

Geologie von Macun

Diplomarbeit

der Philosophisch-naturwissenschaftlichen Fakultät

der Universität Bern

vorgelegt von

Pointner Eric
Lukas Inderbitzin

2002

Leiter der Arbeit:

Prof. Christian Schlüchter, Geologisches Institut

VORWORT

Die Aufenthalte auf Macun während der Sommer 1999 und 2000, die diese Diplomarbeit mit sich brachten, war für uns wohl eine einmalige Erfahrung. Nebst der Geologie, die einem durch ihre Vielfalt und Ausprägung immer wieder in ihren Bann zieht, war auch das Leben abseits des alltäglichen Luxus ein besonderes Erlebnis. Die täglichen Arbeiten wie Wasserholen, Brennholz zerkleinern und kochen auf dem Holzfeuer liessen die Abende schnell vergehen. So durften wir durch unsere Diplomarbeit nicht nur geologische Erfahrung sammeln, sondern auch das Leben in der Natur mit all seinen Seiten erleben.

Die Kartierung des Kessels von Macun, des Vadret da Nuna und der obersten Val Zeznina kann klar aufgetrennt werden in die Bereiche von Eric Pointner und Lukas Inderbitzin (siehe Kapitel I). Der Autor der jeweiligen Kapitel der schriftlichen Arbeit ist im Inhaltsverzeichnis aufgeführt (Eric Pointner = EP, Lukas Inderbitzin = LI). Es sollte hier noch erwähnt werden, dass die Denkprozesse, die zum Verständnis der verschiedensten geologischen Erscheinungen führten, zusammen passierten und dementsprechend beide Verfasser zur Entstehung vorliegender Kapitel beigetragen haben.

Die Diplomarbeit ist nun abgeschlossen und es ist uns sehr wichtig, einigen Personen für ihre Mithilfe zu danken:

Der erste und grösste Dank gebührt unseren Eltern, die uns das Geologiestudium ermöglichten und uns auch bei der Diplomarbeit finanziell, psychologisch und physisch unterstützten.

Meiner Freundin Rachel möchte ich ganz herzlich für ihre enorme Unterstützung danken. Du warst mir immer eine grosse Stütze und ein wichtiger Ruhepol in dieser manchmal etwas hektischen Zeit.

Prof. Dr. Christian Schlüchter möchten wir danken, dass er uns ermöglichte, die Diplomarbeit auf Macun zu machen. Die Diskussionen mit ihm liessen uns die Geologie auf Macun besser verstehen. Zudem stellte er uns leistungsfähige Hardware zur Verfügung, um unsere Feldaufnahmen zu digitalisieren.

Ivan Mercolli danken wir, dass er die Dünnschliffbeschreibung mit uns durchgeschaut hat, und dabei, dank seiner grossen Erfahrung einige wichtige Hinweise und Korrekturen anbringen konnte.

Die Arbeit mit ArcView brachte doch einige Knacknüsse mit sich. Wir hatten das Glück, auf die wertvolle Hilfestellung von folgenden Leuten zählen zu können: Dr. Britta Algöwer, Ruedi Haller, Hubert Gerhardinger und Dr. Duri Florineth. Vielen Dank.

Den vielen Freiwilligen, die anlässlich der Institutsexkursion 1999 schwer schleppen mussten, möchten wir speziell danken. Sie ermöglichten uns einen beinahe unerschöpflichen Vorrat an Lebensmitteln und vielen weiteren Dingen, die uns das Leben auf Macun angenehm machten.



Von der Wissenschaftliche Nationalparkkommission (WNPk) erhielten wir finanzielle sowie logistische Unterstützung. Die Mitarbeiterinnen und Mitarbeiter im Nationalparkhaus in Zernez standen uns jeder Zeit mit Rat und Tat zur Verfügung. Vielen Dank.

Caspar Buchli und Michel Rauch überliessen uns zusammen mit dem Kommando des Festungswachtkorps die Unterkunft Macun Nord. Ihre Besuche auf Macun waren stets eine interessante Abwechslung. Die Familie Buchli hat uns auch im Tal unten oft mit den edelsten Engadiner Spezialitäten verköstigt.

Robert Giacometti (damaliger Gemeindepräsident von Lavin) ermöglichte uns die Durchfahrt von Lavin zur Alp Zeznina Dadaint. Zudem war der Besuch in seiner Konditorei in Lavin immer ein kulinarisches Erlebnis.

Danken möchten wir ebenfalls den vielen Besuchern, mit denen wir sehr abwechslungsreiche Abende verbringen durften. Insbesondere Anne, die mit der Sonne kam und auch wieder ging, half uns mit ihrem Sachverstand einigen Problemen auf die Spur zu kommen.

Die Mitarbeiter der „Vereinigung freier Forscher Zi. 28“ der Uni Bern erleichterten durch ihre Anwesenheit unsere Arbeit. Geteiltes Leid ist bekanntlich nur halbes Leid und geteilte Freude ist doppelte Freude!



ZUSAMMENFASSUNG

Der Hauptteil der vorliegenden Diplomarbeit bestand in der geologischen Kartierung des Kessels von Macun im Massstab 1:5'000. Diese Arbeiten fanden in den Sommern 1999 und 2000 statt. Die dabei entstandene Karte wurde mit Hilfe eines Geographischen Informationssystems (GIS, ArcView 3.2 von Esri) in digitaler Form festgehalten.

Die Festgesteine auf Macun zeigen ein weites Spektrum. So findet man von verschiedensten Amphiboliten über Paragneise und Alumosilikat-Granat-Glimmerschiefer bis zu den Orthogneisen der Flüelagranitischen Assoziation eine grosse Variation an kristallinen Gesteinen. Diese werden durchschlagen von diabasischen Gängen permischen Alters. Alle kartierten Einheiten gehören zum Altkristallin der Silvrettadecke, die dem Unterostalpinen Deckenstapel zugeordnet werden.

Nebst der Kartierung der Festgesteine wurde ein besonderes Augenmerk auf die Lockergesteine gelegt. Deren Erscheinungsbild wird durch glaziale, periglaziale und gravitative Prozesse geprägt, wobei vor allem die periglazialen Prozesse mit besonderem Interesse beobachtet wurden.

Das Landschaftsbild der Seenplatte von Macun wird hauptsächlich geprägt von den zahlreichen Blockgletschern, die zum Teil bis in den zentralen Bereich des Kessels vorstossen und noch immer aktiv sind. Die Ausdehnung der Blockgletscher wird von verschiedenen Faktoren gesteuert, die in Macun gut beobachtet werden konnten. So sind neben der Exposition und der Art der Gesteinslieferquelle auch die lokalen klimatischen Gegebenheiten von Bedeutung.

Aufgrund der Höhenlage, den hohen Niederschlägen und der günstigen Geomorphologie ist auf Macun ein einzigartiger periglazialer Formenschatz entstanden. Die Ausdehnung der Formenvielfalt ist dabei auf den eigentlichen Kessel von Macun beschränkt. Einzig dank der Kartierung verschiedener Erdzungen, die in besonders günstigen Lagen auch in tieferen Lagen vorzufinden waren, konnte die Solifluktuationsuntergrenze auf 2400 m festgelegt werden.



3 INHALTSVERZEICHNIS

Vorwort I

Zusammenfassung III

Inhaltsverzeichnis IV

1	Geographischer Überblick	1	LI
2	Geologie der Silvretta Decke	3	EP
2.1	Einführung	3	
2.2	Forschungsgeschichtlicher Rückblick	4	
2.3	Entwicklungsgeschichte der Silvrettadecke	4	
2.3.1	Präkambrische Phase	4	
2.3.2	Ordovizische Phase	5	
2.3.3	Variszische Phase	5	
2.3.4	Permo- / Karbonphase	6	
2.3.5	Trias- und Juraphase	6	
2.3.6	Alpine Phase	6	
3	Petrographie der Lithologien auf Macun	7	LI/EP
3.1	Amphibolite	7	
3.1.1	Plagioklasamphibolit	8	
3.1.2	Epidotamphibolit	9	
3.1.3	Granatamphibolit	10	
3.2	Eklogit	11	
3.3	Biotitgneis	11	
3.4	Alumosilikat-Granat-Glimmerschiefer	14	
3.5	Ältere Orthogneise: Mönchalpgneis	16	
3.6	Flüelagranitische Assoziation	17	
3.6.1	Flüelagranitgneis sensu stricto	17	
3.6.2	Typ Güstizia	19	
3.6.3	Typ Heller Gneis	20	
3.7	Diabase	21	
3.7.1	Geschieferte Diabase	22	
3.7.2	Grobkörnige, helle Diabase	23	
3.7.3	Grobkörnige, dunkle diabase / Feinkörnige, helle Diabase	24	
4	Periglazial	25	EP
4.1	Einleitung	25	



4.2	Klimatische Verbreitung der Periglazialgebiete in den Alpen	25	
5	Periglazial auf Macun	26	
5.1	Einleitung	26	EP
5.2	Klima	27	
5.3	Niederschlag	27	
5.4	Relief	29	
5.5	Gestein	29	
5.6	Vegetation	30	
5.7	Zeit	31	
5.8	Periglaziale Ober- und Untergrenzen (Höhengrenzen und regionale Differenzierung des Periglazials (Weise, 1983))	31	
6	Permafrost (Pergelisol, perennially frozen ground)	32	
6.1	Gliederung und Verbreitung	33	EP
7	Periglazialer Formenschatz	34	
7.1	Mechanismen und Formen des Bodeneises (Nach Weise 1983)	34	LI
7.1.1	Eisbildung im Boden	34	
7.1.2	Frostsprengung	34	
7.1.3	Frosthub und Frostschiebung	36	
7.1.4	Solifluktion (bodenfließen, Fließerde) und die Bildung von Erdzungen	37	
7.1.5	Kammeis	38	
7.1.6	Tiefrostschwund	38	
7.2	Einige Beispiele	38	
7.2.1	Steinstreifen	39	
7.2.2	Netzboden	42	
7.2.3	Pflasterböden	43	
7.2.4	Buckelwiesen (Earth hummocks, Thufur, Rasenhügel)	43	
7.2.5	Nivationsflächen	45	
8	Blockgletscher (rock glaciers, rock streams)	45	
8.1	Morphologie der Blockgletscher	45	EP
8.2	Mikrorelief von Blockgletschern	46	
8.3	Entstehung von Blockgletschern	48	
8.4	Verteilung von Blockgletschern	48	
9	Blockgletscher auf Macun	50	
9.1	Entstehung der Blockgletscher Macuns	51	EP
9.1.1	Blockgletscher „Macun 4“	52	
9.2	Vermessung von Blockgletscher „Macun I“	53	



9.3	Inaktive Blockgletscher	54
9.4	Photobeilage	55
10	Quartärlegende	56
10.1	Glaziale und periglaziale Bildungen	56
10.1.1	Moränenbedeckung	57
10.1.2	Moränenwall	58
10.1.3	Ice-Cored Moraine	59
10.1.4	Eingefallenes Gletscherbecken / Gletscherbecken 1850	59
10.1.5	Fluteartige Wälle	59
10.1.6	Rundhöcker	60
10.1.7	Gletscherschliff	61
10.1.8	Erratiker	62
10.1.9	Eisrandterrassen / Kamestrassen	63
10.1.10	Steinstreifen	63
10.1.11	Erdzungen	63
10.1.12	Wanderblock	63
10.1.13	Buckelwiese	63
10.1.14	Nivationsfläche	64
10.1.15	Blockmeer (Felsenmeere)	64
10.1.16	Schotterflur	65
10.1.17	Blockgletscher	65
10.2	Gravitative Formen	65
10.2.1	Gehängeschutt	65
10.2.2	Grosser Einzelblock	66
10.2.3	Trockenschuttkegel	66
10.2.4	Murgang	67
10.2.5	Erosionsrand	67
10.2.6	Felssturz	68
10.2.7	Schneehaldenmoräne	68
10.3	Hydrologische Formen und Bildungen	68
10.3.1	Seen	68
10.3.2	Bach	69
10.3.3	Quelle	69
10.3.4	Sumpf	69
10.3.5	Quellnässe	69
10.3.6	Terrassenrand	69
10.4	Anthropogene Formen	70
10.4.1	Künstliche Auffüllung und Abtrag	70
11	Abbildungsverzeichnis	71
12	Literaturverzeichnis	73



I GEOGRAPHISCHER ÜBERBLICK

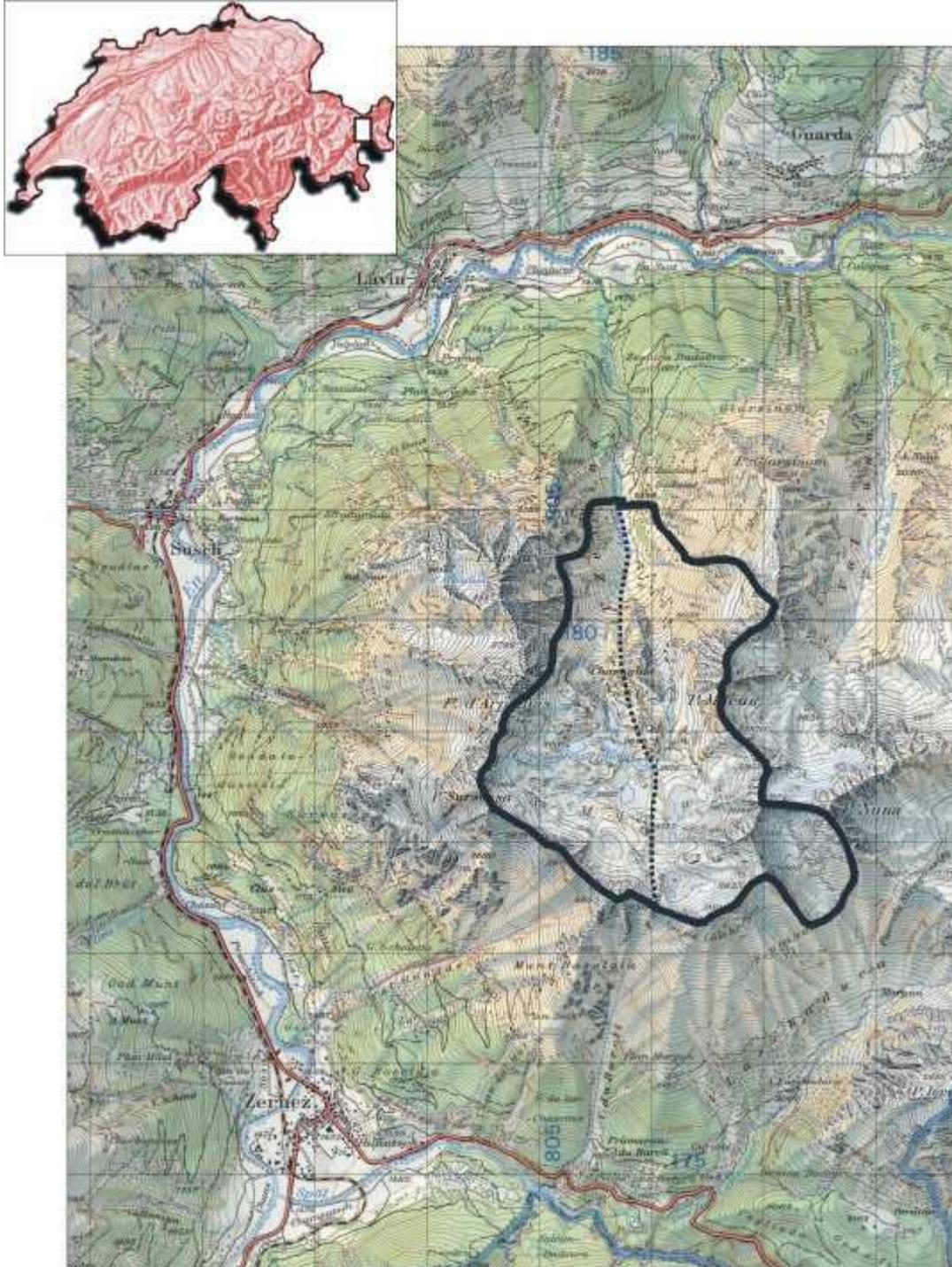


Abbildung 1-1 Geografischer Überblick über Macun und Umgebung. Schwarz umrahmt ist das kartierte Gebiet. Die punktierte Linie stellt die Grenze der Kartiergebiete von Eric Pointner (Osten) und Lukas Inderbitzin (Westen) dar.



Das Kartiergebiet (siehe Abbildung I-1) liegt auf einer Höhe zwischen 2500 und 3100 Meter über Meer. Die Vegetation ist spärlich und Verwitterung und Erosion sind dominant. Der Einfluss des hochalpinen Klimas ist vor allem in der Ausbildung von mächtigen Blockgletschern zu sehen, die zusammen mit den unzähligen Rundhöckern und Seen das Bild der Ebene prägen. Die Seenplatte ist arenaartig von drei Seiten mit steilen, bis 400 Meter hohen Felswänden umgeben. Nur gegen Norden ist der „Felskranz“ geöffnet und gibt die Sicht frei auf berühmte Gipfel der Silvrettadecke wie Piz Buin und Piz Linard.

Macun ist seit dem 1. August 2000 Teil der erweiterten Kernzone des schweizerischen Nationalparks. Dieser liegt im östlichsten Zipfel der Schweiz im Kanton Graubünden.

Ausgangspunkt für eine Wanderung nach Macun ist vorzugsweise Lavin im Unterengadin. Von da aus führt ein gut markierter Wanderweg durch die Val Zeznina hinauf zur Alp Zeznina Dadaint. Das letzte Wegstück hinauf zum Rand des Seenplateaus steigt steil an, doch ist die Anstrengung beim Anblick der einmaligen Landschaft schnell vergessen.

Die Grenze des kartierten Gebietes ist auf der Abbildung I.1 zu sehen. Sie verläuft etwa entlang der Grate, die Macun umgeben und senkt sich etwas in die Tiefe Richtung Val Zeznina ab. Zusätzlich wurde der Kessel von Nuna kartiert, um die Lücke zwischen der Kartierung Macun und Val Laschadura von Marcel Clausen (2001) zu schliessen. Die Linie Fuorcletta da Barcli – Militärhütte Macun Nord – Chavagliet – Alp Zeznina Dadaint stellt in etwa die Trennlinie zwischen den Kartiergebieten von Eric Pointner (Osten) und Lukas Inderbitzin (Westen) dar.



2 GEOLOGIE DER SILVRETTA DECKE

2.1 EINFÜHRUNG

Das Silvrettakristallin reicht von SSW-NNO von Graubünden bis ins Tirol und Vorarlberg und umfasst insgesamt 1600 km² Kristallin, davon etwa 750 km² auf Schweizer Boden.

Die Silvrettadecke gehört zu den Basement - Einheiten der Oberostalpinen Decken. Es handelt sich bei dieser Decke um einen, dem Gondwana - Kontinent zugehörigen, polymetamorphen Sockel, der mindestens 3 Metamorphosen erlitt.

Die Basement - Einheit der Silvrettadecke wird von Metabasiten und älteren Orthogneisen, Paragneisen und jüngeren Orthogneisen aufgebaut.

Während der alpinen Orogenese wurden die oberostalpinen Plattenteile bis über 100 km weit auf penninische und helvetische Einheiten des Nordkontinentes überschoben. Sie stellen die tektonisch höchsten Bauelemente der Alpen dar. Es handelt sich um typische Schubdecken, deren Gesteine während der eoalpinen Platznahme und Metamorphose nur gering deformiert wurden.

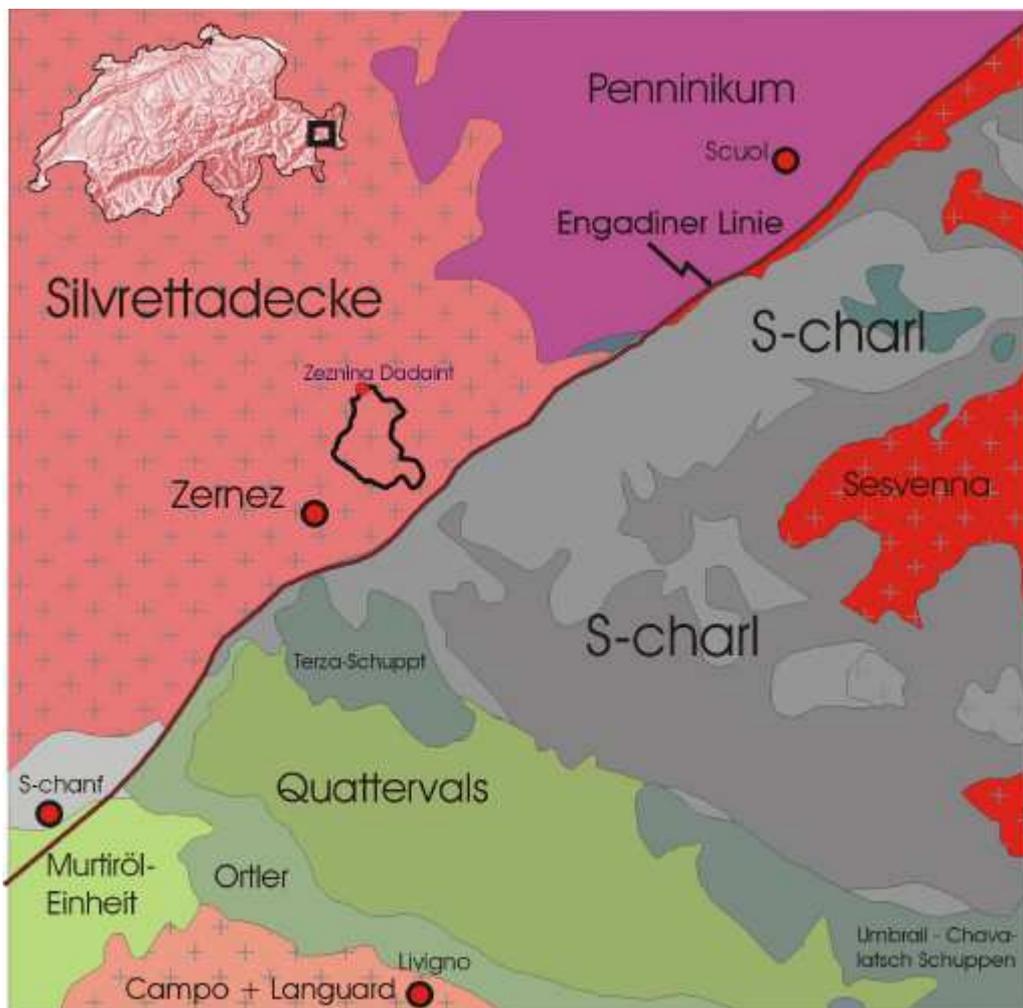


Abbildung 2-1 Tektonischer Überblick des Unterengadins, (Modifiziert aus Erläuterungen zur Geologischen Karte 1:50'000 des Schweizerischen Nationalparks)



2.2 FORSCHUNGSGESCHICHTLICHER RÜCKBLICK

Die Silvrettadecke gehört zu den bestuntersuchten Kristallindecken der Alpen.

Nach den Anfängen von Gramann (1899) fand eine erste umfassende geologische und petrographische Untersuchung im Massstab 1:25000 in den Jahren 1924 - 1933 von A. Streckeisen, F. Spaenhauer, E. Wenk und H.H. Boesch statt. Radiometrische Datierungen von Grauert (1969), zahlreiche geochemische, isotopengeochemische und mineralochemische Arbeiten an der Freiburger und Berner Universität komplettierten das mittlerweile umfassende Wissen.

Die Entwicklungsgeschichte der Silvrettadecke fand in der Synthese von Maggetti und Flysch (1993) einen ersten Schlusspunkt, seither mussten aber wesentliche Punkte daraus revidiert werden. Im weiteren wird trotzdem der relative Ablauf der Ereignisse von Maggetti & Flysch übernommen. Für die Rekonstruktion der Ordovizischen Verhältnisse aber stützen wir uns auf das Modell von Zurbriggen (1996).

2.3 ENTWICKLUNGSGESCHICHTE DER SILVRETTADECKE

2.3.1 PRÄKAMBRISCHE PHASE

Die ältesten noch rekonstruierbaren Prozesse sind basische Extrusionen und klastische Sedimentationen. Diese stellten die Protolithgesteine für die Eklogite, Amphibolite und die paragenen Serien in der Silvretta dar.

Paragene Serien

Die älteren Autoren postulierten dabei auf Grauwacken und Pelite. Frisch et al (1987) weisen mittels geochemischer Evidenzen und aufgrund der Zirkonmorphologie auf eine vulkanische, bzw. vulkanodetritische Herkunft für die mit Quarziten, Marmoren und Kalksilikatfelsen vergesellschafteten Biotit-Plagioklasgneise hin.

Pasteels (1964), sowie Grauert und Arnold (1968) schlossen aufgrund von U-Pb-Isotopenstudien an den ererbten detritischen Zirkonen auf ein präkambrisches Muttergestein von mindestens 1500 Ma..

Maggetti & Flysch (1993) datierten eindeutig jünger anzusprechende Intrusivkörper auf 895 (+130 / -140 Ma.) und konnten so auf ein Minimalalter der paragenen Serien schliessen.

Kontaktzonen zwischen Paragneisen und Amphiboliten weisen auf eine verzahnte oder nur geringfügig zeitversetzte Platznahme der jeweiligen Protolith hin.

Basische Extrusionen

Die basischen Extrusionen, in Macun vor allem in vielfältigen Amphibolitvariationen aufgeschlossen, wurden mit detaillierten geochemischen Studien von Maggetti & Galetti (1988) als MOR-Tholeiite interpretiert. Die Koexistenz von MOR-Tholeiiten und vulkanodetritischen Sedimenten mit Kalkalkalicharakter spricht möglicherweise für ein intrakontinentales „rifting“ als mögliche Platznahmesituation für die Protolith (Maggetti & Flysch 1993). Weitere Interpretationsalternativen wurden in zahlreichen Arbeiten postuliert. Es würde aber den Rahmen dieser Arbeit sprengen, darauf einzugehen.

Abschliessend ist festzustellen, dass eine erste belegte, präkambrische, polyphase Metamorphose mit einem minimalen Alter von 900 Ma. stattgefunden hat.



2.3.2 ORDOVIZISCHE PHASE

Ältere Orthogneise: Mönchalpgneis

Die Altersdatierungen von Liebetrau et al (1994) bewiesen ein ordovizisches Intrusionsalter (470 – 510 Ma.) des Mönchalp-Gneises (Typlokalität im Mönchalptal / Pische-Region). Die darin enthaltenen, typischen Fremdgesteinseinschlüsse bestehen aus Amphiboliten, Eklogiten und Paragneisschollen.

Aufgrund petrographischer Merkmale des Mönchalpgneises (Granat-Korona um Biotit und Zoisit, Rutil-Relikte in den vergesellschafteten Metadioriten und Metatonaliten (Maggetti 1986)) postulierten Maggetti & Flysch (1993) ein postintrusives, zweites Hochdruckereignis mit einem Alter von 450 - 510 Ma..

Jüngere Orthogneise: Flüelagranitgneisassoziation

Die Platznahme der jüngeren Orthogneise fand nach Flysch (1987) um 450 ± 2 Ma. (Rb-Sr-Datierung) statt.

Die in der Silvretta weit verbreitete flüelagranitische Assoziation beinhaltet eine Vielzahl unterschiedlicher Gneisvarianten, die von sehr feinkörnigen Formen bis zu groben Augengneisen reichen.

Im Gegensatz zum Mönchalpgneis besitzen sie keine signifikanten magmatischen Strukturen. Der Mönchalpgneis wie auch die „Flüelagranitische Assoziation“ werden als S-Typ Orthogneis mit magmatogener Mobilisation, in Folge von Anatexisprozessen klassifiziert (Flysch, 1987). Die intensive variszische Überprägung wird von vielen isotopengeochmischen Ansätzen belegt (Maggetti & Flysch 1993).

Ordovizische Orogenese (Modell nach Zurbriggen, 1996)

Das Geodynamische Modell, das der Autor für die Ordovizische Orogenese in den (südlichen) Alpen postuliert hat, kann dank der gemeinsamen Vorgeschichte und paläogeographischen Lage auch auf die vergleichbaren krustalen Gesteine des Silvrettakristallins übertragen werden. Zurbriggen beschreibt die Kratonisierung eines Subduktions - Akkretions - Komplexes am Rand von Gondwanaland, der von mehreren Prozessen gesteuert wird.

- Input von Detritus, Subduktion von ozeanischer Kruste als externe Prozesse.
- Akkumulierung und Steilstellung der im Subduktionstrench abgelagerten Sedimente im Akkretionskeil.
- Subduktion von ozeanischer Kruste, die durch Aufschmelzung zur Bildung von S-Typ Schmelzen unter dem Akkretionskeil führt.

Dies sind nur die Hauptprozesse, deren detaillierteren Grundlagen in Zurbriggens Dissertation (1996) erläutert sind.

2.3.3 VARISZISCHE PHASE

Das Varisikum ist verantwortlich für eine mehrphasige, kompressive Tektogenese der Silvretta.

Die variszische Hauptdeformation wurde für die „Jüngeren Orthogneise“ auf 370 ± 17 Ma. bei 5.5 - 7.5 kb. und $600 - 800$ °C (Flysch 1987) datiert. Nach Maggetti & Flysch (1993)



indizieren zonierte Granate in Alumosilikatischen Gneisen, in Kombination mit dem Fehlen variszischer Anatexite, eine sehr kurzzeitige Hochtemperaturphase.

In dieser Deformationsphase fanden erste Amphibolitisierungen statt. Eine zweite Tektogenese mit einem Zeitintervall von mindestens 140 Mio. Jahren führte zu einer Eklogitisierung.

Im Anschluss an diese Deformationsphase setzte eine schnelle Hebung der Silvretta ein.

2.3.4 PERMO- / KARBONPHASE

Eine allgemeine Extension im Pangäa - Superkontinent führte zum Aufstieg basischer Magmen und der Bildung enger diabasischer Fiedergänge im Silvrettakristallin (Hammer 1930; Bearth 1932a), die auch in Macun zahlreich aufgeschlossen sind.

Die anhaltende Dehnungstektonik führte zu Horst und Grabenstrukturen, die in Verbindung mit einem aktiven Kontinentalrand standen (Mercolli & Oberhänsli 1988) und deren Relikte in Form von saurem vulkanogenem Detritus und Ignimbriten vorliegen. Die starken Hebungs- und „rifting“ Prozesse waren mit ausgeprägter Erosion verbunden.

Die permo - karbonische Periode ist somit von klastischer Sedimentation geprägt (Maggetti & Flysch 93).

2.3.5 TRIAS- UND JURAPHASE

Eine Absenkung der Silvretta führte zur Ausbildung einer flachen, epikontinentalen Sedimentationsplattform, deren Auflage aus terrigenem Material und daran anschliessenden Dolomitablagerungen besteht. Einschaltungen von z. T. diskordanten, tuffartigen Lagen weisen auf vulkanische Episoden hin.

2.3.6 ALPINE PHASE

Die alpine Metamorphose erreichte ihren Höhepunkt in der Zeitspanne von 110 - 90 Ma.. Sie erfolgte mit einem ausgeprägten West - Ost Gradienten. Er verläuft von anchizonalen Bedingungen im Westen, zu grünschieferfaziellen Metamorphosegraden im Osten und Süden. Dem Abklingen der Metamorphose folgte eine zentrale, West - Ost verlaufende und nach Westen fallende Aufwölbung, deren wesentliche Ausprägung älter als 80 Ma. ist. Zu diesem Zeitpunkt erfolgte die Ablösung der Silvrettadecke. Die vieldiskutierten Silvretta-Pseudotachylite (>75Ma.) datieren diesen Abscherungsprozess (Maggetti & Flysch 1993).

Die Überschiebung der Silvrettadecke auf das penninische Vorland erfolgt vor ca. 60 - 55 Ma., die Aufwölbung des Unterengadiner Fensters in der Zeitspanne von 60 – 35 Ma. In der Anschlussphase erfuhr die Silvretta zwischen 35 – 32 Ma. eine homogene Hebung mit ca. 0.1 mm/Jahr. Die darauffolgende Churer Hebung setzt diese Bewegung, einhergehend mit einer Kippung der Silvrettadecke um ca. 2.2°, Richtung Osten fort.



3 PETROGRAPHIE DER LITHOLOGIEN AUF MACUN

Die kartierbaren Lithologien auf Macun konnten in folgende Gesteinsgruppen zusammengefasst werden, die in diesem Kapitel makroskopisch sowie mikroskopisch beschrieben werden.

- Amphibolite
- Paragneise, die als Biotitgneise oder Alumosilikat-Granat-Glimmer-Schiefer angesprochen wurden.
- Mönchalpgneise
- Gneise der Flüelagranitischen Assoziation
- Diabase

Etwa ein Drittel der anstehenden Gesteine werden von Gneisen der Flüelagranitischen Assoziation aufgebaut, ein weiterer Drittel - oft steile Felswände ausbildend - von verschiedenen Amphibolitvarietäten, der Rest wird bestimmt von Paragneisen, Mönchalpgneisen oder den diskordant, alles durchschlagenden Diabasen.

3.1 AMPHIBOLITE

Mehrere verschiedene Typen von Amphiboliten können auf Macun beobachtet werden:

- Plagioklasamphibolite
- Bänderamphibolite
- Biotitamphibolite
- Epidotamphibolite
- Granatamphibolite
- Eklogitamphibolite

Eine kartographische Differenzierung war aufgrund einer teils engen Wechsellagerung im Rahmen einer allgemeinen geologischen Kartierung nicht möglich.

Die Gesteine sind allgemein dunkel und massig. Der massige Charakter der Amphibolite wird deutlich beim Betrachten der steilen Felswände (z.B Piz Macun), die von ihnen aufgebaut werden.

Die Schieferung wird meist durch eine parallele Einregelung der Amphibole angedeutet. Makroskopisch fallen die Epidot- und die Bänderamphibolite aus der

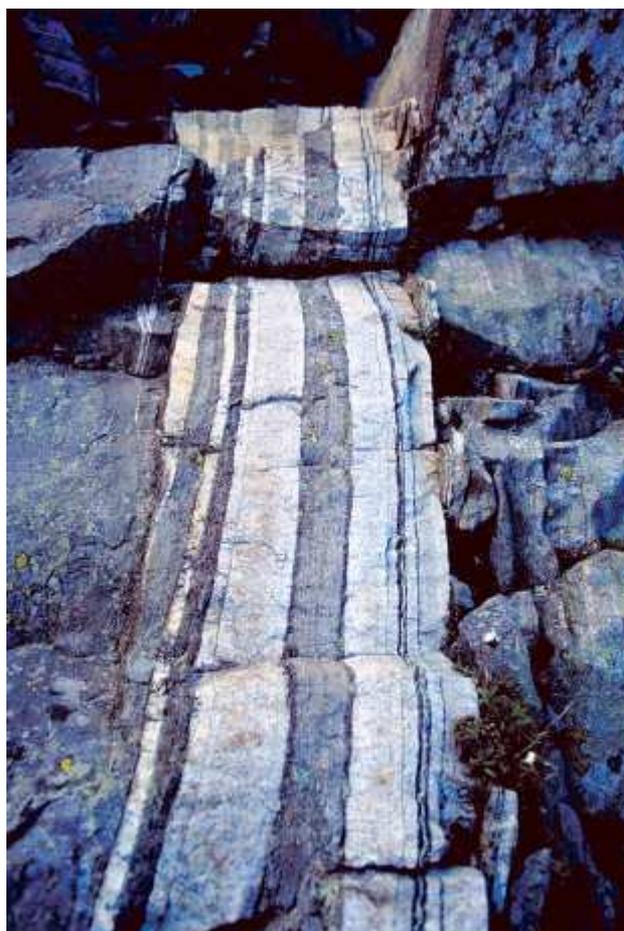


Abbildung 3-1 Bänderamphibolit.



Reihe. Sie besitzen eine deutliche Bänderung, einerseits durch fast reine Epidotlagen im Epidotamphibolit und durch quarzreiche Bänder zwischen massiven, hornblendereichen Bändern in den Bänderamphiboliten.

Zur Illustration der Vielfalt werden 3 verschiedene Amphibolitvarietäten genauer betrachtet.

3.1.1 PLAGIOKLASAMPHIBOLIT

Die weitaus häufigste Amphibolitvarietät auf Macun ist der Plagioklasamphibolit, der schätzungsweise zwei Drittel des Amphibolitvorkommens stellt.

Makroskopisch:

Plagioklasamphibolite sind grob als massige, dunkle (grün - grauschwarz) mit mehr oder minder ausgeprägter Bänderung im cm bis mehrere dm Massstab zu umschreiben. Der makroskopisch unterscheidbare Mineralienbestand variiert von Band zu Band zum Teil deutlich. Vorherrschend darin sind Amphibole und Plagioklas, die parallel zur Bänderung eingeregelt sind. Diese Bänderung ist nicht zu verwechseln mit den Bänderamphiboliten, deren Unterscheidung in dunkle und leukokrate Bänder markanter ist. Zusätzlich in untergeordnetem Massstab ist Quarz in Quarzexsudationen anzutreffen.

Mikroskopisch:

(Dünnschliff ep41)

Hauptgemengteile:

Amphibol, (Plagioklas)

Nebengemengteile:

Plagioklas, Quarz,

Akzessorien:

Titanit, Rutil, Ilmenit, Erze

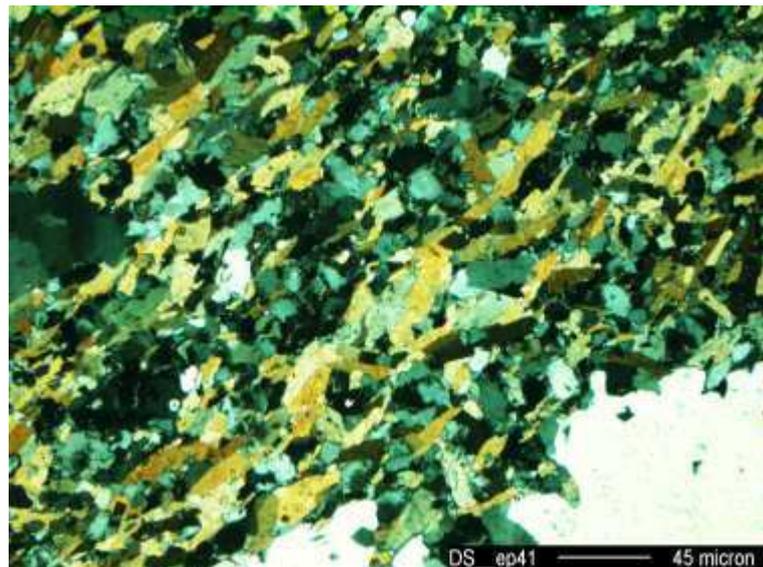


Abbildung 3-2:

Amphibolit mit einer Quarzexsudation am rechten unteren Bildrand.

Das kurz- bis langprismatische, in der Schieferungsebene eingeregelt Eisen - Aluminium - Amphibol (Hornblende) nimmt je nach Band etwa 80 % des Flächenanteils ein. Undulöse Auslöschung zeugt von intrakristalliner Deformation. Die gelbgrün - olivgrün gefärbte Hornblende weist im Detail gerade Korngrenzen auf, mit einer Verfransung am Prismenkopf. Darin befinden sich oft Spuren von Chlorit. Zudem treten Einschlüsse von opaken Mineralien (Ilmenit) oder xenomorphem Rutil auf.

Bis auf einige wenige, nahezu rein plagioklashaltige Lagen oder plagioklasreiche (40-50 %) Bänder, tritt der Plagioklas als Nebengemengteil auf. Oft xenomorph gewachsen, teilweise mit Ausbildung polysynthetischer Zwillinge, beweist die undulöse Auslöschung ihre intrakristalline Deformation. Dasselbe trifft auch auf den Quarz zu.



3.1.2 EPIDOTAMPHIBOLIT

Sein Anteil am gesamten Amphibolitkomplex ist recht gering und konzentriert sich auf die Steilstufe am Kesselausgang im Bereich des Chavagliet.

Makroskopisch:

Das makroskopische Erscheinungsbild des Epidotamphibolits ist charakteristisch und macht es einfach, ihn von den anderen Varietäten zu unterscheiden. Die Bänderung im Millimeter bis Zentimeterbereich sticht vor allem farblich ins Auge. Die grünlichen Bänder, hauptsächlich aus Epidot, und die dunkelblauen bis schwarzen Schichten enthalten vor allem Amphibole (Hornblende). Die stengeligen Hornblendeminerale sind parallel der Bänderung eingeregelt. Die Einregelung der Epidote ist nicht so markant wie die der Amphibole. Einzelne wenige Plagioklase zwischen den Epidoten und den Hornblenden sind ebenfalls eingeregelt. Das Gestein ist recht feinkörnig.

Mikroskopisch:

(Dünnschliff LI 0)

Hauptgemengteile:

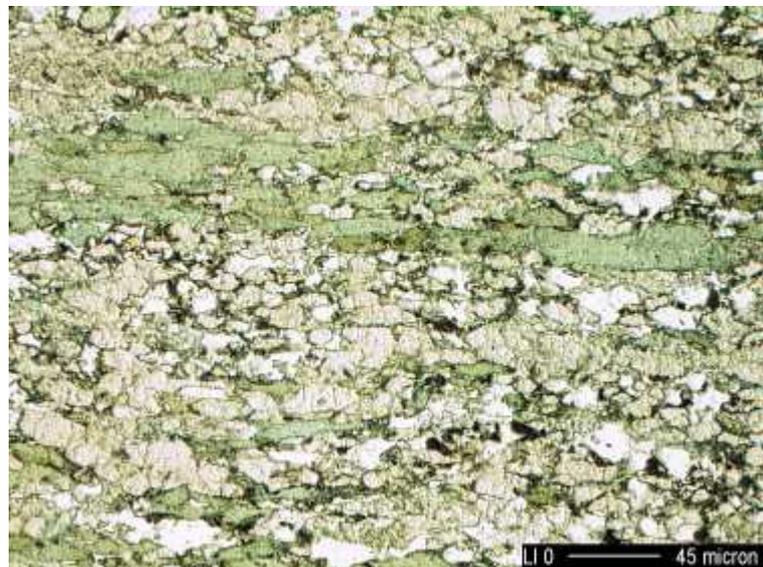
Hornblende, Epidot, Plagioklas,
Klinopyroxen

Accessoryen:

Chlorit, Biotit, Titanit, Granat,
Karbonat

Abbildung 3-3:

Die Hornblende mit dem grünlichen Pleochroismus wird umgeben von Epidot. (ungekreuzte Nicols)



Die stengeligen Hornblenden sind meist eingeregelt und bilden ein nematoblastisches Gefüge. Einzelne Körner stehen leicht schief dazu. Der Pleochroismus ist deutlich ausgeprägt und wechselt im Spektrum von gelb auf grün. Unter gekreuzten Polarisatoren erhalten die Mineralkörner eine helle, bräunliche Farbe. Der Epidot hebt sich durch seine hohe Lichtbrechung und die breite Farbpalette unter gekreuzten Polarisatoren deutlich hervor. Sein Pleochroismus ist leicht gelb. Die Körner sind nicht so stengelig wie die der Hornblende, und doch liegt ihre meist ovale Form mit der Längsachse in der Schieferungsebene. Teilweise sind einfache Verzwilligungen zu sehen. In gewissen Lagen dominieren die Pyroxene und fallen mit ihren klaren Interferenzfarben und einem leicht gelblichen Pleochroismus auf. Die Plagioklase liegen zwischen Epidot, Hornblende und Klinopyroxenen meist mehr oder weniger konzentriert auf Bändern. Der hochbrechende Titanit liegt oft idiomorph vor. Deutlich erkennbar ist sein hohes Relief. Die Accessorien wie Granat, Chlorit, Calcit und Biotit machen zusammen höchstens einen Anteil von 1% aus und liegen konzentriert an vereinzelt Stellen.



3.1.3 GRANATAMPHIBOLIT

Granatamphibolite treten verteilt über das ganze Kartiergebiet als Lagen und Linsen auf. Die Grösse der Granate bleibt dabei deutlich unter jener der Granatglimmerschiefer.

Makroskopisch:

Das recht feinkörnige Gestein fällt durch einen weiss - schwarz gesprenkelten Aspekt auf. Die roten, bis stecknadelkopfgrossen Granate sind regelmässig im Gestein verteilt. Die stengeligen Hornblenden sind parallel eingeregelt und geben dem Gestein einen leicht schiefrigen Aspekt.

Mikroskopisch:

(Dünnschliff LI 20)

Hauptgemengteile:

Hornblende, Plagioklas, Granat

Nebengemengteile:

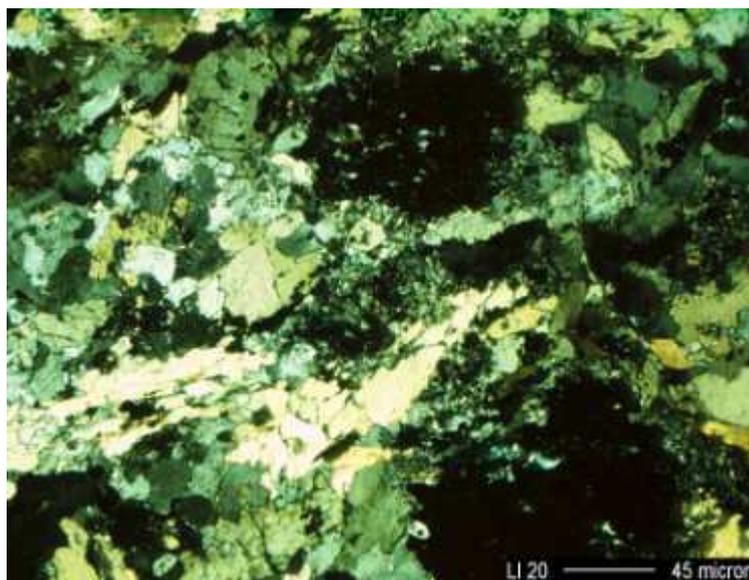
opakes Mineral

Accessoryen:

Biotit, Titanit, Epidot, Hämatit

Abbildung 3-4:

Deutlich zu erkennen sind hier die runden Granatkörner, die durch ihre Isotropie unter gekreuzten Polarisatoren schwarz erscheinen.



Durch die Granate entsteht ein porphyroblastisches Gefüge. Man kann bei den Granaten nicht von Megakristallen sprechen, sie wirken aber im Dünnschliff in der relativ feinen Matrix aus Hornblende und Plagioklas recht dominant. Das planare Gefüge der eingeregelt Mineralen (vor allem Hornblende) ist teilweise leicht gefältelt.

Die dominierende Komponente des Gesteines mit ca. 70 % Anteil ist die Hornblende. Deutlich erscheint deren grüner bis grün-brauner Pleochroismus. Die Einregelung der einzelnen Mineralkörner ist nicht so regelmässig wie beim Epidotamphibolit. Die meisten Hornblenden zeigen eine gute Spaltbarkeit parallel zur Längsachse. Der Plagioklas ist meist charakteristisch mit deutlicher Zwillingsbildung ausgebildet. Die Granate enthalten viele eingeregelt Einschlüsse von Sekundärmineralen, was deutlich auf mehrere metamorphe Ereignisse hinweist. Zudem ist meist ein symplektitischer Rand zwischen Granat und Hornblende / Plagioklas zu sehen. Im Gegensatz dazu sind die Kontakte zwischen Hornblende und Plagioklas scheinbar stabil. Das Erzmineral (oder mehrere) ist homogen über den ganzen Schliff mit einem Anteil von ca. 5% verteilt. Andere Minerale wie Biotit und Titanit treten nur sehr vereinzelt auf und belegen zusammen einen Anteil von deutlich unter 1 %.

Indizien wie Rutil oder symplektitische Überreste, die auf einen retrograden Eklogiten hinweisen, konnten nicht gefunden werden.



3.2 EKLOGIT

Zu finden sind Eklogite am unteren Ende des Nordgrates des Munt Baselgia (nordwestlich der Fuorcletta da Barcli) und auf dem Felsgrat, der südlich des Lai Scotta in den Kessel reicht. Die dort anstehenden Amphibolite enthalten Linsen von Eklogit.

Makroskopisch:

Das Gestein ist dicht und hart. Es wirkt aufgrund seiner Matrix grünlich. In diese omphazitische Matrix sind bis 1mm grosse Granate eingelagert. Lagenweise sind zudem Hornblendestengel enthalten, welche entsprechend der allgemeinen Schieferung eingeregelt sind und das Gestein deutlich verdunkeln.

Mikroskopisch:

(Dünnschliff LI 8)

Hauptgemengteile:

Granat, Omphazit, Hornblende,
Quarz,

Nebengemengteile:

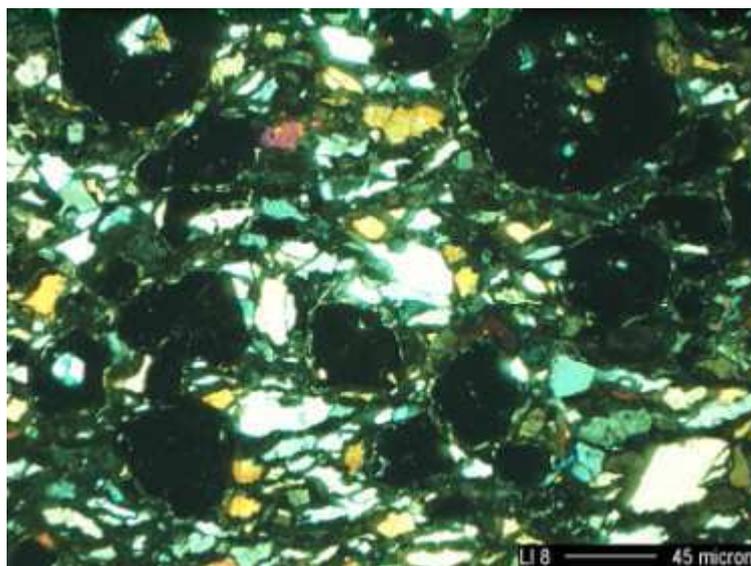
Rutil, Hellglimmer

Accessoryen:

Erz

Abbildung 3-5:

Granoblastisches Gefüge des Eklogites.



Die Korngrenzen sind in einzelnen Bereichen ganz in Symplektit aus Hornblende und Plagioklas umgewandelt, in anderen werden die Körner von einem Symplektitsaum umgeben. Der Omphazit weist keine pleochroische Farbe auf. Die Anordnung der Körner kann als granoblastisch bezeichnet werden. Zwischengelagert in dieses granoblastische Gefüge sind einige Quarzkörner mit nur leichter undulöser Auslöschung. Die porphyroblastischen, idiomorphen Granate sind fast ausschliesslich zonar aufgebaut. Dabei wird der innere, poikilitische Bereich durch einen reinen Granatsaum umgeben. Eine zweite Generation von Granaten ist deutlich kleiner und besitzt kaum Einsprenglinge. Die kleinen, hochbrechenden Rutilkörner sind über den ganzen Schliff recht homogen verteilt.

Grosse, reliktsche Hornblendekristalle zeigen teils eine typische Amphibolspaltbarkeit und einen leicht grünlichen Pleochroismus. Sie sind deutlich größer als die Omphazitkörner, zudem sind sie poikilitisch ausgebildet.

3.3 BIOTITGNEIS

Diese dunklen, stark vergneisten Gesteine sind über den ganzen Kessel von Macun verteilt und treten meist in Kontaktzonen, mit Amphiboliten verzahnt auf. Teilweise sind diese beiden Gesteine in Dezimeter bis Meter mächtigen Lagen verschuppt. Quarz- und feldspatreiche Lagen wechseln mit Biotitlagen. Es könne selten Quarzaugen beobachtet werden.





Abbildung 3-6 Typische Wechsellagerung im Biotitgneis mit amphibolreichen Linsen und Lagen

Makroskopisch : (Handstück LI 17)

Intensiv vergneistes Gestein. Lagiger Aufbau mit Schichten aus Biotit und solchen mit grossem Quarzanteil. Die Wechsellagerung von Biotitbändern und Quarzbändern ist jedoch nicht homogen. Teilweise bilden Quarzaggregate Augen.

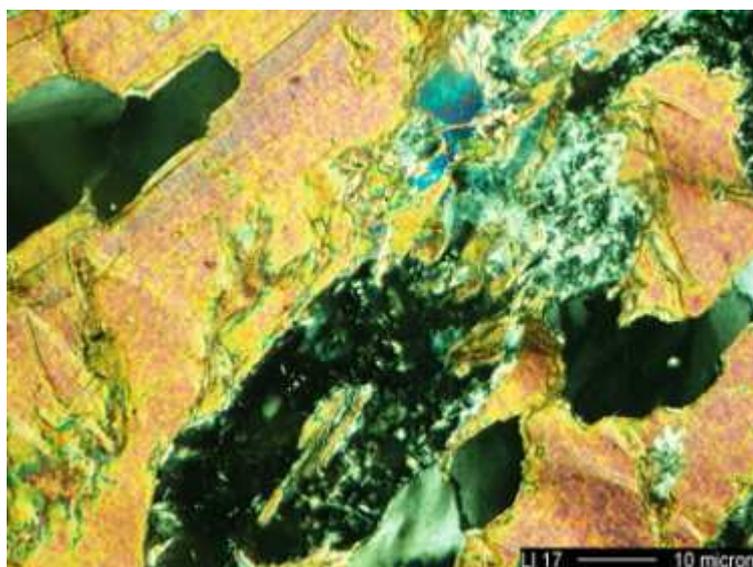
Mikroskopisch: (Dünnschliff LI 17)

Hauptgemengteile:
Quarz, Biotit, Plagioklas,

Nebengemengteile:
Granat, Hellglimmer, Epidot

Accessoryen:
Erz,

Abbildung. 3-7:
Grosse Biotitkristalle mit einigen
Quarzkörnern.



Biotit liegt meist in grossen, frischen und gestapelten Mineralkörnern vor, welche teilweise gebogen sind. Eine Einregelung der Kristalle ist deutlich, doch weichen auch einige davon ab und liegen scheinbar zufällig angeordnet im Gestein. Die Quarze löschen alle undulös aus. Sie bilden zusammen mit dem Plagioklas Lagen zwischen den Biotitansammlungen. Während der Quarz saubere Grenzen zu den anderen Mineralen besitzt, ist der Plagioklas teilweise eng



verwachsen mit feinkörnigem Biotit. Zwillingswachstum im Plagioklas ist recht deutlich zu erkennen. Zudem ist ein grosser Teil des Plagioklas saussuritisiert. Die Nebengemengteile Granat, Erz und Hellglimmer machen zusammen einen Anteil von unter 5 % aus.

Makroskopisch: (Handstück LI 1)

Im Vergleich zum Handstück LI 17 ist LI 1 deutlich homogener aufgebaut. Grössere Quarzaggregate sind über den ganzen Schliff verteilt. Die einzelnen Minerallagen sind zudem dünner ausgebildet.

Mikroskopisch:

(Dünnschliff LI 1)

Hauptgemengteile:

Quarz, Plagioklas, Biotit

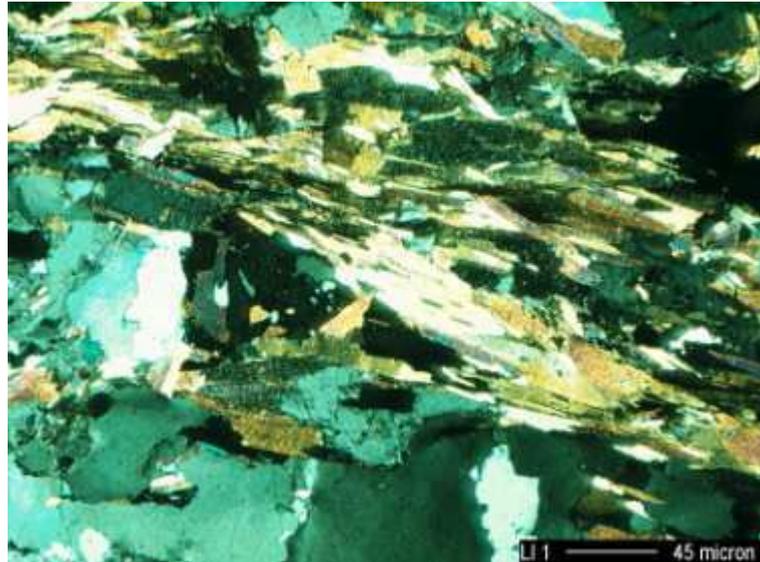
Nebengemengteile:

Hellglimmer, Chlorit, Granat,
Epidot

Accessoryen:

Erz

Abbildung 3-8: Biotitlagen umgeben in erster Linie von Quarzkörnern.



Der wohl grösste Unterschied zu LI 17 ist die geringere Zersetzung des Plagioklas. Hier ist er deutlich poikilitisch ausgeprägt, mit Einschlüssen von Biotit und Quarz. Der Quarz selbst besitzt eine undulöse Auslöschung und ist meist in Bändern angeordnet. Diese Bänder werden vielfach von Lagen mit Biotit begleitet. Diese Lagen können, wie auch jene des Quarz meist nicht weiter als über 1-2 mm verfolgt werden. Anstelle des pleochroitisch braunen Biotit tritt teilweise Chlorit. Der Hellglimmer (pleochroitisch farblos) wird immer von Biotit begleitet. Die Erzkörner sind schlierig parallel zur Schieferungsebene ausgezogen und immer mit Biotit vergesellschaftet.



3.4 ALUMOSILIKAT-GRANAT-GLIMMERSCHIEFER

Das Vorkommen dieses optisch reizvollen Gesteins ist auf ein dünnes Band auf der Kante des Steilabfalles Richtung Val Zeznina beschränkt. Auffallend sind die grossen, roten Granate, die aus der Oberfläche herauswittern und dabei dem Gestein ein charakteristisches Äusseres geben. Auf offenen Klufflächen sind zudem grosse, idiomorphe Kristalle von Disthen und Staurolith zu beobachten.



Abbildung 3-9 Textur des Alumosilikat-Granat-Glimmerschiefers mit herauswitternden Granaten

Makroskopisch:

Wie bereits erwähnt, sind die zum Teil sehr grossen Granate das makroskopisch dominierende Element. Beobachtet wurden Durchmesser bis 8 cm, wobei der Durchschnitt der makroskopisch beobachtbaren Granate bei etwa 1 cm liegt. Es sind recht grobkörnige, metapelitische Gesteine, in denen man nebst dem Granat auch die anderen gesteinsbildenden Minerale wie Quarz, Glimmer und Alumosilikate meist makroskopisch erkennt. Der Hellglimmer verleiht dem Gestein einen silbrigen Glanz. Zudem ist er zusammen mit dem Biotit verantwortlich für die Ausbildung einer intensiven Schieferung. Diese Schieferung ist leicht gefältelt.



Mikroskopisch:

(Dünnschliff LI 50)

Hauptgemengteile:

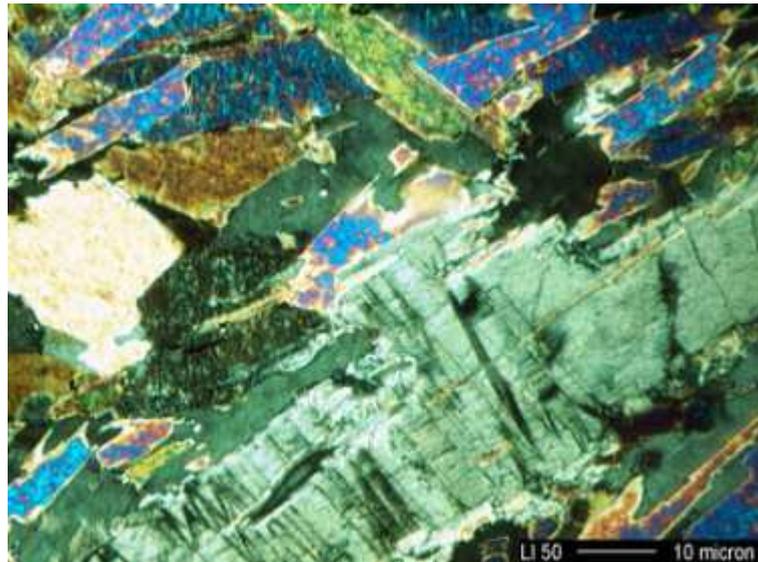
Quarz, Biotit, Hellglimmer,
Granat, Disthen, Staurolith,
Plagioklas

Nebengemengteile:

Erz, Chlorit, Apatit

Abbildung 3-10:

Ein grosses Disthenkorn zieht vom unteren Bildrand zur rechten Seite.



Der undulös auslöschende Quarz tritt oft in equigranularen, interlobaten, gelängten Aggregaten auf, die durch Schichten von Glimmermineralen wie Hellglimmer und Biotit umflossen werden. Teilweise sind die Glimmerminerale auch in den Quarzlagen eingeschlossen. Die Ausprägung der Glimmer ist recht typisch: Während der Biotit einen bräunlichen Pleochroismus besitzt, ist der Hellglimmer farblos. Chlorit scheint ein postkinematisches Sekundärmineral zu sein. Er tritt anstelle des Biotit und durchwächst diesen meist quer. Der Chlorit besitzt einen deutlich grünen Pleochroismus und die Interferenzfarbe zeigt ein dunkles Braun. Die poikiloblastischen Granate enthalten eingeregelter Erzeinschlüsse, die sich in die randliche Glimmerzone (Biotit, Chlorit) fortsetzt. Man kann somit davon ausgehen, dass Biotit den Granat ersetzt, wobei der Biotit wiederum durch Chlorit ersetzt wird. Disthen und Staurolith werden meist begleitet von Umwandlungserscheinungen. Sie sind oft von Hellglimmer durchwachsen. Während Disthen durch seine Spaltbarkeit auffällt, erscheint Staurolith mit dem typischen, gelblichen Pleochroismus. Das Gefüge des Gesteins kann allgemein als porphyroblastisch bezeichnet werden, wobei sich die Quarz- und Glimmerbahnen um die Granate biegen.



3.5 ÄLTERE ORTHOGNEISE: MÖNCHALPGNEIS



Abbildung 3-11 Lagige, verfältelte Ausprägung des Mönchalpgneises in der Kontaktzone zum Biotitgneis

Makroskopisch:

Der massive Augengneis Typ Mönchalp ist in Macun nur nördlich des Pass d'Ivraina am Übergang zum Fourun da Nuna anzutreffen. Er weist eine Schichtdicke von wenigen Metern auf. Im Aufschluss leicht zu identifizieren, dank dicken Biotitfasern, grossen unregelmässigen Kalifeldspatagen und häufig vorkommenden Xenolitheinschlüssen, ist er im Kontakt zum angrenzenden Biotitgneis nur schwer von diesem zu unterscheiden. Der graduelle Übergang, ein vermehrt ausgeprägtes planares Gefüge - sehr ähnlich der Ausbildung im Biotit-Gneis - lässt eine eindeutige Grenzziehung nicht zu.

Mikroskopisch:

(Dünnschliff ep39)

Hauptgemengteile:

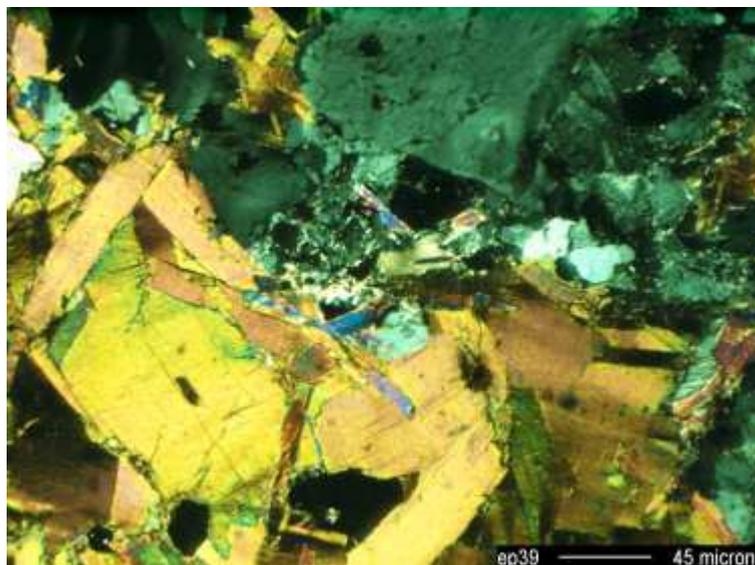
Plagioklas, Kalifeldspat, Quarz,
Biotit,

Nebengemengteile:

Hellglimmer, Zirkon, Erz,

Abbildung 3-12:

Typische Kalifeldspatporphyroblasten im
Mönchalpgneis



Der zur besseren Unterscheidung gelb eingefärbte Kalifeldspat mit seiner teilweise sichtbaren, typischen Mikroklingitterung weist mehrfach eine graphische Verwachsung mit undulös auslöschendem Quarz auf. Plagioklas ist aggregatförmig ausgebildet, mit wenigen Körnern, die polysynthetische Zwillinge ausbilden.

Die Biotitflatschen sind durch viele unregelmäßige, längliche, teils verbogene, rot-braune Biotitminerale gekennzeichnet, die randlich z. T. durch blassgrünen Chlorit ersetzt worden sind.

Vielorts treten die Biotitplättchen in Vergesellschaftung (innige Verwachsung) mit Hellglimmer auf.

Akzessorisches Vorkommen von Zirkon, das radioaktive Höfe im Biotit ausbildet und nicht näher bestimmten opaken Erzen.

3.6 FLÜELAGRANITISCHE ASSOZIATION

Die jüngeren Orthogneise wurden von Liebetrau (1996) in 10 kartierbare, z. T. lokalitätsspezifische Gneistypen eingeteilt. Davon konnten vier Typen in Macun unterschieden werden, deren Habitus mit der Einteilung von Liebetrau zu korrelieren scheint:

- Flüelagranitgneis sensu stricto
- Typ Günstizia
- Typ Sco Alp
- Typ Heller Gneis

3.6.1 FLÜELAGRANITGNEIS SENSU STRICTO

Der Flüelagranitgneis sensu stricto ist in grossen Teilen des Hochplateaus anzutreffen.



Abbildung 3-13 Grosse Kalifeldspatporphyroblasten im Flüelagranitgneis s.str.

Makroskopisch:

Das Gestein ist sehr grobkörnig und weist nur eine geringe Vergneisung auf. Gewisse Zonen sind jedoch stärker deformiert und müssen dadurch als Mylonite angesprochen werden. Charakteristische Merkmale des Flüelagranitgneises sind die grossen, bis mehrere cm messenden Kalifeldspatporphyroblasten.



Mikroskopisch:

(Dünnschliff LI 12)

Hauptgemengteile:

Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas,
Biotit, Hellglimmer

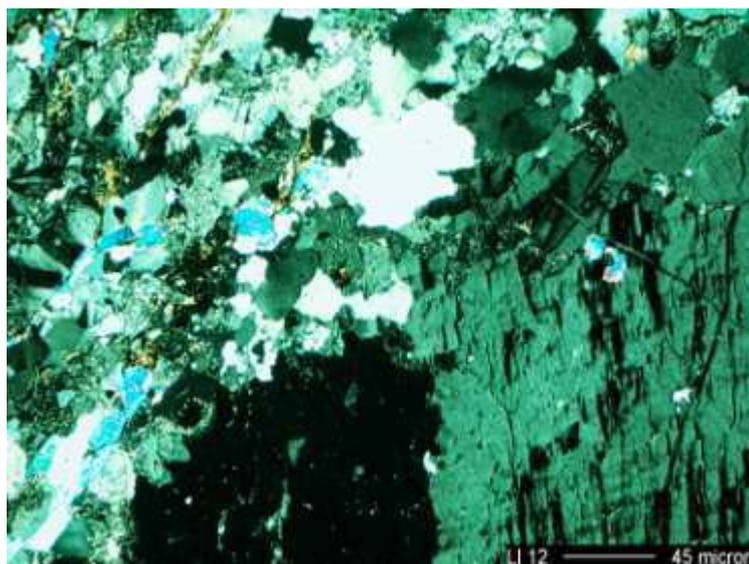
Nebengemengteile:

Apatit, Granat, Chlorit, Epidot

Accessoryen:

Stilpnomelan, Zirkon

Abbildung 3-14:

*Typische Zwillingsbildung im
Kalifeldspatporphyroblasten rechts unten.*

Die Komponenten sind in Bahnen angeordnet. Einerseits Lagen mit Quarz und Feldspäten und andererseits Glimmerbahnen. Die Glimmerbahnen mit Hellglimmer und Biotit sind meist zerhackt und können nur über kurze Strecken (einige mm) verfolgt werden. Teilweise ist Biotit in Chlorit umgewandelt. Quarz bildet zwei verschiedene Grössengruppen. Die undulös auslöschenden, grossen Quarzkörner sind eng miteinander verzahnt (suturiert). Die kleinen Körner bilden gerade Grenzen. Diese Quarzformen und die brüchigen Glimmer sind auf die leichte, alpine Überprägung zurückzuführen. Kalifeldspat bildet Porphyroblasten, die zum Teil mit einer charakteristischen Mikroklingitterung ausgebildet sind. Es ist auch zu beobachten, dass die Kalifeldspäte einfache Zwillingspaare aufbauen. Plagioklas ist teilweise saussuritisiert (Epidot und Hellglimmer), sowie stellenweise von feinen Hellglimmernadeln durchsetzt. Die typische Verzwilligung ist trotzdem häufig zu sehen. Die opaken Minerale entstehen retrograd bei der Bildung von Chlorit aus Biotit. Auffällig sind die kleinen Zirkone im Quarz und Biotit. In diesen sind radioaktive Höfe um die Zirkonkörner ausgebildet.



3.6.2 TYP GÜSTIZIA

Der Spi da Laschadura wird eindeutig aus zur Füelagranitischen Assoziation gehörenden Gesteinen aufgebaut. Dort wurde versucht, die Klassifizierung nach Liebetrau (1996) näher anzuwenden, da die typischen Merkmale, die den Flüelagranitgneis s. str. charakterisieren, fehlten. In Anlehnung an Liebetrau (1996) konnte eine nahe Verwandtschaft zur Typvarietät Güstizia festgestellt werden.



Abbildung 3-15
Lagiger Aufbau mit wechselndem Gehalt von Kalifeldspat prägen den Typ Güstizia

Makroskopisch:

Typisch ist die inhomogene Ausbildung dieses Gneises. Augenreiche, mittel- bis grobkörnige Bereiche gehen in augenarme bis freie, fein bis mittelkörnige Lagen über. Die Feldspat-Augen sind in der Regel stark gelängt, grau - weisslicher Farbe, mit Ausbildung von wellenförmigen, lagigen Strukturen. Zudem ist feststellbar, dass Biotitplättchen nur in untergeordnetem Massstab, dispers verteilt, ohne Ausbildung von durchgehenden Lagen vorkommen, im Gegensatz zum Helglimmer.



Mikroskopisch:

(Dünnschliff ep22-2)

Hauptgemengteil:

Plagioklas, Quarz, Hellglimmer,
(Kalifeldspat)

Nebengemengteil:

Biotit, (Kalifeldspat)

Akzessorien:

viele Erzphasen, Zirkon, Apatit.

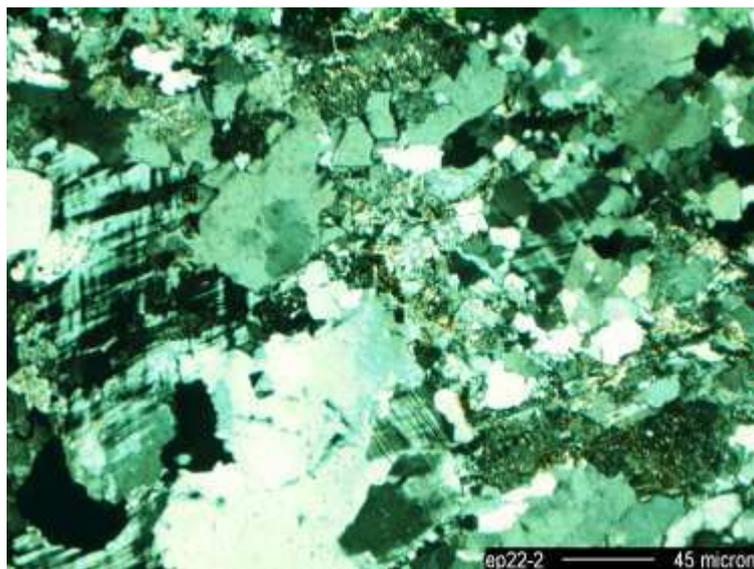


Abbildung 3-16:

Mikroklingitterung des vorherrschenden
Kalifeldspats

Plagioklas ist verzwillingt, weist oft eine randlich beginnende Serizitierung auf. Kalifeldspat kommt aufgrund des heterogenen Charakters des Gesteins selten bis oft in Form von Mikroclin vor. In der grobkörnigen Phase ist er das dominante Feldspatmineral. Hellglimmer ist frisch und hypidiomorph, Biotit jedoch nur selten vorzufinden.

3.6.3 TYP HELLER GNEIS

Der Begriff Heller Gneis Typ Macun wurde von Michael (1985) als lokale Besonderheit geprägt.

Er fasst mehrere Gesteinstypen zusammen, die vor allem durch verschiedene Gefüge- und Strukturausprägungen, aber qualitativ recht konstantem Mineralgehalt, charakterisiert sind. Dies gilt jedoch nicht in randlichen - dem Kontakt zu Biotitgneis nahen - Lagen, wo die mineralogische Wechsellagerung und der Biotitgehalt zunimmt und die planare Gefügeausprägung markanter wird. Im Übergang zu Flüelagranitischen Assoziationen gewinnt der Gneischarakter zunehmend an Bedeutung, das Gestein wird massiger, Kalifeldspataugen, in kontaktfernen Zonen nur sporadisch vorhanden, werden zur Regel.

Makroskopisch:

Als generelle Ansprache ist von einem biotitarmen feinkörnigen Zweiglimmergneis auszugehen. Charakteristisch sind die wechselnden - z. T. gelängten und rotierten, Kalifeldspataugen enthaltenden - Lagen.



Mikroskopisch:

(Dünnschliff ep12)

Hauptgemengteile:

Quarz, Plagioklas, Hellglimmer,
± Kalifeldspat,

Nebengemengteile:

Biotit, Chlorit, Serizit,

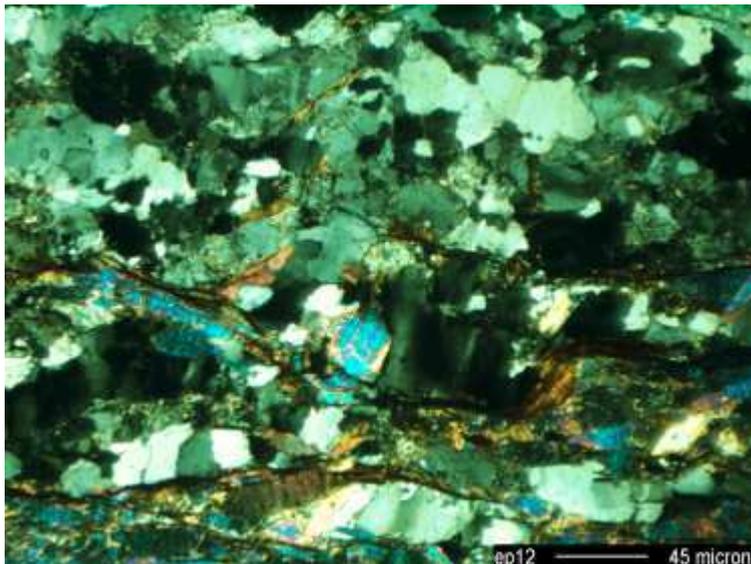


Abbildung 3-17:

Lagiger Aspekt des Gneises Typ Macun
unter gekreuzten Nicols

Es wurde bewusst ein Schliff ausgewählt, der den mineralogisch wechselnden Aspekt des Gesteines darstellen soll. Es sind zwei Schichten unterscheidbar:

1. Kalifeldspatreiche, Biotit als Nebengemengteil enthaltende Schicht.

Die gelb bis dunkelbraunen, länglichen Biotitplättchen stellen meist, in Verzahnung mit stark verbogenen und verbochenen Hellglimmern, den lagigen Aspekt der vorliegenden Schicht dar. Teils Mikroklingitterung aufweisende, meist xenomorph vorliegende Kalifeldspate bilden zusammen mit Quarz und saussuritisiertem Plagioklas ein granoblastisches Gefüge.

2. Biotitreichere, kalifeldspatarme Lage.

Verfältelter Biotit (weist vielerorts Zirkoneinschlüsse auf) und Hellglimmer Lagen mit Parallelgefüge, verzahnte Mosaikstruktur mit z.T. saussuritisiertem Plagioklas und Quarz.

3.7 DIABASE

Die als Diabase bezeichneten mafischen Ganggesteine treten über das gesamte kartierte Gebiet auf. Teilweise lassen sie sich über längere Distanzen verfolgen und über noch längere Distanzen miteinander korrelieren. Sie durchschlagen das Nebengestein meist schieferungsparallel, doch gibt es auch Aufschlüsse, wo sie quer zur Schieferung in das Umgebungsgestein eingedrungen sind. Ihre Mächtigkeit variiert zwischen Werten von unter einem Meter bis zu 10 Metern. Mit 68 kartierten Aufschlüssen sind sie auf Macun keine Seltenheit. Bedingt durch ihre variable Ausprägung werden vier verschiedene Typen unterschieden (Michael, 1985):

- Geschieferte Diabase
- Grobkörnige, helle Diabase
- Grobkörnige, dunkle Diabase
- Feinkörnige, helle, ungeschieferter Diabase





Abbildung 3-18 Diorasgang durchbricht Gneise der Flüelagranitischen Assoziation

Im weiteren werden wir auf 2 Typen näher eingehen:

3.7.1 GESCHIEFERTE DIABASE

Makroskopisch:

Das vorliegende kompakte, grau - bläuliche Ganggestein weist ein lagig eingeregelter Gefüge auf, mit häufig vorkommenden in der Schieferungsebene liegenden, mm bis cm dicken, plagioklasreichen Lagen. Die Hauptgemengteile sind makroskopisch nur schwer differenzierbar.

Mikroskopisch:

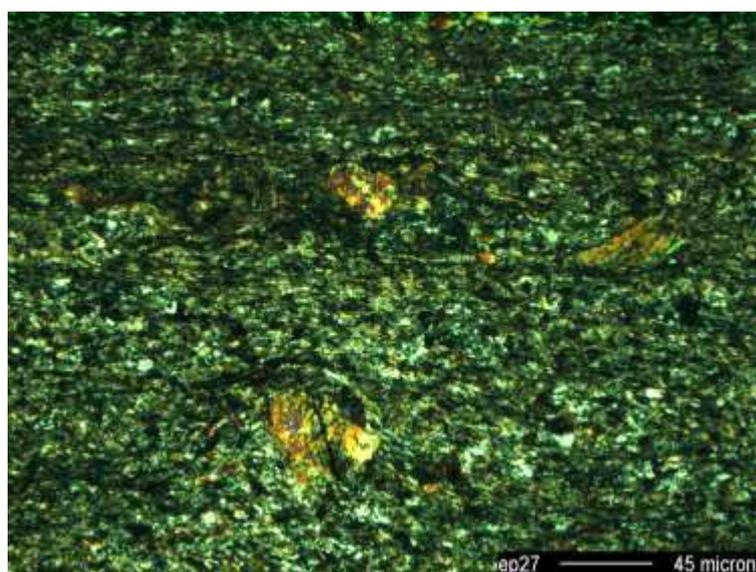
(Dünnschliff ep27)

Hauptgemengteile:
Pyroxen, Quarz

Nebengemengteile:
Biotit, Hellglimmer, Chlorit,
Epidot, Plagioklas

Akzessorien:
Titanit

Abbildung 3-19:
Feinkörnige Klinopyroxene umfliessen
rotierte Orthopyroxene



Langprismatische, leicht grünliche, monokline, eingeregelt Klinopyroxene stellen den Hauptbestandteil des vorliegenden Dünnschliffes dar. Teilweise orthorhombische Kopfschnitte leicht rotierter porphyroblastischer Orthopyroxene liegen in der Foliationsebene und werden von den Klinopyroxenen und Plagioklasen umflossen. Im Druckschatten sind xenomorphe Quarze mit undulöser Auslöschung angesiedelt.

Gut in die Schieferungsebene eingebettet sind körnige Biotitbänder, Quarz und kleine Epidotkristalle.

Feine, hochreflektierende Titanitnadeln sind akzessorisch angesiedelt.

3.7.2 GROBKÖRNIGE, HELLE DIABASE

Makroskopisch:

Das Handstück wirkt feinkörnig, ist aber als Ganggesteine eher grobkörnig. Das Gefüge ist aufgrund der Plagioklasleisten (oder was davon übriggeblieben ist) nadelig. Teilweise findet man etwas grössere, weisse Einsprenglinge aus Plagioklas. Weiter ist es kompakt und undeformiert und von heller, graugrünllicher Farbe.

Mikroskopisch:

(Dünnschliff LI 19)

Hauptgemengteile:

Plagioklas, Klinopyroxen,
Chlorit, Amphibol

Nebengemengteile:

opakes Mineral, Epidot

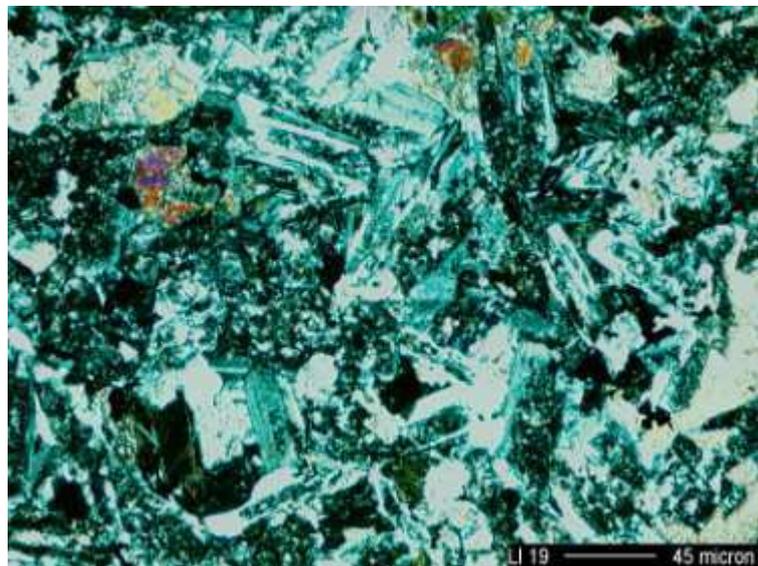


Abbildung 3-20:

Die Plagioklasleisten bilden ein intersertales Gefüge.

Das Gestein wird durch starke Umwandlungen im ursprünglichen Mineralverband dominiert. Es sind einige Pseudomorphosen zu erkennen, wie die von Chlorit nach Plagioklas. Dominant ist die Saussuritisierung der Plagioklase. Teilweise sind einzelne Lamellen saussuritisiert und parallel anschließende Zwillinglamellen nicht. Durch die zufällig angeordneten Plagioklasleisten entsteht ein intersertales Gefüge. Auch die Pyroxene sind einer starken Umwandlung ausgesetzt. Amphibole sind reliktsch erhalten und fallen durch ihren braunen Pleochroismus auf. Zudem sind aktinolithische Amphibole mit grünlichem Pleochroismus aus der ursprünglichen Paragenese erhalten.



3.7.3 GROBKÖRNIGE, DUNKLE DIABASE / FEINKÖRNIGE, HELLE DIABASE

Diese zwei Typen unterscheiden sich vom oben beschriebenen grobkörnigen, hellen Typ insofern, als sie mehr Hornblende enthalten und chloritisiert sind (grobkörnige dunkle Diabase) oder durch das Fehlen von Einsprenglingen und kleineren Korngrößen (feinkörnige, helle Diabase) (Michael 1985).



Abbildung 3-21 Sonnenuntergang am „Piz Schmalüns“



4 PERIGLAZIAL

4.1 EINLEITUNG

Der Begriff Periglazial wurde erstmals 1909 (Lozinski) in der Literatur erwähnt. Lozinski bezeichnete damit den „Umkreis des Eises“ oder das „Umland der Gletscher“ und meinte damit das Klima und die klimatisch geprägten Formen in der Umgebung der pleistozänen, kaltzeitlichen Eisschilde.

Periglazialgebiete können, im Gegensatz zu ihrer Namensgebung, weit weg von Gletschern angetroffen werden.

Synonym im englischen Sprachgebrauch für Periglaziologie ist der Begriff Geocryology (Washburn, 1979)

Das **Periglazial** ist heute nach Weise (1983) Oberbegriff für Gebiete ...

- in deren Morphodynamik die durch Frost gesteuerten Prozesse dominieren,
- die in diesen Gebieten wirkenden klimatischen Verhältnisse,
- die in diesen Gebieten ablaufenden geomorphologischen Prozesse und Prozessabfolgen,
- die in diesen Gebieten entstehenden Oberflächenformen der Abtragung und Ablagerung,
- die in diesen Gebieten entstehenden Verwitterungs-Substrate und Sedimente.

Die **periglaziale Zone** ist durch drei Kriterien zu charakterisieren:

1. Dominanter Verwitterungsprozess ist die Frostsprengung, da die Landoberfläche im Sommer weitgehend schnee- und eisfrei liegt und das Bodensubstrat bei Eintritt des Frostes feucht ist.
2. Permafrost (PF) ist für Periglazialgebiete charakteristisch, aber kein unverzichtbarer Bestandteil. Viele periglaziale Prozesse laufen auch ohne Permafrost ab. (Frostsprengung, Kryoturbation, Solifluktion...)
3. Solifluktion ist ein wichtiges aber nicht zwingendes Merkmal, da Solifluktionerscheinungen nur an geneigten Hängen vorkommen, in flachen Ebenen jedoch andere periglaziale Phänomene (Strukturböden etc.) vorherrschend sind.

4.2 KLIMATISCHE VERBREITUNG DER PERIGLAZIALGEBIETE IN DEN ALPEN

Das Makroklima ist durch ein polwärts und kontinentaleinwärts zunehmend scharf ausgeprägtes und schroff miteinander wechselndes thermisches Jahreszeitenklima gekennzeichnet (Franz, 1973; Bryson & Hare, 1974)

Periglazialgebiete in den Alpen sind bestimmten Charakteristika unterworfen.



Sie werden geprägt von kalten Wintern und kurzen Sommern mit Niederschlägen, die die 1000 mm Grenze überschreiten. Winderosion, sowie ein tiefes Eindringen des Frostes wird durch die lang überdauernde Schneedecke verhindert. Somit ist Permafrost zwar vorhanden aber nur lückenhaft bis diskontinuierlich verbreitet. Frostverwitterung als bedeutender Prozess trägt viel zu den stark ausgeprägten Massenverlagerungsprozessen bei. Zudem findet eine intensive fluviale Formung aufgrund der hohen Niederschläge statt. Die Windwirkung ist als gering einzustufen.

5 PERIGLAZIAL AUF MACUN

5.1 EINLEITUNG

Das Grosskar von Macun wird geprägt von Landschaftsformen, die durch periglaziale Prozesse entstanden sind und weiter modifiziert werden. Das spezielle Mikroklima, seine Höhenlage, verwitterungsanfällige Lithologien und die kesselförmige Geomorphologie haben zu einer Vielfalt von solifluidalen, kryogen - gravitativer Oberflächenformen geführt. Im folgenden Kapitel wird auf die Entstehung des Periglazials auf Macun eingegangen.

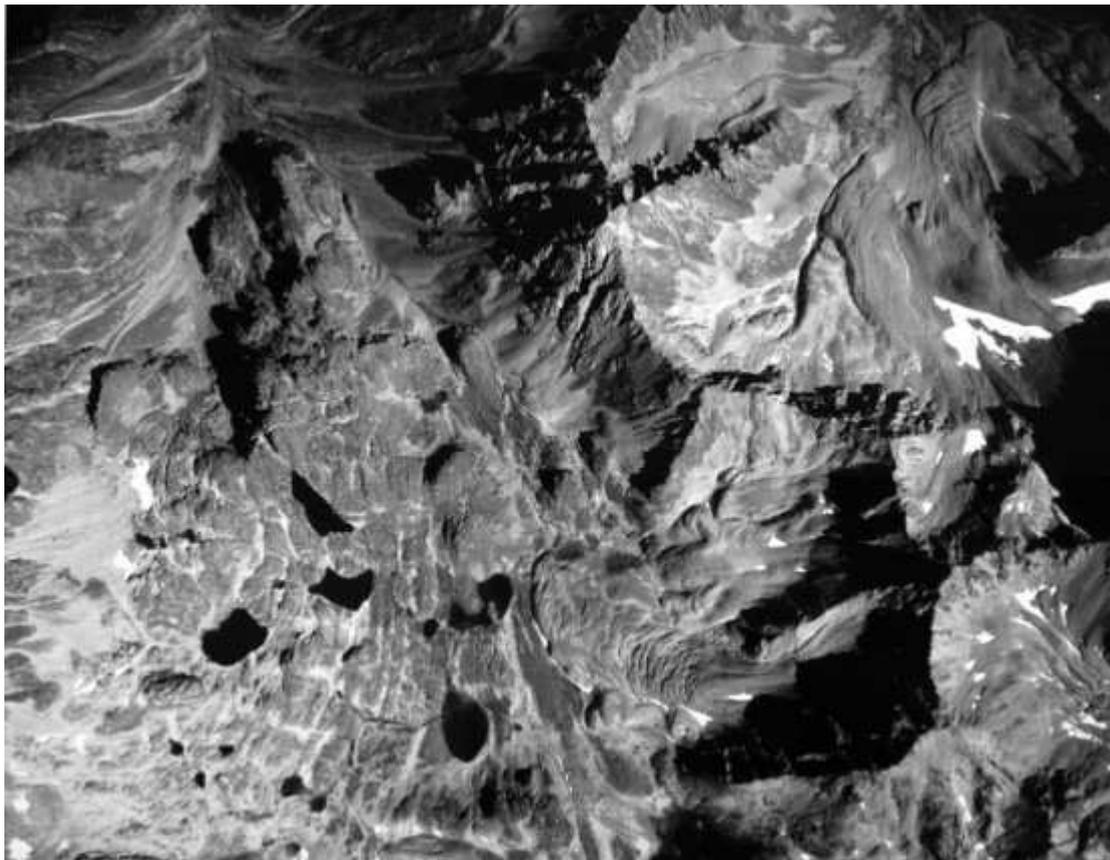


Abbildung 5-1 S/W-Luftbild des Kessels von Macun



5.2 KLIMA

In der Klimatologie werden drei Bereiche unterschieden:

Makroklima (local climate)

Steuerung durch die allgemeine atmosphärische Zirkulation, die geographische Breite, die Lage zum Meer (Kontinental - Maritim) und die Höhenlage über dem Meer.

Mesoklima (local climate)

Geländeform, Hangneigung, Exposition zu Sonne und Wind (Luv-Lee) und das Feinrelief.

Mikroklima (microclimate)

Bereich, in dem zusätzlich die Vegetation, die Feuchtigkeit, sowie Luft - Boden- und Luft - Wasser - Grenzflächenkomponenten zum Tragen kommen.

In Periglazialgebieten sind vor allem die Meso- und Mikroklimatischen Verhältnisse ausschlaggebend.

Die für periglaziale Prozesse wirksamen **hydrologischen Parameter** sind:

Temperatur

Macun weist nach Menzel (1999) eine Jahresmitteltemperatur von etwa -2°C auf. Die relevanten Frost / Tauwechsel treten dabei vor allem im Frühjahr und Herbst auf, wenn die Tageshöchsttemperaturen die 0°C Marke überschreiten, nächtliche Temperaturen jedoch unter 0°C liegen. Dabei ist zu beachten, dass neben der Höhenlage, die Exposition beim Auftreten der Frost / Tauwechsel eine bedeutende Rolle spielt. Signifikant sind nach Karte (1979) die Ausdauer und Intensität der Frostperiode, sowie Temperaturverhältnisse während der frostfreien Zeit, die Vegetationswachstum und den Grad der Vegetationsbedeckung steuern.

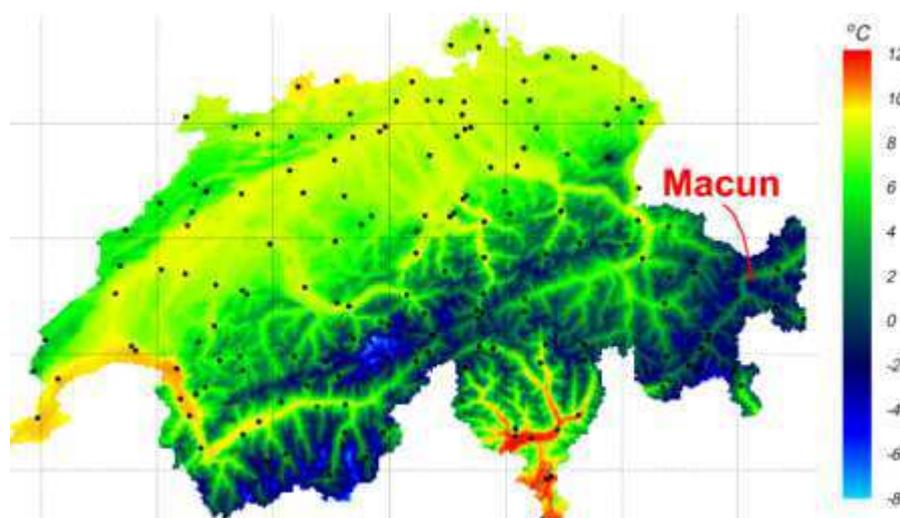


Abbildung 5-2 Räumliche Verteilung der Jahresmitteltemperatur des Zeitraums 1972 - 1992 in der Schweiz (aus Menzel 1999).

5.3 NIEDERSCHLAG

Abbildung 5-3 zeigt einen Auszug aus der mittleren, jährlichen, korrigierten Niederschlagskarte, aus dem hydrologischen Atlas der Schweiz. Der Kessel von Macun ist mit



hohen Niederschlägen von mehr als 1600 mm jährlich gesegnet. Aufgrund von 6-Jahres Statistiken der Messstationen Punt la Drossa, Buffalora und Zernez ist bekannt, dass diese Niederschläge vorwiegend in den Sommermonaten Juni bis August, sowie Oktober und November fallen.

Das feuchte Klima gekoppelt mit den jahreszeitlich bedingten, tiefen Temperaturen fördert die Ausbildung solifluidaler Erscheinungen, die sich in der schneelosen Zeit in der sommerlichen Auftauschicht des Bodens entwickeln. Das Vorkommen einer zusammenhängenden Schneedecke bis in den frühen Sommer, schützt den Boden vor dem Eindringen des Frostes. Nach Bird (1976) reduziert eine 5cm mächtige Schneedecke den täglichen Energieaustausch zwischen Untergrund und Luft um $\frac{1}{3}$, eine 10 cm dicke Decke um $\frac{2}{3}$. Häberli (1973) spricht von einer Basistemperatur der winterlichen Schneedecke (BTS), die über Jahre hinweg konstant sein soll, falls die Schneedecke in den Wintermonaten in den Alpen mindestens 1 m beträgt. Diese Temperatur scheint in erster Linie vom Wärmefluss aus den unterliegenden Bodenschichten abhängig zu sein. Die Schneedecke verhindert als Isolationsmedium den Wärmeabfluss in die Luft.

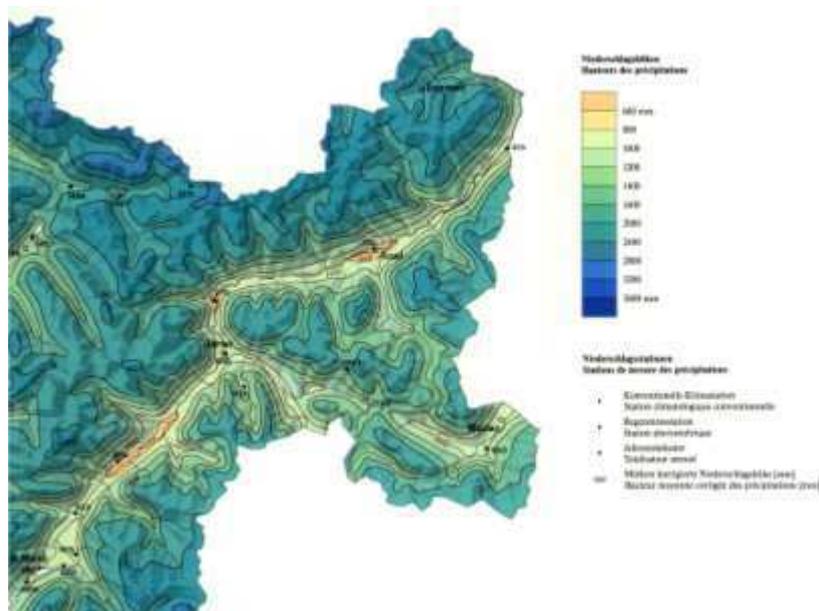


Abbildung 5-3 Mittlere jährliche korrigierte Niederschlagskarte aus dem hydrologischen Atlas der Schweiz

Wind

Der Wind findet seine Bedeutung als Transportmedium für Schnee. Die zahlreichen Wälle, Rinnen und Hügel im Kessel von Macun nehmen dem Wind seine Transportkapazität, was zu Schneeverwehungen vor allem im Lee der Hindernisse führt. Diese können bis in den Hochsommer überdauern. Die Schneedecke verhindert ein Austrocknen des Bodens in diesen Bereichen, was sich in der Ausgeprägtheit periglazialer Formungen zeigt.



5.4 RELIEF

Die Topographie beeinflusst die Periglazialprozesse einerseits auf dem Umweg über das Geländeklima, wirkt andererseits aber auch unmittelbar, z.B. über das Gefälle, welches die Art der Hangprozesse bestimmt. Die Folge sind gravitativ bedingte Massenverlagerungsprozesse wie Stein-, Blockschlag und Felssturz, usw. Umgekehrt bestimmen die Art der Prozesse die Topographie, was eine Rückkoppelung zur Folge hat.

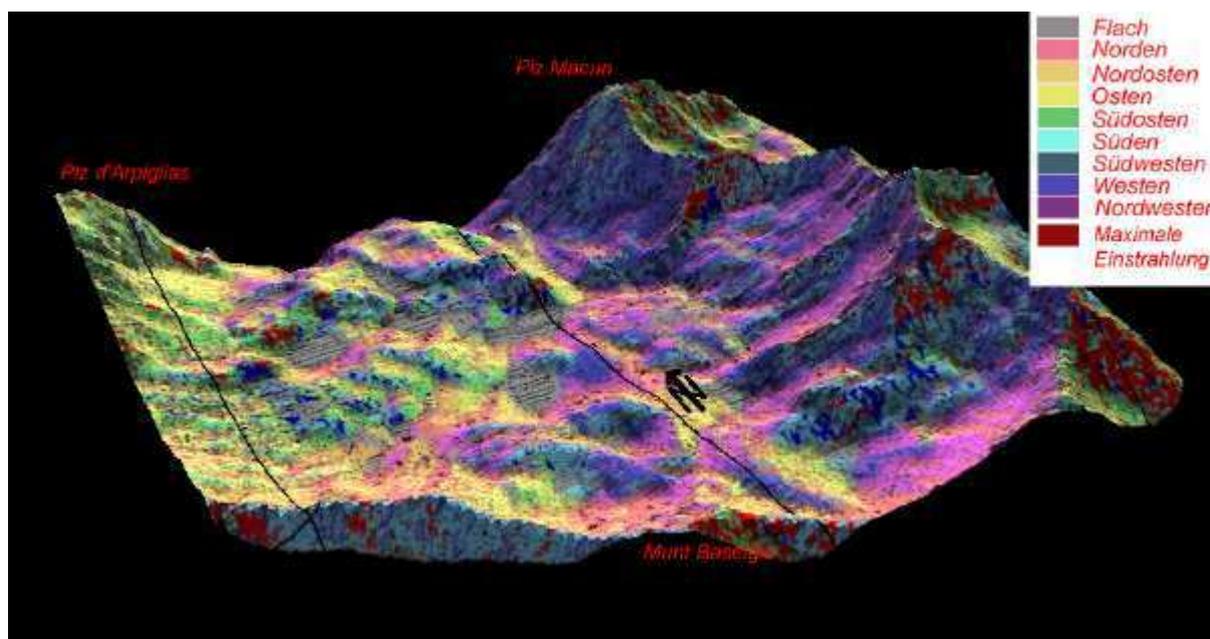


Abbildung 5-4 Expositionskarte des Kessels von Macun

Von Bedeutung ist auch die Exposition zur Sonneneinstrahlung. Bei einem Einfallswinkel von 90° wird 100 %, bei 30° 50 % und bei 6° noch 10 % der eingestrahelten Energiemenge pro Flächeneinheit übertragen. Abbildung 5-4 enthält einen Auszug der Expositionskarte des Grosskars von Macun mit Blick nach Norden. Die sanften Rundhöcker im Zentrum mit ihrer geringen Neigung begünstigen aufgrund ihrer geringen Sonneneinstrahlung die Bildung periglazialer Formen. Rotgefärbte Bereiche erhalten dank ihrer günstigen Ausrichtung und Hangneigung die maximale Strahlungsenergie der Sonne (Berechnung bei Sonnenhöchststand am 21.6.01; Angenommener Sonneneinstrahlungswinkel: 66°).

Im Bereich des diskontinuierlichen Permafrostes (PF) ergeben sich Permafrostinseln an N-Exponierten Hängen. Kontinuierlicher PF ist an N-Hängen mächtiger, die Auftauzone um die Hälfte geringer und die mittlere Bodentemperatur 0.5°C niedriger (Annersten 1966).

Eine Umkehrung dieser Verhältnisse erfolgt durch Vegetation, die auf S-Hängen begünstigt wird (Price 1972).

5.5 GESTEIN

Entscheidende Parameter, welche die Verwitterungs- und Erosionsanfälligkeit der Gesteine bestimmen, sind:

- das Primärgefüge: Struktur, Textur
- Sekundärgefüge (Schieferung, Klüftung)



Die Rückwände des Grosskars von Macun werden hauptsächlich durch drei Lithologien aufgebaut, die im folgenden charakterisiert werden.

Orthogneise der flüelagranitischen Assoziation

Die grossteils massigen, markanten Kalifeldspatporphyroklasten enthaltenden Augengneise weisen im allgemeinen nur geringe Vergneisungen auf. Zu beachten sind jedoch Zonen starker Deformation, die mylonitisierte Bereiche enthalten.

Amphibolite

Die sehr harten, massigen Gesteine weisen aufgrund ihrer Textur grundsätzlich nur eine geringe Verwitterungsanfälligkeit auf. Zu unterscheiden sind jedoch die Bänderamphibolite, die mit ihrer ausgeprägten Schichtung, die parallel zur Bänderung verläuft, plattig zerfallen.

Biotitgneise

In untergeordnetem Massstab, aber als Geröllquelle für Blockgletscher wichtige Lithologie, ist das Vorkommen der Biotitgneise. Diese stark geschieferten Gesteine besitzen ein grosses Verwitterungspotential

Das spröde Verhalten der Silvrettedecke bei der jüngsten alpinen Orogenese, sowie die multiplen vorhergehenden Gebirgsbildungen, haben jedoch zur Ausbildung markanter Bruchsysteme geführt, die ein sehr gut ausgebildetes Trennflächengefüge zur Folge haben. Wasserinfiltration entlang dieser Kluftsysteme, die daraus resultierende Vertonung der Klüfte, Frostwechsel, die verstärkte „Wetterausgesetztheit“ der Gratregionen resultieren in einer erheblichen Erosionsanfälligkeit der betroffenen Lithologien. Dies zeigt sich auch mit der enormen Bereitstellung von Felsmaterial, in Form von Gehängeschutt und Trockenschuttfächer, am Fuss der Steilwände.

Zu beachten ist ebenfalls die Frostanfälligkeit der Böden, die dank ihres Ton- und Siltgehaltes die Ausbildung periglazialer Formen begünstigen. Unterschiedlich rasches / starkes Eindringen des Frostes in den Boden führt zu Druckunterschieden. Dabei entstehen Strukturböden, die in Kapitel 7 näher beschrieben sind. Vor allem die moränenbedeckten Bereiche des Kessels aber auch die stark verwitterten Gratzüge bilden solche Phänomene aus.

5.6 VEGETATION

Vegetationslose, trockene Böden können 1–2 °C wärmer sein als benachbarte, vegetationsbedeckte, feuchte Böden. Diese Isolationswirkung wird durch den Schatten- und den Transpirationseffekt der Vegetation verursacht.

Die Folge ist eine geringere Auftautiefe in vegetationsbedeckten Permafrostgebieten im Sommer. Der Einfluss der Vegetation steigt mit Masse, Höhe und Dichte der lebenden Vegetation und mit der Mächtigkeit der Akkumulation von abgestorbener Vegetation. Die im allgemeinen nur geringmächtige Vegetationsschicht auf Macun beeinflusst das Auftauverhalten vor allem in den zahlreichen Schneetälchen und im Bereich der zentralen Seen. Von grösserer Bedeutung ist der Einfluss der isolierenden Schneedecke, die in besonders geschützten Bereichen bis spät in den August überdauert (Kapitel 5-3).

Im allgemeinen wirkt Vegetation stark konservierend auf Permafrost. Sie leitet Wärme über die Wurzeln in den Boden und v.a. aus dem Boden ab, verringert die Konvektion (Abblocken der Sonneneinstrahlung) und entzieht der Oberfläche Wärme durch Evapotranspiration.



5.7 ZEIT

Der Formenschatz des Periglazials ist sehr unterschiedlich zeitabhängig. Tiefgreifend sortierte Steinringe benötigen viele 1000 Jahre, Solifluktion läuft je nach Korngrösse und Wassersättigung unterschiedlich schnell ab.

Der Zeitfaktor ist jedoch nur in den seltensten Fällen exakt feststellbar, aus diesem Grund wird darauf nicht weiter eingegangen.

5.8 PERIGLAZIALE OBER- UND UNTERGRENZEN (HÖHENGRENZEN UND REGIONALE DIFFERENZIERUNG DES PERIGLAZIALS (WEISE, 1983))

Die regionale, räumliche Abgrenzung der periglazialen Höhenstufe ist mit Hilfe von Leitformen möglich. Es werden dazu Formen benötigt, die im gesamten Periglazialgebiet vorkommen, also Kryoturbotations und Solifluktionsformen (Graf 1973, Karte 1979).

Strukturbodenuntergrenze

Zur Grenzziehung müssen langlebige Formen mit mehreren Dezimetern Tiefgang berücksichtigt werden. Formen die über Jahrzehnte bis Jahrhunderte aufgebaut werden und zudem flächenhaft verbreitet sind; d.h. nicht nur Morphologien, die nur dank besonders günstigen klimatischen wie hydrologischen Gegebenheiten entstanden sind.

Solifluktionsuntergrenze

Sie bezeichnet die Grenzlinie, die in einem Gebiet die untersten, auf allen geeigneten Böschungen flächenhaft verbreiteten Formen, kräftiger, tiefgründiger und frostbedingter Bodenversetzung verbindet. Die Solifluktionsuntergrenze trennt diejenigen Gebiete nach unten ab, in deren Morphodynamik periglaziale Prozesse dominieren und deshalb landschaftsgestaltende Wirkung haben. Sie liegt in den Alpen etwa 400 m unter der Strukturbodengrenze und gewöhnlich etwa 50 – 200 m über der Waldgrenze. Darunter finden sich Solifluktionsfleckenregionen, in Waldlichtungen bis unter die Waldgrenze.

Periglazialabgrenzung nach Formvergesellschaftungen (Karte, 1979)

Zu einer periglazialen Formvergesellschaftung gehören mindestens zwei genetisch unterschiedliche, eindeutig identifizierbare Formentypen, die innerhalb einer gewissen Entfernung räumlich nebeneinander auftreten (Horizontaldistanz Max: 250 m, Vertikaldistanz Max: 50 m).



Diese Grenze fällt häufig mit der Solifluktuationsuntergrenze zusammen.

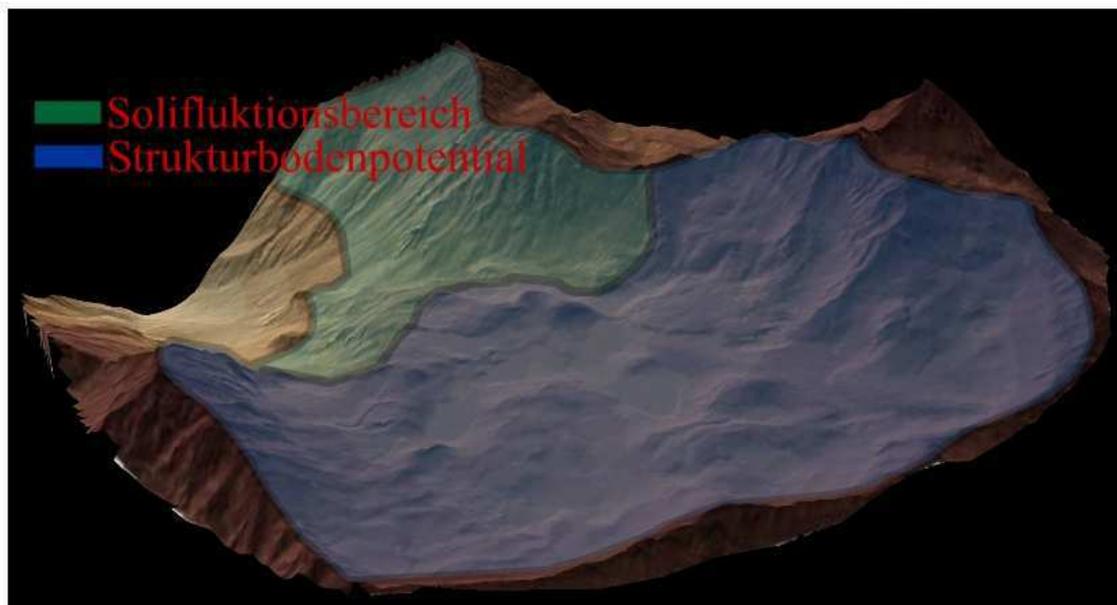


Abbildung 5-5 Periglazial auf Macun (3D-Modell)

Abbildung 5-5 zeigt eine Abschätzung der Periglazialabgrenzung auf Macun. Der blaue Strukturbodenbereich ist aufgrund unserer kartierten Phänomene auf den Kessel von Macun beschränkt worden. Die Untergrenze befindet sich auf einer Höhe von etwa 2600 m. Solifluktuationsbeweise in Form von Erdzungen wurden bis auf 2400 m kartiert. Eine Periglazialabschätzung nach Formvergesellschaftung fällt in Macun ca. mit dem Bereich des Strukturbodenpotentials zusammen. Die Ursache dieser hohen Grenzziehung ist darin zu suchen, dass aufgrund des steilen Reliefs unterhalb der Seenplatte von Macun, in diesem Bereich vorwiegend Sturzprozesse vorherrschen. Periglaziale Erscheinungen sind nur in Form von Erdzungen vorzufinden.

6 PERMAFROST (PERGELISOL, PERENNIALY FROZEN GROUND)

Definition (Muller 1947):

Permafrost ist ein Abschnitt unterschiedlicher Mächtigkeit von Boden, Oberflächensubstrat oder anstehendem Fels in unterschiedlicher Tiefe unter der Erdoberfläche, in dem seit mindestens 2 Jahren Temperaturen unter 0 °C vorliegen.

Diese Definition basiert lediglich auf der Temperatur, ohne Berücksichtigung von Wassergehalt, Verfestigung, Gefüge und Lithologie.

Man unterscheidet zwei Arten von Permafrost (Weise, 1983):

1. Trockener Permafrost (dry-frozen ground)
Der Wassergehalt im Boden ist so gering, dass in den Poren nicht genügend Eis als Bindemittel ausgebildet werden kann.
2. Eisreicher Permafrost (wet-frozen ground)
Der Boden enthält viel Eis.

Nichtgefrorene Abschnitte werden als Talik bezeichnet.



Permafrostböden sind nicht zu verwechseln mit Winterfrostböden, die nur in kalten Jahreszeiten bis maximal 1m Tiefe gefroren sind.

6.1 GLIEDERUNG UND VERBREITUNG

Es werden nach Weise (1983) drei Zonen unterschieden.

Kontinierlicher Permafrost

Das gegenwärtige Klima reicht aus zum Aufbau von Permafrost (aktiver Permafrost). Die oberen Bereiche des Permafrostes sind im Gleichgewicht mit den rezenten klimatischen, hydrologischen, geologischen, geomorphologischen und allen weiteren, Permafrost bestimmenden, Faktoren (Black, 1950). Bedingung ist eine mittlere Jahrestemperatur von -8.5 °C in zentralen Kulminationen (Wallis, Graubünden).

Diskontinuierlicher Permafrost

Mehr als 50 % der Fläche wird von Permafrost eingenommen. Das rezente Klima reicht nur in seltensten Fällen (edaphische Gunstsituationen) um Permafrost aufzubauen.

Häufig ist der Permafrost nur reliktsch oder regressiv erhalten (passiver Permafrost).

Die meisten Abschnitte sind nicht mehr im Gleichgewicht mit den rezenten Bedingungen oder bilden sehr sensible thermische Gleichgewichtszustände, die bei geringster Veränderung der Umgebung Neubildungen oder Abbau des Permafrost zur Folge haben. (Black, 1950; Washburn, 1979). Eine mittlere Jahrestemperatur von -2 °C ist in zentralen Kulminationen vorausgesetzt.

Sporadischer Permafrost

Kleine Permafrostinseln liegen in sonst ungefrorenem Untergrund ($< 50\%$ der Fläche wird von Permafrost eingenommen). Die Inseln sind häufig Reliktformen, die sich weiter abbauen. (Für alpinen Permafrost gilt eine mittlere Jahrestemperatur von $> 0\text{ °C}$.)

Die Verbreitung des alpinen Permafrostes wird von Barsch ungefähr durch die Untergrenze der aktiven Blockgletscher beschrieben. Damit ist der Permafrost potentiell in den Schweizer Alpen im Querschnitt von NW nach SE oberhalb 2400 - 2600 m auf Nordhängen und oberhalb 2600 - 2800 m in Südhängen zu finden (Barsch 1977).

Die mittlere scheint in Graubünden bei 2550 m zu liegen, die Untergrenze des kontinuierlichen Permafrost bei etwa 3600 m.

Auf Macun konnte diese Untergrenze des diskontinuierlichen Permafrost, anhand der kartierten Untergrenze der aktiven Blockgletscher, bestätigt werden. Diskontinuierlicher Permafrost ist somit auf den eigentlichen Kessel von Macun beschränkt.



7 PERIGLAZIALER FORMENSCHATZ

Wie bereits erwähnt, sind periglaziale Gebiete geprägt durch ein spezielles Klima. Dieses Klima führt zur Ausbildung spezieller Bodenformen. Bei der Bildung solcher Bodenformen spielt Eis eine bedeutende Rolle. Die Bildung und das Verhalten dieses Eises soll hier kurz beschrieben werden.

7.1 MECHANISMEN UND FORMEN DES BODENEISES (NACH WEISE 1983)

7.1.1 EISBILDUNG IM BODEN

1. Wasser hat bei 4°C die grösste Dichte. Bei der Abkühlung auf 0° C und Kristallisation zu Eis nimmt das Volumen um 9 % zu. Dieser Vorgang vergrössert durch Gefrieren des gespeicherten Porenwassers das Volumen des Bodens (der Boden dehnt sich aus). Eis kann auf Gesteine einen grossen Sprengdruck ausüben, wie folgend noch weiter erläutert wird.
2. Ein weiterer, sehr wichtiger Grundprozess ist das gerichtete Wachsen von Eiskristallen. Die Eiskristalle von Nadeleis wachsen entsprechend dem Wärmefluss senkrecht zur Abkühlungsfläche und sind vor allem für Kammeissolifluktion und Frosthub von entscheidender Bedeutung.
3. Motor für alle Strukturbildungen ist die Anziehungskraft von Eis auf Wasser und die damit verbundene Eislinsenbildung im Boden. Das Wasser gefriert zunächst an Ort und Stelle und „saugt“ anschliessend von der nicht gefrorenen Umgebung weiteres Wasser an. Da Wasser als Dipol wirkt, wird es von Eismolekülen (und anderen Wassermolekülen) angezogen. (Anziehungskraft [Potential P] ist der Dielektrizitätskonstanten D umgekehrt proportional: Eis = 2, Wasser = 81.) Bei schnellem Eindringen der Frostfront (durch grosse Abkühlung) gefriert das Porenwasser rasch an Ort und Stelle, wodurch die Wasserbewegung im Boden stark eingeschränkt wird. Verläuft der Gefriervorgang aber langsam, dann kann viel Wasser im Boden bewegt werden, was zur Bildung von Eislinsen führen kann. Dieser Vorgang wird weiter durch die Korngrösse des Substrates beeinflusst. Ein scheinbar gefrorener Boden enthält Anteile an flüssigem Wasser in dünnen Filmen rund um die Mineralkörner. Dementsprechend nimmt der ungefrorene Wasseranteil mit der Abnahme der Korngrösse zu (grössere Oberfläche). Zudem nimmt auch die Wasseranziehungskraft der Frostfront mit der Abnahme der Korngrösse zu. Das heisst, dass feinkörnige Böden viel anfälliger auf Frosthebung sind, als saubere Sande oder Kiese. Dehydratation und die damit verbundene Schrumpfung ergibt Risse und Spalten, besonders in vorher wassergesättigten Substraten. Das kann zur Bildung von Eiskeilen führen.

7.1.2 FROSTSPRENGUNG

Die Frostsprengung ist einer der dominanten Mechanismen in periglazialen Zonen. Diese durch Frost gesprengten Gesteine sind auch auf Macun eine dominante Erscheinung.



Im geschlossenen System steigt der Druck von gefrierendem Wasser bis 2115 kg/cm^2 an, wobei die maximale Zugfestigkeit von Gestein bei 250 kg/cm^2 liegt. In der Natur treten geschlossene Systeme jedoch nur bedingt auf: Damit Wasser in eine Spalte eindringen kann, muss diese gegen aussen geöffnet sein. Somit kann ein natürliches System nicht komplett geschlossen sein. Bei schnellem Abkühlen gefriert Wasser in einer Spalte von aussen nach innen, wodurch ein Zustand erreicht wird, der dem eines geschlossenen Systems ähnlich ist. Die Sprengwirkung ist im Vergleich zum echten geschlossenen System trotzdem stark verringert. Doch aufgrund der grossen Differenz zwischen Gefrierdruck des Eises und der Zugfestigkeit des Gesteins kann die Frostsprengung trotzdem einsetzen. Zudem wird durch mehrmalige Zyklen von Gefrieren und Tauen das Gestein ermüdet und die Zugfestigkeit nimmt fortlaufend ab, bis die Sprengwirkung schlussendlich genügt, um den Bruch auszulösen.

Primärrisse in den Gesteinen sind nicht nötig für das Ansetzen der Frostsprengung. Das Wachstum der Eiskristalle kann in Gesteinsporen stattfinden. Je grösser das Porenvolumen ist, umso intensiver erfolgt die Verwitterung. Inwieweit das gerichtete Wachstum von Eiskristallen zusätzlich die Frostsprengung fördert, ist noch nicht vollständig erforscht. Von gewissen Autoren wie Weise (1983) wird dieser Vorgang sogar als der Entscheidende zur Frostsprengung angesehen.

Das Gefüge des Gesteins beeinflusst zusätzlich stark die Anfälligkeit auf Frostsprengung: Geschieferete Gesteine zum Beispiel bieten infolge ihrer leichten „Spaltbarkeit“ günstige Wasser - Infiltrationsbahnen und sind daher sehr frostanfällig. Im Gegensatz dazu stehen sehr kluftarme, dichte und ungeschieferete Gesteine – sie bilden geringe Angriffsflächen.

Die Lockerung des Gesteines durch Isotropie der einzelnen Mineralkörner stellt eine weitere Möglichkeit zur Auflockerung des Mineralverbandes dar.

Frostsprengung erzeugt eckigen Schutt aller Grössenklassen.

Die Gesteine auf Macun sind zum grössten Teil vergneist. Die Folge davon ist die Ausbildung von plattigem Schutt (siehe Abbildung 7-1). Besonders schön ist diese Plattenbildung in den Bänderamphiboliten und den Gesteinen der Flüelagranitgneisassoziation zu sehen.



Abbildung 7-1 Ehemals kompakter Flüelagranitgneissblock mit Frostsprengungsbrüche parallel zur Schieferung.



Augenfällig ist die starke Verwitterung auf den Felsgraten rund um den Kessel. Vor allem durch Frostsprengung wird der Fels zerlegt. Viel Material bleibt auf den nur leicht abfallenden „Kämmen“ liegen.

7.1.3 FROSTHUB UND FROSTSCHUB

Eiskristalle wachsen senkrecht zur Abkühlungsfront, dementsprechend wird Material in entgegengesetzter Richtung zur Frostfrontbewegung transportiert (Frosthub). Die Frostfront kann aber auch seitlich eindringen; in Strukturböden z. B. gefriert die Grobschuttpackung zuerst. Der Frost dringt von dort aus seitlich in den Feinerdekern ein. Der Frostschub (frost thrusting) wirkt seitlich vom Feinerdekern auf die Grobschuttpackung ein und presst die Steine. Es ist also sowohl vertikaler als auch seitlicher Druck vorhanden und wirksam.

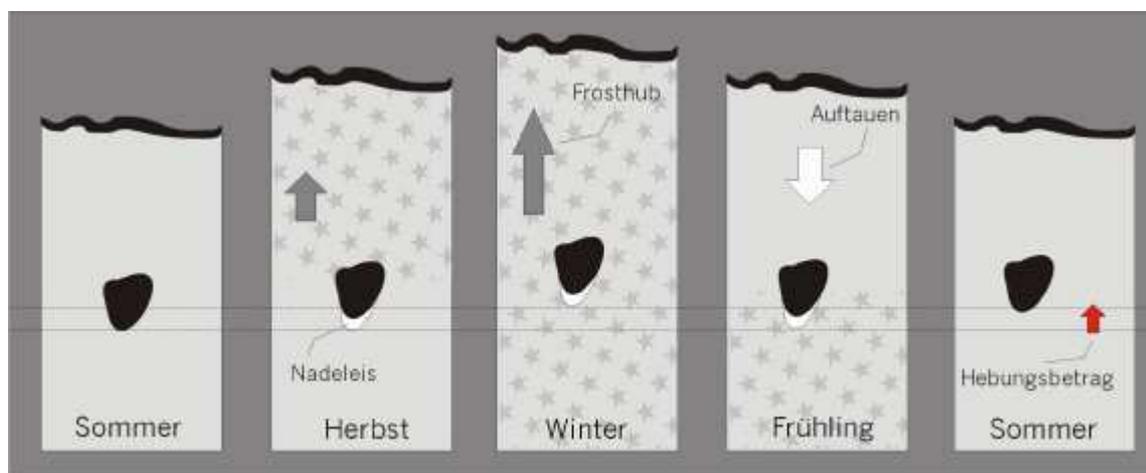


Abbildung 7-2 Prinzip von Frosthub und Frostdruck. Umgezeichnet nach Fraedrich 1996.

Frosthubhypothese: (Siehe Abbildung 7-2) Die Frostfront dringt in den Boden, der Stein friert im weitgehend wassergesättigten Feinmaterial fest und wird mitgehoben (Herbst und Winter). Die Hebung insgesamt erfolgt durch das senkrecht zur Oberfläche gerichtete Wachstum von Eiskristallen im Boden und durch das Ausweichen des zugenommenen Bodenvolumens nach oben. Die Gefrierfront rückt weiter vor und durchdringt diesen aufgrund besserer Wärmeleitfähigkeit schneller als die ihn umgebenden Sedimente. Dadurch bilden sich an dessen Unterseite Nadeleis (Herbst). Während des Wiederauftauens durchdringt diesmal die Auftaufront den Stein zuerst und lässt das Nadeleis schmelzen, an dessen Stelle sich Feinmaterial setzt und somit das Zurücksinken verhindert. Der Stein macht damit eine Bewegung Richtung Oberfläche. Die *reine Frostdruckhypothese* nach Washburn (1979) geht davon aus, dass die Hebung nur durch das Wachstum von Eiskristallen unter der Grobkomponente passiert. Sehr wahrscheinlich ist diese Möglichkeit dort, wo Steine beim Auffrieren Vegetation durchbrechen.

Bei voll aufgetautem Boden können Steine wieder einsacken, wenn dieser aufgrund des hohen Wassergehaltes schlammig wird. Entsteht dadurch eine kopfsteinpflasterartige Oberfläche, so spricht man von einem Pflasterboden.



7.1.4 SOLIFLUKTION (BODENFLIESEN, FLIESSERDE) UND DIE BILDUNG VON ERDZUNGEN

Für periglaziale Gebiete wird auch oft der Ausdruck Gelifluktion oder Kongelifluktion verwendet, da der Begriff Solifluktion für verschiedene Klimata, auch ohne Frosteinwirkung, verwendet wird.

Laut Murawski (1992) handelt es sich dabei um eine hangabwärtige Bewegung von Schutt und Bodenmassen, vor allem in periglazialen Gebieten.

Grundvoraussetzung für die Entstehung von Solifluktion ist die Bereitstellung von Wasser und eine mehr oder weniger undurchlässige Unterlage. Diese Voraussetzungen werden beim Auftauen von Permafrost oder Winterfrostboden erfüllt. Durch die sommerliche Erwärmung beginnt die oberste Bodenschicht aufzuschmelzen, was zusammen mit der Schneeschmelze und Regen zu einer Übersättigung der Auftauschicht führt. Die noch länger gefrorenen, tieferen Bodenschichten bilden dabei den wasserundurchlässigen Untergrund. Bereits ab geringer Hangneigung beginnt dann die übersättigte Bodenschicht zu fließen. Dieser Vorgang führt zur Bildung von Erdzungen, die charakterisiert sind durch eine lobenartige Form mit einer steilen Front.

Ein spezielles Phänomen von Solifluktionsformen sind die sogenannten Wanderblöcke. Das sind Gesteinsblöcke (oft Erratiker), die in der Auftauschicht durch die Gravitation abrutschen und dabei an der Front charakteristische Stirnwülste aufbauen und eine Furche auf der Rückseite hinterlassen. Diese Wanderblöcke sind auf Macun eine häufige Erscheinung.



Abbildung 7-3 Wanderblock unterhalb des Chavagliet. Gut zu erkennen sind die charakteristische Stirnwulst und die Furche auf der Bergseite des Blockes (Pt. 805657/179739).



7.1.5 KAMMEIS

Die 2.5 bis 6 cm langen, nadelähnlichen Kristalle werden direkt unter und rechtwinklig zur Bodenoberfläche gebildet und zwar an Standorten, wo die tägliche Temperaturfluktuation über den Gefrierpunkt geht. Üblich ist Kammeisbildung für periglaziale Regionen, wo sie zur Sortierung von Material in strukturierten Böden und bei Hangabwärtsbewegungen massgeblich beteiligt ist.

Kammeis lockert die oberste Bodenschicht stark auf, verhindert Vegetationswachstum und begünstigt Winderosion (Deflation).

Durch das Kristallwachstum des Kammeises werden die Bodenpartikel senkrecht zur Bodenoberfläche x angehoben und erreichen dadurch die neue Oberfläche y (siehe Abbildung 7-4). Beim Tauen am Hang erfolgt die Verlagerung der Partikel nicht mehr senkrecht zur Oberfläche, sondern lotrecht. Diese beiden Bewegungen führen zu einer Netto-Hangabwärtsbewegung (In Abbildung 7-4 rot eingezeichnet). Dieser Vorgang mit nur geringer Eindringtiefe in den Boden wird Kammeissolifluktion oder Frostkriechen genannt und ist für Gebiete wie das Macun ein stark wirkender Mechanismus.

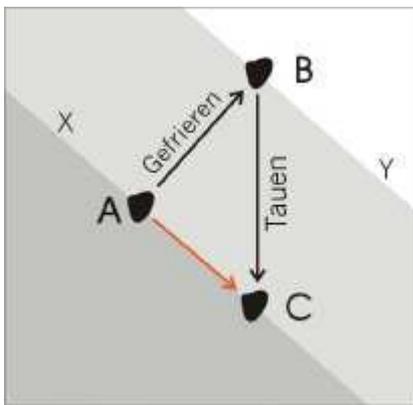


Abbildung 7-4 Bewegung eines Bodenpartikels während eines Gefrier/Tau-Zyklus. Rot eingezeichnet ist die Nettobewegung Hangabwärts des Bodenpartikels.

7.1.6 TIEFFROSTSCHWUND

Unter Tieffrost-Schwund (frost cracking) versteht man das Aufreißen von Spalten im Frostboden bei Temperaturen unter dem Gefrierpunkt. Dieser Effekt passiert Aufgrund des Zusammenziehens des Eises bei der weiteren Abkühlung nach der maximalen Ausdehnung bei 4 Grad Celsius (bis 0.05 mm pro Meter Eissäule pro °C).

7.2 EINIGE BEISPIELE

Das Zusammenwirken der oben beschriebenen Mechanismen führt oft zu auffälligen Ausprägungen des Bodenbildes. Anhand einiger Beispiele, die auf Macun beobachtet werden können, soll dieses Zusammenspiel kurz erläutert werden.



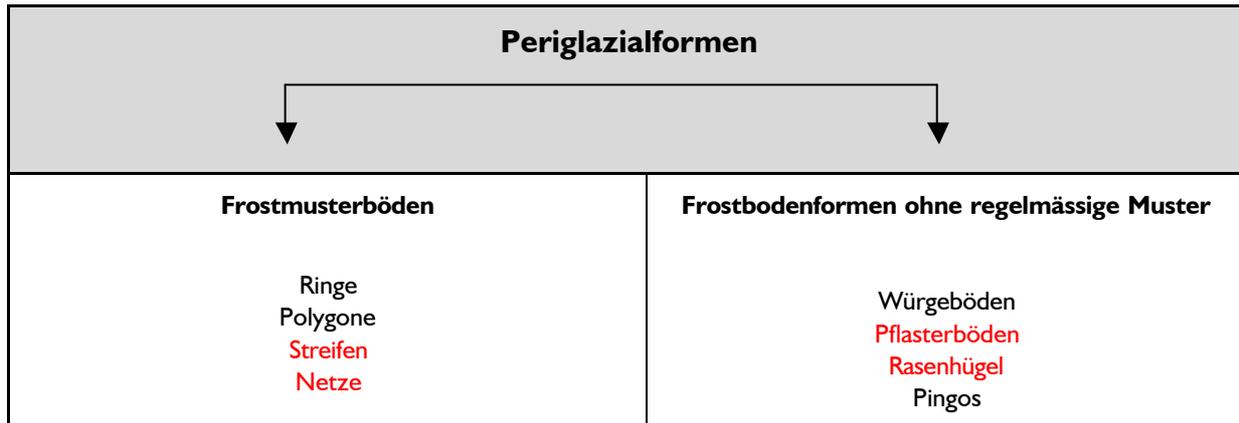


Abbildung 7-5 Überblick über einige Formen periglazial geprägter Böden. In roter Farbe geschrieben sind diejenigen Böden, die auf Macun anzutreffen sind (nach Weise 1983).

7.2.1 STEINSTREIFEN

Abwechselnde Streifen von Fein- und Grobmaterial laufen senkrecht zum Streichen des Hanges abwärts (bis 1m breit pro Streifen und bis 100m lang). Sie ersetzen sortierte Polygone und Netze auf schiefen Flächen. Dies kann bereits ab 1° Neigung der Fall sein.

Bildungsbeginn der Streifen stellen eventuell Risse parallel zum Streichen des Hanges dar (Weise 1983). Neuere Untersuchungen zeigen hier andere Möglichkeiten auf. Werner und Hallet (1993) finden mit statistischen Versuchen folgendes: „*In the simulations, sorted stripes emerge and develop spontaneously. Random spatial fluctuations in the initial texture evolve into regions of high and low stone concentration slightly larger than the area over which stone concentration is averaged to obtain the local slope. This initial division into stone and soil domains arises through positive feedback. Fluctuations in stone concentration are unstable because of the decreasing mobility of stones with increasing stone concentration, owing both to the interference by neighbouring stones and to limited needle ice growth in stone domains. Relative uplift of soil domains by preferential subsurface ice growth focuses stone transport along the margins of incipient stone domains. Net downslope stone transport leads to a downslope elongation of incipient textural domains, resulting in a series of alternating stone and soil bands*“. (In den Simulationen entstehen und verschwinden sortierte Streifen spontan. Zufällige räumliche Fluktuationen in der initialen Textur führen eher in Regionen hoher und geringer Konzentrationen von Steinen, als in eine durchschnittliche Kornverteilung, die dem jeweiligen Böschungswinkel entspricht. Die initiale Trennung in Stein- und Bodendomänen wächst durch positives Feedback. Fluktuationen in den Steinkonzentrationen sind instabil, weil die Mobilität der Steine mit zunehmender Steinkonzentration abnimmt (aufgrund der Interferenz von benachbarten Steinen und der Limitierung von Kammeiswachstum in Steindomänen). Die relative Hebung der Bodenbereiche durch Nadeleis fokussiert den Steintransport auf die Randbereiche der beginnenden Steinbereiche. Der Hangabwärtstransport führt zur Elongation von sortierten Bereichen und somit zur Bildung von hangparallelen Streifen – alternierend grob und fein.)

In den sortierten Streifen beobachtet man eine Einregelung der Längsachsen der Komponenten parallel zu den Streifen (Fabric). Gleichzeitig stellt man fest, dass sich die Steine gegenseitig stark stabilisieren.





Abbildung 7-6 Typische Steinstreifen, wie sie zum Beispiel von Washburn beschrieben werden. Deutlich ist die Einregelung der Längsachsen der Komponenten in den grobkörnigen Bereichen parallel zur Fliessrichtung zu sehen (Pt. 805935/177980).

Auf Macun gibt es Steinstreifen, die einer etwas anderen Bildung entspringen. Sie bilden sich in präexistente Rinnen oder Geländedepressionen, welche eventuell durch Abfließen von Schmelzwasser oder Gletscherschrammung (Parallelität zu Gletscherrichtung) entstehen. Die Blöcke fallen oder fließen (Solifluktion) von den Seiten in die Rinne, bis sich schliesslich neben den Rinnen blockfreie Zonen bilden. In den groben Bereichen sind Einregelungen festzustellen. Gleichzeitig werden die Rinnen teilweise durch Schmelzwasser gespült, was das Nichtvorhandensein von Feinmaterial im Zentrum der Streifen zusätzlich erklärt.

Im Gegensatz zu den eigentlichen Steinstreifen sind diese nicht so konstant in ihren Ausdehnungen: sie variieren in der Breite und bilden auch Kurven. Teilweise findet man am unteren Ende solcher Steinstreifen auch kleine Schuttfächer, die das Spülen der Streifen zeigen (siehe Abb. 7-7).



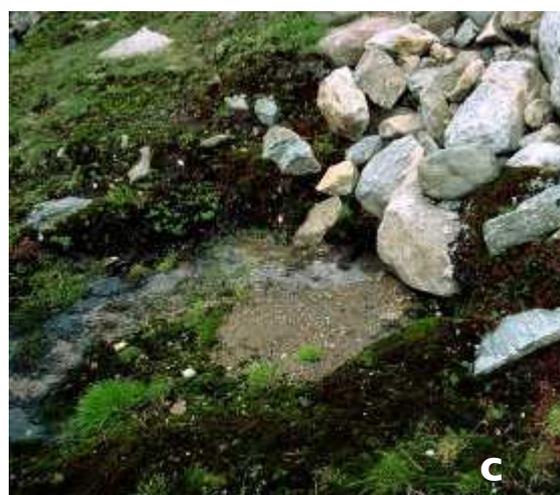
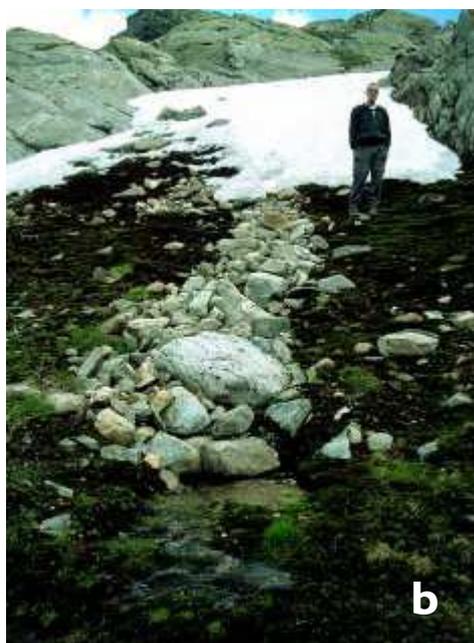


Abbildung 7-7 Zwei Beispiele für die Steinstreifen (a Pt.805965/178257 und b Pt. 805791/179275), die auf Macun sehr typisch sind: Einzelstreifen umgeben von feinerem Material. Speziell zu beachten ist der kleine Schuttfächer unterhalb des Streifens in Abbildung 7.7c, welcher durch das Schmelzwasser des Altschnees darüber gebildet wird.

Ein weiteres Phänomen, welches als Steinstreifen bezeichnet werden könnte, sind die sogenannte Schneetälchen. Deren Entstehung kann man sich folgendermassen vorstellen: Schnee wird nicht gleichmässig abgelagert, sondern vor allem in diesen Höhen stark verweht und dadurch in Depressionen und im Windschatten von Erhebungen angehäuft. Dies hat zur



Folge, dass der Schnee an speziellen Stellen länger liegen bleibt (auch unterstützt durch Sonnenabschattung) und dadurch hat die Vegetation mühe, solche Nischen zu besiedeln. Was schlussendlich die Schneetälchen von den Steinstreifen unterscheidet, ist die Tatsache, dass in diesen aufgrund der ebenen Ausrichtung keine gravitative Bewegung stattfindet. Somit gibt es auch keine Einregelung der Grobkomponenten.

7.2.2 NETZBODEN

So werden Strukturböden genannt, die weder dominant polygonale noch kreisförmige Strukturen aufweisen. Diese werden meist durch Risse gebildet (Trockenrisse, Tieffrostschwind). Sie finden sich vor allem auf ebenen Flächen mit grossem Feinmaterialanteil, wurden aber auch schon auf Flächen mit über 20 Grad Neigung beobachtet (Washburn 1979). Die Vegetation konzentriert sich oft aufgrund von geringerer Kammeisbildung entlang der Risse.



Abbildung 7-8 Ausschnitt aus dem Netzboden. (Pt. 805095/178920)

Abbildung 7-8 zeigt den Netzboden am westlichen Rand des Kessels von Macun. Seine Position liegt innerhalb eines Endmoränenwalls eines kleinen Firngletschers. Innerhalb dieses Moränenwalles konnte sich auf einer Fläche von etwa 25 m² Feinmaterial ansammeln. Dieses ist bis weit in den Sommer hinein mit Schnee bedeckt und wird auch nach dessen Abschmelzen von Schmelzwasser anderer Schneeflecken versorgt. Da die Bildung dieser Risse somit kaum durch Austrocknung zustande kommen, wird Tieffrostschwind für deren Entstehung vermutet.



Bemerkenswert ist die Tatsache, dass sich die Vegetation vor allem auf die bis 10 cm breiten Spalten konzentriert. Ob die Bildung rezent noch weitergeht, oder ob diese Strukturen fossil sind, lässt sich nur durch weitere Untersuchungen klären.

7.2.3 PFLASTERBÖDEN

Sie zeigen eine flächenhafte, mosaikartige Bedeckung der Oberfläche durch überwiegend flach liegende Steine.

Genese: Auffrieren der groben Komponenten – Sättigung des Untergrundes mit Feuchtigkeit – Drehen, Wenden und Einrücken der Steine in den aufgeweichten Untergrund durch das Eigengewicht der Steine und das Gewicht des überlagernden Schnees.

Diese Pflasterböden sind nur auf stark vernässten, flachen Ebenen zu finden.



Abbildung 7-9 Pflasterboden (Pt. 805425/178325)

In Abbildung 7-9 ist ein solcher Pflasterboden zu sehen. Auffällig ist der Bereich im Mittelgrund des Bildes: Ein Flüelagranitgneissblock, welcher durch Frostsprengung in Scheiben zerlegt wurde (vergleiche dazu Abbildung 7-1), versank durch sein eigenes Gewicht und das des darüberliegenden Schnees im stark aufgeweichten Boden. Seine ursprüngliche Form kann noch erahnt werden.

7.2.4 BUCKELWIESEN (EARTH HUMMOCKS, THUFUR, RASENHÜGEL)

Thufure sind von Vegetation bedeckte Hügelchen. Es sind kleine, ovale bis runde Kuppen von 30 – 80 cm Höhe und 40 – 150 cm Durchmesser. Sie kommen in dichter Vergesellschaftung



in ziemlich einheitlicher Grösse vor und bilden sogenannte Buckelwiesen. Es gibt auch plateauförmige, schildförmige und wallförmige Thufure. Sie enthalten Steine oder einen Kern aus im Winter gefrorenem Mineralboden unter einer geschlossenen Rasendecke. Sie sind weit verbreitet in subpolaren und alpinen Bereichen, aber auch aus polaren Gebieten gut bekannt (Weise 1983). Ihre Bildung kann nicht einem speziellen frostdynamischen Prozess zugeordnet werden, jedoch scheint Kryoturbation eine wichtige Rolle zu spielen (Ehlers 1996).

Eine solche dichtgescharte Buckelwiese ist am nordwestlichen Ende des Lai d'Immez zu finden. Öffnet man einen solchen Buckel, so ist auch hier ein mineralischer Kern zu finden (siehe Abbildung 7-10). Die Buckel sind zwischen 30 und 50 cm hoch und ihre Form ist plateauförmig bis wallartig.



Abbildung 7-10 Buckelwiese (Pt. 805745/178830). Öffnet man einen Buckel (unteres Bild), ist der mineralische Kern zu sehen.



7.2.5 NIVATIONSFLÄCHEN

Laut Definition nach Washburn (1979) ist mit Nivation folgendes gemeint: „Nivation ist lokale Erosion an einer Hangseite durch Frostverwitterung, Materialverlagerung und Schmelzwassererosion am Rand und unter verweilendem Schnee.“

Mit verweilendem Schnee ist Altschnee gemeint. Für dessen Überdauern über die Frühlings- und ersten Sommermonate hinaus sind Akkumulation des Schnees in Windschattenmulden und Exposition entscheidend. Dabei kann sich der Schnee durch Windverfrachtungen in Windschattenmulden bis zu einigen Metern akkumulieren und so weit in die Sommermonate hinein liegen bleiben. Den gleichen Effekt hat auch eine Exposition der Schneedecke gegen Nord-Nord-Ost bis Nord-Nord-West. Die Schmelzwirkung der Sonne kann durch einen schlechten Einstrahlwinkel nicht voll oder gar nicht einsetzen. Die Verteilung dieser Erscheinung ist also beeinflusst durch die Topographie und eng verbunden mit der Position der orographischen Schneelinie.

Der Schnee kann als Katalysator von Verwitterung und Erosion betrachtet werden. So beziffert Flint (1957) die Zunahme der physikalischen Verwitterung unter Altschnee mit dem Zehnfachen und die der chemischen Verwitterung mit dem Dreifachen. Dies wird vor allem durch die konzentrierte Anwesenheit von Wasser erreicht. Zudem verhindert der Schnee das Wachsen einer schützenden Vegetationsdecke.

Dominierender Mechanismus auf Nivationsflächen ist die Solifluktion. Oft sind kleinere Erdzungen und Einregelungen der Steine zu beobachten.

Bemerkenswerterweise sind ein grosser Teil der Nivationsflächen auf Macun Südwest bis Nordwest ausgerichtet – d. h. die Sonne kann mit einem idealen Winkel auf die Altschneefelder scheinen und trotzdem können sie sich sehr lange halten. Dies zeigt, dass auf Macun die Akkumulation des Schnees der dominierende Faktor für die Bildung von Nivationsflächen sein muss.

8 BLOCKGLETSCHER (ROCK GLACIERS, ROCK STREAMS)

Definition: Blockgletscher sind grobblockige, meist zungenförmige Schuttkörper, deren Oberfläche durch parallel oder konzentrisch angeordnete Wülste eine „Fluidialstruktur“ erhält und so den Eindruck einer erstarrten Gletscherzunge aus Blockschutt vermittelt (Schweitzer 1968).

8.1 MORPHOLOGIE DER BLOCKGLETSCHER

Blockgletscher sind mächtige Geröllmassen, deren Oberfläche Anzeichen von bewegenden, viskosen Materialien zeigt.

Im unteren Teil von Blockgletschern sind steile Fronten (Bewegungsstirnen) mit Neigungen zwischen 32 - 40°, also meist grösser als der Schüttwinkel der entsprechenden Lockermaterialien, auszumachen. Oft finden sich grosse Blöcke, welche die steilen Flanken hinuntergerutscht sind, am Fusse der Stirn.





Abbildung 8-1 Stirn von Blockgletscher „Macun I“

Blockgletscher weisen immer konvexe Oberflächenprofile auf. Typisch ist das Fehlen von Vegetation aufgrund der Bewegung des randlichen Hanges, was auch als Merkmal von aktiven Blockgletschern gedeutet wird.

Die Blockmassen verteilen sich über viele konkave und konvexe Formen auf der Oberfläche von Blockgletschern. Sie sind durch Quer- und Längswülste mit kerbenförmig eingetieften Gräben, Senken und trichterförmigen Toteislöchern gegliedert. Die maximale Höhe der Wülste beträgt ca. 10 m, sie sind oft parallel geschart. Dies wird meist als Fließform gedeutet und man postuliert eine zähflüssige Bewegung des Schuttes (Weise 1983).

8.2 MIKRORELIEF VON BLOCKGLETSCHERN

Die Ursache dieser charakteristischen Formen ist in zwei Gründen zu suchen:

- Produktion / Verlust von Eis an der Oberfläche
- Variation der Blockgletscher durch ihre Bewegung in Raum und Zeit

Unregelmässige Furchen, „sinkhole“-ähnliche, löffelförmige Depressionen und weitere Thermokarstformen entstehen durch thermale Erosion unter dem Einfluss von fließendem Schmelzwasser. Die Bildung und das Wiederauftauen von Klufteis (interstitiale ice) führen zu Druckkräften und Spannungen, die zusammen mit dem Gefälle eine Fließbewegung erzeugen (Häberli, 1985).



Regelmässige Furchen, Rücken, Systeme von Rücken stehen in Beziehung mit der Bewegung von Blockgletschern.



Abbildung 8-2 "sinkhole"-förmige Depression

- Longitudinale Strukturen widerspiegeln extensives Fliesen
- Transverse Strukturen charakterisieren kompressives Fliesen
- Diskontinuitäten bezeichnen Scherbrüche im Blockgletscher

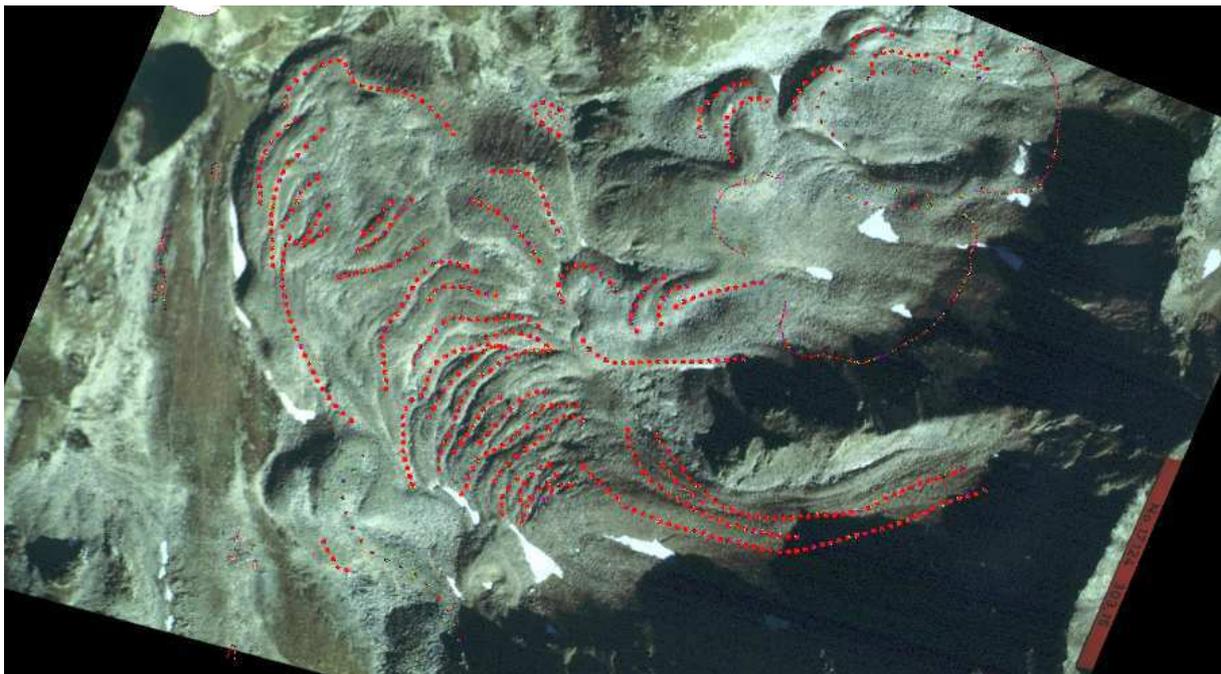


Abbildung 8-3 Georeferenzierter Blockgletscher "Macun I" mit eingezeichneten Wällen

Die vorhandenen Strukturen zeigen nicht die momentanen Stressfelder oder daraus resultierende Bewegungen, sondern reflektieren oft komplexe Deformationsgeschichten.



8.3 ENTSTEHUNG VON BLOCKGLETSCHERN

Häberli verwendet den Begriff „Protalus rampart“ zur Beschreibung eines initialen Blockgletschers.

Mögliches Entstehungsszenario

Lawinen kommen im Winter an steilen Hängen (>30 Grad) vor und sammeln sich am Fusse der Hänge. Die Schneeschicht schützt vor Sonneneinstrahlung, was die Bildung von Permafrost begünstigt. Oft bilden sich perennierende Schneebänke oder sogar „glacierets“, die den Sommer „überleben“.

Der Ursprung der Eises als elementares Element ist in den meisten Fällen jedoch im Niederschlag zu suchen. Im Schutt eingelagerte Schneelinsen oder Schmelzwasser die im oberen Teil der subnivalen Zone zu neugebildetem Eis gefrieren, führen zu einer Anreicherung der Eisvolumengehaltes (bis 40 - 60 %). Dabei muss das Eis nicht als Eislinse im Schuttkörper vorhanden sein, sondern kann auch als Eiszement (gefrorenes Feinmaterial) auftreten.

Sobald die Dicke des Debris - Eis - Gemisches gross genug ist, beginnt der Hangfuss, durch den unter dem Druck der auflagernden Gesteinsmasse plastisch gewordenen Körpers, mit einer blockgletscherähnlichen Front zu kriechen („Protalus rampart“). Es entstehen zungen- oder lappenähnliche Blockgletscher.

8.4 VERTEILUNG VON BLOCKGLETSCHERN

Blockgletscher sind Phänomene von periglazialer Geomorphologie. Sie kommen in kalten, trockenen Gebirgsgebieten, im oberen Teil der heutigen subnivalen Stufe vor.

Folgende Kriterien müssen zur Entstehung von Blockgletscher erfüllt sein.

- Grosse Zufuhr von Lockergesteinsmaterial
- Permafrost
- Minimale Hangneigung

Höhenlage

Die Verteilung von Blockgletschern kann nach Häberli (1985) mit Abbildung 8-4 dargestellt werden. Sie wird eingegrenzt von der Untergrenze des diskontinuierlichen PF und der Gleichgewichtslinie der Gletscher. Darüber existiert nur Gestein, Firn und Eis.

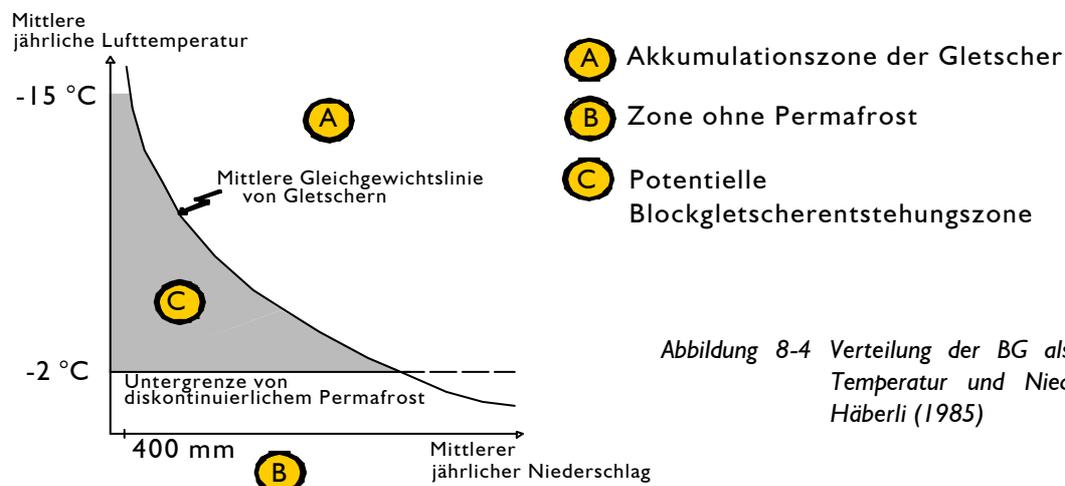


Abbildung 8-4 Verteilung der BG als Funktion von Temperatur und Niederschlag, nach Häberli (1985)

Exposition

Häberli (1985) spricht von einer geringeren Expositionsempfindlichkeit als bei Gletschern. Die südexponierten Blockgletscher fallen jedoch grundsätzlich kleiner aus, da oft nur am Fusse der Hänge Permafrost anzutreffen ist. Grosse, weite Formen sind nur in nördlichen Expositionen zu finden.

Die Studien und Messungen an Blockgletschern in Macun von Barsch (1969) konnten noch keine Hinweise auf die Gesteins- und Expositionsabhängigkeit geben, er erkannte aber die Wichtigkeit des Volumens der bereitgestellten Schuttmasse.

Hangneigung

Voraussetzung ist eine minimale Hangneigung, die abhängig von der Stressverteilung im Permafrost und der Dicke der ganzjährig gefrorenen Sedimentschicht ist. Sie beträgt etwa 5° .

Bei Hangneigungen grösser als $30\text{-}35^\circ$ ist die Sedimentschicht zu gering um Blockgletscher zu bilden.

Lithologie

Ein wichtiger Faktor zur Entstehung von Blockgletschern ist der Typ der Geröllquelle, die das „Baumaterial“ liefert (Siehe Kapitel 5-5). Abbildung 8-5 zeigt am Beispiel eines „Blockgletscherkomplexes“ im Vadret da Nuna den Ursprung seiner „Gerölllieferquellen“. Auf dem Luftbild (Abbildung 5-1, oben rechts) ist zudem der farbliche Unterschied der beiden – den Blockgletscher aufbauenden – Lithologien zu erkennen. Von elementarer Bedeutung ist ebenfalls die Korngrössenzusammensetzung des Verwitterungsproduktes.



Abbildung 8-5 Blockgletscher im Vadret da Nuna



9 BLOCKGLETSCHER AUF MACUN

In der Umgebung von Macun treten im Höhenbereich von 2400-2800 m fast in jedem Kar, soweit es nicht rezente Gletscherbecken enthält, einer oder mehrere Blockgletscher auf. Der von ihnen aufgearbeitete Schutt entstammt den Felshängen ihrer Umgrenzung bzw. den Schutthalden oder Moränen in ihrem Einzugsgebiet.

Die grossen Blockgletscher im Kessel von Macun und in den nebenliegenden „Vadrets“ finden ihren Ursprung in Karen, deren umgrenzenden Felswände grosse Verwitterungsschuttproduzenten darstellen und für Nachschub von mehreren Seiten sorgen.



Abbildung 9-1 Blockgletscherlandschaft auf Macun

Kleinere Blockgletscher erhalten nur eine einseitige, zonale Zufuhr von Blockschutt aus rückliegenden Schuttfächern, Seitenmoränen, usw.

Gerölluntersuchungen der Blockgletscher und die Lithologien der umliegenden anstehenden Felswände zeugen von hauptsächlich drei Gesteinstypen, welche die markanten Blockgletscher Macuns aufbauen.

Im wesentlichen treten Orthogneise der Flüelagranitischen Assoziation auf. Dazu kommen in kleineren Zonen Biotitgneise mit nur geringem Anteil, sowie in den Gratzonen Amphibolite, die gegenüber den Gneisen durch eine etwas grössere Widerstandsfähigkeit ausgezeichnet ist. Als Folge der intensiven mechanischen Verwitterung liefern alle Lithologien ausserordentlich viel Schutt.

Eine Beschreibung ihrer „periglazialen Relevanz“ findet sich in Kapitel 5-5, eine petrologische Erläuterung ist in Kapitel 3 aufgeführt.



9.1 ENTSTEHUNG DER BLOCKGLETSCHER MACUNS

Das Grosskar von Macun ist vor 13000 Jahren nach der Daunvergletscherung eisfrei geworden. Die Daunmoränen treten erst weit unterhalb Macun auf 2000 – 2100 m.ü.M. bei der Alpe Zeznina Dadaint auf (Salathé, 1961). Die markante Seitenmoräne, die mit Gehängeschutt maskiert wurde, ist auf der geologischen Karte als Moränenwall kartiert.

Um 1850 haben nach der Urausgabe der Dufourkarte Nr.15 (Bl. Davos-Martinsbruck von 1853 (1:100000)) und der Urausgabe der Siegfriedkarte Nr.424 (Blatt Zernez, 1:50000) nur die 2



Abbildung 9-2 Ausschnitt aus der Dufourkarte (1853)

Gletscher oberhalb der heutigen Blockgletscher 4 und 5 existiert. Die Kartierungen von Barsch et al. (1965-67) haben ergeben, dass ein weiterer Gletscher oberhalb „Macun I“ gelegen haben muss. Die Seitenmoränen, bzw. Endmoränen sind zum Teil in kleine randliche Blockgletscher eingearbeitet worden und dessen Zungenbecken ist als grosse Hohlform oberhalb des BG „Macun I“ zu finden.

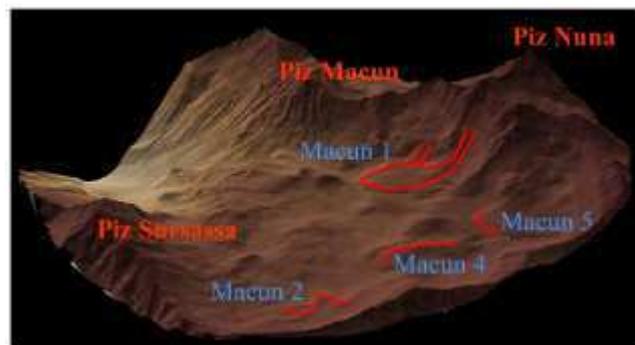


Abbildung 9-3 Schematische Darstellung der im Text erwähnten Blockgletscher

All diese Gletscher sind seit 1850 bis auf wenige Kubikdekameter Blankeis abgeschmolzen. Der Gletscher bei „Macun 5“ soll dabei seit 1850 rund 30'000 m³ verloren haben (Barsch 1969).

Nach dem Rückzug der Gletscher wurden die verbleibenden End- oder Seitenmoränen als Blockgletscher reaktiviert, wie z.B. Blockgletscher „Macun 2“ oder „Macun 4“ - der in untenstehendem Kapitel näher beschrieben ist - oder weisen zumindest blockgletscherartiges Fließen („Macun 5“) auf.



9.1.1 BLOCKGLETSCHER „MACUN 4“

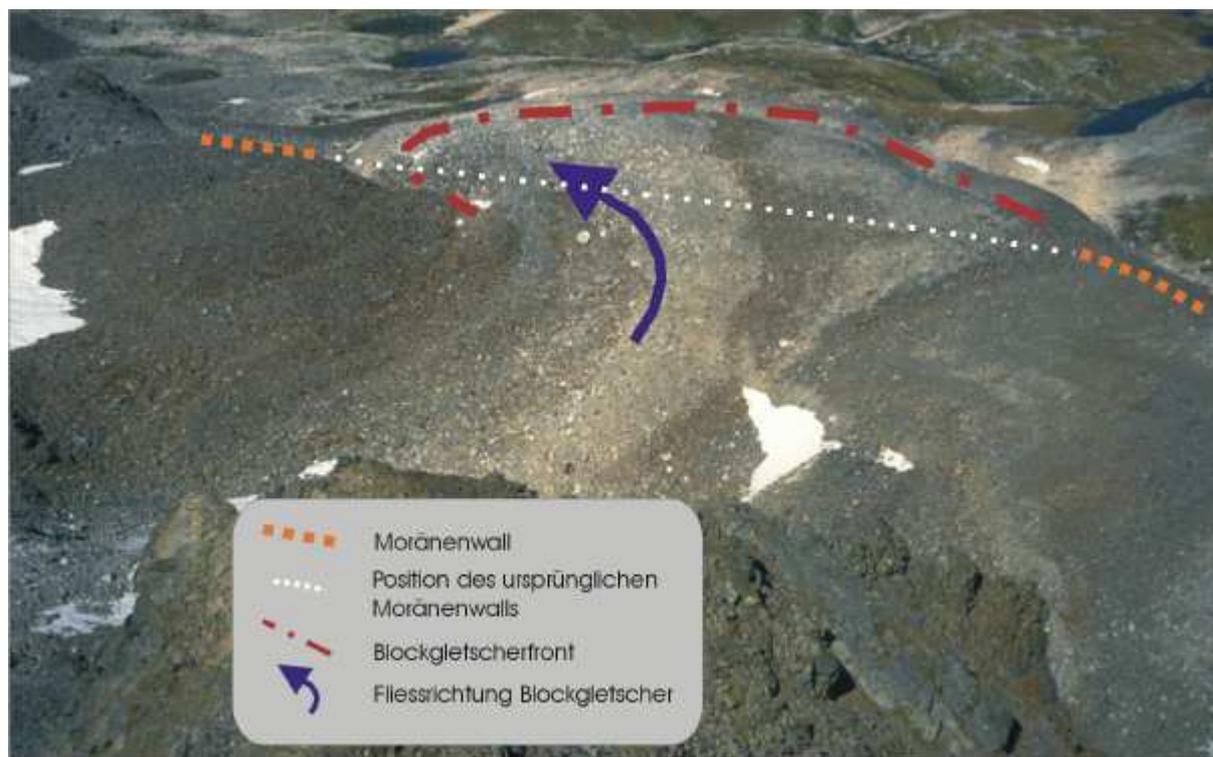


Abbildung 9-4 Blockgletscher nördlich des Munt Baselgia. Blick vom Munt Baselgia Richtung Nord (Pt. 805500/178200).

„Macun 4“ - nördlich des Munt Baselgia - ist ein Blockgletscher, der sich aus dem Endmoränenstand von 1850 entwickelt hat. Wie in Abbildung 9-4 dargestellt, sind Bereiche dieses Moränenstandes am Rande des Walls stationär geblieben (braun gepunktete Linie), während sich der zentrale Teil (weiss gepunktete Linie) blockgletscherartig, dem Gefälle des Untergrundes entlang bewegt hat (blauer Pfeil). Die Front des neu entstandenen Blockgletschers (Linie aus Punkten und Strichen) hat sich um ca. 200 Meter bewegt.

Auffällig sind auch die Farbvariationen in den Lockergesteinen. Sie entstehen einerseits aufgrund von Lithologieunterschieden und andererseits durch unterschiedliche Verwitterungsstadien dieser Gesteine. Die farblichen Unterschiede zeichnen den Fliessweg des Blockgletschers nach. Am Hang des rechten stationären Moränenwalles (unterhalb der gepunkteten braunen Linie) sind Erosionsränder zu erkennen, die eventuell durch die Absenkung des Beckens aufgrund des „Ausfliessens“ von Material entstanden sind. Man kann vermuten, dass diese Erosionsflächen Abschiebungsflächen im Lockergestein darstellen.

Die Grenzsetzung zwischen Moränenbedeckung und Blockgletscher ist bis zu einem gewissen Grad diskutabel.

Die Entstehung des grossen Talblockgletschers „Macun I“ ist nach unserer Kartierung 99/00 nicht auf einen „Mutter – Gletscher“ zurückzuführen. Vielmehr findet er seinen Ursprung im



rückliegenden Kar, wovon die durchgehenden, longitudinalen Wälle zeugen, und durchbricht randlich eine kleine 1850er - Endmoräne.

Der Rückzug der letzteiszeitlichen Kargletscher, das Verschwinden ehemals perennierender Firnfelder führte zu einem Freilegen von steilen Bergflanken, die nun der aggressiven Erosion ausgesetzt waren. Die daraus entstandenen Trockenschuttfächer und Gehängeschutzzonen, aber auch ältere tieferliegende Schutthalden günstiger Exposition, bildeten häufig kleine Blockgletscher am Hangfuss aus.

Bei unserer Kartierung haben wir insgesamt 31 Blockgletscher kartiert, wovon sich 5 als inaktiv herausgestellt haben. 22 davon befinden sich im südöstlichen Teil des Kartiergebietes, in den 4 Kleinkaren.

9.2 VERMESSUNG VON BLOCKGLETSCHER „MACUN I“

Im Juli 1965 haben Barsch und Maurer 125 Punkte auf dem BG „Macun I“ eingemessen und sie wiederum im Juli 1967 nach 2 Jahren kontrolliert. Die maximale Bewegungsrate des Blockgletschers betrug 75 cm in 2 Jahren. Im Durchschnitt ist der untere Teil des Blockgletschers im Bereich der Stirne um 25-35 cm pro Jahr während der Messungsperiode vorgerückt. Abbildung 9-5 zeigt die Zonen einheitlicher Bewegungsverteilungen nach Barsch (1969).

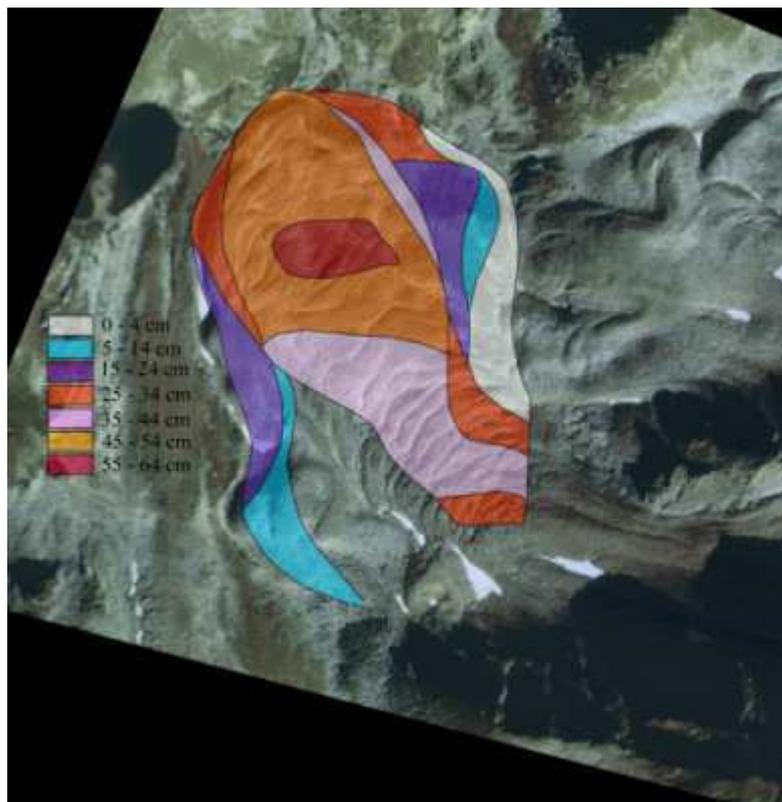
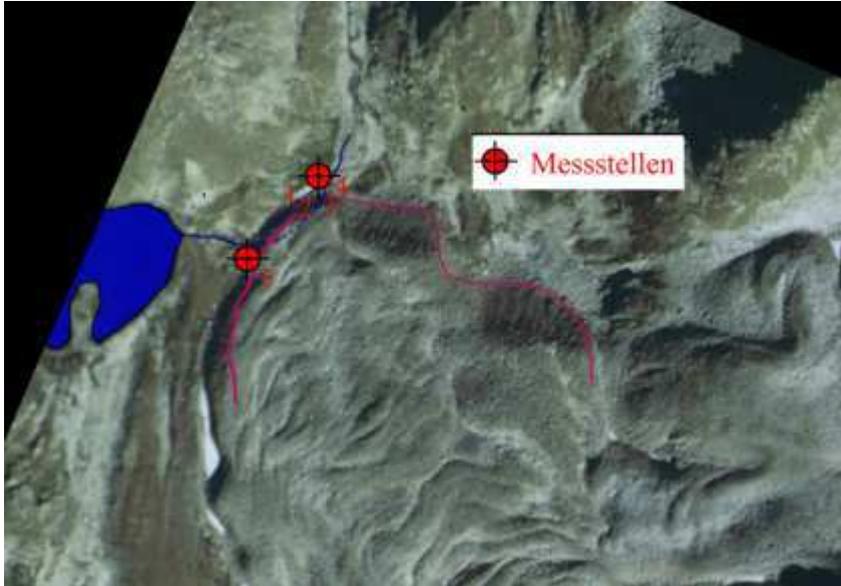


Abbildung 9-5 Geschwindigkeitsverteilung von Blockgletscher "Macun I"
Absolutbewegung während der Messperiode Juli 1965-1967

Im Laufe der letzten 10 Jahre hat „Macun I“ dabei an seiner Front den Abfluss des Lai da Mezza Glüna überfahren. Temperaturmessungen haben gezeigt, dass die Wassertemperatur auf dem kurzen Weg durch den Blockgletscher maximal um 6.3 °C abnimmt, was auf eine



oberflächennahe gefrorene Blockschuttmasse schliessen lässt. Zu beobachten ist dabei, dass nur die äusserste Quellaustrittsstelle diese markante Abkühlung aufweist. Dies lässt darauf schliessen, dass das am weitesten in den Blockgletscher eindringende Abflusswasser des Lai da Mezza Glüna mit sommerlichem Schmelzwasser aus dem Blockgletscher vermischt wird oder durch gefrorene Abschnitte desselben fliesst.



*Tabelle 1:
Temperaturmessung
Abfluss Lai Mezza Glüna
(13.8.99)*

Mess- stelle	Temperatur [°C]
1	7,6
2	7.2
3	4.3
4	1.3
5	7.6

Abbildung 9-6 Temperaturmessstellen an der Stirn des Blockgletschers "Macun I"

Diese Anzeichen zeigten auch refraktionsseismische Untersuchungen verschiedener Blockgletscher Graubündens von Barsch (1973). Er stellte eine maximale sommerliche Auftautiefe von 4.5 m im Bereich der Frontstirn fest. Gegen die Seiten und nach oben nahm die Dicke des ungefrorenen Material noch ab.

9.3 INAKTIVE BLOCKGLETSCHER

Inaktive Blockgletscher sind auf Macun - bei geeigneten Süd- bis Ostexpositionen - bis auf 2750 m angetroffen worden. Eine Ausnahme auf 2800 m in Nordostexposition bestätigt die Regel. Der Grund der fehlenden Aktivität ist auf fehlenden Materialnachschub und ein Auflaufen auf ein stabiles 1850er - Gletscherbecken mit geringer Hangneigung zurückzuführen. Die Mehrzahl der inaktiven Blockgletscher auf Macun sind jedoch ab einer Höhenlage von etwa 2550 auskartiert worden.

Untenstehend sind drei Hauptkriterien aufgeführt, die die Erscheinung inaktiver Blockgletscher definiert.

1. Steilheit der Stirn liegt unter 35°
2. Vegetationsanflug auf den feinmaterialreichen Partien des Stirnhanges, der sich bei Inaktivität innert weniger Jahren einstellt.
3. Die Mächtigkeit der hochsommerlich ungefrorenen Deckschicht beträgt auf einem aktiven Blockgletscher auf der Stirn maximal 3.5 m, auf inaktiven Blockgletschern 10 - 12m.



9.4 PHOTOBELAGE



Abbildung 9-7
"Macun 2",
Frontalansicht

Abbildung 9-8
blockgletscherartiges Fließen in
„ice-cored-morains“ auf
„Macun 5“



Abbildung 9-9
Scheehaldenmoräne als embryonaler
Blockgletscher



10 QUARTÄRLEGENDE

Das Quartär bezeichnet die jüngste Periode in der Geschichte unserer Erde. Der Übergang Pliozän/Pleistozän wird nach der offiziellen Einteilung auf 1.65 Millionen Jahre festgelegt aufgrund stratigraphischer Daten des Vrica-Profiles in Süditalien. Heute wird die Untergrenze des Quartärs als älter angesehen. Durch weltweite Datierung von Lössprofilen strebt man eine Neufestlegung auf 2.4 Millionen Jahre an. Diese Grenze würde somit auch mit dem Wechsel der magnetostratigraphischen Epoche von Gauss auf Matuyama zusammenfallen.

Weiter wird das Quartär in das Pleistozän und Holozän unterteilt. Während das Holozän den Abschnitt seit dem Ende der letzten grossen Vereisung vor ungefähr 10'000 Jahren bis heute bezeichnet, steht der Name Pleistozän für jene Zeitperiode, in welcher die Amplitude der Klimaschwankungen recht grossen Variationen unterworfen war. So weiss man heute, dass in dieser Zeit die Alpengletscher mindestens 15 mal aus den Alpen bis weit ins nördliche und südliche Vorland vorstiessen (Schlüchter & Kelly 2000). Ihre Tätigkeit hinterliess ein hohes Relief im Felsuntergrund und überdeckte diesen zum Teil wieder mit Hunderten von Metern mächtigen Ablagerungen aus Moränenmaterial, Schottern und Seesedimenten. Dazwischengelagerte Schichten mit hohem organischem Anteil zeugen von Warmphasen zwischen den Gletschervorstössen.

Die landschaftsformenden Mechanismen funktionierten auch im Holozän weiter. Nach dem Runterschmelzen der mächtigen Talgletscher wurden viele Hänge instabil und grosse Mengen an verwittertem Material stürzte in die Tiefe. Die durch Tiefenerosion ausgehobenen Täler wurden mit Schutt verfüllt. Die aktuellen Veränderungen im Landschaftsbild werden vor allem durch Gravitation, fluviatile Prozesse und Gefrier-Tau-Zyklen geprägt.

Dieses Kapitel ist als Erläuterung der Quartärlegende der geologischen Kartierung von Macun gedacht. **Auf die allgemeine Erklärung der Legendenpunkte folgen spezifische Verweise zu den speziellen Ausprägungen auf Macun.** Die Erläuterungen sind unterteilt in glaziale, periglaziale, gravitative, antropogene und hydrologische Bildungen.

10.1 GLAZIALE UND PERIGLAZIALE BILDUNGEN

Die Gesamtfläche der Quartären Bildungen nimmt auf der Geologischen Karte eine dominante Stellung ein. Die Obergrenze des Eispanzers lag beim letzteiszeitlichen Maximum (LGM) im Gebiet von Macun auf einer Höhe zwischen 2800 und 2900 Metern über Meer (Florineth 1998). Man kann davon ausgehen, dass mindestens die gesamte Fläche unterhalb dieser Höhe glazigen geprägt ist.

Folgend werden die heute sichtbaren glazialen und periglazialen Erscheinungen kurz erläutert. Einige Legendenpunkte enthalten zusätzlich Verweise zu anderen Kapiteln, in welchen Genese und Aussehen dieser Bildungen detailliert beschrieben werden.



Glaziale Formen

10.1.1 MORÄNENBEDECKUNG

Moräne ist ein Sediment, das im Gletschereis transportiert und durch Gletschereis abgelagert worden ist, ohne oder mit nur geringfügiger Sortierung durch Wasser (Schlüchter 1997).

Nebst dieser genetischen Definition ist für die Arbeit im Feld vor allem die sedimentologische Definition von Interesse: Unter Moräne als Gletschersediment verstehen wir im geologischen Alltag ein unsortiertes, klastisches Korngemisch, das alle Fraktionen (Ton bis Blöcke) enthält und mehrheitlich matrixgestützt ist. Sedimentologisch wird ein solches Sediment, falls seine glazigene Genese nachweisbar ist, als glazigener Diamikt bezeichnet (Schlüchter 1997).

Als Bestimmungshilfe können folgende Charaktereigenschaften einer Grundmoränenablagerung zusammengefasst werden:

- Diamiktische Korngrössenzusammensetzung
- Niedriger natürlicher Wassergehalt
- Hohes Raumgewicht
- Einregelung der Geschiebelängsachsen parallel zur Fließrichtung des Eises
- Kantengerundete Klasten
- Entlastungsklüftung

Die Ablagerungsmechanismen der Grundmoräne sind kompliziert und vielschichtig. Der Vorgang kann mit Ankleistern des mitgeführten Materials unter Krafteinwirkung auf den Untergrund illustriert werden. Diese Ablagerung wird von einer kontinuierlichen Deformation und einer Einregelung der gelängten Klasten parallel zur Fließrichtung des Eises begleitet.

Direkte Einblicke in eine Grundmoräne wie in Abbildung 10-1 sind auf Macun recht selten. Trotzdem kann man grosse Flächen der Ebene als Moränenbedeckung ausscheiden. Gewissheit dafür geben eindeutige Nachweise von Gletschertätigkeit wie Gletscherschliffe, Eratiker und die seltenen Moränenaufschlüsse.



Abbildung 10-1 Grundmoränenaufschluss an einem Bachrand (Pt. 805483/178375).



10.1.2 MORÄNENWALL

Diese morphologisch einfachen Landschaftskörper sind in ihrer Entstehung und im Inneren komplex. Je nach lokalen Verhältnissen dominieren die Schmelzwässer oder der Gletscher die Sedimentationsverhältnisse. Durch Abspülen und Abgleiten gelangt das supraglaziale Sedimentmaterial an den Eisrand. Dort herrscht weiter eine rege Tätigkeit, zum einen durch Schmelzwasser, was zu einer Sortierung führt und zum andern durch das Fließen des Gletschers, welches die seitlichen Ablagerungen teils stark deformiert.

Die jüngsten Endmoränenstände auf Macun sind die Produkte von zwei kleinen Firngletschern unterhalb des Munt Baselgia und des Spi da Laschadura. Ihre Existenz ist auf dem Kartenblatt 424 Zernez, des geologischen Atlas der Schweiz von 1939 festgehalten. In der Zwischenzeit ist das Eis in Form von Gletschern komplett aus dem Kessel von Macun verschwunden. Die mehrphasigen Endmoränenstände sind in der Zwischenzeit teilweise in Blockgletscher übergegangen und somit in der Karte nicht als Moränenstände kartiert. (Siehe Kapitel 9)



Abbildung 10-2 Mittelmoräne (Pt. 805435/178182).

Der Moränenwall in Abbildung 10-2 ist wohl auf das Zusammentreffen von den Firnfeldern unterhalb des Munt Baselgia und des Piz Sursassa zu erklären. Aufgrund der Fließgeometrie kann hier von einer Mittelmoräne gesprochen werden. Die deutlich ausgeprägte Vegetationsbedeckung auf dem Wall weist auf ein Alter von vor dem „Little Ice Age“ um 1850 hin, sind doch diese kaum begrünt.



10.1.3 ICE-CORED MORAINE

Bei der Kartierung der - die kleine Eiszeit belegenden – Gletscherbecken, konnten Moränen ausgeschieden werden, die aufgrund ihrer morphologischen Charakteristik noch Eis enthalten. Treppenförmige Abstufungen zum Gletscherzentrum hin, ausgeprägte Wälle am Rande, die nicht von Rückzugsstadien des Gletschers zu stammen scheinen, belegen die rezente Remobilisierungen. Eine Abbildung ist in Kapitel 9 zu sehen.

10.1.4 EINGEFALLENES GLETSCHERBECKEN / GLETSCHERBECKEN 1850

Diese etwas exotische Bezeichnung wurde zur Bezeichnung eines Gletscherbeckens östlich des grossen Blockgletschers „Macun I“ vorgeschlagen. Kartierte Aufschlüsse zeugen von einem oberflächennahen Felsriegel, den der Gletscher bei seiner letzten Ausdehnungsphase während der kleinen Eiszeit nicht zu überwinden vermochte. Seine geringe Aktivität beschränkte sich somit auf sein eigenes Gletscherbett, bzw. seine Karmulde. Nach diesem kurzen Aufbäumen verlor der kleine Kargletscher seine Transportwirkung und wurde von Schutt überdeckt. Durch das Abschmelzen von Toteis fiel das Becken in sich ein und bildete kleine typische Mulden und Rinnen aus. Zentral liegende, hügelige Formen blieben erhalten und zeugen von überdauernden Toteiskörpern. Die randlich aufgestauten Wälle verfielen in ein blockgletscherartiges Fließen. Der oben angesprochene Felsriegel wurde an einer Stelle durchbrochen, wo sich heute ein Blockgletscher mit dem mächtigen „Macun I“ vereint. Aufgrund dieser speziellen Morphologie wurde dieses Becken von den weiteren Gletscherbecken auf Macun abgegrenzt, die noch von der - 1850 zu Ende gegangenen - kleinen Eiszeit zeugen. Die Stände von 1850 wurde ebenfalls ausgeschieden.

10.1.5 FLUTEARTIGE WÄLLE

Diese wallartigen Strukturen aus diamiktischem Lockergesteinsmaterial liegen auf Macun immer auf der Leeseite von Erhebungen. Die Wälle sehen sehr ähnlich aus wie die Mittelmoräne in Abbildung 10-2, doch müssen hier die Fließverhältnisse als unterschiedlich betrachtet werden. Sie entstehen nicht durch das Zusammenfließen zweier Gletscher, sondern im Druckschatten von Rundhöckern. Eine spezielle Charakteristik dieser fluteartigen Wälle ist dementsprechend die parallele Ausrichtung zur Fließrichtung des Eises. Diese Geländeformen werden hier nicht als eigentliche Flutes bezeichnet, da für deren Genese die Bildung im Druckschatten von Festgesteinerhebungen nicht vorausgesetzt werden. Das Material weist die typische diamiktische Zusammensetzung auf. Abbildung 10-3 zeigt am linken unteren Bildrand einen wallartigen Rücken, der hinter einem Rundhöcker entspringt und in der Ebene vor dem See ausläuft.





Abbildung 10-3 "Fluteartiger" Wall auf Macun (Vom linken unteren Bildrand in die Mitte ziehend)

10.1.6 RUNDHÖCKER



Abbildung 10-4 Rundhöcker (Pt. 805153/178800).



Rundhöcker, auch roches moutonnées genannt, sind stromlinienförmige Felshügel von 1 bis einigen 100 m Länge mit rundlich geschliffener Luvseite und steil abgebrochener Leeseite. Sie sind durch den fließenden Gletscher durch selektive Erosion gebildet worden. Die Oberfläche ist, sofern sie von späterer Verwitterung nicht wieder aufgeraut wurde, geglättet und mit Krätzen und Schrammen in Strömungsrichtung versehen (Schreiner 1992).

Über die ganze Fläche des Kessels sind hunderte solcher Felsrücken erhalten. Bei der Kartierung konnte somit nur eine Auswahl von besonders auffälligen und grossen Formen aufgenommen werden.

Die Formen sind nicht immer bilderbuchmässig ausgebildet. Störungen können zum Beispiel durch Inhomogenitäten im Fels verursacht werden. In Abbildung 10-4 ist ein besonders markanter Rundhöcker gezeigt. Die Fliessrichtung des Eises verlief dort von links nach rechts. Trotz starker nachträglicher Verwitterung können die Rundungen an der Luvseiten noch erkannt werden. Auf der Leeseite wurden grosse Blöcke aus dem Fels gelöst.

10.1.7 GLETSCHERSCHLIFF

Glatt geschliffene Fläche bzw. durch im Eis mitgeführte Gesteinsbruchstücke (Geschiebe) während der Eisbewegung am Felsgrund eingekritzte Schrammen (Murawski 1998).

Die Qualität der Gletscherschliffe wird von verschiedenen Faktoren beeinflusst. Wohl der wichtigste Punkt ist die Art des Festgesteins. Man kann davon ausgehen, dass Gletscherschrammen auf fast allen Gesteinen gebildet werden, jedoch nicht jedes die Kratzspuren gleich gut konserviert. So halten die Schrammen auf einem schieferigen nicht so lange wie auf einem eher homogenen, harten Gestein. Weiter spielt das Alter eine grosse Rolle. Über einen längeren Zeitraum kann die Verwitterung auch starke Schrammung verwischen. Dabei wirkt die Bedeckung der Schliffe durch Grundmoräne oder Erosionsschutt schützend und verlangsamt die Zerstörung.

Da Macun in erster Linie durch Gletschereis geprägt wurde, sind auch dementsprechend viele gekritzte, geschrammte und geschliffene Felsoberflächen zu erwarten. Diese Erwartung wird in grossen Teilen der Fläche erfüllt. Am besten erhalten sind die Schliffe auf den Amphiboliten. Doch auch bei diesen Gesteinen hat man bei der Suche oft nur Erfolg, wenn relativ frische Aufschlüsse vorhanden sind.

Schwieriger sieht die Situation in den Flüelagranitgneisen und dessen assoziierten Gesteinen aus. Bei diesen Gesteinen sind auch auf recht frischen Aufschlüssen kaum Schliffe zu finden.

Die Aufschlüsse der jüngsten Gletscherbecken (Firngletscher bis vor einigen Jahrzehnten und Höchststände um 1850) enthalten erwartungsgemäss viele und markante Schliffe. Die Lithologie der anstehenden Festgesteine sind vor allem Mischgneis, Orthogneis und Amphibolit. Die Mischgneise sind aufgrund ihrer grösstenteils starken Schieferung nicht geeignet für die Erhaltung der Gletscherspuren. Trotzdem ist die Ausbildung der Schliffspuren ähnlich gut erhalten wie auf den Amphiboliten. Diese Tatsache dürfte sich nach einigen Jahrzehnten der Verwitterung etwas anders präsentieren und sich dem Bild des restlichen Kessels anpassen.

Die Hauptrichtung der Gletscherschliffe zeigt in der Mitte des Kessels hauptsächlich in Richtung Norden auf die Öffnung des Kars zu. Variationen sind am Rand des Kessels zu finden, welche vermutlich auf lokale Differenzen der Fliessbettgeometrie zurückzuführen sind.





Abbildung 10-5 Gletscherschliff im Amphibolit (Pt. 805750/179173)

10.1.8 ERRATIKER

Erratiker sind Gesteinsbruchstücke, welche durch Gletschereis transportiert und in gewisser Distanz vom ursprünglichen Aufschluss abgelagert wurden. Ihre Oberfläche ist meist gekratzt und die Kanten sind je nach Länge des Transportweges mehr oder weniger gerundet. Oft ist es so, dass ihre Lithologie nicht zur der auf der abgelagerten Position passt.



Abbildung 10-6 Erratiker auf dem Chavagliet. Mächtiger Amphibolitblock auf Biotitgneis (Pt. 805774/179295)



Die auch Findlinge genannten Gesteinskörper können Durchmesser von 10 m übersteigen und aufgrund ihrer Lithologie kann oft ziemlich genau ihr Ursprungsgebiet bestimmt werden.

Die Vereisungsgeschichte von Macun ist lang. Aufgrund seiner Höhe über Meer war auch am Ende der letzten Eiszeit nicht Schluss mit den Vereisungen. Somit ist auch die Anzahl von Erratikern sehr gross. Die Art, Form und Grösse ist vielfältig und man findet von jedem Gestein beinahe überall Findlinge. Kartiert wurden nur besonders grosse und auffällige Findlinge (siehe Abbildung 10-6).

10.1.9 EISRANDTERRASSEN / KAMESTERRASSEN

Kamesterrassen entstehen durch Schüttung von Lockermaterial an den Eisrand. Diese Zone ist charakterisiert durch ein intensives Zusammenspiel zwischen Eisbewegung und Schmelzwassertätigkeit. Dementsprechend ist auch die innere Struktur solcher Kamesterrassen recht komplex. Beim Abschmelzen des Eises bleibt das Lockermaterial unter Ausbildung einer meist deutlich ausgeprägten Terrassenform zurück.

Periglaziale Bildungen

Da das Periglazial und seine Bildungen im Kapitel 7 im Detail besprochen werden, beschränken sich die folgenden Erklärungen auf das Wichtigste.

10.1.10 STEINSTREIFEN

Abwechselnde Streifen von Fein- und Grobmaterial, die in der Fallrichtung im Hang verlaufen (bis 1 m breit pro Streifen und bis 100 m lang).

10.1.11 ERDZUNGEN

Erdzungen oder Fliesserdeloben stellen kleinstufige Fliessformen in der oberen Bodenschicht dar, die aufgrund ihrer zeitweisen Wasserübersättigung charakteristische Zungenformen ausbilden. Die in Macun beobachteten Formen wiesen maximale Längen von 5 bis 6 Metern und Stirnhöhen bis 50 cm auf. Ihre Aktivität ist dadurch zu sehen, dass die mitgeschleppte Vegetationsschicht überfahren wird.

10.1.12 WANDERBLOCK

Wanderblöcke stellen Gesteinsblöcke – auf Macun oft Erratiker – dar, die rascher den Hang hinunterwandern als die Umgebung. Dabei formen sie eine Furche aus und stossen eine Stauwulst vor sich hin.

Der Prozess wird unterschiedlich interpretiert. Manche Autoren postulieren ein solifluidales Fliessen der Blöcke, das heisst sie rutschen in der Auftauschicht gravitationsbedingt ab, eine weitere Argumentation ist Frostkriechen und Washburn (1979) postuliert einen einmaligen, raschen Rutschvorgang.

Im Kessel von Macun existieren Wanderblöcke und Erdzungen in allen Expositionen. In tieferen Lagen jedoch nur noch im Nordwest- bis Nordostsektor, bis etwa 2400 m.ü.M.

10.1.13 BUCKELWIESE

Es handelt sich um Gebiete, die von kleinen Buckeln und meist abflusslosen Mulden dicht überzogen sind (Weise 1983).



10.1.14 NIVATIONSFLÄCHE

Nivation ist lokale Erosion an einer Hangseite durch Frostverwitterung, Materialverlagerung und Schmelzwassererosion am Rand und unter verweilendem Schnee (Washburn 1979).

10.1.15 BLOCKMEER (FELSENMEERE)

Blockmeere sind grössere Ansammlungen von freiliegenden Blöcken an der Oberfläche flacher Bergrücken oder an solchen Hängen, die keine durch Schwerkraft plötzlich ausgelöste Bewegung verursachen.

Sie sind strikt von Gehängeschutt, Trockenschuttkegeln oder sonstigen gravitativen Massenverlagerungsprozessen zu differenzieren, da sie nicht durch Hinunterfallen / -rollen usw. von höherliegenden Felswänden stammen.

Abbildung 10-7 zeigt an der unteren rechten Bildecke ein ausgeprägtes Blockmeer, das in seinem flachen – hier sichtbaren - Teil in - situ zerfallene Blöcke darstellt. Hinter der im Bild sichtbaren Kante wurden die Blöcke freigespült und weisen Solifluktionerscheinungen auf.



Abbildung 10-7 Blockmeer in der unteren rechten Ecke des Bildes. Blick nach Norden Richtung Unterengadin.

Entstehung

1. Entwicklung der Blöcke mittels intensiver Frostsprengung in der periglazialen Zone. Besonders begünstigt sind in unserem Kartiergebiet ausgeprägte Gneise der Flüelagranitischen Assoziation, Biotit - Gneise oder die Bänderamphibolite. Voraussetzung sind drei aufeinander senkrecht stehende, gut ausgebildete Klufflächen / Schieferungen.
2. Die Blöcke bewegen sich durch Solifluktion an mässig steilen Hängen, wobei die Bewegung durch unterlagernde Schmiermittel begünstigt wird.

Bei Hangneigungen über 8° wird eine Freispülung der Blöcke erreicht.



10.1.16 SCHOTTERFLUR



Abbildung 10-8 Schotterflur vor der Stirn des Blockgletschers „Macun I“, Zu Beachten, der „überfahrene“ Abfluss des Lai da Mezza Glüna

Macun wird hauptsächlich durch einen zentralen Hauptbach entwässert. Er wird in erster Linie vom Lai d’Immez gespeist und bringt die erforderliche Kapazität mit, die überflossene Grundmoräne auszuwaschen und Geschiebe darin einzuregeln.

Aktive Schotterfluren entstehen durch Einwirkung fluvialer Systeme, die dank turbulenter Strömung genügender Kapazität in der Lage sind, feinkörnigere Lockergesteine auszuwaschen und grössere Blöcke einzuregeln und zu runden. Die Grösse eines aktiven Schotterfeldes wird bestimmt von der Grösse des regelmässig überprägten Fluss- / Bachbettes. Gefälle, Wassermenge und Eigenschaft der Fluss- oder Bachsohle sind die bestimmenden Faktoren bei der randlichen Ausdehnung des fluvialen Systems.

Inaktive Schuttfächer sind von der Prägung des Bachs / Flusses getrennte Bereiche eines vorgängig aktiven Schuttfächers. Die Gründe der Verschiebung der Sohle können Terrassenbildung oder eine markante Richtungsänderung des vorgängig prägenden Flusses / Baches sein. Akkumulation von Feinmaterial, Bewuchs von Flechten oder Moosen sind eindeutige Indikatoren für ein Ausbleiben der Einwirkung einer strömenden Kraft.

10.1.17 BLOCKGLETSCHER

Auf die zahlreichen Blockgletscher auf Macun wird in Kapitel 9 näher eingegangen.

10.2 GRAVITATIVE FORMEN

10.2.1 GEHÄNGESCHUTT

Gesteinsbruchstücke jeder Grösse und Form (normalerweise grobkörnig und kantig), die aus einer steilen Felswand fallen und sich an deren Basis ablagern.



Dieser setzt sich aus sämtlichen Korngrößen, also von Blöcken bis zur Tonfraktion zusammen. Charakteristisch ist die kantige Form der einzelnen Komponenten. Der Schutt wird in der darüberliegenden Felswand produziert. Im Gegensatz zu den Schuttfächern wird das herunterfallende Material aber nicht kanalisiert, sondern mehr oder weniger gleichmässig am Hangfuss abgelagert. Das petrographische Spektrum zeigt die Gesteine an, die darüber in der Felswand anzutreffen sind.

Produzenten des Schuttes sind Verwitterungsprozesse wie Insolation, Frostsprengung, Salzsprengung, Hydratation und biogene Verwitterung.

10.2.2 GROSSER EINZELBLOCK

Dies ist die Bezeichnung für einen im Vergleich zur Umgebung übergrossen kompakten Gesteinskörper.

Wäre der Transportmechanismus durch Gletschereis klar ersichtlich und läge dieser auf anderem lithologischem Untergrund, so würde er als Erratiker bezeichnet. In diesem Zusammenhang steht die Bezeichnung aber eher für einen vermutlich gravitativen Transport des Gesteinskörpers (u. a. Steinschlag).

10.2.3 TROCKENSCHUTTKEGEL

Die Verteilung des Schuttes unterhalb von Felswänden passiert oft nicht regelmässig. An Stellen wie Steinschlagrinnen, welche aus Klüften entstehen, wird das stürzende Material kanalisiert und in Form eines Kegels abgelagert. Die Schuttkegel einer Felswand können mit der Zeit zusammenwachsen und einen Schuttsum bilden.

Ein Teil der Schuttfächer wird von gelegentlichen Murgängen gespiesen, die tiefe Erosionsrinnen in die Kegel schneiden und zusätzlich kleine Fächer auf die grossen Fächer legen.

Dass die Schuttfächer auf Macun noch aktiv sind, kann fast täglich festgestellt werden. Denn es ist nicht selten, dass man fallende Steine beobachten kann. Zudem fallen nach jedem stärkeren Gewitter auf dem Weg von der Alp Zeznina Dadaint nach Macun neue Bänder von Einschlaglöchern auf, die durch herunterrollende Blöcke in die teilweise vorhandene Vegetation schlagen.



Abbildung 10-9 Schuttfächer unterhalb des Spi da Laschadura.



10.2.4 MURGANG

Ein Murgang ist eine oberflächliche Massenbewegung aus einem schnellfliessenden Gemisch aus Lockergestein mit Wasser. Sie entstehen meist in Folge einer Rutschung in einem stark durchnässten, steilen Hang. Bei ihrem Abgang bilden sich oft erosive Rinnen mit Wällen (Levees) entlang ihrer Bahn.

Lobenartige Ablagerungen am Ende ihrer Bahnen sind auf Macun selten deutlich ausgeprägt. Im Gegensatz dazu stehen die markanten, erosiven Rinnen. Sie sind auf einem grossen Teil der Trockenschuttfächer zu finden.

Abbildung 10-10 zeigt eine Murgangrinne auf der westlichen Seite der Val Zeznina, oberhalb der Alp Zeznina Dadaint. Dabei ist zu beobachten, dass im obersten Teil des Murganges nur Erosion wirkte. Erste Ablagerungen von Murgangmaterial in Form von Levees setzt erste einige Dekameter weiter hangabwärts ein.



Abbildung 10-10 Murgang unterhalb des Piz Mezdi (Pt. 805385/180010)

10.2.5 EROSIONSRAND

Erosionsränder markieren Linien, an welchen Erosion ansetzt. Dies sind sowohl Zonen an steilen Hängen, wo Lockermaterial gravitativ oder durch stürzendes Material vom Untergrund gelöst und abtransportiert wird als auch sehr markante, erosive Felsrinnen, welche teilweise Lieferkanäle für Murgänge bilden.



10.2.6 FELSSTURZ

Sturz einer Felsmasse, die während des Sturzes bzw. beim Aufprall in Blöcke und Steine fraktioniert wird. Die Interaktion zwischen den Komponenten haben keinen massgebenden Einfluss auf die Dynamik des Prozesses. Der Verlagerungsmechanismus ist ähnlich wie beim Sturz isolierter Steine oder Blöcke. Ablagerungsbereiche sind im allgemeinen Schuttkegel mit flächenmässig geringer Ausdehnung. Grössere Gesamtvolumina sammeln sich dann an, wenn Felsstürze an derselben Stelle wiederholt stattfinden (BUWAL 1998).

10.2.7 SCHNEEHALDENMORÄNE

Diese gravitativen Bildungen entstehen durch den Einfluss von Schnee. Dabei geht man davon aus, dass abstürzende Gesteinsblöcke auf steilen, schneebedeckten Hängen abgleiten und so am Rande des Schneefeldes oder bei geringer Neigung stoppen. Dieses abgleiten kann zur Bildung von ausgeprägten morphologischen Wällen führen.

10.3 HYDROLOGISCHE FORMEN UND BILDUNGEN

10.3.1 SEEN

Die Zahl der Seen auf Macun ist im Vergleich zur Gesamtfläche gross. So gibt es 5 Seen, deren Durchmesser größer als 100 Meter ist und noch weitere 20, die man eher als Teiche mit Durchmessern um 10 Meter bezeichnet. Während die „Teiche“ in Vertiefungen der Lockergesteinsbedeckung liegen, so sind die Becken der Seen im anstehenden Fels eingeschliffen.

Eine einheitliche Genese der fünf grossen Seen ist unwahrscheinlich. Was für die drei Seen Lai Sura, Lai da la Mezza Glüna und Lai da la Cudera auffällt, ist ihre Lage hinter einem dominanten Felsriegel. Dies lässt darauf schliessen, dass eisflussdynamische Vorgänge für deren Bildung verantwortlich sind (Konfluenzkolke).



Abbildung 10-11 Überblick über die Seenlandschaft von Macun. Als höchste Erhebung im Felskranz um Macun ist der Piz d'Arpiglias zu erkennen (Aufnahme von Pt. 806852/178063 aus).



10.3.2 BACH

Das Bachnetz auf Macun ist recht engmaschig. Einige Arme werden gespiesen durch Altschneefelder, die bis weit in den Sommer hinein liegen bleiben. Einige Bächlein werden je nach Wetterverhältnissen aktiviert und wieder deaktiviert. Diese werden als temporäre Bäche bezeichnet. Im Gegensatz dazu stehen die perennierenden. Einige dieser konstant wasserführenden Bäche verlaufen innerhalb der quartären Schuttbedeckung und entziehen sich somit unserem Blick.

Die Hauptentwässerung verlässt die Ebene auf der östlichen Seite der Felskante Richtung Val Zeznina. Dieser Bach stellt den Abfluss aller grossen Seen mit Ausnahme des Lai Grond dar, welcher einen eigenen temporären Überfluss in der Mitte der Felsschwelle Richtung Tal besitzt.

10.3.3 QUELLE

Örtlich begrenzter, natürlicher Grundwasseraustritt, auch wenn er eine künstliche Fassung erhalten hat (Murawski 1998). Ihr Erscheinen ist abhängig von der Natur des Untergrundes (z. B. permeable und impermeable Schichten), von der Position des Grundwasserspiegels und von der Topographie.

Auf Macun sind grosse Flächen mit Schutt bedeckt (Gehängeschutt, Schuttfächer, Felsstürze usw.). In diesen Sedimenten kann das Wasser versickern und an geeigneten Stellen, z. B. an Schuttfächerfronten, in einer Quelle wieder an die Oberfläche treten. Teilweise werden ganze Bäche verschluckt. So auch die Hauptentwässerung des Talkessels von Macun: kurz nach dem Überfliessen der Karbarriere Unterhalb der Militärhütte Macun Nord wird der Bach von den Schuttfächern des Piz Macun verschluckt und erst in der Talsenke oberhalb der Alp Zeznina Dadaint als Quelle auf einem diamiktischen Wasserstauer wieder freigegeben. Die meisten Quellen sind aber kleineren Massstabes: Oft werden sie von Altschneefeldern- und Flecken gespiesen. Dabei läuft das Wasser in geringer Tiefe durch die Schuttflächen. Diese Fließwege können teilweise akustisch verfolgt werden.

10.3.4 SUMPF

Ein Gelände mit stark durchfeuchtetem Boden, in dem Sumpfpflanzen (Sauergräser, Schachtelhalme, Schilf, verschiedene Moose usw.) gedeihen (Murawski 1998).

Auf einer dieser Flächen wächst eine spezielle Pflanze, der so genannte Zwerghahnenfuss. Diese geschützte Blume ist in der Schweiz nur an diesem Standort zu finden und wird dadurch von vielen botanisch interessierten Wanderern aufgesucht.

Diese Feuchtfelder werden oft von Schneefeldern gespiesen, die bis spät in den Sommer hinein liegen bleiben.

10.3.5 QUELLNÄSSE

Stark durchfeuchteter Boden im Umfeld eines Quellaustrittes.

10.3.6 TERRASSEN RAND

Damit wird die Kante einer morphologische Stufe an einem Hang bezeichnet. Diese Stufe wird durch Lockergestein aufgebaut und entstand durch fluviatile Erosion.

Am deutlichsten ausgeprägt sind diese Terrassenstrukturen entlang der Hauptentwässerung des Kessels. Die meisten davon sind heute bewachsen und dementsprechend nicht mehr



aktiv. Die einzelnen aktiven Terrassen liegen direkt am Wasser und werden vor allem bei Hochwasser noch weiter erodiert.

10.4 ANTHROPOGENE FORMEN

10.4.1 KÜNSTLICHE AUFFÜLLUNG UND ABTRAG

Grössere künstliche Bodenbewegungen gab es auf Macun nicht. Einzig der Bau der beiden Militärhütten Macun Nord und Süd wurde von Materialverlagerungen begleitet. Für die beiden Militärunterkünfte wurden je zwischen 10 und 30 m³ Material verschoben. Zudem entstand ein kleiner Stein- und Schotterbruch für das Baumaterial. Weiter entstand ein Wanderweg von der Alp Zeznina Dadaint über den Munt Baselgia nach Zernez mit einem Ableger zur Militärhütte Macun Nord und vom Lai d'Imez zur Militärhütte Macun Süd. Dabei gab es jedoch kaum nennenswerte Auffüllungen und Abträge.

Anzuführen wäre hier eine bei der Kartierung der Zone um die Militärhütte Macun Nord aufgefallene kleine Diskrepanz. Die topographische Karte weist eine Lücke von 30 m zwischen der rückwärtigen Felswand und der Rückwand der Hütte auf, obwohl sie aneinander angrenzen. Dieses Detail wurde als Lücke in der Kartierung weiss belassen. Es ist vorstellbar, dass die Hütte im Rahmen eines Ausbaus nach hinten versetzt wurde.



II ABBILDUNGSVERZEICHNIS

Abbildung 1-1 Geografischer Überblick über Macun und Umgebung.....	1
Abbildung 2-1 Tektonischer Überblick des Unterengadins.....	3
Abbildung 3-1 Bänderamphibolit.....	7
Abbildung 3-2 Dünnschliffbild eines Plagioklasamphibolites (ep41).....	8
Abbildung 3-3 Dünnschliffbild eines Epidotamphibolites (LI0).....	9
Abbildung 3-4 Dünnschliffbild eines Granatamphibolites (LI20).....	10
Abbildung 3-5 Dünnschliffbild eines Eklogites (LI8).....	11
Abbildung 3-6 Typische Wechsellagerung im Biotitgneis mit amphibolreichen Linsen und Lagen.	12
Abbildung 3-7 Dünnschliffbild eines Biotitgneises (LI17).....	12
Abbildung 3-8 Dünnschliffbild eines Biotitgneises (LI1).....	13
Abbildung 3-9 Typische Abbildung 3-9 Textur des Alumosilikat-Granat-Glimmerschiefers.....	14
Abbildung 3-10 Dünnschliffbild eines Alumosilikat – Granat – Glimmerschiefers (LI50).....	15
Abbildung 3-11 Lagige, verfältelte Ausprägung des Mönchalpgneises in der Kontaktzone zum Biotitgneis.....	16
Abbildung 3-12 Dünnschliffbild eines Mönchalpgneises (ep39).....	16
Abbildung 3-13 Grosse Kalifeldspatporphyroblasten im Flüelagranitgneis s.str.....	17
Abbildung 3-14 Dünnschliffbild eines Flüelagranitgneises s. str. (LI12).....	18
Abbildung 3-15 Flüelagranitgneis Typ Güstizia.....	19
Abbildung 3-16 Dünnschliffbild eines Flüelagranitgneises Typ Güstizia (ep22-2).....	20
Abbildung 3-17 Dünnschliffbild eines Flüelagranitgneises Typ Heller Gneis (ep12).....	21
Abbildung 3-18 Diabasgang durchbricht Gneise der Flüelagranitischen Assoziation.....	22
Abbildung 3-19 Dünnschliffbild eines geschiefertem Diabases (ep27).....	22
Abbildung 3-20 Dünnschliffbild eines grobkörnigen, hellen Diabases (LI19).....	23
Abbildung 3-21 Sonnenuntergang am „Piz Schmalüns“.....	24
Abbildung 5-1 S/W-Luftbild des Kessels von Macun.....	26
Abbildung 5-2 Räumliche Verteilung der Jahresmitteltemperatur des Zeitraums 1972 - 1992 in der Schweiz.....	27
Abbildung 5-3 Mittlere jährliche korrigierte Niederschlagskarte.....	28
Abbildung 5-4 Expositionskarte des Kessels von Macun.....	29
Abbildung 5-5 Periglazial auf Macun (3D-Modell).....	32
Abbildung 7-1 Ehemals kompakter Flüelagranitgneissblock mit Frostsprengungsbrüche parallel zur Schieferung.....	35
Abbildung 7-2 Prinzip von Frosthub und Frostdruck.....	36
Abbildung 7-3 Wanderblock unterhalb des Chavagliet.....	37
Abbildung 7-4 Bewegung eines Bodenpartikels während eines Gefrier/Tau-Zyklus.....	38
Abbildung 7-5 Überblick über einige Formen periglazial geprägter Böden.....	39
Abbildung 7-6 Typische Steinstreifen.....	40
Abbildung 7-7 a-c) Zwei Beispiele für die Steinstreifen.....	41
Abbildung 7-8 Ausschnitt aus dem Netzboden.....	42
Abbildung 7-9 Pflasterboden.....	43
Abbildung 7-10 Buckelwiese.....	44
Abbildung 8-1 Stirn von Blockgletscher „Macun I“.....	46
Abbildung 8-2 "sinkhole" -förmige Deppression.....	47
Abbildung 8-3 Georeferenzierter Blockgletscher "Macun I" mit eingezeichneten Wällen.....	47



Abbildung 8-4	Verteilung der BG als Funktion von Temperatur und Niederschlag	48
Abbildung 8-5	Blockgletscher im Vadret da Nuna	49
Abbildung 9-1	Blockgletscherlandschaft auf Macun	50
Abbildung 9-2	Ausschnitt aus der Dufourkarte (1853)	51
Abbildung 9-3	Schematische Darstellung der im Text erwähnten Blockgletscher	51
Abbildung 9-4	Blockgletscher nördlich des Munt Baselgia	52
Abbildung 9-5	Geschwindigkeitsverteilung von Blockgletscher "Macun I"	53
Abbildung 9-6	Temperaturmessstellen an der Stirn des Blockgletschers "Macun I"	54
Abbildung 9-7	"Macun 2", Frontalansicht	55
Abbildung 9-8	blockgletscherartiges Fliessen in „ice-cored-morains“ auf „Macun 5“	55
Abbildung 9-9	Scheehaldenmoräne als embryonaler Blockgletscher	55
Abbildung 10-1	Grundmoränenauflschluss an einem Bachrand	57
Abbildung 10-2	Mittelmoräne	58
Abbildung 10-3	„Fluteartiger“ Wall auf Macun	60
Abbildung 10-4	Rundhöcker	60
Abbildung 10-5	Gletscherschliff im Amphibolit	62
Abbildung 10-6	Erratiker auf dem Chavagliet	62
Abbildung 10-7	Blockmeer	64
Abbildung 10-8	Schotterflur vor der Stirn des Blockgletschers „Macun I“	65
Abbildung 10-9	Schutfächer unterhalb des Spi da Laschadura	66
Abbildung 10-10	Murgang unterhalb des Piz Mezdi	67
Abbildung 10-11	Überblick über die Seenlandschaft von Macun	68



12 LITERATURVERZEICHNIS

- **Albert Schreiner (1992):** Einführung in die Quartärgeologie; Stuttgart; Nägele u. Obermiller
- **Annersten L. (1966):** Interaction between surface cover and permafrost Biul. Peryglacialny, Lodz.
- **Barsch D. (1969):** Studien und Messungen an Blockgletschern in Macun, Unterengadin Zeitschrift für Geomorphologie (11-30) Supplementband 8 in NF Bd. 13, 1969
- **Barsch D. (1973):** Refraktionsseismische Bestimmung der Obergrenze des gefrorenen Schuttkörpers in verschiedenen Blockgletschern Graubündens, Schweizer Alpen. Z. Gletscherkde. U. Glazialgeol. 9
- **Barsch D. (1977):** Alpiner Permafrost - ein Beitrag zur Verbreitung, zum Charakter und zur Ökologie am Beispiel der Schweizer Alpen. - Abh. Akad. Wiss. Göttingen, Math.-Phys.- Kl.3 (31):118-141, Göttingen
- **Barsch D. (1977):** Ein Permafrostprofil aus Graubünden, Schweizer Alpen, Zeitschrift für Geomorphologie (79-86) Bd 21, 1977
- **Bearth P. (1932a):** Die Diabasgänge in der Silvretta, Schweiz. Min. Petr. Mitt., 12, 256-278
- **Bird J.B. (1976):** The physiography of arctic Canada, with special reference to the area south of Parry Channel, Giessen
- **Black R.F. (1950):** Permafrost, Annu. Rep. Of the Smithsonian Inst.: Washington
- **Bryson R.A. & Hare F.K. (1974) :** The climates of North America. World Surv. Of Climatol. 11, Amsterdam
- **Bundesämter für Wasserwirtschaft (BWW), für Umwelt, Wald und Landschaft (BUWAL) und für Raumplanung (BRP) (1997) :**Empfehlungen: Berücksichtigung der Massenbewegungsgefahren bei raumwirksamen Tätigkeiten. EDMZ, Bern, 42 S.
- **BUWAL, BWW (1998):** Berücksichtigung der Massenbewegungsgefahren bei raumwirksamen Tätigkeiten. Bundesamt für Umwelt, Wald und Landschaft (BUWAL), Bundesamt für Wasserwirtschaft (BWW), Bern und Biel
- **Ehlers J. (1996):** Quaternary and Glacial Geology, John Wiley & Sons Ltd, West Sussex
- **Florineth D. (1998):** Surfac geometry of the Last Glacial Maximum (LGM) in the southeastern Swiss Alps (Graubünden) and its paleoclimatological significance; Eiszeitalter und Gegenwart, 48, 23-37, Hannover
- **Flint R. F. (1957):** Glacial and pleistocene geology, New York, Jon Wiley & Sons Ing.
- **Flysch M. (1987):** Geologische, petrographische und isotopengeologische Untersuchungen des Silvretta-Kritallins (Teil 1); Die Hebungsgeschichte der oberostalpinen Silvretta-Decke seit der mittleren Kreide (Teil 2), Dissertation, Uni Bern
- **Fraedrich W. (1996):** Spuren der Eiszeit; Berlin, Heidelberg; Springer-Verlag
- **Franz H.-J., (1973):** Physische Geografie der Sowjetunion. Gotha, Leipzig
- **Friedman G. M. & Sanders J. E. (1978) :** Principles of Sedimentology; John Wiley & Sons Ltd., West Sussex



- **Frisch W., Neubauer F., Satir M. (1984):** Concepts of the evolution of the Austroalpine basement complex (Eastern Alps) during the Caledonian Variscan cycle, Geol. Rundschau, 73 (1), 47-68
- **Graf K. (1973):** Vergleichende Betrachtungen zur Solifluktion in verschiedenen Breitenlagen, Z. Geomorph. N.F. 16, Berlin, Stuttgart
- **Gramann A. (1899):** Über die Andalusitvorkommnisse im rätischen Flüela- und Scalettagebiet und die Färbung der alpinen Andalusite, Vierteljahresschr. Naturforsch. Ges. Zür., XLIV, 7-57
- **Grauert B. (1969):** Die Entwicklungsgeschichte des Silvretta-Kristallins auf Grund radiometrischer Altersbestimmungen, Diss. Univ. Bern
- **Grauert B., Arnold A. (1968):** Deutung diskordanter Zirkonalter der Silvrettadecke und des Gotthardmassivs (Schweizer Alpen), Contributions to Mineralogy and Petrology, 20, 34-56
- **Häberli W. (1973):** Die Basis-Temperatur der winterlichen Schneedecke als möglicher Indikator für die Verbreitung von Permafrost in den Alpen. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie (221-227) Bd. IX/1-2
- **Haerberli W. (1985):** Creep of Mountain Permafrost: Internal Structure and Flow of Alpine Rock Glaciers, Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie (VAW) Nr.77, ETH Zürich
- **Hammer W. (1930):** Über Pseudotachylite in den Ostalpen, Jahrb. Geol. Bundesanst., 80, 571-585
- **Karte J. (1979):** Räumliche Abgrenzung und regionale Differenzierung des Periglazials. Bochumer Geogr. Arb., Paderborn
- **Liebetrau V. (1996):** Petrographie, Geochemie und Datierung der „Flüelagranitischen Assoziation“ (sog. Jüngere Orthogneise) des Silvrettakristallins, Dissertation, Uni Freiburg
- **Liebetrau V., Nägler Th. (1994):** Geochronologische und geochemische Diskussion der sogenannten „flüelagranitischen Assoziation“ des
- **Lozinski W. (1909):** Über die mechanische Verwitterung der Sandsteine im gemäßigten Klima. Acad. Sci. Cracovie Bull. Internat., Cl. Sci. Math. Et Naturelles I, Krakau
- **Maggetti M. (1986):** Petrographische Kriterien zur Altersstellung des Hochdruckereignisses in der Silvrettamasse, Fortschr. Mineral. Beih., 64, 103
- **Maggetti M. and Galetti G (1988):** Evolution of the Silvretta eclogites: metamorphic and magmatic events, Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 68, 467-484, 1988
- **Maggetti M., Flisch M. (1993):** Evolution of the silvretta nappe. In Raumer, J.F.v. & Neubauer F. (eds.), 1993, Pre-Mesozoic geology in the Alps, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 469-484
- **Maggetti M., Galetti G., Stosch H.-G. (1987):** Eclogites from the silvretta nappe (switzerland): geochemical constraints on the nature and geotectonic setting of their protoliths. Chemical Geology, 64, 319-334
- **Menzel L. (1999):** Flächenhafte Modellierung der Evapotranspiration mit TRAIN, Dissertation, Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung e.V.
- **Mercolli & Oberhänsli (1988):** Variscan tectonic evolution in the Central Alps: A working hypothesis, Schweiz. Min. Petr. Mitt., 68, 491-500



- **Michael G. (1985):** Geologie und Petrographie im Macun (Unterengadin). Diplom (unveröffentlicht), Universität Friburg
- **Muller S. W. (1947):** Permafrost or permanently ground and related engineering problems, Ann. Arbor.
- **Murawski H. (1998):** Geologisches Wörterbuch, 9. Auflage, Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart
- **Pasteels P. (1964):** Mesure d'âges sur les zircons de quelques roches des Alpes, Vespaflsch des Rätikon, Jahrb. Geol. Bundesanst, 26(1), 71-93
- **Price L.W. (1972):** The periglacial environment, permafrost and man, Assoc. Amer. Geogr., Comm. On College Geogr., Resource Pap., Washington
- **Salathé R. H. (1961):** Die stadiale Gliederung des Gletscherrückganges in den Schweizer Alpen und ihre morphologische Bedeutung, Verhandlungen der Naturforschenden Gesellschaft Basel, 72, Nr. 1, 137-230
- **Schlücher Ch. (1997):** Sedimente des Gletschers (Teil I). Separatdruck aus: Bull. angew. Geol. 2/2, Dezember 1997
- **Schlüchter Ch., Kelly M. (2000):** Das Eiszeitalter in der Schweiz, Stiftung Landschaft und Kies, Uttigen, überarbeiteter Neudruck
- **Schreiner A. (1992):** Einführung in die Quartärgeologie, Stuttgart, Nägele und Obermiller
- **Schweizer G. (1968):** Der Formenschatz des Spät- und Postglazials in den Hohen Seealpen, Z. Geomorph. N.F.Suppl. 6, Berlin, Stuttgart
- **Trümpy R., Schmid S. M., Conti P. und Froitzheim N. (1997):** Erläuterungen zur Geologischen Karte 1:50000 des Schweizerischen Nationalparks (Geologische Spezialkarte Nr. 122), Hrsg. von der Kommission der Schweizerischen Akademie der Naturwissenschaften zur wissenschaftlichen Erforschung des Nationalparks
- **Washburn A. L. (1979):** Geocryologie; A survey of periglacial processes and environments; London, Edward Arnold Ltd.
- **Weise O. R. (1983):** Das Periglazial; Geomorphologie und Klima in gletscherfreien, kalten Regionen; Stuttgart, Gebrüder Bornträger
- **Werner B.T., Hallet B. (1993):** Numerical Simulation of self organized stoned stripes, Nature, Vol. 361, 142-145
- **Wenk E. (1934):** Beiträge zur Petrographie und Geologie des Silvrettakristalins. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 14, 196-278
- **Zurbriggen R. (1996):** Crustal genesis and uplift history of the Strona-Ceneri zone (Southern Alps), Dissertation, Uni Bern

