 Mikroskopische Untersuchungen

Einige der ungestörten Proben wurden für die Herstellung von Dünnschliffen mit einem Imprägnierungsmittel behandelt, welches unter dem Mikroskop in fluoreszierendem Auflicht sichtbar wird. Um Strukturen in der Grundmasse des Lockergesteins aufzuspüren, wurde eine ungestörte Probe zerbrochen und einige der Bruchflächen unter dem Rasterelektronenmikroskop (REM) betrachtet. Die Probe zerbrach bevorzugt entlang grösserer Klüften, auf welchen feine stängelige Kristalle zu Tage traten. Einige dieser Kristalle wurden mit dem energiedispersiven Röntgendetektor (EDS) analysiert.

### 3.4 Phasenanalytische Untersuchungen

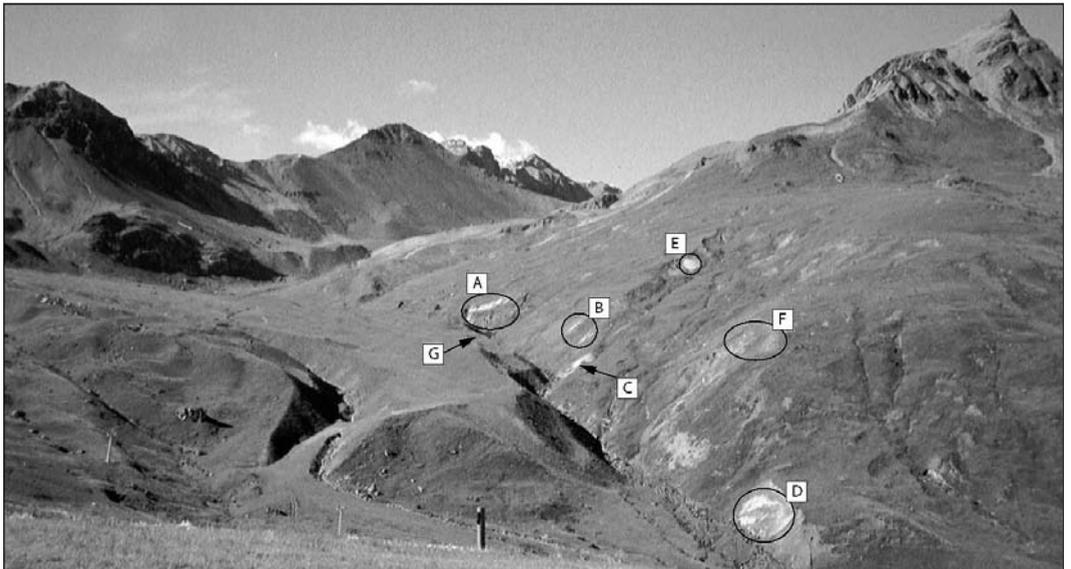
Von einer Kornverteilungsprobe wurde etwas Material für die Röntgendiffraktome-

trie (XRD) verwendet. Um eine Anreicherung von Phasen in der Grundmasse oder in den Grobkomponenten festzustellen, sind von derselben Probe die Kornfraktionen  $>8\text{mm}$  und  $<0.5\text{mm}$  analysiert worden. Von beiden Fraktionen wurden sowohl ein Pulver- wie auch ein Texturpräparat hergestellt. Die Röntgenaufnahmen erfolgten mit einem Theta-Theta-Diffraktometer Bruker AXS D8 (Cu-Anode) am tonmineralogischen Labor des Instituts für Geotechnik der ETH Zürich.

## 4 Resultate

### 4.1 Feldbeobachtungen

Die Lockergesteinsaufschlüsse liegen an der Seite eines grasbewachsenen Rückens am Fusse des Piz Champatsch (Fig. 2). Der Rücken wird im Westen durch einen Bachlauf tief eingeschnitten und im Osten geht er in eine grosse Hangrutschung über. Im Bach-einschnitt sind die Aufschlüsse als weissgrün bis hellgrau anwitternde Flächen erkennbar. Die Mehrzahl der Aufschlüsse



**Fig. 2.** Räumliche Lage der Aufschlüsse. Die einzelnen Flächen sind zur besseren Unterscheidung mit Grossbuchstaben bezeichnet worden. Die Fläche G liegt auf der orographisch rechten Bachseite und ist auf dem Foto nicht zu sehen. Im Hintergrund sind der Piz Nair (links) und der Piz Champatsch (rechts) zu sehen (Blickrichtung nach Norden, Koord. Aufnahmeort: 815°900/189°300).

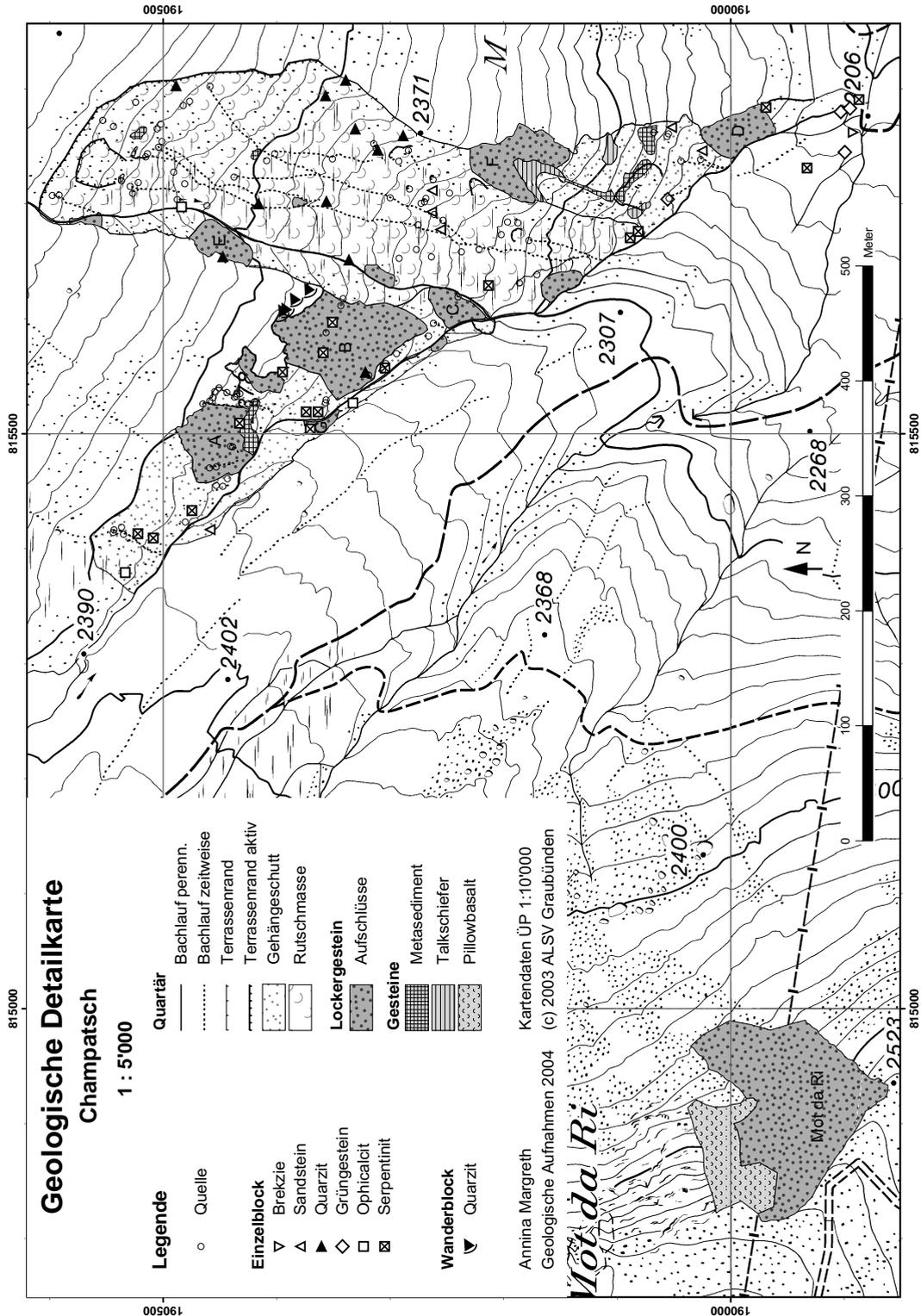


Fig. 3: Geologische Detailkarte von Champatsch.

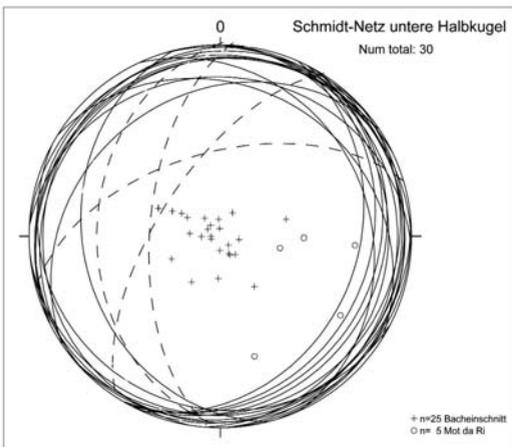
liegt auf der orographisch linken Seite des Bachlaufs (Fig. 2). Ihre Oberfläche fällt mit etwa  $30^\circ$  nach SW ein (204/30). Auf der Gegenseite des Baches finden sich nur wenige, kleine Aufschlüsse, die meist von Gras überwachsen sind (Einfallen der Oberfläche: 100/36, auf Fig. 2 nicht zu sehen). Seitlich versetzt zu den Aufschlüssen der linken Bachseite schliessen sich im Osten weitere kleinere Flächen an (Aufschluss E). Diese fallen etwas steiler nach Südosten ein (137/42) und liegen am nördlichen Anrissrand einer Rutschmasse, die von zahlreichen kleinen Bachläufen durchschnitten wird.

Im unteren Teil des linksseitigen Bacheinschnitts liegen mehrere Gesteinsaufschlüsse, die aus stark deformierten Talkschiefern bestehen (Fig. 3). In unmittelbarer Nähe kommen auch Aufschlüsse von mittelkörnigen Metasedimenten vor, die ein rekristallisiertes Gefüge aufweisen. Ähnliche Gesteine finden sich in kleinen Aufschlüssen im gesamten, östlich des Bachlaufs liegenden, kartierten Gebiet. Unterhalb der obersten weissgrünen Fläche (Aufschluss A) tritt nochmals ein grösserer Gesteinsaufschluss auf. Die Metasedimente setzen sich aus kalkigen Sandsteinen, Quarziten, Kalksteinen und Marmoren zusammen. Bei allen

Gesteinsaufschüssen sind zahlreiche Schieferungsmessungen vorgenommen worden. Beinahe alle Messungen ergaben einen flachen Einfallswinkel, der nie  $30^\circ$  übersteigt. Die Einfallsrichtungen streuen allerdings beträchtlich (Fig. 4). Die Schieferungsflächen der Gesteinsaufschlüsse am Mot da Ri fallen steiler ein und sind einheitlich nach NW gerichtet.

Am grünlich anwitternden Einschnitt bei Mot da Ri ist stark zerbrochener Serpentinitt vorgefunden worden, der viele Scherflächen zeigte, welche von hellgrünem Chrysotil ausgekleidet sind (Fig. 5). Es handelt sich hierbei um anstehenden Serpentinitt, der in einzelne, cm-grosse Bruchstücke zerfällt, sobald er aus dem Gesteinsverband herausgelöst wird. Am Mot da Ri sind einige Rutschharnische im anstehenden Serpentinitt und die zugehörige Wachstumslineation der Chrysotilfasern eingemessen worden. Es zeichnet sich keine bevorzugte Bewegungs- und Wachstumsrichtung ab.

In den weissgrün bis hellgrau gefärbten Flächen des Bacheinschnitts tritt unter einer 15 bis 30 cm mächtigen Deckschicht, die etwas aufgelockert ist, ein dichtes und kompaktes Lockergestein hervor. Das Lockergestein ist aus unterschiedlich grossen Klasten zusammengesetzt, die in einer feinkörnigen Matrix schwimmen. Der überwiegende Teil der Klasten besteht aus Serpentinittbruchstücken, deren Kanten etwas angerundet sind (Fig. 6a). Viele Klasten sind gelängt, d.h. eine Achse ist deutlich länger als die beiden anderen. Teilweise weisen die Klasten konkave Ausbrüche auf. Die grössten im Aufschluss vorgefundenen Klasten sind einige dm lang, während an der Oberfläche auch grössere Stücke vorkommen. Einige Klasten tragen Mineralneubildungen, kleine Rosetten feiner, idiomorpher Kristalle. In einigen Aufschlüssen sind stark verwitterte Klasten angetroffen worden, deren Form noch deutlich erhalten ist (Fig. 6b). Durch die Verwitterung sind die Klasten rotbraun verfärbt und fallen beim Herauslösen sofort auseinander. Im untersten Aufschluss D auf der lin-



**Fig. 4:** Stereographische Projektion der Schieferungsflächen. Gestrichelte Grosskreise und runde Flächenpole: Messungen bei Mot da Ri.



**Fig. 5:**  
Anstehendes Gestein am Mot da Ri  
(Länge des Massstabs 5 cm, Koord:  
814'955/189'960).

ken Seite des Bacheinschnitts und im seitlich versetzten Aufschluss E kamen orange bis rotbraun gefärbte Klüfte zum Vorschein. Die Klüfte bewirken ein «tafeliges» Aufbrechen des Sediments, da sie im cm-Abstand parallel angeordnet sind. Im Aufschluss D fallen die Klüfte etwas steiler als die Oberfläche ein und im Aufschluss E sind sie gegen den Hang gerichtet. In den gleichen Aufschlüssen sind Klasten entdeckt worden, deren Oberfläche ausgeprägte Strömungen (bzw. Schliffspuren) aufweisen. Die Linien sind meist feine Kratzspuren, zwischen denen tiefere Einkerbungen liegen. Sie sind

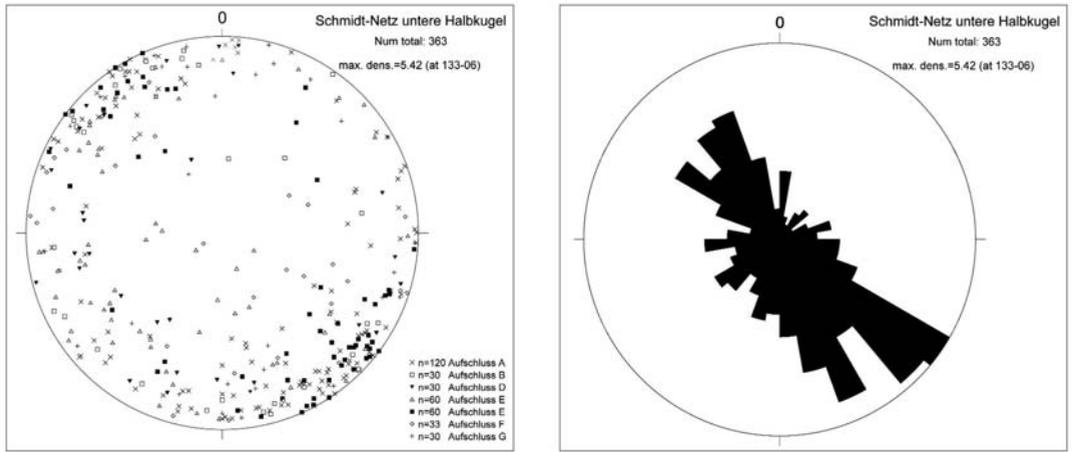
in einer oder mehreren Richtungen parallel angeordnet. Im Aufschluss E gelang es, eine solche Strömungsrichtung einzumessen, die etwa parallel zu den Längsachsen der Klasten verlief. In der grünlichen bis hellgrauen Grundmasse sind bis auf die vereinzelt rotbraun verfärbten Klüfte keine Strukturen zu erkennen. Das Feinmaterial haftet an den Klasten, von denen es sich nur schwer entfernen lässt. Wird ein Klast aus der Grundmasse herausgelöst bleibt ein Negativabdruck desselben zurück. Bei jeder Probenahme ist die Orientierung von etwa 30 gelängten Klasten gemessen



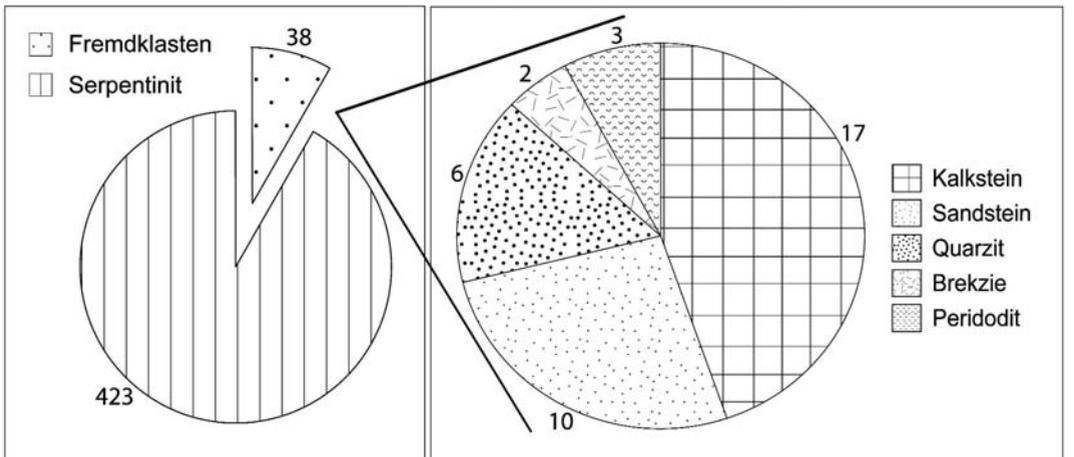
**Fig. 6:** a: Typische Form eines gelängten Klasten (Länge des Taschenmessers 9 cm, Aufschluss A, Koord: 815'490/190'450).  
b: Klasten in der Grundmasse, deren Form deutlich erhalten ist, die aber vollkommen verwittert sind (Aufschluss A, Koord: 815'490/190'450).

worden. Die meisten Klaster fallen mit einem Winkel von wenigen Grad ein und sind häufig nach SE oder NW eingeregelt (Fig. 7). Allerdings sind auch grössere Einfallswinkel gemessen worden und viele Einfallrichtungen weichen von der Hauptorientierung ab. Zur Bestimmung der Lithologie sind insgesamt 461 Klaster ausgezählt worden, wovon über 90% Serpentinite (423 Klaster) und nur 38 Klaster anderer Lithologie vertreten

waren (Fig. 8). Etwa ein Viertel der «Fremdklaster» sind beim Aufschluss E geborgen worden (25 Klaster). Die restlichen Funde teilen sich auf die Aufschlüsse C und D (je 5 Klaster) und die Aufschlüsse A und B (je 1 Klast) auf. Die Bestimmung dieser Klaster war teilweise schwierig, da die meisten Stücke nur einige cm-gross und stark verwittert waren.



**Fig. 7:** Lineare (links) und Rosendiagramm (rechts) der Orientierung der Klasterlängsachsen aus allen Aufschlüssen.



**Fig. 8:** Anteile verschiedener Lithologien an der Gesamtmenge ausgezählter Klaster.

## 4.2 Geotechnische Versuche

Aufgrund des niedrigen Wassergehalts (11,6%) unterscheiden sich das Feucht- (1,9 g/cm<sup>3</sup>) und Trockenraumgewicht (1,7 g/cm<sup>3</sup>) der Proben 03 nur unwesentlich (Tab. 2).

Die Siebanalysen der Proben 03 zeigen einen nahezu diagonalen Verlauf der Kornsummenkurven mit einem Viertel Feinmaterial (25% Silt und Ton), einem Drittel Sand (35%), einem weiteren Drittel Kies (33%) und wenig Steinen (7%) (Fig. 9). Ausser bei einer Probe bildet die Sandfraktion bei allen Proben den grössten Anteil. Das Material wird daher als SW-SM oder -SC klassifiziert, d.h. es handelt sich um einen gut abgestuften Sand mit Silt oder Ton (SN 670 008a).

Die Konsistenzgrenzen waren aufgrund des geringen Feinanteils des Lockergesteins schwierig zu bestimmen. Beim Ausrollen der Proben zur Bestimmung der Ausrollgrenzen zerfiel das Material häufig. Die Fließsgrenzen aller Proben liegen zwischen 33% und 55%

mit einem Mittelwert von 43% (Tab. 2). Die Ausrollgrenze schwankt zwischen Werten von 18% und 51% und beträgt im Mittel 35% (Tab. 2). Die ermittelten Plastizitätsindexe schwanken zwischen 3% und 18% und liegen im Durchschnitt bei 10% (Tab. 2). Im Plastizitätsdiagramm kommt die Mehrzahl der Proben im ML Feld zu liegen (Fig. 10). Einige Proben fallen in die CM- und zwei in die MH-Klasse.

## 4.3 Mikroskopische Untersuchungen

In den Dünnschliffen sind auf den ersten Blick chaotisch angeordnete Bruchstücke zu erkennen, die in einer dichten feinkörnigen Grundmasse schwimmen (Fig. 11a). Die Matrix kann mit dem Polarisationsmikroskop nicht aufgelöst werden und erscheint als dunkelgrüne bis schwarze Masse. Darin sind mehr oder weniger angerundete Komponenten sichtbar, die unterschiedlich stark serpentinisiert sind. An einigen Stellen tritt

Geotechnische Grösse		Minima	Maxima	Mittelwerte
Feuchtraumgewicht	$\gamma$	1,8 g/cm <sup>3</sup>	2,1 g/cm <sup>3</sup>	1,9 g/cm <sup>3</sup>
Trockenraumgewicht	$\gamma_d$	1,6 g/cm <sup>3</sup>	1,8 g/cm <sup>3</sup>	1,7 g/cm <sup>3</sup>
Wassergehalt	w	10,5 %	12,5 %	11,6 %
Fließsgrenze	w <sub>L</sub>	33 %	55 %	43 %
Ausrollgrenze	w <sub>P</sub>	18 %	51 %	35 %
Plastizitätsindex	I <sub>P</sub>	3 %	18 %	10 %
Liquiditätsindex	I <sub>L</sub>	-14	25	-1
Klassifikation des Feinmaterials nach USCS				ML
Steine		3 Massen%	15 Massen%	7 Massen%
Kies		28 Massen%	35 Massen%	33 Massen%
Sand		32 Massen%	37 Massen%	35 Massen%
Feinmaterial (Silt & Ton)		22 Massen%	28 Massen%	25 Massen%
Klassifikation nach USCS				SW-SM oder -SC

**Tab. 2:** Minima-, Maxima- und Mittelwerte geotechnischer Grössen der Lockergesteine bei Champatsch.

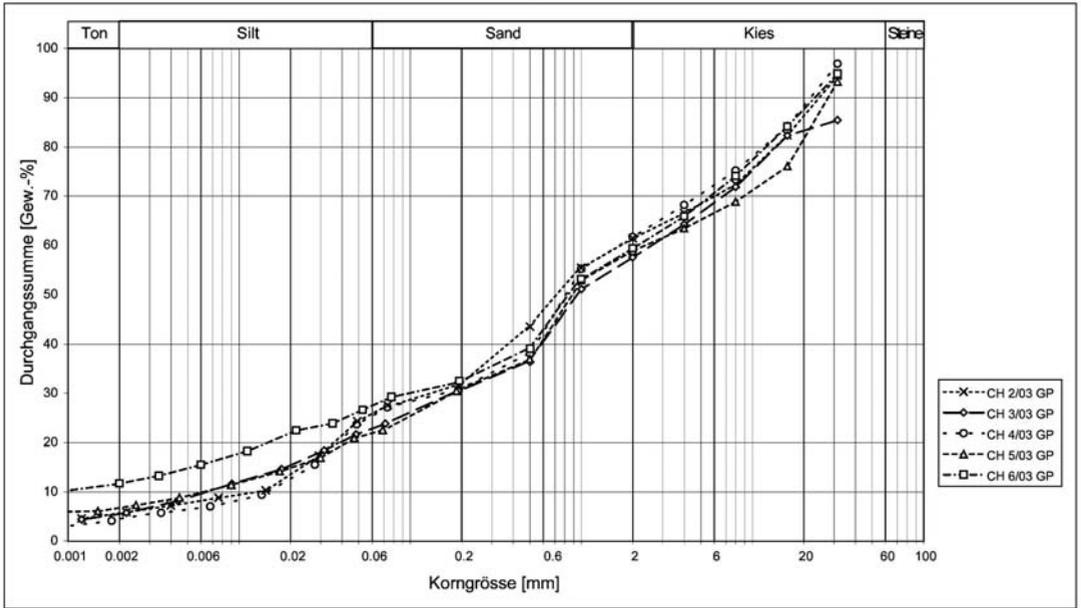


Fig. 9: Kornsummenkurven der Proben 03.

schöner Maschenserpentin auf, der sich bei der Serpentinisierung von Olivin bildet. Es kommen auch Adern von faserigen Mineralphasen und das typische Durchdringungsgefüge von Antigorit vor. In einigen Serpentiniklasten sind reliktsicher Diopsid und Spinell zu erkennen. Im Übrigen ist der Spinell zu

Magnetit umgewandelt worden, an dessen Rand Chlorit auftritt. In der Grundmasse sind kleine Calcitminerale zu erkennen, die durch ihre hohe Lichtbrechung auffallen. In einzelnen Dünnschliffen treten Fremdklasten auf, wobei es sich meist um dichte, feinkörnige Phyllitbruchstücke handelt. Die

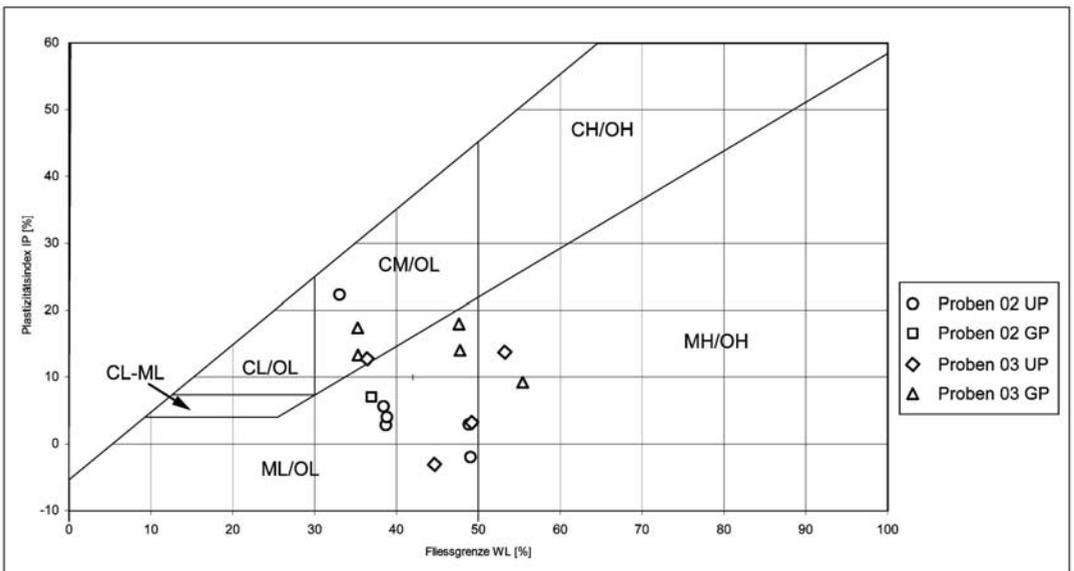
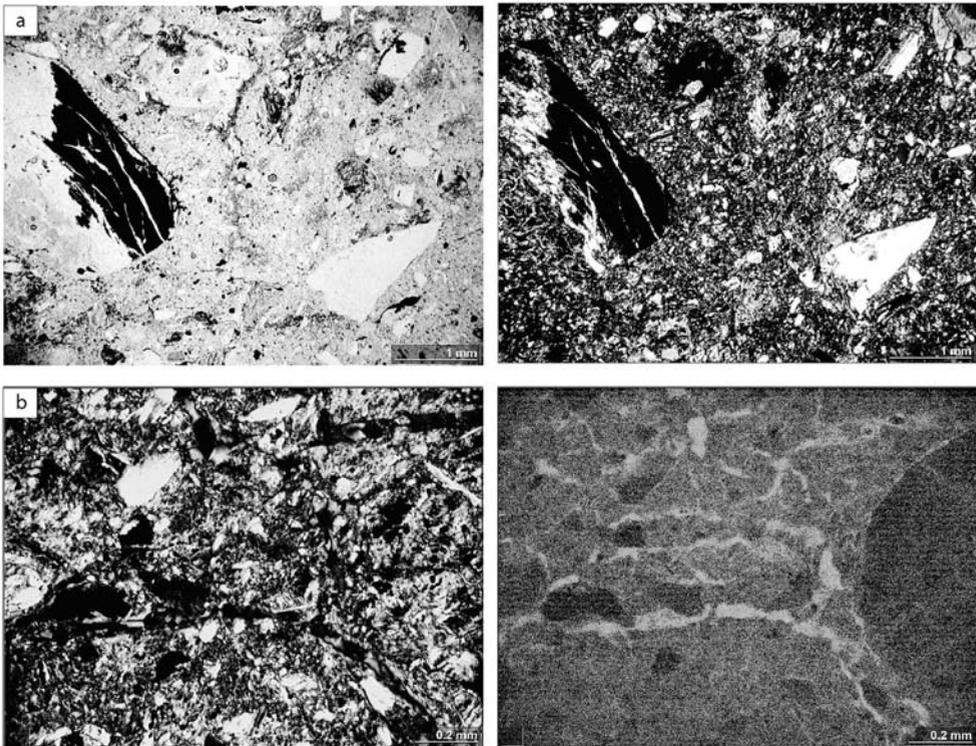


Fig. 10: Plastizitätsdiagramm aller Proben, Kreise: ungestörte Proben 02, Quadrate: gestörte Proben 02, Rhomben: ungestörte Proben 03, Dreiecke: gestörte Proben 03.

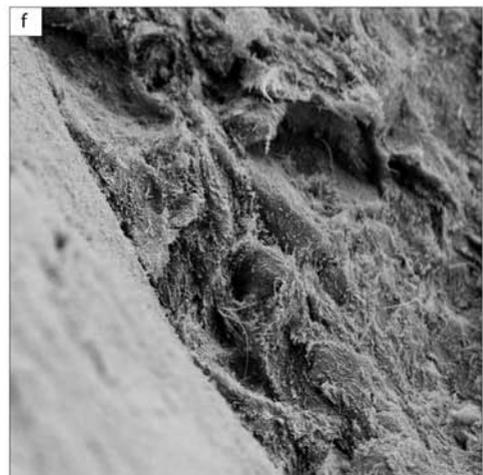
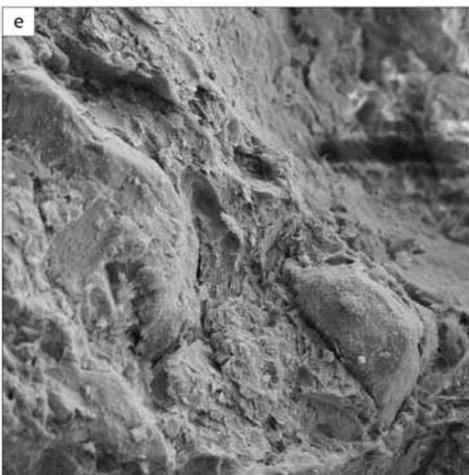
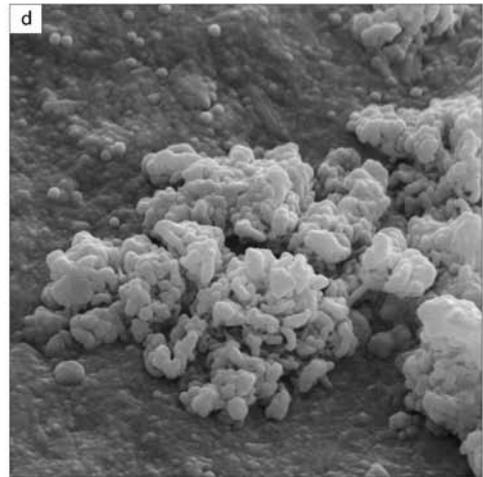
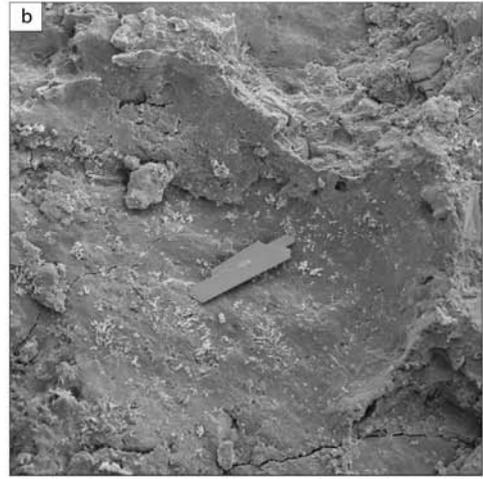
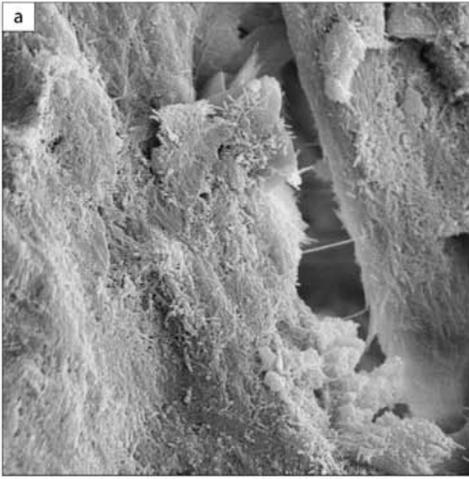
Bruchstücke selbst sind nicht deformiert und es sind auch keine Anzeichen von Deformationen der Grundmasse im Randbereich grösserer Klusten zu erkennen. Werden die Dünnschliffe im fluoreszierendem Auflicht betrachtet, sind feine Risse in der Matrix zu erkennen, die durch das hell erscheinende Imprägnierungsmittel hervorgehoben werden (Fig. 11b). Diese liegen oft im Bereich von Korngrenzen, von welchen sie sich aber auch lösen können und bis in die Matrix hineinreichen. Dort verlaufen sie teilweise parallel zueinander oder verzweigen sich mit anderen Rissen.

Unter dem Rasterelektronenmikroskop wird deutlich, dass die Grundmasse des Lockergesteins aus einem dichten, verflochtenen Netz von Chrysotilfasern besteht (Fig. 12a). Auch im submikroskopischen Bereich sind «Negativabdrücke» grösserer Klusten in der Matrix

zu beobachten (Fig. 12b). Die Kornoberflächen und deren Negativabdrücke in der Grundmasse tragen teilweise idiomorphe Kristalle und sind mit blumenkohlartig ausgebildeten Mineralen übersät (Fig. 12c und 12d). Die idiomorphen Kristalle erreichen Grössen im mm-Bereich und treten mancherorts in Gruppen auf. Bei diesen Kristallen, die meist einen flachen Habitus besitzen, handelt es sich um Calcitausscheidungen. Von mehreren Kristallen ist die chemische Zusammensetzung mit dem energiedispersiven Röntgendetektor (EDS) geprüft worden. Leider konnte keine chemische Analyse des blumenkohlartigen Minerals erstellt werden. Zwischen nahe beieinander liegenden Körnern und in der unmittelbaren Kontaktzone eines Kornes ist die Grundmasse an manchen Stellen deformiert (Fig. 12e und 12f).



**Fig. 11: a:** Dünnschliff einfach polarisiert (links) und unter gekreuzten Polarisatoren (rechts) [Aufschluss A, Koord: 815'490/190'450]. **b:** Dünnschliff unter gekreuzten Polarisatoren (links) und fluoreszierendem Auflicht (rechts). Es sind jeweils dieselben Ausschnitte dargestellt. Der Vergleich der doppelt polarisierten und fluoreszierenden Bilder zeigt, dass sich unter fluoreszierendem Auflicht in der Matrix feine Klüfte abbilden, die unter gekreuzten Polarisatoren nicht erkennbar sind [Aufschluss A, Koord: 815'490/190'450].

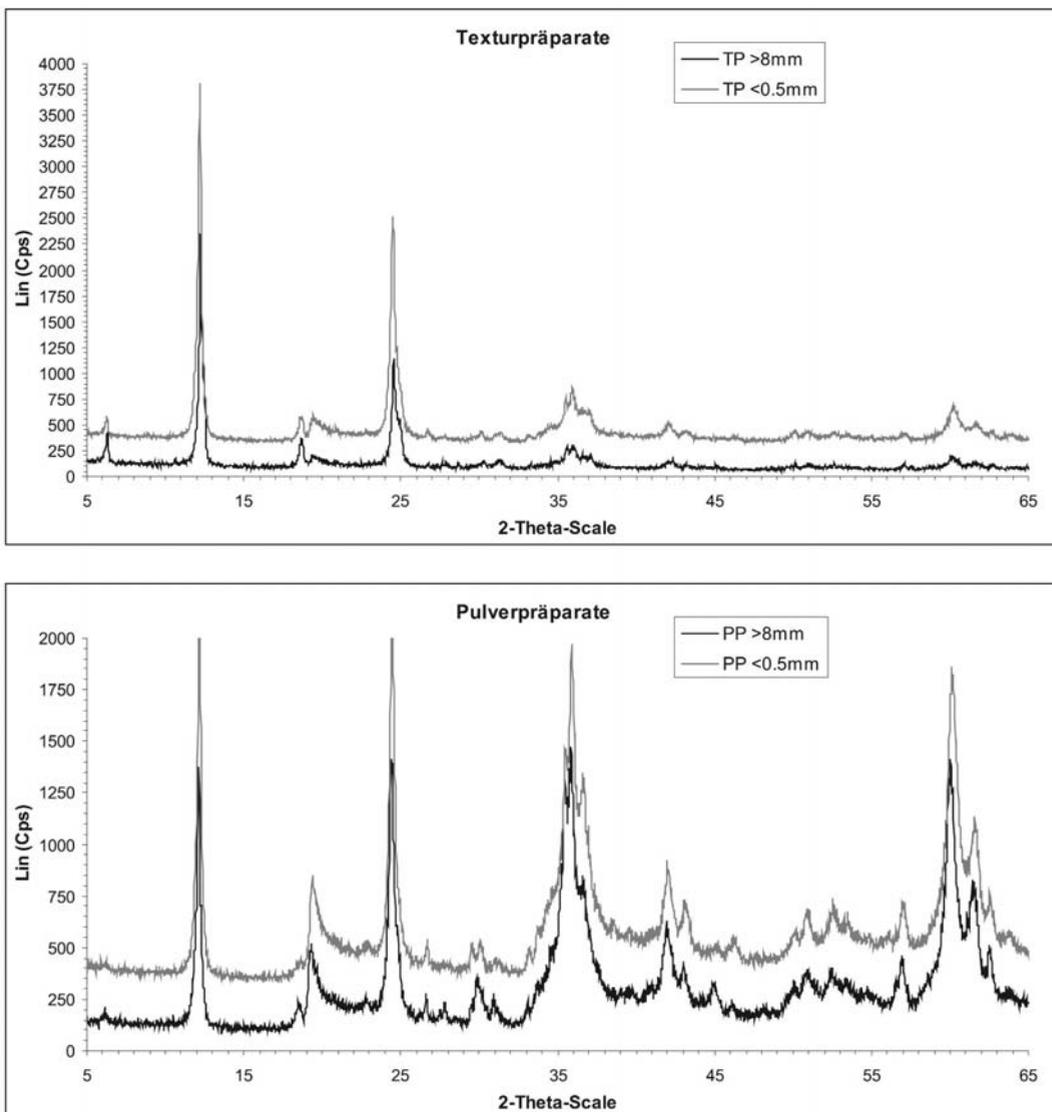


**Fig. 12:** Aufnahmen mit dem Rasterelektronenmikroskop. a: Grundmasse (Bildbreite 43 μm), b. Negativabdruck (Bildbreite 1744 μm), c: Idiomorphe Kristalle (Bildbreite 3792 μm), d: Blumenkohlartige Minerausscheidung (Bildbreite 55 μm), e: Deformierte Grundmasse zwischen zwei Körnern (Bildbreite 329 μm), f: Deformierte Grundmasse im Kontaktbereich eines Kornes (Bildbreite 22 μm).

#### 4.4 Phasenanalytische Untersuchungen

Bei der Bestimmung der Mineralphasen der Röntgendiffraktometeraufnahmen sind die Resultate der vorgängigen Untersuchungen miteingeflossen. In Fig. 13 sind die Diffraktogramme der Textur- (oben) und Pulverpräparate (unten) beider Kornfraktionen dargestellt. Im Wesentlichen sind in den Textur- und Pulveraufnahmen bei beiden Fraktionen

dieselben Phasen identifiziert worden. Prominent treten Serpentinminerale, insbesondere Antigorit und Lizardit, und untergeordnet Klinochrysozil auf. Daneben sind noch Diopsid, Magnetit, Klinochlor sowie etwas Plagioklas, eisenreicher Calcit und Quarz bestimmt worden. Da Klinochlor eine starke Vorzugsorientierung aufweist, zeichnet sich diese Mineralphase im Texturpräparat stärker ab.



**Fig. 13:** Röntgendiffraktogramme der Textur- (oben) und Pulverpräparate (unten). Das Diffraktogramm der Kornfraktion <0.5mm (grau) ist leicht versetzt zum Diffraktogramm der Kornfraktion >8mm (schwarz) dargestellt. Die Diffraktogramme der Texturpräparate sind auf Antigorit normiert. Cu-Anode, Schrittweite 0,02° und Schrittzeit 3s.

Der quantitative Phasenbestand ist in einer Rietveld-Analyse berechnet worden (Tab. 3) Diese bestätigen den ersten Eindruck aus den Diffraktogrammen indem bei beiden Fraktionen in etwa die gleiche Zusammensetzung bestimmt wurde.

Mineral-phase	Grobfraktion >8 mm [Gew-%]	Feinfraktion <0,5 mm [Gew-%]	Fehler
Antigorit	43	46	± 2
Lizardit	14	15	± 2
Chlorit	30	32	± 2
Diopsid	6	2	± 2
Magnetit	5	4	± 1
Plagioklas	1	nn	± 1
Quarz	1	1	± 1
Total	100	100	

**Tab. 3:** Quantitative Phasenanalyse der Fein- und Grobfraktion der Röntgendiffraktometeraufnahmen.

## 5 Diskussion der Resultate und Charakterisierung des Lockergesteins

### 5.1 Feldbeobachtungen

Die geologische Detailkartierung und die Beobachtungen im Feld zeigen, dass auf einem eng begrenzten Raum viele verschiedene Lithologien vorkommen, die in kleinen, isolierten Aufschlüssen anstehen. Dazwischen liegen die hell anwitternden Lockergesteinsaufschlüsse, welche wie die Gesteinsvorkommen nur im Bacheinschnitt bzw. am Anrissrand einer Rutschung sichtbar sind. Das übrige Gebiet ist nicht abgeschlossen (Fig. 2).

Bisher ist dieses Gebiet als Moränendecke der letzten Eiszeit kartiert worden (Cadisch et al. 1963). Wie eingangs erwähnt liegt das untersuchte Gebiet im Grenzbereich zwischen Bündnerschiefer und Tasna-Decke. Die tektonische Zuordnung der in diesem Bereich verstreut liegenden Aufschlüsse von

Bündnerschiefer, Ophiolithen und Triasgesteinen ist umstritten, weshalb dieses Gebiet häufig als Mélange-Zone aufgefasst wird.

Die anstehenden Gesteine, Talkschiefer und Metasedimente, sind verschiefert oder besitzen ein rekristallisiertes Gefüge. In welchem Zusammenhang und zu welchem Zeitpunkt die Deformation und Metamorphose dieser Gesteine stattgefunden haben, kann aus den wenigen, verstreut liegenden Aufschlüssen nicht bestimmt werden. Die Schieferungsmessungen ergaben zudem keine auswertbaren Resultate (Fig. 4).

Hecker (1999) und Zimmermann (1999) haben die Metamorphosebedingungen für das nördlich anschliessende Gebiet mittels Illit-Kristallinität und Vitrinit-Reflexionsmessungen bestimmt. Sie kamen übereinstimmend zum Schluss, dass die Bündnerschiefer und die Mélangezone eine niedriggradige Metamorphose in der oberen Anchizone bis tiefen Epizone erlitten haben. Die ermittelten Temperaturbereiche von etwa 300 bis 350° C entsprechen der Subgrünschiefer-Fazies, was durch die Ergebnisse der Phengit-Geobarometrie (4 bis 5 kbar für die oberen und mittleren Bündnerschiefer, sowie 6 bis 7 kbar für die unteren Bündnerschiefer) bestätigt wird (Zimmermann 1999). Diese Beobachtungen decken sich mit den Untersuchungen von Vuichard (1984) an den Ophiolithen der Ramoschzone bei Champatsch. Er ermittelte eine alpine Metamorphose in der unteren Grünschieferfazies.

Das Lockergestein selbst kann im geotechnischen Sinn als ein matrixgestützter, gut abgestufter, bindiger Boden beschrieben werden. Da das Material von der Tonfraktion bis zu Steinen alle Korngrößen beinhaltet, wird es als Diamikt bezeichnet. Die kantengerundeten und oft gelängten Komponenten zeugen von einer mechanischen Einwirkung, welche die Zurundung und -formung der Klaster bewirkte. Die Texturmessungen zeigen keine ausgeprägte Einregelung der gelängten Klaster. Auffallend ist jedoch die Zusammensetzung der Komponenten, die zu

über 90% aus Serpentinbruchstücken bestehen. Die exakt erhaltene Form der verwitterten Klasten deutet darauf hin, dass das Lockergestein von keinen Hangbewegungen erfasst ist. Die feinen Klüfte, welche im unteren Bereich des Bacheinschnitts (Aufschluss D) und am Anrissrand der oberflächigen Rutschung (Aufschluss E) vorkommen, werden als Entlastungsklüfte betrachtet. Die orange bis rotbraune Verfärbung der Klufflächen weist auf Verwitterungsreaktionen hin.

Am Mot da Ri tritt stark zerbrochener Serpentin auf, dessen Scherflächen von Chrysotilfasern ausgekleidet sind. Das Gestein wird durch die zahlreichen Klüfte in lenticular geformte Bruchstücke zerschnitten, die auseinander fallen sobald sie aus dem Gesteinsverband herausgelöst werden. Nach O’Hanley (1996) kann dieses Gestein als «Fischschuppen-Serpentin» bezeichnet werden, welche in kataklastisch überprägten Störzonen auftreten.

### 5.2 Geotechnische Versuche

In der Tab. 2 sind die Minima-, Maxima- und Mittelwerte der geotechnischen Grössen der Diamikte von Champatsch zusammengefasst. Zum Vergleich werden die in der Schweizer Norm SN 670 010b publizierten Kennziffern von USCS klassifizierten Böden herangezogen. In der Tab. 4 werden die Bodenkennziffern der USCS-Klassen SW-SM,

SW-SC, ML (alle) und ML ( $w_L > 30\%$ ) aufgeführt.

Die Fließgrenze und der Plastizitätsindex der Feinfraktion der Diamikte von Champatsch entsprechen in etwa den Werten des USCS-Bodentyp ML. Damit ist die Einteilung der Feinfraktion des untersuchten Materials in die USCS-Klasse ML gerechtfertigt. Der Wassergehalt der Gesamtprobe liegt etwa in den Bereichen der USCS-Bodentypen SW-SM und SW-SC. Das Feuchtraumgewicht ist jedoch geringer als für diese Bodentypen typisch und das Trockenraumgewicht liegt etwas unter der optimalen oder maximalen Trockendichte.

### 5.3 Mikroskopische Untersuchungen

Unter dem Mikroskop sind im Dünnschliff Serpentinbruchstücke in einer feinkörnigen, dichten Matrix zu sehen, in welcher keine planaren Strukturen zu erkennen sind. Bis auf feine Risse, die erst unter fluoreszierendem Auflicht sichtbar werden, können keine Strukturen in der Grundmasse festgestellt werden.

Ähnliche Beobachtungen machte O’Hanley (1996) bei der mikroskopischen Untersuchung von Serpentin-Kataklasiten. Er beschreibt Dünnschliffe von serpentinitischem Gesteinsmehl (serpentine gouge or breccia), das aus Serpentinbruchstücken besteht, die in einer feinkörnigen, unstrukturierten Serpentinmatrix eingebettet sind.

USCS	Fließgrenze $w_L$ [%]	Plastizitätsindex $I_p$ [%]	Wassergehalt $w$ [%]	Feuchtdichte $\rho$ [g/cm <sup>3</sup> ]	optimaler Wassergehalt $w_{opt}$ [%]	optimale Trockendichte $\rho_{opt}$ [g/cm <sup>3</sup> ]
SW-SM	26,6	5,3	10,8	2,03	11	1,95
SW-SC	25	10	12,6	2		
ML (alle)	30,2	7,6	28,9	1,99		
ML ( $w_L > 30\%$ )	40,3	12,3	51,8	1,74		

Tab. 4: Kennziffern Schweizer Böden (aus SN 670 010b).

Die Beobachtungen im Rasterelektronenmikroskop, Abdrücke in der Grundmasse und Mineralneubildungen, decken sich mit den Beobachtungen, die einige Grössenordnungen höher auch im Aufschluss gemacht werden. Allerdings sind in den REM-Aufnahmen an einigen Stellen Anzeichen von Deformationsstrukturen in der Grundmasse entdeckt worden.

#### 5.4 Phasenanalytische Untersuchungen

Die quantitative Analyse der in den Röntgendiffraktogrammen identifizierten Phasen zeigen, dass die Grob- und Feinfraktion etwa die gleiche Zusammensetzung besitzen. Daraus folgt, dass das Feinmaterial aus dem gleichen Ausgangsmaterial wie die Grobkomponenten hervorgegangen ist und später keine Veränderung in der mineralogischen Zusammensetzung stattgefunden hat.

## 6 Zur Entstehung des Lockergesteins

Wie im einleitenden Abschnitt erläutert, können die Lockergesteine bei Champatsch als block-in-matrix-rocks beschrieben und als Mélanges betrachtet werden. Mélange wird als beschreibender Begriff für Gesteinskörper verwendet, welche aus vielen verschiedenen Prozessen hervorgehen können (Raymond 1984). Glaziale Erosion und Ablagerung ist einer dieser Prozesse, so dass nach Raymond (1984) Grundmoränen als Mélanges betrachtet werden können. Diese Argumentation kann nun aber auch «rückwärts» angewendet werden, indem Mélanges vermeintlich als Grundmoränen angesprochen werden können. Die räumliche Lage der Aufschlüsse in der Randzone zwischen Bündnerschiefer einerseits und Tasna-Decke andererseits legt durchaus eine tektonische Entstehung in einer stark beanspruchten Zone nahe. Im Folgenden werden Argumente für beide Entstehungsarten diskutiert.

### 6.1 Tektonische Bildung

Wird von einer tektonischen Bildung der Diamikte bei Champatsch ausgegangen, ist diese zwangsläufig mit der tektonischen Geschichte des Engadiner Fensters gekoppelt. Im Gebiet des Engadiner Fensters können zumindest drei verschiedene alpine Deformationsphasen unterschieden werden (Hecker 1999 und Zimmermann 1999). Während der ersten Deformationsphase bildeten nordwärts gerichtete Überschiebungen mehrere Duplexstrukturen in der Tasna-Decke aus, die ihrerseits wiederum auf die Bündnerschiefer geschoben wurden. Die Überschiebungsbahnen der Tasna-Decke laufen dabei zur Basis in die Mélange-Zone hinein, welche den eigentlichen «base-» oder «floor-thrust» der Duplexstrukturen bildet. Der zugehörige «roof-thrust» liegt im Tasna-Flysch oder der Aroser-Zone. In dieser, innerhalb des Penninikums als Ferrera-Phase bekannten ersten Gebirgsbildungsphase, ist die Mélange-Zone angelegt worden. In der folgenden Deformationsphase fand innerhalb der Mélange-Zone eine Scherung nach SE statt, die in Zusammenhang mit Nord-Süd gerichteter Verkürzung und gleichzeitig Ost-West gerichteter Extension steht. Im Penninikum wird diese Gebirgsbildungsphase als Niemet-Beverin-Phase bezeichnet. Die letzte Gebirgsbildungsphase, die Domleschg-Phase, führte zur Aufwölbung des Engadiner Fensters und einer damit verbundenen Kippung der Tasna-Decke gegen Nordwesten. An der während der späteren, jüngsten Deformationsphase angelegten Engadiner Linie sind die ursprünglich tiefer liegenden penninischen Einheiten des Fensters relativ zu den ostalpinen Decken südlich der Engadiner Linie angehoben worden.

Die Vorgänge im Grenzbereich zwischen Tasna-Decke und Bündnerschiefer ist detailliert durch Florineth (1994) und Florineth & Froitzheim (1994) untersucht worden. Nach der Exhumierung des Nair-Serpentinits unter dem Tasna-Granit während der Öffnung des

nordpenninischen Walliser-Trogs erfolgte die alpine Überschiebung dieser Einheiten auf die Ramosch-Zone. Die alpine Hauptüberschiebung fand jedoch zwischen den Pillowlaven der Ramosch-Zone und den nordpenninischen Bündnerschiefern statt. Damit liegt die alpine Hauptüberschiebung in der Roz-Champatsch-Zone, welche von den Autoren als Mélange-Zone beschrieben wird. Diese wird von flyschähnlichen Sedimentgesteinen dominiert, in welchen Splitter von triasischen Sedimenten, kontinentalem Grundgebirge und Serpentiniten liegen. Das bei Mot da Ri untersuchte Gestein liegt in der Ramosch-Zone und entspricht einer mechanisch beanspruchten Zone, die von intaktem Gestein (Pillowbasalt) umgeben sind. Nach O'Hanley (1996) treten in einer Scherzone Bereiche mit mehr oder weniger stark geklüftetem Gestein auf. Das untersuchte Gestein am Mot da Ri wird als Serpentin-Kataklasit aufgefasst, welches in einer spröden Störzone zerbrochen wurde. Das am Fusse des Piz Champatsch aufgeschlossene Lockergestein liegt jedoch in der Roz-Champatsch Zone. Die stärkere mechanische Beanspruchung in der alpinen Hauptüberschiebung führte zu einem fortgeschrittenen Zerbrechen und Zermahlen des Gesteines, so dass sich ein eigentliches Gesteinsmehl (fault gouge) ausbilden konnte. Im nördlich anschließenden Gebiet kartierten Hecker (1999) und Zimmermann (1999) eine Mélange-Zone, die sie als ein Gemisch von Gesteinsfragmenten diverser Lithologien beschreiben, welche in einer tonigen Matrix liegen. Die Gesteinsfragmente stammen aus verschiedenen tektonischen Einheiten und umfassen Grundgebirgsgesteine, Quarzite, Dolomitbrekzien, Rauhewacken, Gips, Serpentinite, Pillowbasalte, Diabas-Gänge und Tristelkalke der Tasna-Decke. Die Matrix der Mélange ist nur an wenigen Stellen aufgeschlossen und wird von Hecker (1999) als olivgrün bis braun anwitternder, siltiger Ton beschrieben, welcher meist stark verschiefert ist. Die Bildung von Ophiolithvorkommen ist an

sich bereits an viele verschiedene Deformationsphasen gekoppelt, beginnend mit der Serpentinisierung an Transformstörungen am Ozeanboden, über die Obduktion im Akkretionskeil einer Subduktionszone und schliesslich der Platznahme im Deckenstapel eines Gebirges. Aus dem Blickwinkel einer tektonischen Entstehung der Diamikte von Champatsch kann das Lockergestein als mechanisch äusserst stark beanspruchtes Gestein verstanden werden, das während der verschiedenen Gebirgsbildungsphasen immer wieder neu bewegt und zerschert wurde. Dadurch entwickelte sich eine eigentliche Schwächezone, die innerhalb eines Deckenstapels einen grossen Teil der Deformation aufnimmt und so als «Pufferzone» für die umliegenden Gebiete wirkt. Es ist denkbar, dass die hohen Überlagerungsdrucke und hohen Spannungen, welche in Überschiebungen wirken, eine Verdichtung des deformierten Materials bewirken. Überschüssiges Porenwasser wird ausgepresst und als Fluid aus der Deformationszone abgeführt. Die Gesteinspartikel werden durch die hohe Reibung zwischen den Bruchstücken ständig zerkleinert und abgerundet. Die gegenseitige Abrasion kann so weit gehen, dass sich feinstes Gesteinsmehl (fault gouge) bildet.

## 6.2 Ablagerung durch den Gletscher

Werden die Diamikte bei Champatsch unter dem Gesichtspunkt einer Entstehung durch den Gletscher geprüft, muss das Gletschersediment als solches zunächst definiert werden. Schlüchter (1989) betrachtet die Grundmoräne (basal lodgment till) als Gletschersediment sensu stricto, welches durch folgende spezifische sedimentologischen und materialtechnologischen Bestimmungsgrößen charakterisiert wird: typische Korngrössenzusammensetzung, natürlicher Wassergehalt in Beziehung zur Ausroll- und Fliessgrenze (Liquiditätszahl), «Lagerungsdichte» gegeben durch Feucht- und Trockenraumgewicht, Einregelung («till fabric»), typische

«Klüftung» («fissility») und Form der Geschiebe (charakteristische Einzelkornform und charakteristische «Negativabdrücke»). Dabei geht er davon aus, dass die Vorgänge an der Gletscherbasis ein einmaliges Sediment mit charakteristischen Eigenschaften hervorbringen.

Im Folgenden werden die einzelnen sedimentologisch-materialtechnologischen Bestimmungsgrößen der Grundmoräne einzeln betrachtet und ein Vergleich zu den Lockergesteinen bei Champatsch gezogen. Leider fehlen vergleichbare Daten von Grundmoränenvorkommen im Unterengadin. Einige geotechnische Größen einer Grundmoräne aus St. Moritz-Dorf sind hingegen bekannt, welche jedoch andere Werte aufweist als die untersuchten Lockergesteine bei Champatsch (Schlüchter 1983, Tab. 5).

Das Korngrössenspektrum der Grundmoräne reicht von der Tonfraktion bis zu mehreren m<sup>3</sup>-grossen Böcken, wobei die Matrix volumenmässig dominiert (Schlüchter 1989). Die Kornsummenkurven typischer Grundmoränen zeigen einen charakteristischen, diagonalen Verlauf mit einem Feinanteil (Silt und Ton) von etwa 25%, wobei die Tonfraktion ca. 10 bis 15% ausmachen kann. Die Kornsummenkurven der Proben von Champatsch weisen einen diagonalen Verlauf auf und die Feinfraktion (Silt und Ton) liegt zwischen 20 und 30% (Fig. 9). Es handelt sich also um Sedimente mit einer diaktischen Textur.

Die Plastizitätseigenschaften der Feinanteile von Grundmoränen zeigen eine lineare Beziehung zwischen Fließgrenze und Plastizitätsindex, die im Plastizitätsdiagramm durch die T-Linie (=Till-Linie) wiedergegeben wird. Die Liquiditätszahl ungestörter

Grundmoränen liegt unterhalb 0,25 (Schlüchter 1989). Grössere Liquiditätszahlen weisen auf postsedimentäre Störungen hin. Die Plastizitätseigenschaften der Diamikte von Champatsch zeigen keine lineare Beziehung zwischen der Fließgrenze und dem Plastizitätsindex (Fig. 10). Der Liquiditätsindex (=Liquiditätszahl) ist bei vielen Proben negativ, doch kommen auch hohe positive Werte vor.

Ein wichtiges Merkmal von Grundmoränen ist ein niedriger Wassergehalt und eine hohe Lagerungsdichte, welche im Bereich der optimalen bzw. maximalen Werte liegen, die in einem Proctorversuch erreicht werden. Der mittlere Wassergehalt der Diamikte bei Champatsch (11,5%) ist mit Werten vergleichbar, die für letzteiszeitliche Grundmoränen bei Rothenthurm (13%) und Rümlang (13,4%) gemessen wurden (Werte aus Schlüchter 1989). Die Wassergehalte der letzteiszeitlichen Grundmoränen bei Bümberg (8,0%) und Zugerberg (9,0%) sind allerdings tiefer. Das Trockenraumgewicht der untersuchten Lockergesteine (1,7 g/cm<sup>3</sup>) ist dagegen deutlich niedriger als dasjenige von Grundmoränen (2,06 bis 2,19 g/cm<sup>3</sup>).

Der Gletscher tendiert dazu, Sedimentpartikel möglichst fließwiderstandsfrei einzubauen, was unweigerlich zu einer Einregelung der Komponenten führt. Nach Untersuchungen von Werthmüller (1989) ist diese Einregelung in allen Korngrößen bis in die Siltfraktion zu beobachten. In REM-Aufnahmen konnte er nachweisen, dass Siltplättchen durch gerichtete Kräfte tangential an die Oberfläche grösserer Körner eingeregelt werden. Die Messung der Orientierung elliptischer bis stängeliger Geschiebe (also solche mit einer ausgeprägten Längsachse)

Trockenraumgewicht [g/cm <sup>3</sup> ]	Fließgrenze w <sub>L</sub> [%]	Ausrollgrenze w <sub>P</sub> [%]	Anteil Ton Massen-%	Anteil Sand Massen-%
2,3–2,4	n.b.	7,5–9	max. 5	70–80

Tab. 5: Geotechnische Größen einer Grundmoräne aus St. Moritz-Dorf (aus Schlüchter 1983).

zeigt ein typisches «Einregelungsmuster» mit einer stark akzentuierten Hauptachse parallel zur Fliessrichtung des Gletschers und einer dazu senkrechten Nebenrichtung (Schlüchter 1989). Die Messung der Klastenorientierungen der Diamikte von Champatsch zeigt nur eine schwache Einregelung nach SW. In den REM-Aufnahmen kann zwar die Deformation von Feinpartikel um grössere Körner beobachtet werden, aber es ist keine systematische Einregelung der Feinpartikel zu erkennen.

Grundmoränenaufschlüsse sind häufig von Feinklüften durchzogen, die ein «tafeliges» Aufbrechen des Materials bewirken (Schlüchter 1989). Die Hauptflächen des Spaltenmusters verlaufen vielfach oberflächenparallel oder sind senkrecht. Diese Spalten werden als Entlastungsklüfte verstanden, die bei der Entfernung des belastenden Eises entstehen. Feinklüfte, die Entlastungsklüften gleichen, sind nur in den Aufschlüssen D und E angetroffen worden. Das Einfallen dieser Klüfte ist tatsächlich etwa oberflächenparallel oder subvertikal zum Hang geneigt. In den Dünnschliffen und unter dem Rasterelektronenmikroskop konnten jedoch keine Scherflächen beobachtet werden.

Durch die hohe Schub- und Druckbeanspruchung an der Gletscherbasis und zwischen unterschiedlich schnellen Eislamellen werden die mitgeführten Gerölle mechanisch bearbeitet. Dadurch bilden sich typische, «ideale» Geschiebeformen aus, die durch muschelartig herausgebrochene, oft dreieckförmige Teile und der Ausbildung abrasierter Flächen gekennzeichnet sind (Schlüchter 1989). Eine weitere charakteristische Eigenschaft von Grundmoränen ist die genaue Abbildung der Geschiebeformen in der Matrix, gewissermassen die Ausbildung einer «Negativform» in der Grundmasse. Solche Negativabdrücke sind von Werthmüller (1989) auch unter dem Rasterelektronenmikroskop beobachtet worden. Die in den Aufschlüssen bei Champatsch vorgefundenen Klasten sind zwar etwas angerundet und

weisen teilweise konkav herausgebrochene Teile auf. Die Form der Serpentiniklasten ist jedoch nicht so stark längsoval ausgebildet, wie ein von Schlüchter (1989) beschriebenes Serpentinigeschiebe des Findelengletschers. Bis auf einzelne Ausnahmen treten bei den Klasten von Champatsch keine geschliffenen Oberflächen auf. Hingegen bilden sich Negativabdrücke in der Grundmasse ab, die auch unter dem Rasterelektronenmikroskop sichtbar sind.

In Grundmoränen finden sich viele verschiedene Geschiebelithologien, die vom Gletscher unter Umständen weit von ihrem Ursprungsort transportiert worden sind. Kommen Lithologien vor, die nur in bestimmten Gebieten anstehen, wird die Fliessrichtung des Gletschereises anhand dieser Leitgesteine abgeleitet. Im untersuchten Lockergestein sind fast ausschliesslich Serpentiniklasten und nur wenige andere Lithologien angetroffen worden. Falls es sich bei den Diamikten tatsächlich um Gletschersedimente handeln sollte, bedeutet dies, dass das Einzugsgebiet des Gletschers nur von ophiolithischen Gesteinsserien gebildet wird. Auf der geologischen Karte ist ersichtlich, dass nördlich der Aufschlüsse am Piz Nair effektiv Serpentine und Opicalcite anstehen (Cadisch et al. 1963). Am Piz Champatsch sind jedoch Bündnerschiefer aufgeschlossen, so dass in einem lokalen Gletschersediment ein gewisser Anteil der Geschiebe durch solche Gesteine gebildet werden sollte.

Neben der Grundmoräne als Gletschersediment sensu stricto sollten weitere Kriterien, insbesondere morphologischer Art, für den Nachweis einer Vergletscherung herangezogen werden (Dreimanis & Schlüchter 1984). Dazu gehören erosive Strukturen, wie geschliffene Oberflächen, Deformationsstrukturen und glaziale Landschaftsformen. Während der Kartierung sind in unmittelbarer Nähe der Aufschlüsse keine solchen Strukturen und Landschaftsformen gefunden worden. Das Gletscherbett wird durch den Gletscher stark abrasiert, wodurch sich eine

glatte erosive Felsoberfläche ausbildet. Die im Feld auskartierten Gesteinsaufschlüsse zeigen keine Spuren von Gletschererosion. Während des letzteiszeitlichen Gletschermaximums (LGM) war das ganze Gebiet um den Piz Champatsch bis auf eine Höhe von 2400 bis 2600 m ü. M. von Eis bedeckt (Florineth 1998). Im LGM bildete sich im Oberengadin ein riesiger Eisdom, von wo aus das Eis radial in alle Richtungen abfloss. Bei Scuol strömte das Eis dem Engadiner Haupttal folgend nach Osten. Auf Grund der Klastenzusammensetzung muss das am Fusse des Piz Champatsch abgelagerte Material jedoch von einem Lokalgletscher aus dem Gebiet zwischen Piz Nair und Piz Champatsch herangeführt worden sein. Die Gletscherzunge des Lokalgletschers muss dabei vom Talgletscher in eine nach Osten gerichtete Fließrichtung abgelenkt worden sein. Da die untersuchten Aufschlüsse auf der gletscherzugewandten Seite eines kleinen Rückens liegen, muss sich dort ein kompressives Fließregime gebildet haben, in welchem es zum Ausschmelzen der Sedimentfracht kam.

## 7 Schlussfolgerungen

Die hier geführte Diskussion über die Diamikte bei Champatsch offenbart die Schwierigkeit, anhand von Feld- und Laboruntersuchungen auf Entstehungsmechanismen zu schließen. Es zeigt sich, dass verschiedene Prozesse Sedimente mit ähnlichen Eigenschaften hervorbringen können. Viele Argumente treffen sowohl für Grundmoränen als auch für tektonische Mélanges zu. Auf diese Analogie zwischen Mélange und Grundmoräne hat bereits Raymond (1984) hingewiesen, der grundsätzlich davon ausgeht, dass Mélangevorkommen meist durch verschiedene ineinander greifende Prozesse gebildet werden.

Ein wichtiges Argument, wenn nicht das entscheidende, ist die räumliche Lage der Aufschlüsse und ihr Bezug zur lokalen Geologie. Die Aufschlüsse liegen in einer schmalen

Zone zwischen Bündnerschiefer und Tasna-Decke, deren tektonische Lage und Zuordnung zu einer paläogeographischen Einheit umstritten ist. Zwischen den Lockergesteinsflächen kommen zahlreiche, meist kleine Gesteinsaufschlüsse vor, die keine direkte Beziehung zueinander erkennen lassen. Diese weisen keine durch den Gletscher bewirkten abrazierten Oberflächen auf. Bis auf wenige geschliffene Klasten und eventuell einigen Entlastungsklüften sind keine Anzeichen einer Vergletscherung in unmittelbarer Nähe der Diamikte gefunden worden. Es ist jedoch durchaus denkbar, dass tektonisch bereits stark deformiertes Gestein, etwa ein Katakasit, vom Gletscher aufgenommen, an dessen Basis weiter bearbeitet und an anderer Stelle wieder abgelagert wurde.

In der Tat sind die Prozesse, die in Störzonen und an der Gletscherbasis wirken, ähnlich. In beiden Fällen findet eine Abrasion von Gesteinspartikeln unter hohen Überlagerungsdrücken und Scherspannungen statt. Beim Gletscher sind es die Masse und das Fließen des Eises und in einer Verwerfung das Gewicht der überlagernden Gesteinsmassen, sowie die Bewegung zwischen den angrenzenden Störungsflächen. Weitere Untersuchungen sind nötig, um einerseits die Vorgänge, welche in Verwerfungszonen und an der Gletscherbasis wirken, besser zu verstehen und andererseits Gemeinsamkeiten bzw. Unterschiede aufzudecken; erst dann können Sedimente wie die Diamikte bei Champatsch zweifelsfrei erklärt werden.

## Verdankung

Die Diplomarbeit ist finanziell durch die Forschungskommission des Schweizer Nationalparks unterstützt worden. Die Gemeinden Scuol und Ftan, sowie die Penderas Motta Naluns erteilten die Erlaubnis für geologische Feldarbeiten im Gebiet Jonvrai/Champatsch. Matthias Merz ermöglichte einen Blick in den Aushub des Speichersees oberhalb der Chamana Naluns werfen zu können. Dank gebührt Sascha Bleuler, der bei den geotechnischen Laborversuchen an der Fachhochschule in Burgdorf half, Marco Herwegh, der auch ungewöhnliche Lockergesteine unter das REM am Institut für Geologie der Universität Bern legte, und Michael Plötze, der bei den XRD-Analysen am Tonmineralogischen Labor der ETH-Zürich zur Seite stand. Den beiden Feldassistenten, Valentin Burki und Stefan Wallier, sei ein grosser Dank für das Ausgraben einiger Proben und das Messen vieler Klasterorientierungen ausgesprochen.

## Literatur

- Cadisch, J., Bearth, P., und Spaenhauer, F. (1941): Erläuterungen zum geologischen Atlas der Schweiz 1:25'000, Blatt 14 Ardez. Schweiz. Geol. Kommission, 51 S.
- Cadisch, J. (1953): Unterengadin/Samnaun. Schweizerische Alpenposten. Generaldirektion der Post-, Telegraphen- und Telephonverwaltung, Bern, 104 S.
- Cadisch, J., Eugster, H., Wenk, E., Torricelli, G., und Burkard, G. (1963): Geologischer Atlas der Schweiz 1:25'000, Blatt 44: Scuol-Schuls-Tarasp. Schweiz. Geol. Kommission.
- Cadisch J., Eugster, H., und Wenk, E. (1968): Erläuterungen zum geologischen Atlas der Schweiz 1:25'000, Blatt 44: Scuol-Schuls-Tarasp. Schweiz. Geol. Kommission, 68 S.
- Dreimanis, A. & Schlüchter, C. (1984): Field Criteria for the recognition of Till or Tillite. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 51, 7–14
- Florineth, D. (1994): Neue Beobachtungen zur Ozeanbildung und zur alpinen Tektonik in der Tasna-Decke (Randbereich zwischen Nord- und Mittelpenninikum, Unterengadin). Diplomarbeit, ETH Zürich, 107 S.
- Florineth, D. & Froitzheim, N. (1994): Transition from continental to oceanic basement in the Tasna nappe (Engadine window, Graubünden, Switzerland): evidence for Early Cretaceous opening of the Valais ocean. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 74, 437–338
- Florineth, D. (1998): Geometry of the Last Glacial Maximum (LGM) in the Swiss Alps and its palaeoclimatological significance. Dissertation, Universität Bern, 128 S.
- Gürler, B. (1982): Geologie des Val Tasna und Umgebung (Unterengadin). Dissertation, Universität Basel, 213 S.
- Gürler, B. (1995): Geologie der Val Tasna und Umgebung. Geologische Untersuchungen im SW-Teil des Unterengadiner Fensters. Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz. Schweiz. Geol. Kommission, 7–72
- Hecker, C. (1999): Alpine Tektonik und Metamorphose im Gebiet um den Piz Tasna (Tasnadecke, Unterengadin/Schweiz). Diplomarbeit, Universität Basel, 103 S.
- Hsü, K.J. & Briegel, U. (1991): Geologie der Schweiz. Ein Lehrbuch für den Einstieg, und eine Auseinandersetzung mit den Experten. Birkhäuser Verlag, Basel, 219 S.
- Margreth, A. (2004): Quartärgeologische Untersuchungen im Unterengadin, GR. Geologische Kartierung Val Tavrü, Lockergesteinsprofile Val S-charl, Quellenhydrologie, Diamikte bei Champatsch (Scuol). Diplomarbeit mit separatem Anhang, ETH Zürich, 111 S.
- O'Hanley, D.S. (1996): Serpentinities. Records of Tectonic and Petrological History. Oxford Monographs on Geology and Geophysics. Oxford University Press Inc., New York, 277 S.

- Raymond, L.A. (1984): Classification of melanges. Geological Society of America, Special Paper 198, 7–20
- Schlüchter, C. (1983). Die Bedeutung der angewandten Quartärgeologie für die eiszeitgeologische Forschung in der Schweiz. Physische Geographie, Universität Zürich (Geographisches Institut), vol. 11, 59–72
- Schlüchter, C. (1989): Eiszeitliche Lockergesteine – Geologie, Genese und Eigenschaften. Ein Beitrag zu den Beziehungen zwischen fundamentaler und angewandter Eiszeitgeologie. Habilitationsschrift, ETH Zürich, 162 S.
- SN 670 008a (1997): Identifikation der Lockergesteine: Labormethode mit Klassifikation nach USCS. Vereinigung Schweizer Strassenfachleute, Zürich.
- SN 670 010b (1999): Bodenkennziffern. Vereinigung Schweizer Strassenfachleute, Zürich.
- SN 670 340b (1990): Versuche: Wassergehalt. Vereinigung Schweizer Strassenfachleute, Zürich.
- SN 670 345a (1990): Konsistenzgrenzen. Vereinigung Schweizer Strassenfachleute, Zürich.
- SN 670 816a (1990): Mineralische Baustoffe: Schlämmanalyse nach der Aräometermethode. Vereinigung Schweizer Strassenfachleute, Zürich.
- Staub, R. & Cadisch J. (1921): Zur Tektonik des Unterengadiner Fensters. *Eclogae geol. Helv.* 16/2, 224–285
- Trümpy, R. (1972): Zur Geologie des Unterengadins. Ergebnisse der wissenschaftlichen Untersuchungen im Schweizerischen Nationalpark 12. Schweiz. Geol. Kommission, 71–87
- Vuichard, D. (1984): The ophiolitic suite of the Alp Champatsch (lower engadine window, Switzerland): the metamorphic and tectonic evolution of a small basin in the penninic realm? *Ofioliti* 9/3, 619–632
- Werthmüller S. (1989): Zur Quartärgeologie im vorderen Val d'Hérens (Euseigene-Vex). Diplomarbeit, Philosophisch-naturwissenschaftliche Fakultät, Universität Bern, 111 S.
- Zimmermann, B.E. (1999): Tektonometamorphe Entwicklung von Tasna-Decke und Bündnerschiefern zwischen Val Chöglias, Val Fenga und Val Laver (Unterengadin/Schweiz). Diplomarbeit, Universität Basel, 102 S.