

Die Lockergesteine am Piz Starlex

Masterarbeit 2012
Geologisches Institut
Universität Bern

von

MARIO KOCHER

Niesenstrasse 17 | CH-2558 Aegerten
m.kocher@students.unibe.ch
07-111-420

Betreuung

PROF. DR. CHRISTIAN SCHLÜCHTER

Professor für Quartär- und Umweltgeologie
Institut für Geologie der Universität Bern
Baltzerstrasse 1+3 | CH-3012 Bern

und

DR. NAKI AKÇAR

Oberassistent Quartär- und Umweltgeologie
Institut für Geologie der Universität Bern
Baltzerstrasse 1+3 | CH-3012 Bern

1	Zusammenfassung.....	1
2	Einleitung.....	2
2.1	Das Projekt	2
2.2	Problemstellung	3
2.3	Zielsetzung	3
2.4	Methoden	3
3	Geologie der Unterengadiner Dolomiten	5
3.1	Überblick.....	5
3.2	Stratigraphie	6
3.3	Tektonik	6
3.3.1	Schuppenbau.....	8
3.3.2	Tektonische Schubphasen	8
4	Piz Starlex	11
4.1	Überblick.....	11
4.2	Stratigraphie	13
4.2.1	Sesvenna-Kristallin	15
4.2.2	Verrucano-Gruppe.....	15
4.2.3	Fuorn-Formation	17
4.2.4	Scharl-Formation.....	18
4.2.5	Turettas-Formation.....	19
4.2.6	Arlberg-Formation	20
4.2.7	Rabiler-Formation.....	21
4.3	Tektonik	23
4.3.1	Piz Murtera-Teilschuppe	25
4.3.2	Piz Starlex-Monte San Lorenzo-Teilschuppe	25
4.4	Quartär	27
4.4.1	Glaziologie.....	28
4.4.2	Blockstrom	30
4.4.3	Periglaziologie.....	31
4.4.4	Erosion.....	32
5	Lockergesteine	34
5.1	Literaturhistorischer Überblick	34
5.2	Geologischer Überblick	35
5.3	Probennahme	37
5.3.1	Gesteins-Kollektion.....	38
5.3.2	Bodenprobe	43
5.3.3	Datierungen	48
5.3.4	Feldbeobachtungen	54
5.4	Vergleich zu anderen hochalpinen Lockergesteinen... ..	59
5.4.1	...in den Unterengadiner Dolomiten	59
5.4.2	...im Alpenraum.....	59
6	Diskussion	60
6.1	Herkunft	60
6.2	Entstehung	60
6.3	Alter.....	61
6.4	Paläogeographischer Kontext.....	63
7	Schlussfolgerung	65
8	Dank	66
9	Literaturverzeichnis	67

1 Zusammenfassung

„Auf über 3000m liegen auf dem Piz Starlex im Münstertal reliktsche, grobblockige, polymikte Schotter. Nach bisheriger Kenntnis haben sie klar eine fluviatile Entstehungskomponente. Ihre wirkliche Herkunft, ihre Entstehung, ihr Alter und ihr paläogeographischer Kontext sind aber unklar. Im Rahmen einer Masterarbeit sollen diese Vorkommen petrographisch analysiert und milieumässig zugeordnet werden – eine echte exotische Herausforderung.“

Die bisher unbekannteten Lockergesteine am Piz Starlex werden im Zusammenhang mit dieser Arbeit methodisch untersucht. Dabei wird versucht, die geologische Geschichte dieser seltsamen Lockergesteinsmasse zu rekonstruieren. Folgende Methoden wurden dafür zur Hilfe bezogen:

Mittels der vorhandenen Literatur über die lokale Stellung der Piz Starlex-Gruppe, die regionalen Entwicklungen der Unterengadiner Dolomiten sowie die gesamttektonischen Zusammenhänge zu den Ostalpen wurde ein Grundwissen der geologischen Verhältnisse des Untersuchungsgebiets erarbeitet. Dieses Grundwissen wird in dieser Arbeit in Form einer auf das Untersuchungsgebiet entsprechenden Zusammenfassung wiedergegeben. Das Grundverständnis der vorliegenden Geologie spielt eine bedeutende Rolle in der Rekonstruktion des paläogeographischen Kontexts der Lockergesteine am Piz Starlex. Ferner wurde mit Hilfe von Gesteinskollektionen und Dünschliffbestimmungen versucht, die Lockergesteine am Piz Starlex petrographisch zu bestimmen und zusammen mit dem literarischen Hintergrundwissen einer tektonischen Einheit zuzuordnen. Die Erkenntnisse daraus werden in der Arbeit präsentiert und diskutiert. Weiter wurde durch Feldbeobachtungen und Entnahme einer Bodenprobe die morphologischen und geotechnischen Eigenschaften der Lockergesteinsmasse am Piz Starlex beschrieben. Zudem wurden zwei voneinander unabhängige Altersdatierungen durchgeführt. Zum einen wurden Blöcke für eine Oberflächendatierung zur Bestimmung deren Expositionsalters genommen und zum anderen Lockergesteinsproben aus einem Tiefenprofil (depth profiling) um deren Überdeckungsalter zu ermitteln. Die Bestimmung eines Alters der Lockergesteinsproben ermöglicht deren Entstehung chronologisch einzuordnen und sie in einen paläogeographischen Gesamtzusammenhang zu bringen.

Das Zusammentragen aller Daten und Beobachtungen aus den oben genannten Untersuchungen ergab, dass es sich bei den Lockergesteinen am Piz Starlex um ein Relikt eines alten Talbodens handelt, welcher keine Verbindungen mehr zum heutigen alpinen Entwässerungssystem zeigt. Die Lockergesteinsablagerung am Piz Starlex kann dementsprechend immer noch einem paläogenen oder frühmiozänen Alter zugeordnet werden. Aus den gemessenen kosmogenen Nuklidkonzentrationen an den Lockergesteinsproben geht hervor, dass nach dem letzteiszeitlichen Maximum ein erosiver Abtrag die Lockergesteine exponierte und keine bedeutenden Massenumsätze in die Tiefe der Lockergesteine erfolgten. Diese Erkenntnisse machen die Lockergesteine zu einer exotischen und exquisiten Lokalität. Das Verständnis der geologischen Geschichte der Lockergesteine liefert interessante Informationen über die paläogeographische und morphologische Entwicklung der Engadiner Dolomiten und der Ostalpen. Als wohl letztes Zeugnis eines alten alpinen Reliefs wird die einzigartige Lokalität am Piz Starlex zu einem geologischen Dokument sondergleichen.

2 Einleitung

2.1 Das Projekt

Das Projekt „Die Lockergesteine am Piz Starlex“ wurde in Form einer Masterarbeit am Geologischen Institut an der Universität Bern bearbeitet. Das Untersuchungsgebiet der Masterarbeit liegt in der Umgebung vom Val Müstair, im Kanton Graubünden, an der Italienisch-Schweizerischen Staatsgrenze.

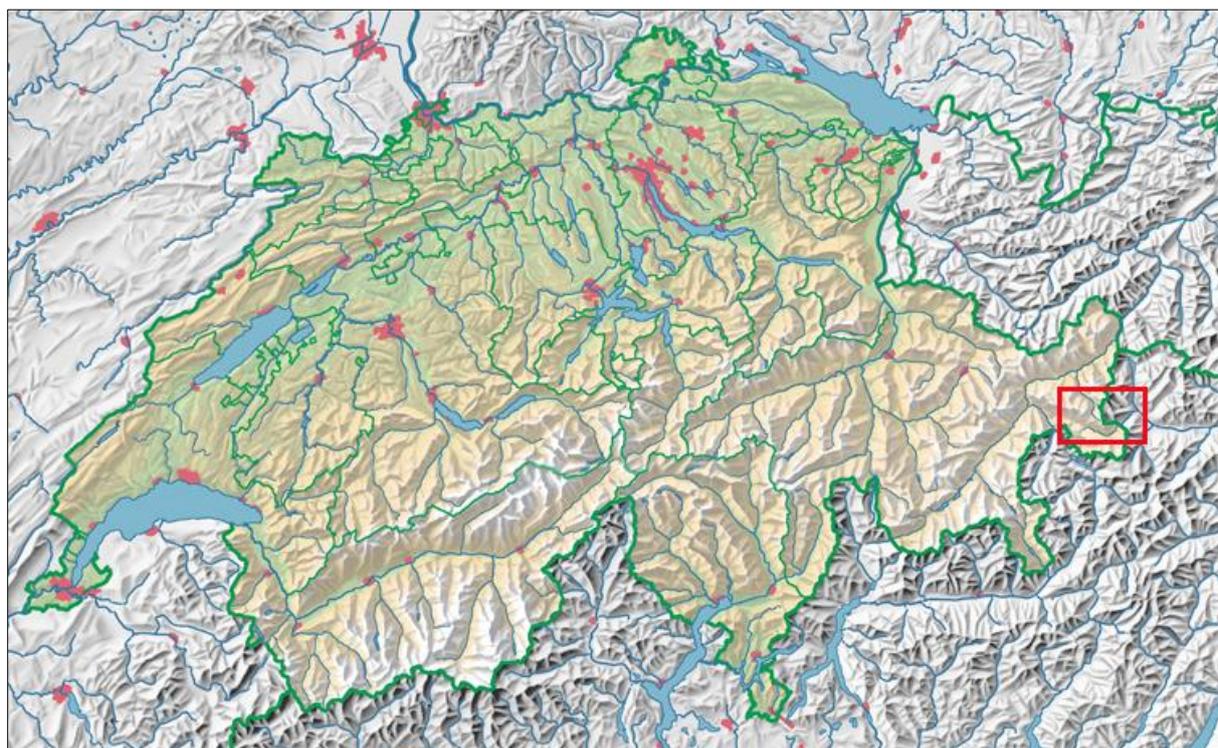


Abb. 1: Übersicht des Untersuchungsgebiet, Schweiz, Kanton Graubünden, Val Müstair.

In enger Zusammenarbeit mit dem Forschungsumfeld des Parc Nazional Svizzer und der Biosfera Val Müstair wurde das laufende Projekt koordiniert. Die Feldarbeiten wurden durch die SCNAT¹-Forschungskommission des Schweizerischen Nationalparkzentrums in Zernez² zugesichert und unterstützt. Die Laboranalysen für die Masterarbeit wurden am Geologischen Institut der Universität Bern³, am Geozentrum an der Berner Fachhochschule in Burgdorf⁴ und am Labor für Ionenstrahlungsphysik an der ETH Zürich⁵ durchgeführt.

u^b

**UNIVERSITÄT
BERN**

**PARC
NAZIONAL
SVIZZER**



Biosfera
Val Müstair



Ion Beam Physics



Berner Fachhochschule
Architektur, Holz und Bau



¹ SCNAT: Swiss Academy of Science, <http://www.scnat.ch/>

² <http://www.nationalpark.ch/>

³ <http://www.geo.unibe.ch/>

⁴ <http://www.ahb.bfh.ch/ahb/de/Home/>

⁵ <http://www.ams.ethz.ch/>

2.2 Problemstellung

Nördlich vom Münstertal (GR), im obersten Scarl-Tal an der Italienisch-Schweizerischen Staatsgrenze, liegt die Berggruppe des Piz Starlex. Als Teil der tektonischen Sesvenna-Scarl-Scholle repräsentiert die Piz Starlex-Gruppe die östlichste Schuppe der Unterengadiner Dolomiten und wird stratigraphisch durch die Sedimente des oberostalpinen Deckenkomplex, den Münstertaler Verrucano und das basalen Sesvenna-Kristallin aufgebaut. Auf dem Piz Starlex, welcher mit 3075m.ü.M. der höchste Gipfel der Berggruppe ist, liegen auf einem rund 8000m² grossen Gipfelplateau, reliktsche, grobblockige, polymikte Schotter. Diese Lockergesteine am Piz Starlex gehören zu jenen seltenen Lokalitäten in den Alpen, deren geologische Geschichte bisher unklar ist. Aus derzeitigen Kenntnissen gehen keine evidenten Erklärungen zu dessen Entstehung oder Herkunft hervor, obwohl sich bereits mehrere Autoren mit den Lockergesteinen am Piz Starlex auseinandergesetzt haben. Bisher wurden an den Lockergesteinen noch keine Altersdatierungen vorgenommen, womit sich ein Entstehungs- oder Expositionsalter ergeben hätte. Die Herleitung des paläogeographischen Kontexts der Lockergesteine am Piz Starlex stellt sich als eine weitgreifende Herausforderung dar.

Alles in Allem lassen sich die Lockergesteine am Piz Stalex zu einer einzigartigen Lokalität zusammenfassen, deren Vorkommen bis heute unklar ist.

2.3 Zielsetzung

Im Rahmen dieser Masterarbeit soll die geologische Geschichte der Lockergesteine am Piz Starlex rekonstruiert werden. Dabei sollen folgende vier Forschungsfragen beantwortet werden:

- (1) Woher kommen die Lockergesteine am Piz Starlex?
- (2) Wie sind die Lockergesteine am Piz Starlex entstanden?
- (3) Wie alt sind die Lockergesteine am Piz Starlex?
- (4) In welchem paläogeographischen Kontext stehen die Lockergesteine am Piz Starlex?

Durch die Bearbeitung dieser Forschungsfragen soll versucht werden die Lockergesteine in einen geologischen und chronologischen Gesamtzusammenhang zu stellen. Dabei soll sowohl das Vorkommen als auch die Geschichte der Lockergesteine am Piz Starlex nachvollzogen und erklärt werden.

2.4 Methoden

Um die Herkunft, die Entstehung, das Alter und den paläogeographischen Kontext der Lockergesteine am Piz Starlex zu erforschen wurden im Zusammenhang dieser Arbeit folgende Methoden verwendet:

(a) Literatur

Die Literaturrecherche über die lokale und regionale geologische Umgebung des Untersuchungsgebiets hilft ein Grundwissen über den paläogeographisch-geologischen Gesamtzusammenhang der Lockergesteine anzueignen. Vornweg zu nehmen gilt, dass es sich mit Ausnahme einer Literatur, welche von Conti 1997, um schweizerische Literaturen handelt. Schweizer-Fachliteraturen betrachten die Stellung der Piz Starlex-Gruppe oft in Bezug auf die Unterengadiner Dolomiten, wohingegen die italienischen und österreichischen Literaturen Vergleiche aus dem Ortler- und Ötztal-Gebiet herziehen.

Mit Hilfe von Fachliteraturen wird nicht nur ein Grundwissen über die Geologie der Piz

Starlex-Gruppe angeeignet, es werden auch petrographische Beschreibungen anderer tektonischen Einheiten studiert, um die Herkunft des Lockergesteinsmaterial am Piz Starlex einer tektonischen Formation zuzuordnen.

(b) Feldbeobachtungen

Die Feldbeobachtungen helfen die morphologischen und strukturellen Eigenschaften der Lockergesteinsmasse und einzelner Gerölle in einen Zusammenhang mit deren Entstehung zu bringen. Dabei werden Beobachtungen von Geländeformen bis zu detaillierten Untersuchungen der Komponenten studiert und mit der paläogeographisch-tektonischen Entwicklung der Piz Starlex-Gruppe verglichen.

(c) Gesteinskollektionen

Die Gesteinskollektion von Starlex-Geröllen ermöglicht mit Hilfe einer makroskopischen und mikroskopischen Untersuchung die einzelnen Gerölltypen einer tektonischen Formation zuzuordnen und daraus ihre Herkunft zu bestimmen. Mit einer Zuordnung der Lockergesteine in eine Tektonische Einheit können nicht nur weitere Erkenntnisse über die paläogeographische Geschichte interpretiert werden, sondern auch mögliche Entstehungstheorien aufgestellt werden.

(d) Bodenprobe

Die Entnahme einer Bodenprobe aus einer Aushebung hilft die Korngrössenzusammensetzung der Probe herauszufinden. Diese kann in eine Korngrössenverteilungs-Kurve dargestellt und zusammen mit den ebenfalls ermittelten Konsistenzgrenzen interpretiert werden. Dabei wird der Bodenprobe eine Bodenart zugeschrieben, was zur Interpretation der Entstehungskomponente und des paläogeographischen Hintergrunds der Lockergesteine beitragen kann.

(e) Altersdatierungen

Zum einen wird eine Oberflächendatierung an drei Lockergesteinsblöcken durchgeführt, um ein minimales Expositionsalter der Lockergesteine am Piz Starlex zu berechnen. Zum andern wird aus einem Tiefenprofil (depth profiling) ein minimales Oberflächenalter der Lockergesteinsmasse und das Verhalten der Nuklidkonzentrationen im Zusammenhang mit der Tiefe berechnet. Beide Datierungsmethoden basieren auf dem Prinzip der insitu produzierten kosmogenen Nuklide. Die Nuklidkonzentrationen werden am Nuklidpaar ^{10}Be und ^{26}Al in Quarzkörnern gemessen. Das Datieren und die Messung der Nuklidkonzentrationen der Lockergesteine hilft nicht nur eine Aussage über deren Expositionsalter zu machen, sondern hilft auch beim Einordnen der Lockergesteine in einen paläogeographischen Gesamtzusammenhang.

Zusammenfassend können alle Erkenntnisse aus den unterschiedlichen Methoden in eine Gesamtinterpretation gestellt werden. Dabei verhilft jeder einzelne Input aus den verschiedenen Methoden zu einem umfassenden und vernetzten Bild.

3 Geologie der Unterengadiner Dolomiten

3.1 Überblick

Die Unterengadiner Dolomiten repräsentieren den südöstlichen Teil der Engadiner Dolomiten, zwischen Zernez, Ofenpass, Müstair und Sta. Maria.

Aufgebaut werden die Engadiner Dolomiten durch die Sesvenna-Scarl-Scholle, welche von drei verschiedenen Komplexen eingerahmt wird (Abb. 2). Im Nordwesten liegt der Silvretta-Komplex, im Südwesten der Campo-Ortler-Komplex und im Osten der Ötztal-Komplex (Baumann 1974). Das Sesvenna-Kristallin spielt dabei, als eine der grossen kristallinen Schubmassen des oberostalpinen Deckensystems, eine bedeutende Rolle. Das präpermische Sesvenna-Kristallin bildet den Hauptkern der Sesvenna-Scarl-Scholle und unterscheidet sich petrographisch als auch tektonisch wesentlich von den benachbarten Komplexen (Inhelder 1952). Daraus folgt, dass die Sesvenna-Scarl-Scholle weder das Bindeglied zwischen dem Silvretta- und dem Ötztal-Komplex (Staub 1937), noch zusammen mit dem Silvretta-Komplex die Basis der Unterengadiner Dolomiten ist, wie das Wenk (1934) postulierte. Indes kann die Sesvenna-Scarl-Scholle nach Inhelder (1952) als ein tiefer liegendes Element angesehen werden, welche vom Silvretta- und Ötztal-Komplex überschoben wurde.

Die sedimentäre Bedeckung des Sesvenna-Kristallins ist mehrheitlich mit ihrer kristallinen Unterlage stratigraphisch verbunden. Dabei handelt es sich in erster Linie um Trias-Sedimente, welche im Falle der Sesvenna-Scarl-Scholle als Scarl-Einheit bezeichnet werden. Der südöstliche Teil der Sesvenna-Scarl-Scholle ist hauptsächlich aus der Scarl-Einheit, respektive aus deren vorwiegend triadischen Sedimentbedeckung, aufgebaut. Teils wurden obere Sedimentpakete der Scarl-Einheit in einer spätalpinen Phase von ihrer stratigraphischen Basis vollständig abgesichert und liegen jetzt in südwestlicher Richtung als Schuppenzonen vor. Diese Schuppenzone bildet eine Reihe von gestaffelten, NE-SW streichenden, liegenden Antiklinalen, wobei die Piz Starlex-Gruppe die östlichste dieser Sedimentschuppen darstellt (Baumann 1974).

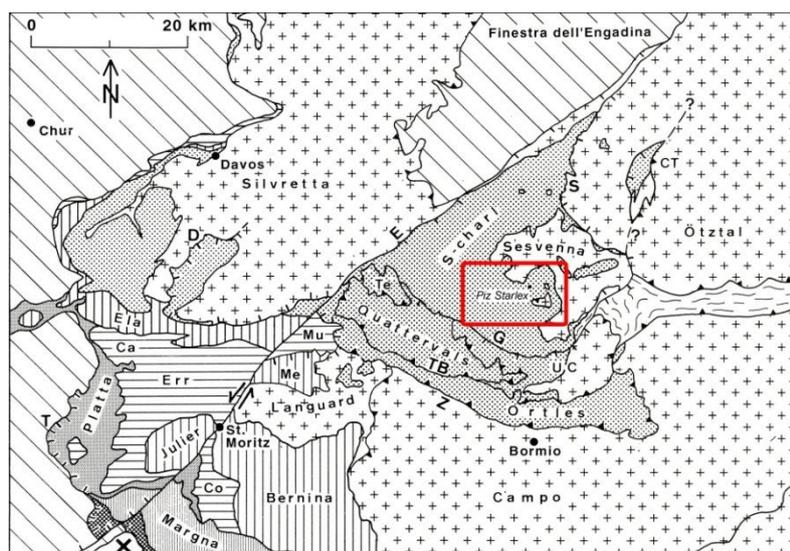
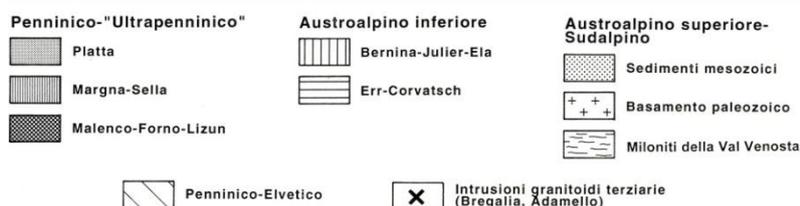


Abb. 2: Tektonische Karte der Engadiner Dolomiten, Conti 1997;

CT: Cima Termine/Jaggi,
 D: Faglia normale del Ducan,
 E: Linea dell'Engadina,
 G: Linea del Gallo,
 S: Faglia di Slingia,
 T: Faglia normale di Piz Turba,
 TB: Accavallamento Trupchun-Braulo,
 UC: Zona a scaglie dell'Umbrail-Chavalatsch
 Z: Accavallamento dello Zebrù;

Ca: Coarungas,
 Co: Corvansch,
 Me: Mezzaun,
 Mu: Murtiröl,
 Te: Terza.



3.2 Stratigraphie

Die Unterengadiner Dolomiten sind hauptsächlich aus den triadischen bis frühjurassischen Sedimentgesteinen und dem permischen Verrucano aufgebaut (Scarl-Einheit). Daneben erlangt das präpermische basale Sesvenna-Kristallin, als Hauptkern der Sesvenna-Scarl-Scholle, von Bedeutung.

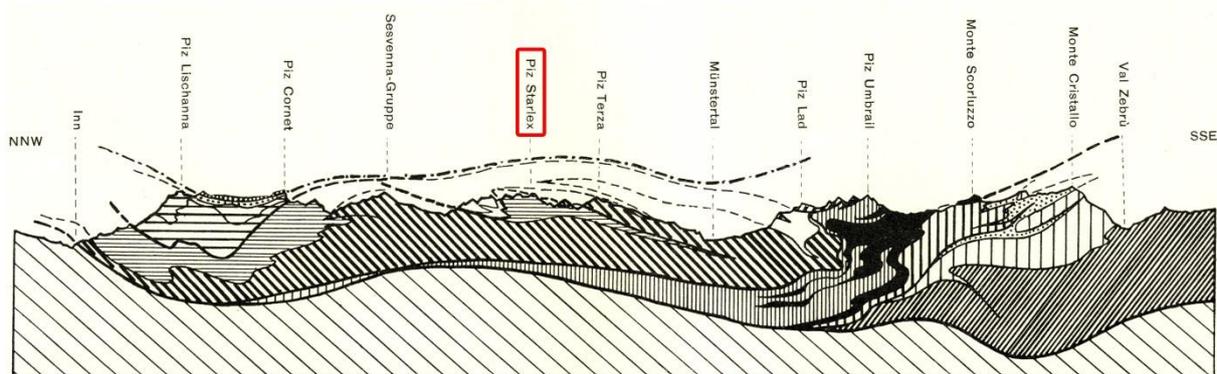
Die Scarl-Einheit kann in einen Unterbau und in einen Oberbau unterteilt werden. Der Unterbau bildet die Basis der Unterengadiner Dolomiten und kann in Bezug auf das basale Sesvenna-Kristallin als autochthone Unterlage der Unterengadiner Dolomiten angesehen werden. Der Unterbau enthält die Sedimente vom Verrucano (Perm) bis zu den Sedimenten aus der mittleren Trias (im Norden obere Trias). Diese Sedimente werden nach Bösch (1937) als Basale Triasserie s.l. bezeichnet. Der östliche Unterbau der Scarl-Einheit zeigt interne, nordwestvergente Abscherungen, die im Zusammenhang mit der tektonischen Schuppenzone stehen, welche u.a. die Murtera-Starlex-Antiklinalschuppe (Kap.4.3, S.23) aufbaut (Baumann 1974). Der Oberbau der Scarl-Einheit umfasst mit den Sedimenten der Obertrias und des Juras ein stratigraphisch höheres Element. Der Oberbau wurde an den inkompetenten Schichten der Rabiler-Formation (Kap.4.2.7, S.21) abgeschert, verfaltet und in den Nordwesten der Engadiner Dolomiten verfrachtet.

3.3 Tektonik

Die Unterengadiner Dolomiten werden durch die Sesvenna-Scarl-Scholle aufgebaut. Der kristalline Hauptkern der Sesvenna-Scarl-Scholle, das Sesvenna-Kristallin, sowie die darüber liegende Sedimentserie bilden die ehemalige Front der oberostalpinen Gesamtdecke (Staub 1937). Im Gebiet der Sesvenna-Gruppe, in den südöstlichen Unterengadiner Dolomiten, bildet das präpermische Sesvenna-Kristallin eine kuppelförmige Aufwölbung und erreicht dabei seine grösste Mächtigkeit. Gegen Süden unterlagert das Sesvenna-Kristallin die Gipfel der Piz Starlex-Gruppe (Staub 1937). Der eigenartige tektonische Bau der Sesvenna-Kristallin-Aufwölbung lässt sich in der gesamten Sesvenna-Scarl-Scholle verfolgen. Inhelder (1952) schliesst aus dieser Beobachtung, dass der Silvretta-Komplex zusammen mit der Sesvenna-Scarl-Scholle nicht, wie Wenk (1934) beschrieben hat, die Basis der Unterengadiner Dolomiten ist. Auch fungiere die Sesvenna-Scarl-Scholle nicht als Bindeglied zwischen dem Silvretta- und dem Ötztal-Komplex, wie Staub (1937) publizierte. Die beiden Elemente müssen tektonisch getrennt betrachtet werden. Nach Inhelder (1952) ist die Sesvenna-Scarl-Scholle ein tektonisch tieferes Element, welches vom Silvretta- und Ötztal-Komplex überschoben wurde. Bei diesem Vorschub der oberostalpinen Hauptmassen (Silvretta- und Ötztal-Komplex) wurden die überfahrene Sedimentbedeckung und das Kristallin der Sesvenna-Scarl-Scholle in ihrem tektonischen Aufbau stark zerbrochen, verschuppt und verfaltet (Inhelder 1952). Der oberste Teil der Sedimentbedeckung des Sesvenna-Kristallins, der Oberbau der Scarl-Einheit, wurde vor dem Vorstoss abgeschert, verschuppt und in den Nordwesten verfrachtet. Die betroffenen Sedimente sind dabei Teile des obersten Hauptdolomit, der Jura- und Kreide-Sedimente, sowie Teile der Rabiler Schichten (Bösch 1937). Als Folge dieser Abscherung des Oberbaus wurden die jüngsten Sedimente des Unterbaus der Scarl-Einheit, die mittlere und untere Trias, freigelegt. Diese Sedimente wurden durch das Vorrücken der oberostalpinen Hauptmassen in gleicher Weise erfasst, verschuppt und im Nordwesten abgelagert. Dadurch wurden Teile des zum Vorschein kommenden Sesvenna-Kristallin aufgeschürft und ebenfalls nach Nordwesten als kristalline Keilreste verschleppt (Inhelder 1952).

Die Sesvenna-Scarl-Scholle unterscheidet sich im tektonischen Stil konstitutiv anders als die

vergleichbaren benachbarten Decken. Die Sesvenna-Scarl-Scholle bildet ihren mächtigsten kristallinen Deckenkern im Nordosten, nicht wie die Ortler- und Umbrail-Decke, welche eine gewaltige Zunahme des kristallinen Deckenkerns im Süden und Südosten zeigen (Abb. 3) (Staub 1937). Gegen Südosten dünnt das Kernkristallin des Sesvenna-Scarl-Scholle (das Sesvenna-Kristallin) sogar aus, wobei es in erster Linie die Gipfel der Piz Starlex-Gruppe unterlagert, stark zerquetscht das Münstertaler Basiskristallin bildet und schliesslich in einzelnen zerrissenen dünnen Linsen an der frontalen Entwicklungsfront der Umbraildecke aufgerollt wird (Bösch 1937). In dieser Beziehung verliert das Sesvenna-Kristallin, bzw. die Sesvenna-Scarl-Scholle den Zusammenhang zum Wurzelgebiet vollständig (Inhelder 1952). Hegwein (1927) und Bösch (1937) zeigen aufgrund des steifen Verhaltens der Sesvenna-Scarl-Scholle, dass das Sesvenna-Kristallin die ganzen Unterengadiner Dolomiten unterlagern.



Schematisches Profil durch die Gebirge zwischen Engadin und Ortler.

Schraffur schief weit	= Unterostalpine und penninische Basis	Schraffur schief dick	= Kern der Scarldecke (Sesvennakristallin)
Schraffur schief eng	= Kristallin der Ortlerdecke	Schraffur horizontal eng	= Unterbau der Scarldecke
Schraffur vertikal dünn	= Zebrazone	Weiss	= Mittelbau der Scarldecke
Feine Punkte	= Fraelezug	Schraffur horizontal dick	= Oberbau der Scarldecke
Schraffur vertikal dick	= Stelviozone	Grosse Punkte	= San Jon-Schuppen
Schwarz	= Braulio-kristallin	Schwarz mit weissen Punkten	= Oetzkristallin
Schraffur vertikal eng	= Quartivals-Mesozoikum		

Abb. 3: Schematisches Profil durch die Gebirge zwischen Engadin und Ortler; Charakteristisch sind das Ausdünnen des Sesvenna-Kristallins gegen Südosten, der nach Nordwesten abgeschehrte Oberbau der Scarl-Einheit (bzw. Scarldecke) und der verschuppte Unterbau der Scarl-Einheit (bzw. Scarldecke), Staub 1937.

3.3.1 Schuppenbau

Durch den Vorschub der oberostalpinen Hauptmassen wurden die Sedimente der Scarl-Einheit und kristalline Keilreste des Sesvenna-Kristallins in einen verschiedenartigen Schuppenbau gelegt. Dieser Schuppenbau wurde auf den kristallinen Kern der Sesvenna-Scarl-Scholle und die Basale Triasserie s.l., welche in erster Linie alle Sedimente vom Verrucano bis zum Hauptdolomit umfasst, aufgeschoben. Am weitesten im Nordwesten liegen die verschiedenen Schuppen des Oberbaus der Scarl-Einheit. In südöstlicher Richtung folgen die diversen Schuppen des Unterbaus und am weitesten im Südosten die verschiedenen kristallinen Klippen oder Halbklippen (Bösch et al. 1953). Ursprünglich lagen diese Schuppen eher übereinander als hintereinander (Inhelder 1952). Die Trias-Schuppen des Unterbaus der Scarl-Einheit aus dem südöstlichen Teil des Schuppenbaus zeigen keine Faziesunterschiede zu den Sedimenten der Basalen Triasserie s.l.. Das bedeutet dass die beiden Trias-Sedimentserien ungefähr aus demselben rückwärtigen Raum stammen (Inhelder 1952) und der verschuppte Unterbau bezüglich der Basalen Triasserie s.l. parautochthon aufliegt (Baumann 1974).

Die Piz Starlex-Gruppe ist als östlichste Sedimentschuppe der Schuppenzone im südwestlichen Teil der Sesvenna-Scarl-Scholle integriert. Dabei handelt es sich um eine liegende, gegen Nordwesten blickende, NE-SW streichende Antiklinalschuppe (Kap.4.3, S.23) (Baumann 1976).

3.3.2 Tektonische Schubphasen

Aus der Innentektonik der Sesvenna-Scarl-Scholle können unterschiedliche Schubphasen der oberostalpinen Deckengruppen rekonstruiert werden. In einem abgewickelten Profil würden sich von Nordwesten nach Südosten folgende Anordnung der Kristallinmassen ergeben: Sesvennakristallin-Silvrettakristallin-Ötztalkristallin, alle mit zugehöriger Sedimentbedeckung (Inhelder 1952). Das Sesvenna-Kristallin bildet somit den frontalen Abschnitt der ursprünglichen oberostalpinen Kristallinmasse.

Aus mehreren strukturellen Beobachtungen der zentralen Unterengadiner Dolomiten gehen chronologisch folgende tektonische Phasen hervor:

a) Stratigraphisch abgebildete Frühphasen und eventuelle südwestwärts gerichtete Schuppungen. Diese alpenwärts gerichteten tektonischen Strukturen bildeten sich nach Leupold (1934) unter „dinarischen“ Verhältnissen im Alpenhinterland noch vor dem oberostalpinen Deckenschub.

b) Hauptüberschiebung der Sesvenna-Scarl-Scholle durch die Silvretta-Ötztalmasse. Bei diesem Vorschub der oberostalpinen Hauptkörper verhielten sich die beiden Kristallinmassen nicht einheitlich. Der Zusammenhang der beiden Massen wurde durch tektonische und/oder erosive Einflüssen geschwächt oder sogar getrennt (Inhelder 1952). Das Silvretta-Kristallin wurde als steife Grundgebirgsplatte erfasst, überfuhr die Sesvenna-Scarl-Scholle aus südöstlicher Richtung und platzierte sich nordwestlich davon (Bösch et al. 1953). Die Ötztalmasse schob sich an und auf die Sesvenna-Scarl-Scholle, stauchte den Oberbau der Unterengadiner Dolomiten und schob diesen in Folge an die südöstliche Grenzfläche des Silvretta-Kristallins (Bösch et al. 1953). Die interne Struktur der Sesvenna-Scarl-Scholle wurde dabei durch die von Südosten wirkende Schubkraft tektonisch stark gestört und mit einer Nordost-Südwest gerichteten Streichrichtung geprägt (Inhelder 1952).

c) Schubphase der Umbrail-Decke aus Südwesten mit tektonischer Einwicklung der Sesvenna-Scarl-Scholle und intensiver Stauchung des Oberbaus der Unterengadiner Dolomiten. Die von südwestlich aus orientierte Schubrichtung führte zu einer Überprägung

der älteren Nordost-Südwest gerichteten Streicherichtungen in ein jüngeres Nordwest-Südost Streichen (Inhelder 1952). Die primäre Schubrichtung der Umbrail-Decke kam, wie die oberostalpinen Hauptschubrichtungen, aus Südosten. Doch durch das Auffinden der sich dem Schube gegenüber passiv verhaltenen gewaltigen isolierten oberostalpinen Einheiten, u.a. die Sesvenna-Scarl-Scholle, welche durch ihre frühere Entwicklung als tief versenkte steife Scholle vorliegt, musste sich die aktiv vordringende Umbrail-Decke in ihrer Schubrichtung anpassen. Die Sesvenna-Scarl-Scholle wirkte bei diesem nordöstlich gerichteten Vorschub der Umbrail-Decke nicht nur als steifes Hindernis, sondern wurde tektonisch überprägt und im südwestlichen Teil sogar aufgerollt und eingewickelt, was auch erklärt, dass das Sesvenna-Kristallin nirgends auf die Umbrail-Decke hinaufsteigt (Bösch et al. 1953).

Zwischen der Hauptüberschiebung der Silvretta- und Ötztalmasse und der Schubphase der Umbrail-Decke ist nach Bösch (1937) ein weitgehender erosiver Abtrag der oberostalpinen Deckeneinheiten erfolgt, welcher im Südwesten der Sesvenna-Scarl-Scholle einen Erosionsrand bildet. Das Auftreffen der Umbrail-Decke auf diesen Erosionsrand führte zum erwähnten Aufrollen der Sesvenna-Scarl-Scholle (Bösch 1937).

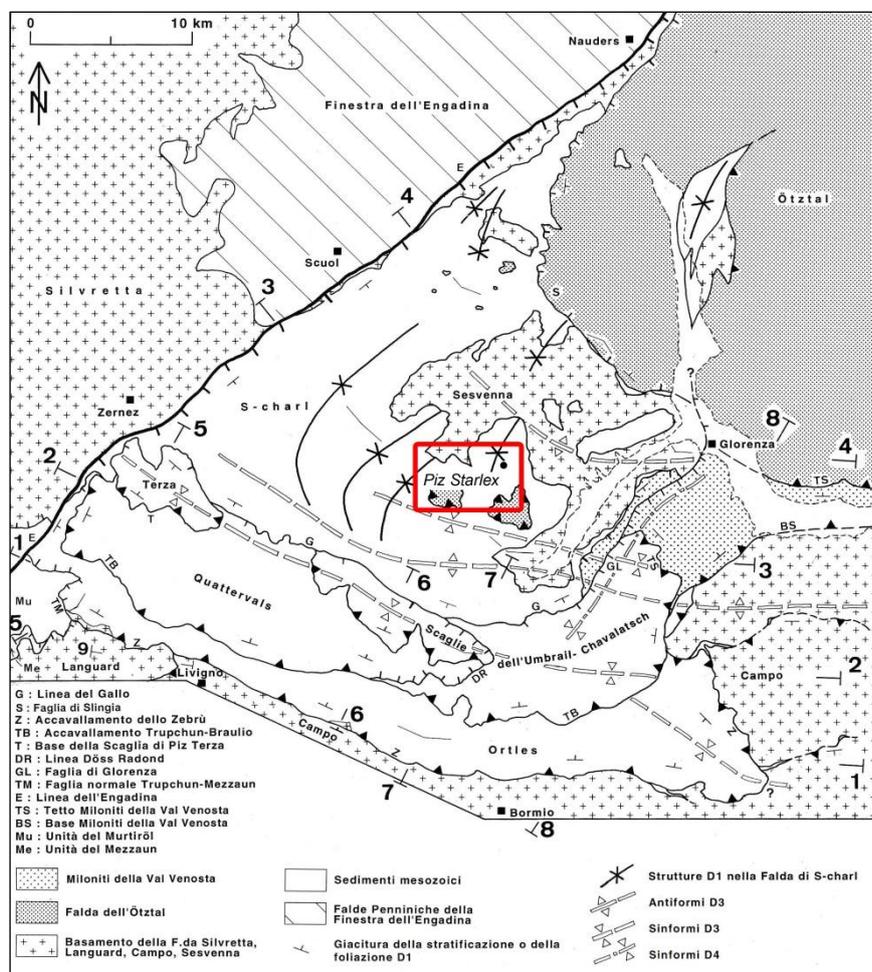


Abb. 4: Tektonische Karte der Engadiner Dolomiten, Conti 1997;

D1: Hauptüberschiebung der Sesvenna-Scarl-Scholle durch die Silvretta-Ötztalmasse.

D3: Umbrail-Phase.

D4: Erneute Ost-West Extension (Froitzheim et al. 1994).

Hinweise auf die verschiedenen Schubphasen des oberostalpinen Deckensystems können an den unterschiedlichen Streichrichtungen und den differierenden strukturellen und petrographischen Innenbauten der einzelnen tektonischen Grosselemente der Unterengadiner Dolomiten rekonstruiert werden. In der Südwestlichen Fortsetzung der Piz Starlex-Gruppe macht sich eine Änderung in der allgemeinen Streichrichtung bemerkbar. Die Streichrichtung dreht von Nordost-Südwest über Osten nach Nordwest-Südost. Anhand der zahlreichen nach Nordwesten blickenden, Antiklinal-Schuppen, welche auf die Basale Triasserie s.l. aufgeschoben wurden, sowie die nach Südosten einfallenden Überschiebungsflächen der Trias-Schuppen, muss die Richtung der oberostalpinen Hauptschubphase von Südosten erfolgt sein (Inhelder 1952). Bösch (1937) zitiert aus seinen tektonischen und stratigraphischen Beobachtungen innerhalb der Sesvenna-Scarl-Scholle: „Nur die vollständige Überfahung durch eine gewaltige Masse, eben die Silvrettamasse, kann den primären Aufbau der Scarldecke⁶ verständlich machen; ohne eine solche wäre das tektonische Bild ein ganz anderes, als wir es heute beobachten können.“ (Bösch 1937).

⁶ Die Scarldecke wird nach Baumann (1974) als Sesvenna-Scarl-Scholle bezeichnet. Aus diesem weiterführenden Begriff wird verständlicher, dass es sich bei der Sesvenna-Scarl-Scholle nicht nur um eine Sedimentserie handelt, wie das aus dem Begriff der Scarldecke oft interpretiert wurde, sondern vielmehr um eine Scholle aus Kristallin (Sesvenna-Kristallin) mit entsprechender Sedimentbedeckung (Scarl-Einheit).

4 Piz Starlex

4.1 Überblick

Die Berggruppe des Piz Starlex liegt in den südöstlichen Unterengadiner Dolomiten zwischen dem oberen Val Scarl und dem Val d'Avigna im Grenzgebiet zwischen der Schweiz und Italien. Die Berggruppe enthält die Spitzen des Piz Murtera (2969 m.ü.M.), des Monte San Lorenzo (3020 m.ü.M.) und des Piz Starlex (3075 m.ü.M.) und wird mit dem Namen Piz Starlex-Gruppe zusammengefasst (Abb. 6).



Abb. 5: Südliche Flanke der Piz Starlex-Gruppe, Oktober 2010.

Die Piz Starlex-Gruppe liegt im Südosten der Sesvenna-Scarl-Scholle und ist aufgebaut durch das basale Sesvenna-Kristallin und dessen triadisch-permischer Sedimentbedeckung, der Scarl-Einheit. Während der Oberbau der Scarl-Einheit die Sedimente der Obertrias und Jura umfasst und heute nordwestlich der Piz Starlex-Gruppe im Nordwesten der Unterengadiner Dolomiten liegt, kann der Unterbau bezüglich dem Sesvenna-Kristallin als autochthone Unterlage der Engadiner Dolomiten angesehen werden. Der Scarl-Unterbau enthält die Sedimente vom permischen Verrucano bis zur mittleren Trias und entspricht der Basalen Triasserie s.l. von Bösch (1937). Der östliche Unterbau der Scarl-Einheit wurde in einzelne, Nordwest vergente, liegende Antiklinalen verschuppt und auf die Basale Triasserie s.l. aufgeschoben, wo er heute bezüglich der Basalen Triasserie s.l. in einer Reihe von parautochthonen Antiklinalschuppen vorliegt (Baumann 1976). Die nach Nordwesten gerichtete tektonische Schubkraft, welche den Oberbau abgeschert und den Unterbau verschuppt hat, ist auf die Hauptüberschiebung der oberostalpinen Kristallinmassen (Silvretta- und Ötztal-Komplex) (Kap.3.3.2, S.8) zurückzuführen.

Die drei Bergspitzen der Piz Starlex-Gruppe gehören der östlichsten Antiklinalschuppe der Scarl-Einheit an, wobei der Monte San Lorenzo und der Piz Starlex durch einen Nordost-Südwest streichenden Bruch gegenüber dem Piz Murtera versetzt wurden (Baumann 1974). Zusammenfassend wird die Piz Starlex-Gruppe von unten nach oben aufgebaut durch das Sesvenna-Kristallin, die Basale Triasserie s.l., die diversen Formationen des Scarl-Unterbaus und das Kristallinvorkommen zuoberst auf dem Gipfelplateau des Piz Starlex.

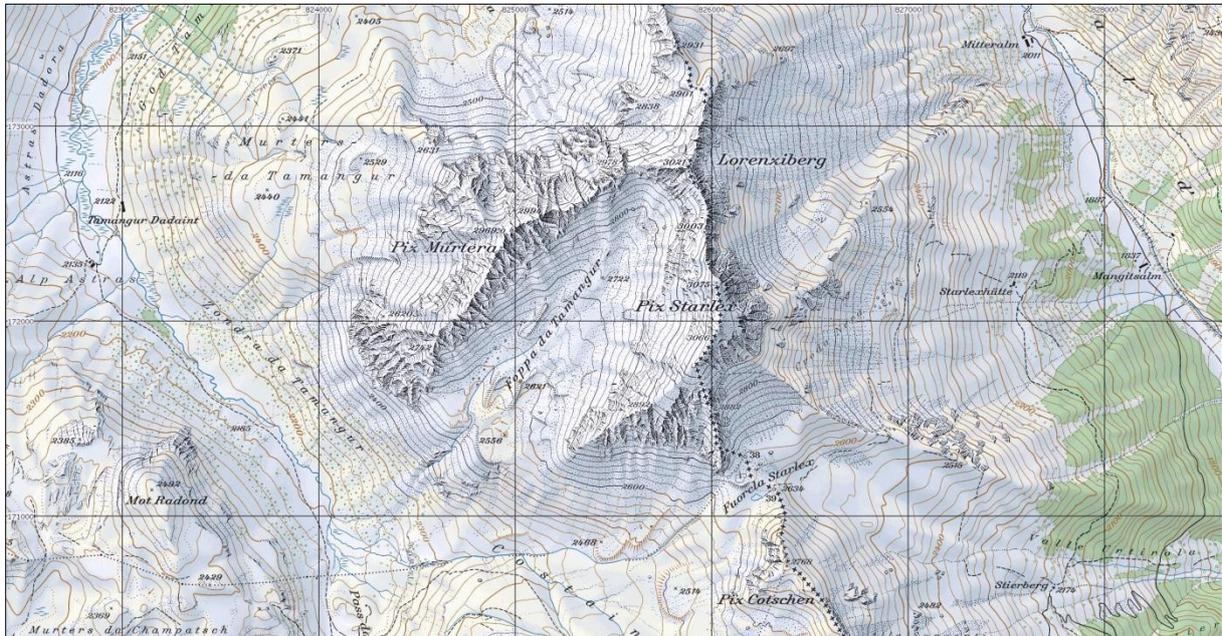


Abb. 6: Ausschnitt der Piz Starlex-Gruppe aus der topographischen Karte der Schweiz 1:25'000 (CH1903, LV03); v.l.n.r. Oberstes Scarl-Tal mit der Costainas (CH), Piz Starlex-Gruppe, Val d'Avigna (I).

4.2 Stratigraphie

Die Piz Starlex-Gruppe wird tektonisch durch eine liegende, Nordost-Südwest streichende Antiklinalschuppe des Unterbaus der Scarl-Einheit aufgebaut, welche der Basale Triasserie s.l. und dem Sesvenna-Kristallin aufliegt. Stratigraphisch enthält der Unterbau der Scarl-Einheit die Sedimente vom permischen Verrucano bis zur mittleren Trias. Aufgrund des tektonischen, Nordost-Südwest streichenden Bruchs zwischen dem Piz Murtera und dem Piz Starlex (und dessen Nordgipfel dem Monte San Lorenzo), werden zwei entsprechende Teilschuppen unterschieden (Baumann 1974). Während die Piz Murtera-Teilschuppe (Kap.4.3.1, S.25) den Stirnteil der liegenden Antiklinalschuppe darstellt und stratigraphisch durch die Schichten der Scarl-, Turettas-, Arlberg- und Rabiler-Formation aufgebaut wird, stellt die Piz Starlex-Teilschuppe (Kap.4.3.2, S.25) den rückwärtigen Teil der Murtera-Starlex-Antiklinalschuppe dar (Baumann 1974). Die Piz Starlex-Teilschuppe wird stratigraphisch vorwiegend durch die Sedimente des hangenden Antiklinalschenkels aufgebaut, indessen die Turettas-, Scarl- und Fuorn-Formation beteiligt sind. Der Antiklinalkern schliesst nur an der Ostflanke des Piz Starlex auf und wird durch die Sedimente des Verrucano vertreten. Teile des liegenden Schenkels sind ebenfalls nur auf der Ostflanke des Piz Starlex an der Überschiebungsfläche der Piz Starlex-Teilschuppe aufgeschlossen, wobei es sich um die Sedimente der Fuorn- und Scarl-Formation handelt. Nicht wie in der Piz Murtera-Teilschuppe, wo die Rauwacken der Rabiler Formation als Abscherhorizont gekennzeichnet sind, fehlen in der Piz Starlex-Teilschuppe die Turettas-, Arlberg- und Rabiler-Formationen des liegenden Schenkels (Baumann 1974). Die Überschiebungsfläche der Piz Starlex-Teilschuppe auf die Basale Triasserie s.l. wird im Verrucano und in der Fuorn-Formation der Basalen Triasserie s.l. ersichtlich. Die beiden Formationen des oberen Teil der Basalen Triasserie s.l. wurden bei der Überschiebung verschuppt und liegen an der Ostflanke des Piz Starlex als tektonische Repetitionen vor. Darauf folgen mit einem scharfen Überschiebungskontakt die Scarl- und Fuorn-Formation des liegenden Schenkels und der Verrucano-Kern der Piz-Starlex-Antiklinale (Baumann 1974) (Abb. 7). Darüber befinden sich die Sedimentreihen des Normalschenkels vom Verrucano-Antiklinalkern bis zur Turettas-Formation und auf dem Gipfelplateau des Piz Starlex die zerstreuten Kristallinblöcke, die in Kapitel 5, S.34 ausführlich behandelt werden.

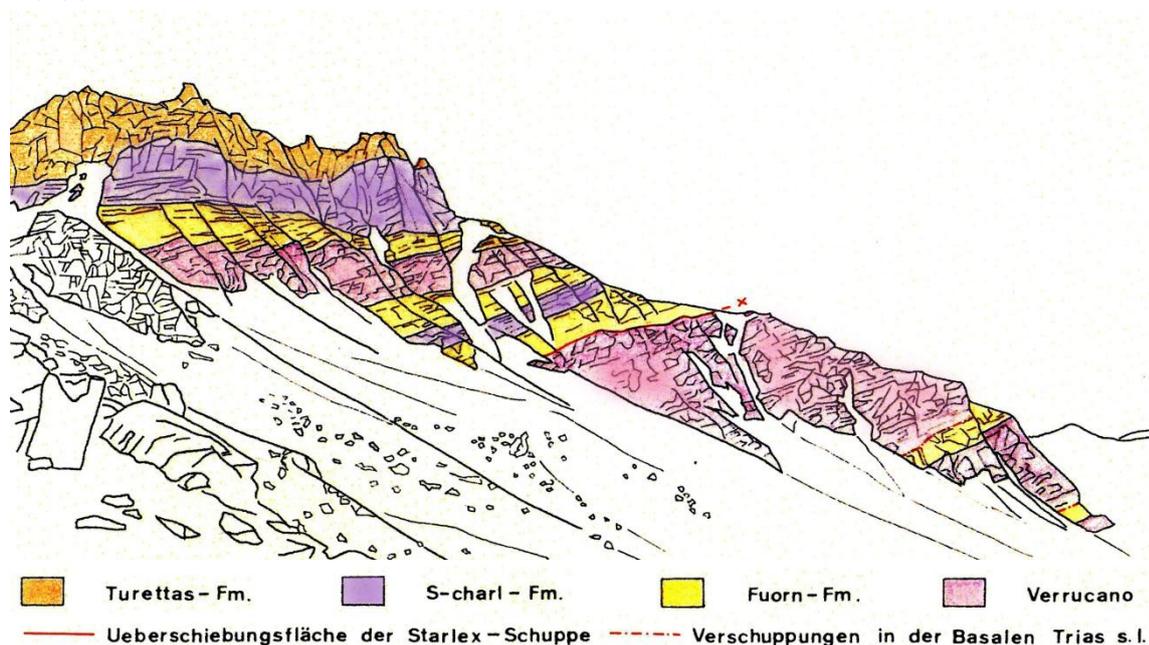


Abb. 7: Geologische Skizze der Ostflanke des Piz Starlex, Baumann 1974.

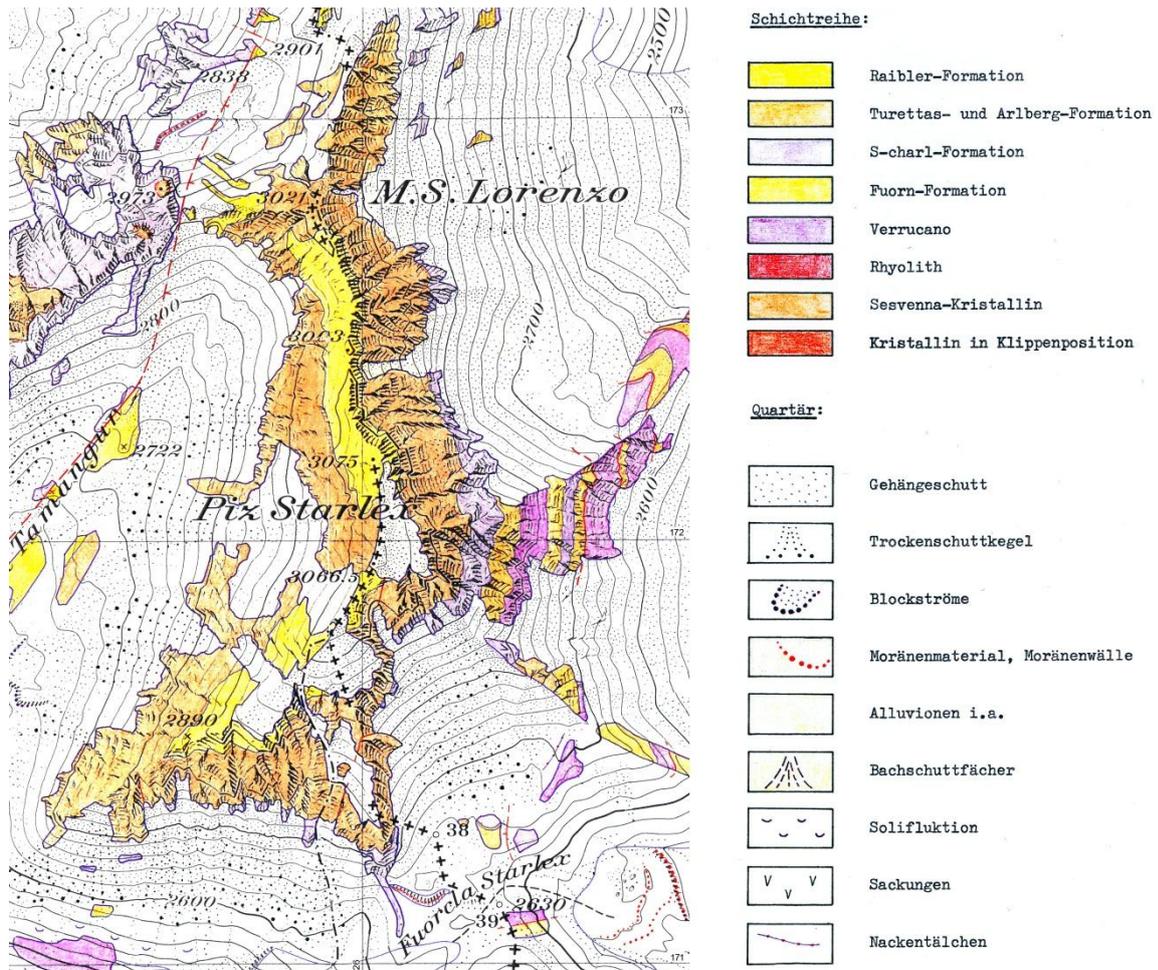


Abb. 8: Geologische Karte der Piz Starlex-Monte San Lorenzo-Teilschuppe, Ausschnitt aus der geologischen Karte der Piz Starlex-Gruppe 1:25'000 nach Baumann 1974.

In den folgenden Unterkapiteln werden die stratigraphischen Schichtreihen der Piz-Starlex-Gruppe, vom Grundkristallin bis zu den jüngsten Formationen, chronologisch aufgeführt und beschrieben:

4.2.1 Sesvenna-Kristallin

Das präpermische Sesvenna-Kristallin ist die kristalline Basis der Scarl-Einheit bzw. die Basis der Unterengadiner Dolomiten. Bei den Gesteinen handelt es sich um relativ glimmerarme, graue, teilweise auch helle Muskovit-Kalifeldspat-Albit-Orthogneise. Stellenweise führen die Gneise Biotit und sind häufig als massige Augengneise, mit Zentimeter grossen Kalifeldspäten, ausgebildet (Spitz&Dyhrenfurth 1914). Baumann (1974) verweist auf die makroskopisch unterschiedlichen Typen der Sesvenna-Gneise, die sich bei mikroskopischer Untersuchung lediglich als texturale und strukturelle Varietäten desselben Gesteins erweisen. Die Gneise weisen eine starke Kataklase auf, wodurch die Textur zum Teil weitgehend verloren geht und eine massige feinkörnige Struktur vorliegt (Schmid 1973). Dabei ist der Quarz oft zertrümmert und die Feldspäte werden zum Teil durch Albit und Sericit oder Glimmerminerale ersetzt (Inhelder 1952). Die Gneise gehören nach Hess (1953) einer mineralogisch ausgesprochen sauren Gneis-Gruppe an, welche er mit der von Hammer&John (1909) beschriebenen „Angelus-Augengneise s.l.“ aus dem Ortler-Gebiet und Vintschgau gleichsetzt.

Im Gebiet um die Piz Starlex-Gruppe sind die Gneise des Sesvenna-Kristallins im oberen Avigna-Tal am östlichen Fusse des Piz Starlex zwischen 1900m-2300m.ü.M und im oberen Scarl-Tal am nordwestlichen Fusse des Piz Murtera bei God Tamangur zwischen 2100m-2440m.ü.M aufgeschlossen. Der Kontakt der Sesvenna-Gneise zum hangenden Verrucano kann im Gebiet der Piz Starlex-Gruppe aufgrund der Moränen und flächendeckenden Schutthalden nirgends beobachtet werden (Baumann 1974).

4.2.2 Verrucano-Gruppe

Der Verrucano, die stratigraphische Auflage des Sesvenna-Kristallins, stellt das permische Verwitterungsprodukt der variszischen kristallinen Landoberfläche dar (Inhelder 1952). In den südöstlichen Unterengadiner Dolomiten dominiert die Gruppe des Münstertalers Verrucano, die in ihrer Mächtigkeit aufgrund eines paläogeographischen Bruchs im Verrucano-Trog stark variiert (Baumann 1974). Während im Münstertal die Verrucano-Gruppe eine Mächtigkeit von bis zu 1100m erreicht, ist im Gebiet der Piz Starlex-Gruppe (Avigna- und oberes Scarl-Tal) lediglich eine Mächtigkeit von rund 200m ausgebildet. Bei den Gesteinstypen dieser bescheidenen Ausbildung handelt es sich makroskopisch um Varietäten von Sericit-Quarz-Arkosen und Sericit-Schiefer. Diese makroskopisch differierenden Verrucano-Typen sind nach Baumann (1974) unter mikroskopischer sedimentpetrographischer Betrachtung alles Arkosen, welche sich nur durch verschiedene Korngrößen der Komponenten und durch unterschiedliche Anteile von Komponenten und Grundmasse unterscheiden. Dössegger (1974) beschreibt aus seinen mikroskopischen Beobachtungen, dass die Verrucano-Arkosen im Avigna- und Scarl-Tal rund zur Hälfte aus epiklastischem Vulkanitmaterial und aufgearbeiteten Gneisen des Sesvenna-Kristallins besteht. Der Anteil an vulkanischem Material deutet auf die magmatischen Ereignisse im Perm hin und erklärt zum einen die in den Sedimenten des Verrucanos eingelagerten, grünlich-violetten Rhyolithe, welche den Verrucano-Gesteinen sehr ähnlich sind und zum anderen den hohen Anteil an vulkanogenen Komponenten.

Aus mikroskopischen Untersuchungen und im Vergleich mit den Beobachtungen von Baumann (1974) und Dössegger (1974) kann anhand der schlechten Rundung sämtlicher Komponenten, der an den eingeregeltten länglichen Komponenten erkennbaren primären Schichtung und dem bedeutenden Anteil an aufgearbeiteten Gneis-Komponenten eine fluviatile Sedimentation, induziert durch einen kurzen Transportweg interpretiert werden. Um jedoch den geringen Anteil von Kalifeldspat und Plagioklas zu erklären, welche in den Gneis-Komponenten des Sesvenna-Kristallins verbreitet vertreten sind, muss von einer starken Verwitterung im Liefergebiet ausgegangen werden, was für ein warm-feuchtes Klima spricht.



Abb. 9: Links: Verrucano-Handstück vom südöstlichen Seitengrat des Piz Starlex zwischen der Croda Nera und der Fuorcla Starlex, 2720m.ü.M.; Rechts: Dünnschliffbild aus dem Handstück, erkennbar sind die typisch zerfressenen Quarze.

In der Piz Starlex-Gruppe liegen die Verrucano-Gesteine, aufgrund der vorherrschenden Tektonik (Kap.4.3, S.23), in verschiedenen tektonischen Stockwerken übereinander und gelten aufgrund ihrer charakteristischen Eigenschaften als ideale Leitgesteine. Die tiefst gelegenen Verrucano-Gesteine, am Fusse der Piz Starlex-Gruppe zwischen ca. 2280m-2600m.ü.M., stellen in Bezug auf das basale Sesvenna-Kristallin die autochthone Sedimentbedeckung dar und gehören dem unteren Teil der Basalen Triasserie s.l. an. Darüber sind am Aufbau des Piz Starlex auf rund 2620m-2720m.ü.M., oberhalb der Überschiebungsfläche der oberostalpinen Decken, die tektonisch repetierten Verrucano-Gesteine der verschuppten Basalen Triasserie s.l. beteiligt. Schliesslich sind an der Ostflanke des Piz Starlex zwischen ca. 2760m-2840m.ü.M, die Verrucano-Gesteine des liegenden Antiklinalkerns der Piz Starlex-Teilschuppe aufgeschlossen, die in Bezug auf die Basale Triasserie s.l. als parautochthon angesehen werden können.

Im Umfeld der Piz Starlex-Gruppe sind Verrucano-Aufschlüsse hauptsächlich an den seitlichen Gräten der Ostflanke des Piz Starlex sichtbar. Auf der Costainas und der Murters da Tamangur sind nur selten Aufschlüsse zu finden, da der Verrucano im flachen Gelände zur Bildung von Blockfeldern neigt. Dabei wird der grösste Teil der Verrucano-Gruppe und deren Untergrenze zum Sesvenna-Kristallin durch die grossflächigen Blockfelder zugeschüttet.

4.2.3 Fuorn-Formation

Die frühtriadischen Sedimente der Fuorn-Formation⁷ stellen die der Verrucano-Gruppe stratigraphisch aufliegende Schichtreihe dar. Im Gebiet der Piz Starlex-Gruppe ist die Fuorn-Formation vor allem am Aufbau des Piz Starlex und Monte San Lorenzo beteiligt und liegt sowohl als Teil der Basalen Triasserie s.l., also der autochthone Sedimentbedeckung des Sesvenna-Kristallins, als tektonische Repetitionen des verschuppten Unterbaus der Scarl-Einheit, wie auch als Teile der parautochthonen Antiklinal-Schuppe vor. Am Aufbau des Piz Murtera fehlen die Fuorn-Gesteine, bis auf ein tektonisch reduziertes Relikt der Basalen Triasserie s.l., am nordwestlichen Grat des Piz Murtera, direkt unterhalb der Überschiebungsfläche der Murtera-Starlex-Schuppe (Baumann 1974). Bei den Gesteinen der Fuorn-Formation handelt es sich um rostrote bis ockergelbe, feinkörnige, teilweise karbonatische Sandsteine und Schiefer (Dössegger 1974). Die Untergrenze wird durch das Einsetzen eines zum Teil karbonatischen, rötlichen, im Vergleich zu den grüngefärbten Sericit-Quarz-Arkosen der Verrucano-Gruppe feinkörnigeres Gestein definiert (Inhelder 1952). Die Obergrenze der Fuorn-Formation wird durch das erste Auftreten der typischen lilafarbenen Kalke und Kalkschiefer der vollständig karbonatischen Scarl-Formation festgelegt (Baumann 1974).

Aus den mikroskopischen Beobachtungen der Fuorn-Gesteinen von Baumann (1974) und Dössegger (1974) geht hervor, „dass es sich bei allen, in ihrem Aussehen oft ziemlich verschiedenen Sandsteinen um ausgesprochen kalifeldspatreiche Arkosen handelt, die sich im Wesentlichen nur in Struktur und Textur voneinander unterscheiden.“ (Baumann 1974). Dabei dominieren die drei Komponenten Quarz, Kali-Feldspat und Albit, wobei der Anteil an Kali-Feldspat und Albit den Quarzgehalt oft übersteigt. Vereinzelt treten auch wesentlich feinkörnigere, gut sortierte Sandstein- bis Silt-Schiefer und dolomitische Schiefer auf.

Die Fuorn-Gesteine der Murtera-Starlex-Antiklinalschuppe zeigen eine deutlich kalkigere Ausbildung als die der Basalen Triasserie s.l.. Dieser Unterschied im Kalkgehalt ist auf die unterschiedliche paläogeographische Herkunft der beiden Ablagerungen zurückzuführen, die zwar während derselben Zeit, jedoch nicht im selben Ablagerungsmilieu gebildet wurden. Nach Baumann (1974) widerspiegelt dieses Verhalten die Konsequenz der Tethys-Transgression von Osten nach Westen, wobei die kalkigeren Gesteine aus der Starlex-Schuppe, welche bezüglich der Basalen Triasserie s.l. parautochthon aufliegen und paläogeographisch aus Südosten stammen, eine deutlich marinere Umgebung aufweisen. Zudem können die Fuorn-Gesteine, welche am Aufbau der Piz Starlex-Teilschuppe beteiligt sind, durch einen geringmächtigen, grünen Sericit-Schiefer-Horizont charakterisiert werden, welcher in den Sedimentserien unterhalb der Überschiebungsfläche vollständig fehlt.

In der Piz Starlex-Gruppe sind die Gesteine der Fuorn-Formation nur an der Ostflanke des Piz Starlex gut aufgeschlossen und sind aufgrund ihrer auffallend charakteristischen Farbe aus der Ferne erkennbar.

⁷ Fuorn-Formation: Nach Dössegger (1974) eingeführter Begriff für den „Tiroler Buntsandstein“. Die Fuorn-Formation entspricht der nach Spitz&Dyhrenfurth (1914) „Skythischen Stufe“ (bezüglich der Frühtrias Skythium) und wird in den Unterengadiner Dolomiten aufgrund charakteristischer Eigenschaften als eigene Formation zusammengefasst.

4.2.4 Scharl-Formation

Im Vergleich zu den Nördlichen Kalkalpen erlagt die Scarl-Formation⁸ im Gebiet der Piz Starlex-Gruppe aufgrund ihrer charakteristischen Lithologie, ihrer einheitlichen Mächtigkeit und ihrer exakten Abgrenzung an Bedeutsamkeit. Die Scarl-Formation wird durch eine ca. 60m mächtige, karbonatische, sedimentäre Ablagerung aus der frühen älteren Mitteltrias aufgebaut. Bei den Gesteinen handelt es sich um eine Abfolge von rund 35m mächtigen, hellen lila-rotgrauen bis gelblichen Kalkschiefer und darauf folgenden gebankten, rötlichgrauen Kalken, wobei sich vereinzelt geringmächtige Dolomithorizonte einschalten (Abb. 10) (Baumann 1974).

Die von Karagounis (1962) beschriebenen mikroskopischen Eigenschaften der Scarl-Kalke und –Kalkschiefer entsprechen jenen von Baumann (1974) und geben den monotonen Aufbau der Kalke wieder. Es handelt sich dabei um fossilarme, strukturlose, feinkristalline Kalzit-Mikrite und –Dismikrite (Baumann 1974).

Die untere Grenze der Formation wird durch den Wechsel von den detritischen Fuorn-Sedimenten zu den charakteristischen lilafarbenen karbonatischen Scarl-Sedimenten gezogen. Die Obergrenze zu den dunkelgrauen Turettas-Kalken wird durch eine rund 3cm mächtige rotbraune Tufflage festgelegt (Baumann 1974). Ein Merkmal zur Erkennung der Scarl-Formation im Feld ist das Entstehen der Steilwände oberhalb der Schutthalden. Während der untere Teil der Scarl-Formation oft noch mit Schutt zugedeckt ist, bilden die gebankten Kalke den Fuss der darauf folgenden mächtigen Steilwände.



Abb. 10: Ostflanke des Piz Starlex mit den typisch gelblichen Kalken der Scarl-Formation, September 2011.

In der Piz Starlex-Gruppe gehören die Gesteine der Scarl-Formation dem Aufbau der Murtera-Starlex-Antiklinalschuppe an und sind sowohl am Piz Starlex als auch am Piz Murtera aufgeschlossen. Am Piz Starlex gehören die Scarl-Sedimente sowohl am hangenden als auch am liegenden Schenkel der tektonischen Piz Starlex-Teilschuppe an. Die Aufschlüsse des hangenden Schenkels sind am Starlex-Ostgrat ungefähr zwischen 2880m-2950m.ü.M und jene des liegenden Schenkels zwischen ca. 2720m-2740m.ü.M. aufgeschlossen. An der Südflanke des Piz Starlex treten an der Basis der Steilwände auf ca. 2720m-2740m.ü.M. und entlang des Südgrats bis zur Fuorcla Starlex die Scarl-Kalke des

⁸ Scarl-Formation: Entspricht dem unteren Teil des nach Spitz&Dyhrenfurth (1914) bezeichnetem „Alpinen Muschelkalks“, welcher auch unter dem chronostratigraphischen Begriff „Anis“ (entsprechend der Triadischen Anisischen Stufe) bekannt ist. Da keine konkrete Zuweisung der dem „Alpinen Muschelkalk“ zugeordneten Schichten der Unterengadiner Dolomiten zu jenen aus dem Typusgebiet der Nördlichen Kalkalpen besteht, wird nach Baumann (1974) der Begriff der „Scarl-Formation“ eingeführt.

hangenden Schenkels auf. Am Piz Murtera hingegen repräsentieren die Scarl-Kalke den Antiklinalkern der Piz Murtera-Teilschuppe und sind in der Foppa da Tamangur nordwestlich des tektonischen Bruchs (erstes Auftreten auf rund 2640m.ü.M) bis auf die Nordseite des Piz Murtera mit einer Obergrenze von ca. 2970m.ü.M zu verfolgen.

4.2.5 Turettas-Formation

Die Turettas-Formation⁹ enthält die Sedimente der späten älteren Mitteltrias und ist charakterisiert durch schwarze, fein- bis mittelbankige, splittrige Dolomite. Nach Dössegger (1970) handelt es sich bei den Turettas-Dolomiten um dolomitisierte dunkle Scarl-Schichten, entsprechend der darunterliegenden Scarl-Formation. Der scharfe Übergang der hellen Scarl-Kalken zu den dunklen Turettas-Dolomiten ist im Murtera-Starlex-Gebiet durch eine rund 3cm mächtige rotbraunen Tufflage definiert (Baumann 1974). Eine Grenzziehung zwischen der Turettas- und der direkt aufliegenden Arlberg-Formation ist im Gebiet der Piz Starlex-Gruppe nach Baumann (1974) „feldgeologisch meist unmöglich“ und wird lediglich durch das „plötzliche Auftreten“ des „typisch rauchgrauen, grobbankigen bis massigen Arlbergdolomits“ (Dössegger 1970) definiert. Ein weiteres Charakteristikum der Turettas-Formation ist das wiederholte Auftreten von geringmächtigen (2-10cm) Tufflagen innerhalb der Turettas-Abfolge, welche auf die vulkanischen Aktivitäten während der späten Mitteltrias aufmerksam machen. Mikroskopisch betrachtet wirken die dunklen Turettas-Dolomite, welche in alle Richtungen von feinen Dolomitadern durchzogen sind, als feinkristalline Dolomit-Dismikrite (Abb. 11).

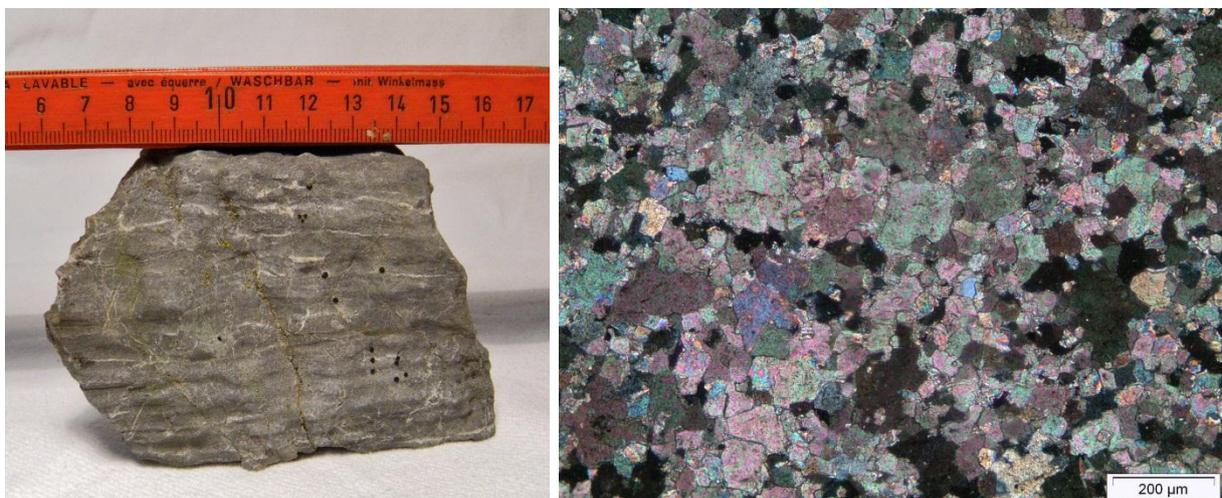


Abb. 11: Links: Dunkelgrauer Dolomit aus der Turettas-Formation, Südostflanke des Piz Starlex; Rechts: Dünnschliffbild des Turettas-Dolomits, feinkristalliner Dolomit-Dismikrit.

In der Piz Starlex-Gruppe sind die Turettas-Dolomite im unteren Teil der senkrechten Steilwänden unterhalb der Gipfel des Piz Starlex und des Monte San Lorenzo mit einer Mächtigkeit von rund 60m aufgeschlossen. Tektonisch handelt es sich dabei um den hangenden Antiklinal-Schenkel der Piz Starlex-Teilschuppe. Am Piz Murtera sind die Turettas-Dolomite aufgrund der vorliegenden Tektonik sehr beschränkt aufgeschlossen und feldgeologisch nur unter erschwerten Bedingungen bestimmbar (Dössegger 1970).

⁹ Turettas-Formation: Der Begriff der „Turettas-Formation“ wird von Dössegger (1970) erstmals eingeführt und entspricht dem späten Anisischem Formationsglied (entsprechend der älteren Mitteltrias Anisium) des „Alpinen Muschelkalks“ nach Spitz&Dyhrenfurth (1914). Die Turettas-Formation wird aufgrund ihrer charakteristischen Eigenschaften im Gebiet der Unterengadiner Dolomiten als eigene Formation zusammengefasst.

4.2.6 Arlberg-Formation

Die Arlberg-Formation¹⁰ folgt stratigraphisch auf die Turettas-Formation und wird dementsprechend durch die Sedimente der jüngeren Mitteltrias aufgebaut. Die Formation zeigt einen monotonen Aufbau und beinhaltet typische rauchgraue, grobbankige bis massige Dolomite. Die Untergrenze der Formation ist mit dem ersten Einsetzen der massigen Arlbergdolomite festgelegt, wobei der direkte Übergang zur Turettas-Formation im Murtera-Starlex-Gebiet aufgrund der starken tektonischen Beanspruchung nur bedingt erkennbar ist. Die Formations-Obergrenze zu den Schichten der Rabiler-Formation wird durch die jüngste Arlbergdolomit-Bank definiert (Baumann 1974). Die Arlberg-Formation kann in der Piz Starlex-Gruppe in einen unteren massigen und oberen gut gebankten Teil gegliedert werden und erlangt dabei eine Gesamtmächtigkeit von rund 80m (Dössegger 1970).

Unter dem Mikroskop erscheinen nach Baumann (1974) die Dolomite des unteren Formationsteils als „vorwiegende rekristallisierten, fein- bis mesokristallinen Dolodysmikrit mit xenotopischem Gefüge und einer wolkigen Struktur, indem kleine, inselförmige mikrokristalline Dolomitbereiche von der Rekristallisation verschont bleiben.“ Die gut gebankten Dolomite (0.5m-1.5m Bankungen) des oberen Formationsteil zeigen nach Baumann (1974) mikroskopisch sehr ähnliche Eigenschaften mit zusätzlichen röhrenförmigen Fossilien, die sich unter dem Mikroskop als Diploporen herausstellen. Im oberen Formationsteil treten zudem Bänder von tektonischen Brekzien, monogenen Primärbrekzien mit aufgearbeitetem Material aus tieferen Schichten, sowie dm-m grosse Rippelmarken auf (Spitz&Dyhrenfurth 1914).

Die dunklen Dolomite der Arlberg- und Turettas-Formation charakterisieren durch ihre markanten zerklüfteten Steilwände, welche aus den mächtigen Schutthalden aufragen, die Morphologie der Piz Starlex-Gruppe (Abb. 12).



Abb. 12: Die charakteristischen Dolomit-Steilwände der Arlberg- und Turettas-Formation prägen die Morphologie der Piz Starlex-Gruppe, Südflanke des Piz Starlex, September 2011.

¹⁰ Arlberg-Formation: Der Begriff der „Arlberg-Formation“ wird erstmals von Dössegger (1970) verwendet und entspricht der von Spitz&Dyhrenfurth (1914) bezeichneten „Ladinischen Stufe“ (entsprechend der jüngeren Mitteltrias Ladinium). Die Gesteine der Arlberg-Formation sind auch unter dem Begriff des „Wettersteindolomits“ bekannt, deren Typuslokalität in den Nördlichen Kalkalpen liegt, werden aber in den Unterengadiner Dolomiten als Arlberg-Dolomite bezeichnet, da keine Gewähr besteht dass die Arlberg-Dolomite altersmässig jenen des „Wettersteindolomits“ entsprechen (Baumann 1974).

Die senkrechten Wände unterhalb der drei Berggipfel werden jeweils durch die Dolomit-Serien des Normalschenkels der Murtera-Starlex-Antiklinale aufgebaut. Die Arlberg-Dolomite des Verkehrtshenkels sind nur in der Piz Murtera-Teilschuppe am südwestlichen Grat des Piz Murtera aufgeschlossen, wo sie unterhalb der tektonisch rotierten, diskordant aufliegenden Arlberg-Dolomite des hangenden Schenkels liegen.

Zu erwähnen gilt, dass auf dem 3060m.ü.M hohen Gipfelplateau des Piz Starlex die Arlbergdolomite des hangenden Antiklinalschenkels anstehen und in einem direkten Kontakt zu den aufliegenden seltsamen Starlex-Lockergesteinen liegen (Abb. 13), welche in Kapitel 5 auf Seite 34 näher beschrieben werden.



Abb. 13: Übergang der dunklen gut gebankten Dolomite der Arlberg-Formation zu der Lockergesteinsmasse auf dem Gipfelplateau am Piz Starlex, Blickrichtung Süden, September 2011.

4.2.7 Rabiler-Formation

Die Rabiler-Formation enthält die Sedimente aus der frühen Mitteltrias und stellt damit die jüngste stratigraphische Formation im Murtera-Starlex-Gebiet dar. Die Rabiler-Formation wird nach Dössegger (1970) in drei Formationsglieder aufgeteilt, wobei in der Piz Starlex-Gruppe nur die beiden älteren Glieder aufgeschlossen sind. Das jüngste, fehlende Formationsglied, die Dolomit-Schiefer-Schichten, wurden beim Abscheren des Oberbaus der Scarl-Einheit nach Nordwesten verfrachtet (Inhelder 1952). Das mittlere Formationsglied, die Obere Rauwacke, ist nur in der Verkehrtserie der Antiklinale, an der Nordwestflanke der Piz Murtera-Teilschuppe aufgeschlossen und „stellt den wichtigsten Abscherungshorizont im Scarl-Unterbau dar.“ (Baumann 1974). Bei den Gesteinen handelt es sich um graue bis gelbe Rauwacken die „tektonisch ausgequetscht oder aber zu grosser Mächtigkeit angehäuft sind“ (Baumann 1974). Das älteste Formationsglied, der Grenzdolomit, ist sowohl im liegenden Schenkel an der Piz Murtera-Nordwestflanke als auch im hangenden Schenkel an den Gipfel des Piz Murtera, Piz Starlex und Monte San Lorenzo aufgeschlossen. Dabei handelt es sich um eine beige-gelb anwitternde, im Anschlag graue, mittel- bis grobbankigen Dolomitabfolge mit einer Mächtigkeit von ca. 25m-30m (Inhelder 1952).

Ein charakteristisches Merkmal der Rabiler-Formation sind die gelbbraunen und rotbraunen, stark verwitterten, rund 20cm mächtigen Tufflagen im Grenzdolomit (Abb. 14). Nach Baumann (1974) erscheinen die Grenzdolomite unter dem Mikroskop als dichte, mikrokristalline, kaum rekristallisierte Dolomitmikrite.



Abb. 14: Rabiler Tuffe, stark zurückgewittert, September 2011.

Während das oberste Rabiler-Formationsglied fehlt und die Obergrenze durch den tektonischen Abscherhorizont gegeben ist, wird die Abgrenzung zur darunter liegenden Arlberg-Formation durch den Übergang der letzten dunklen Arlberg-Dolomite zu den ersten grau-gelblichen Rabiler-Grenzdolomiten definiert. Diese Grenze zwischen den beiden Formationen ist im Feld zum Teil schlecht erkennbar und kann nur durch eine rund 10m mächtige Übergangszone lokalisiert werden. Inhelder (1952) beschreibt „Die untersten Partien des Carnien¹¹ werden von plattigen, schneeweissen Dolomiten gebildet“ und ordnet deren erstes Erscheinen als Grenze zwischen der Arlberg- und Rabiler-Formation zu.

Auf dem Gipfelplateau des Piz Starlex sind die charakteristisch weissen Grenzdolomite aus der untersten Rabiler-Formation, südwestlich sowie nördlich des Lockergesteine, in geringer Mächtigkeit und zum Teil stark verwittert aufgeschlossen.



Abb. 15: Typisch schneeweisse Grenz-Dolomite der Rabiler-Formation, September 2011.

¹¹ Carnien: Entspricht den nach Spitz&Dyrhenfurth (1914) bezeichneten Sedimentgesteinen der „Karnischen Stufe“ (entsprechend der frühen Obertrias „Karnium“) und wird in den ostalpinen Kalkalpen als Rabiler-Schichten, bzw. in den Unterengadiner Dolomiten als Rabiler-Formation bezeichnet.

4.3 Tektonik

Die Piz Starlex-Gruppe wird tektonisch als eine liegende, Nordost-Südwest streichende, nach Nordwesten blickende Antiklinalschuppe angesehen, die von der Basalen Triasserie s.l. und dem basalen Sesvenna-Kristallin unterlagert wird. Es handelt sich dabei um die östlichste von fünf gestaffelten Antiklinalfalten (Spitz&Dyhrenfurth 1914), welche aus dem östlichen Unterbau der Scarl-Einheit aufgebaut sind.

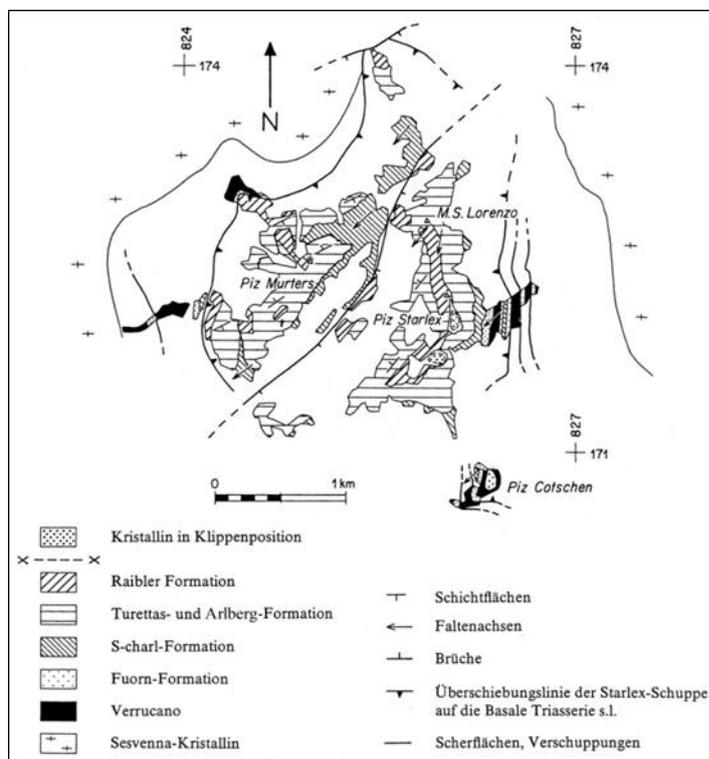


Abb. 16: Geologisch-tektonische Karte der Piz Starlex-Gruppe, Baumann 1976.

Während der Oberbau der Scarl-Einheit durch die Überschiebung der oberostalpinen Decken nach Nordwesten abgeschert wurde (Inhelder 1952) bildet der Unterbau, in Bezug auf das basale Sesvenna-Kristallin, die autochthone Unterlage der Unterengadiner Dolomiten und wird nach Bösch (1937) als Basale Triasserie s.l. bezeichnet. Die fünf Antiklinalschuppen wiederum können in Bezug auf den Unterbau der Basalen Triasserie s.l. als parautochthon angesehen werden, da es sich um abgescherte Elemente aus der südöstlichen Fortsetzung der Basalen Triasserie s.l. handelt (Baumann 1976).

Die Antiklinal-Schuppe der Piz Starlex-Gruppe wird durch einen Nordost-Südwest verlaufenden, nach Südosten einfallenden Bruch in einen frontalen und einen rückwärtigen Teil versetzt (Abb. 16, Abb. 17). Die Piz Murtera-Teilschuppe (Kap.4.3.1, S.25) repräsentiert den Stirnteil der Antiklinal-Schuppe und beinhaltet den Berggipfel des Piz Murtera. Diese Teilschuppe zeigt jedoch keine geschlossene Stirnübergangung, da der liegende Schenkel den hangenden Schenkel aus südlicher Richtung unterschoben hat und diesen in eine diskordante Stellung zur Verkehrtserie des liegenden Schenkels stellte. Der rückwärtige Teil der Antiklinal-Schuppe wird durch die Piz Starlex-Teilschuppe (Kap.4.3.2, S.25) aufgebaut und enthält die Gipfel des Piz Starlex und des Monte San Lorenzo. Die Piz Starlex-Teilschuppe besteht vorwiegend aus den Sedimenten der Normalserie des hangenden Schenkels. Teile der Verkehrtserie und der Kern der Piz Starlex-Teilschuppe sind nur an der Ostflanke des Piz Starlex an der Überschiebungsfläche zum basalen Sesvenna-Kristallin und zur Basalen Triasserie s.l. aufgeschlossen (Baumann 1974). Die Basale Triasserie s.l. wurde bei der Überschiebung der Murtera-Starlex-Antiklinalschuppe selbst in Schuppen verfalltet

und liegt als tektonische Repetition vor. Baumann (1974) verweist auf die Basale Triasserie s.l.: „[...] dabei handelt es sich jedoch nicht um eine durchgehend stratigraphische Abfolge, vielmehr ist der ganze Schichtkomplex der Basalen Triasserie s.l. intern meist stark gestört und tektonisch sehr ungleichmässig reduziert.“ (Baumann 1974).

Zusammenfassend können am Piz Starlex von unten nach oben folgende tektonische Stockwerke betrachtet werden:

- Basales Sesvenna-Kristallin und die aufliegende autochthone Basale Triasserie s.l., wobei es sich um den permischen Verrucano und die untertriadische Fuorn-Formation handelt.
- Verschuppte Abfolge der Basalen Triasserie s.l., welche durch die Aufschiebung der Murtera-Starlex-Schuppe mitgeschleppt wurde und der autochthonen Basalen Triasserie s.l. aufliegt. Dabei handelt sich um tektonische Repetitionen der Fuorn-Formation und des Verrucanos.
- Piz Starlex-Teilschuppe, die durch den oberostalpinen Deckenvorstoss als liegende, nach Nordwesten blickende Antiklinal-Schuppe auf die verschuppte Abfolge der Basalen Triasserie s.l. geschoben wurde. Die Sedimente des Normalschenkels weisen eine vollständige Schichtreihe von Fuorn- bis zur Turettas-Formation auf. Den Antiklinalkern bilden die Sedimente des Verrucanos und der Verkehrtshenkel ist reduziert auf die Fuorn- und Scarl-Formation.
- Kristallinblöcke auf dem Piz Starlex (Kap.5, S.34), die nach Baumann (1974) einem höheren tektonischen Element angehören und als oberstes tektonisches Stockwerk gelten.

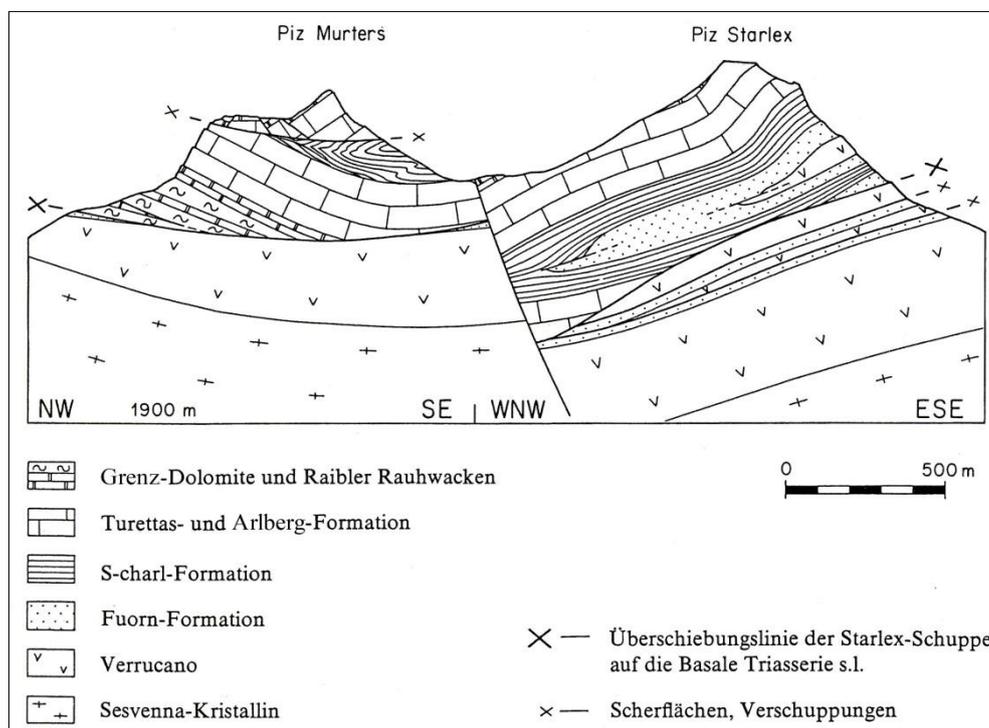


Abb. 17: Geologisches Querprofil durch die Piz Starlex-Gruppe, Baumann 1976.

4.3.1 Piz Murtera-Teilschuppe

Die Piz Murtera-Teilschuppe ist der nordwestliche, frontale, tektonisch versetzte Teil der Murtera-Starlex-Antiklinalschuppe und enthält den Berggipfel des Piz Murtera (Abb. 16, Abb. 17) (Baumann 1976). Die Teilschuppe zeigt keine typisch geschlossene Stirnübergang einer liegenden Antiklinale, sondern ist durch eine, leicht gegen Süden einfallende tektonische Scherfläche durchschnitten. Entlang dieser Scherfläche hat sich der liegende Schenkel gegenüber dem hangenden Schenkel vorgeschoben und die Sedimentserien des Normalschenkels diskordant zu den Sedimentserien des Verkehrtshenkels gestellt. Die mechanischen Kompetenzunterschiede der betroffenen Formationen in der Piz Murtera-Teilschuppe, dem Stirnteil der Antiklinale, machen eine Verscherung innerhalb der Formationen verständlich. Denn in der Piz Murtera-Teilschuppe bilden, aufgrund des tektonischen Versatzes zur Piz Starlex-Teilschuppe, die plastischen Kalke der Scarl-Formation den Antiklinalkern. Die darauf folgenden starren Dolomite der Turettas- und Arlberg-Formation können nicht dieselbe tektonische Mobilität wie die Scarl-Kalke aufbringen und reagieren auf die mechanischen Kräfte der Stirnübergang mit einem Scheitelbruch. Durch die fortlaufende Aufschiebung der Murtera-Starlex-Antiklinale auf die Basale Triasserie s.l., entwickelte sich dieser Bruch weiter zu einer Scherfläche, wobei der liegende Schenkel in Vergenzrichtung vorgeschoben wurde und den hangenden Schenkel in eine zum liegenden Schenkel diskordante Stellung rotierte (Baumann 1974).

Der Nordost-Südwest streichende Bruch zwischen der Piz Murtera-Teilschuppe und der Piz-Starlex-Teilschuppe fällt mit einem 60° -Winkel gegen Ostsüdosten ein und verursacht einen maximalen vertikalen Versatz von rund 200m (Spitz&Dyhrenfurth 1914). Der Bruch verläuft durch die Foppa da Tamangur und lässt sich anhand der beiden Teilschuppen der Murtera-Starlex-Antiklinale rekonstruieren. Der hangende Schenkel der Piz Starlex-Teilschuppe bildet die Fortsetzung des Normalschenkels der Piz Murtera-Teilschuppe und ist direkt neben dem tektonisch versetzten liegenden Schenkel der Piz Murtera-Teilschuppe aufgeschlossen. Dieser Kontakt zwischen den Arlberg-Dolomiten des hangenden Schenkel der Piz Starlex-Teilschuppe und den Scarl-Kalken des Antiklinalkerns, dem ältesten Element der Piz Murtera-Teilschuppe, ist in der Foppa da Tamangur in Richtung Südwesten weiter verfolgbar (Baumann 1974).

4.3.2 Piz Starlex-Monte San Lorenzo-Teilschuppe

Die Piz-Starlex-Monte San Lorenzo-Teilschuppe (auch als Piz Starlex-Teilschuppe bezeichnet) bildet den rückwärtigen Teil der Murtera-Starlex-Antiklinalschuppe und enthält die Berggipfel des Piz Starlex und des Monte San Lorenzo (Abb. 16, Abb. 17) (Baumann 1976). Die Piz Starlex-Teilschuppe wird sowohl durch den Normal- als auch durch den Verkehrtshenkel der liegenden nach Nordwesten blickenden Antiklinalschuppe aufgebaut, wobei der liegende Schenkel in reduzierter Form vorliegt. Dieser besteht aus den Sedimentserien der Fuorn- und Scarl-Formation, wohingegen die Sedimentserien der Turettas-, Arlberg- und Rabiler-Formation fehlen. Der Antiklinalkern, aufgebaut durch die Verrucano-Gruppe, zeigt eine ausgeprägte Schieferung, die auch mikroskopisch in Form von neu gebildeten eingeregelter Glimmer zum Ausdruck kommt (Baumann 1974). Über dem Antiklinalkern folgen die Sedimente der Normalserie des hangenden Schenkel, von der Fuorn- bis zur Turettas-Formation. Am obersten Nordgrat des Piz Starlex liegen in einer abtauchenden Mulde anstehende Reste der Arlberg- und Rabiler-Formation, die als höchste Formationen des hangenden Antiklinalschenkels der Piz Starlex-Teilschuppe gelten. Der liegende Schenkel der Piz-Starlex-Teilschuppe wird durch die Formationen der Fuorn- und

Scarl-Formation aufgebaut. Am nordwestlichen Fuss der Piz Starlex-Teilschuppe liegt nach Baumann (1976) im liegenden Schenkel unter der Scarl-Formation vermutlich ein Teil der Turettas-Formation, welcher in der Verkehrtserie der Piz-Murtera-Teilschuppe weiterverfolgt werden kann.

Nur an der Ostflanke des Piz Starlex sind die Antiklinalstruktur (Schenkel und Kern) und die Überschiebungsfläche der Murtera-Starlex-Schuppe im Gelände aufgeschlossen.

Die Sedimentserien des liegenden Schenkels der nordwest vergenteten Antiklinalschuppe biegen gegen die Überschiebungsfläche in eine südwest vergente Synklinalstruktur um. Diese synklinale Umbiegung betrifft die beiden Formation des liegenden Schenkels der Antiklinalschuppe, die Fuorn- und Scarl-Formation.

Unterhalb der Überschiebungsfläche liegen die tektonischen Repetitionen der Basalen Triasserie s.l. (Abb. 18), welche bei der Überschiebung der Murtera-Starlex-Schuppe nach Nordwesten mitverfrachtet und verschuppt wurden. An der Ostflanke des Piz Starlex sind die Fuorn-Formation und die Verrucano-Gruppe an dieser tektonischen Repetition beteiligt und aufgeschlossen. Diese wiederholte Abfolge lässt sich nach Süden verfolgen und ist an der Westflanke des Piz Cotschen im gleichen Sinne aufgeschlossen (Inhelder 1952). Gegen Nordwesten keilt die Repetition aus, obwohl es nach Baumann (1974) Hinweise gibt, dass die Verschuppung der Basalen Triasserie s.l. fast die ganze Murtera-Starlex-Schuppe unterlagert, wenn auch nicht überall dieselben Formationen beteiligt sind.

Der Unterschied zwischen den Gesteinen der Fuorn-Formation des liegenden Schenkels und den Fuorn-Gesteinen der verschuppten Basalen Triasserie s.l ist nicht ohne weiteres erkennbar, kann jedoch durch die deutlich kalkigere Facies der Fuorn-Formation des Unterbaus der Scarl-Einheit unterschieden werden (Baumann 1974).

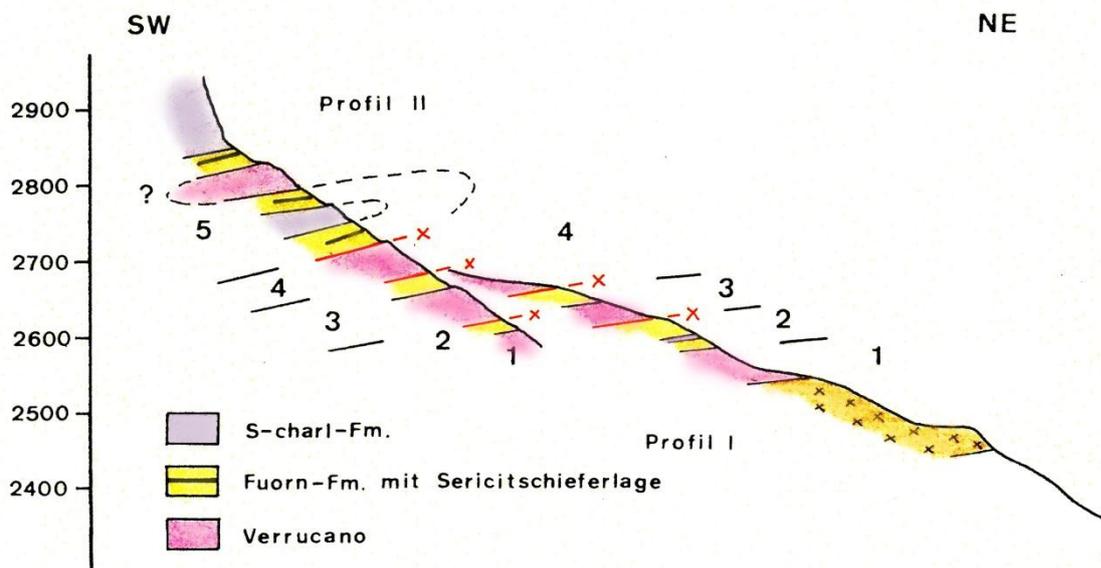


Abb. 18: Profile durch die Starlex-Ostseite, Baumann 1974.

4.4 Quartär

Die Morphologie im Gebiet der Unterengadiner Dolomiten wird stark von den oberflächlichen Prozessen des Quartärs geprägt. Im Gebiet um die Piz Starlex-Gruppe sind es vor allem glazigene und erosive Vorgänge, welche die heute ersichtlichen charakteristischen Landschaftsformen gestalten.

Im Späten Pleistozän vor 21 ± 2 ka (Mix et al. 2001), während des maximalen Eistandes der letzten Kaltzeit, war das Gebiet der Engadiner Dolomiten durch einen grossen Eisdom überdeckt. Wie in der Abbildung Abb. 19, einem Ausschnitt aus der Karte „Die Schweiz während des letzteiszeitlichen Maximums“ von Schlüchter et al. (2009), zu erkennen ist, liegt mit Ausnahme einiger hohen Berggipfel ($> \pm 2700$ m.ü.M.) das ganze Gebiet der Unterengadiner Dolomiten unter der mächtigen Eismasse. Vom Ober- ins Unterengadin floss ein glazialer Strom dem heutigen Inn-Talnetz entlang bis nach Österreich und Italien. Der Inngletscher, der als grösster und längster ostalpiner Gletscher gilt, hatte zahlreiche seitliche Zuflüsse von Haupt- und Lokalgletschern. In den Unterengadiner Dolomiten war der grösste Zufluss zum Inngletscher der Clemgia-Gletscher aus dem Scarl-Tal.

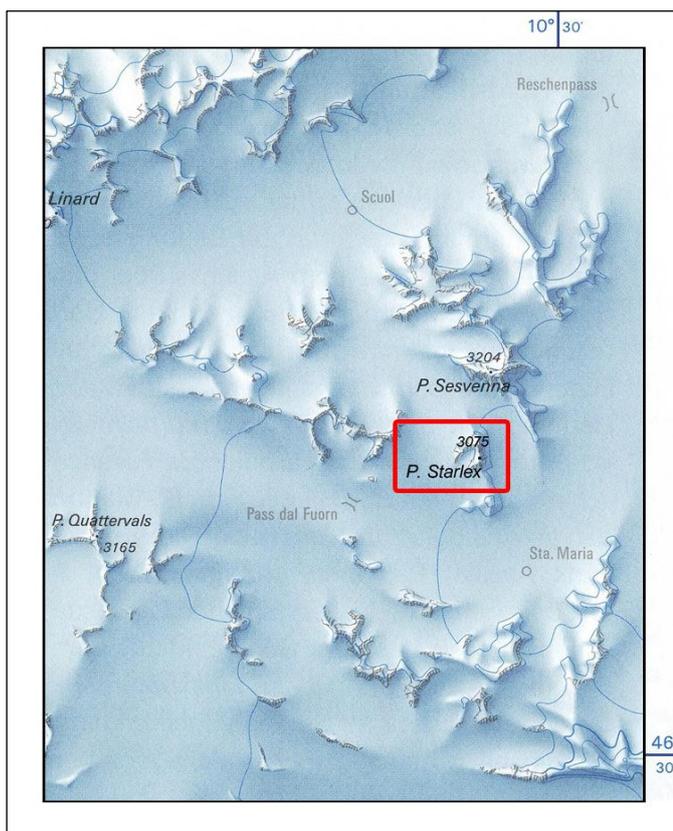


Abb. 19: Kartenausschnitt der Unterengadiner Dolomiten aus der 1:500'000 LGM-Karte „Die Schweiz während des letzteiszeitlichen Maximums (LGM)“ von Schlüchter et al., 2009.

Zusätzlich zu den quartär-glazialen Einflüssen gewinnen in den Unterengadiner Dolomiten periglaziale Bildungen, Blockströme, Schutthalden und Alluvionen an Bedeutung. Die dabei jüngsten quartären Elemente sind die markanten Schutthalden, welche auf eine hohe Erosionsrate des hochalpinen Unterengadiner Gebirges hindeuten.

Blockströme sind heute in den Unterengadiner Dolomiten nur noch wenige aktiv, trotzdem sind die zahlreichen unlängst verfallenen Blockströme nicht zu verkennen, denn die durch Blockströme verursachten Materialumsätze nehmen gewaltige Ausmasse an.

4.4.1 Glaziologie

Die glaziale Übertiefung der meisten gegenwärtigen Alpentäler, u.a. auch des Engadins, greift auf die zahlreichen Gletschervorstösse der pleistozänen Eiszeitzyklen zurück. Durch die Gletschervorstösse der letzten Eiszeit zwischen 115-11.5ka wurden die Geländeformen und Gletscherablagerung älterer Eiszeiten zum Teil überprägt (Schlüchter&Kelly 2000). Es wurde die heute ersichtliche reichhaltige glaziale Morphologie gestaltet, die hauptsächlich durch die Ausmasse der jüngsten maximalen Eisausdehnung (LGM¹²) dominiert wird. Nach Schlüchter&Kelly (2000) ist klar, dass sich im pleistozänen Eiszeitalter mehrere Vergletscherungen weiter ausdehnten als das LGM. Glazigene Elemente ausser- oder oberhalb der LGM-Moränen gehören dementsprechend nicht zwingend der maximal ausgedehnten Vergletscherung (MEG¹³) im Quartär, sondern können ebenso aus einer anderen grösseren Vergletscherungen als das LGM stammen..

In den Unterengadiner Dolomiten dominierte während der letzten Eiszeit der mächtige Inn-Gletscher, welcher als grösster und längster letzteiszeitlicher ostalpiner Gletscher galt (Penck&Brückner 1909). Seinen Ursprung hat der Inn-Gletscher im Oberengadin und breitete sich mit seinen zahlreichen Gletscherzuflüssen über das heutige verschlungene Talnetz des Innsystems aus (Staub 1934).

Der Clemgia-Gletscher, welcher während des LGM mit einer Länge von rund 20km im Bereich der Unterengadiner Dolomiten der grösste Zufluss des Inngletschers war, hat sein Ursprungsgebiet im obersten Scarl-Tal (Baumann 1974). Auf der nördlichen Seite der Fuorcla Sassalb, dem Sattel zwischen dem Muntet und dem Piz Terza, erstreckte sich im Gebiet von Costainas eine Firmulde bis hin zur Südflanke des Piz Starlex. Diese Mulde ist noch heute in der Morphologie, mit erhaltenen Seitenmoränenwällen, ersichtlich (Abb. 20) und bildete das oberste Nährgebiet des Clemgia-Gletschers.



Abb. 20: Costainas-Ebene, September 2011.

¹² LGM, Last Glacial Maximum, entspricht der letzteiszeitlichen maximalen Eisausdehnung während des letzten Kältemaximums vor 21 ± 2 ka (Mix et al. 2001, Ivy-Ochs et al. 2006).

¹³ MEG, Most Extensive Glaciation, entspricht der am weitesten ausgedehnten Eismassen während der Quartär-Periode und wird in einem paläoklimatischen Kontext dem Kältemaximum OIS12 vor ca. 780ka gleichgesetzt (Schlüchter&Kelly 2000).

Während über den Pass da Costainas bis ins Münster-Tal, ein Arm des Gletscher nach Süden floss (Chaix 1923), nahm die Hauptmasse des Clemgia-Gletschers ihren Weg nach Norden das Scarl-Tal hinunter. Unter der mächtigen Eisbedeckung des Gletschers bildete sich ausgangs des Scarl-Tals in Form einer subglazialen Abflussrinne die Clemgia-Schlucht (Trümpy et al. 1997). Dem Clemgia-Gletscher wird eine wichtige Bedeutung in der glazialen Rekonstruktion der südöstlichen Unterengadiner Dolomiten zugeschrieben. Denn im hintersten Einzugsbereich des Gletschers stehen auffallend grüne, feinkörnige, stark geschieferte Epidot-Chlorit-Schiefer an (Inhelder 1952), welche typischerweise nur im Gebiet um den Muntet und Piz Terza aufgeschlossen sind und somit ein ideales Leitgestein repräsentieren (Spitz&Dyhrenfurth 1914). Diese Epidot-Chlorit-Schiefer sind durch die ganze Länge des Scarl-Tals in Form erratischer Blöcke verteilt (Baumann 1974). Zu beachten ist dabei jedoch, dass die Erratiker aus dem Muntet-Piz Terza-Gebiet (diverse Kristallingesteine, u.a. Epidot-Chlorit-Schiefer) nur am südwestlichen Ufer der Clemgia auftreten und am nordöstlich Ufer vollständig fehlen. Baumann (1974) interpretiert dieses kontroverse Auftreten als eine mögliche Überdeckung der nordöstlichen Erratiker durch die Schutthalden der Zondra da Tamangur. Andererseits ist ein Abdrängen des Clemgia-Gletschers nach Südwesten durch den Gletscherzufluss aus dem Kar der Foppa da Tamangur, zwischen dem Piz Murtera und der Nordflanke des Piz Starlex, nicht ausser Acht zu lassen (Baumann 1974). Denn der Gletscher aus der Foppa da Tamangur, nordöstlich der Clemgia, ist vorwiegend karbonatführend, was dem Moränenmaterial auf der nordöstlichen Talseite entsprechen würde.

Auf der Fuorcla Starlex (2634m.ü.M), dem Übergang von der Costainas ins Val d'Avigna, liegt entsprechend den Erosionsspuren auf dem anstehenden Verrucano eine Eistransfluenz von Südwest nach Nordost vor (Baumann 1974). Das bedeutet, dass der Clemgia-Gletscher während seiner letzten maximalen Vergletscherung eine beträchtliche Mächtigkeit hatte und den Urtirola-Gletscher, der Hauptzufluss zum Avigna-Gletscher, nährte.

4.4.2 Blockstrom

Der Materialtransport durch Blockströme ist im Gebiet der Engadiner Dolomiten von grosser Bedeutung, wobei bezüglich des Materialumsatzes die Blockströme mit den Gletschern verglichen werden können (Chaix 1923).

Auf der nordöstlichen Costainas, am Südfuss des Piz Starlex und auf der Westseite des Piz Cotschen wird die Morphologie von Blockströmen dominiert.

Während der Blockstrom am Piz Cotschen (Abb. 21) mit seinem hohen breiten Stirnwall und die Gesteine des Sesvenna-Kristallins, des Verrucanos, der Fuorn- und Scarl-Formation (dem Aufbau des Piz Cotschen) enthält, zeigt der Blockstrom am Piz Starlex einen vorwiegend Dolomit führenden Charakter (Baumann 1974). Nach Spitz&Dyhrenfurth (1914) könnte es sich beim Blockstrom am Piz Starlex auch um einen Bergsturz handeln, dessen Material auf den Nordrand des Clemgia-Gletschers stürzte und beim Abschmelzen des Eises eine bauschige Gestalt erhielt. Die wallförmige Morphologie sowie die randliche Sortierung der Blöcke sprechen jedoch eher für einen Blockstrom, welcher durch die weiter oben aufgeschlossenen Turettas- und Arlberg-Dolomite der Südflanke des Piz Starlex, versorgt wird.

Die beiden Blockströme sind heute nicht mehr aktiv und werden allmählich von der Vegetation überwachsen. Durch das Auftauen des gefrorenen Kerns verliert ein Blockstrom seine interne Stabilität, was am steilen Stirnwall des Piz Starlex-Blockstroms durch das Herabfallen der Blöcke, erkennbar ist.

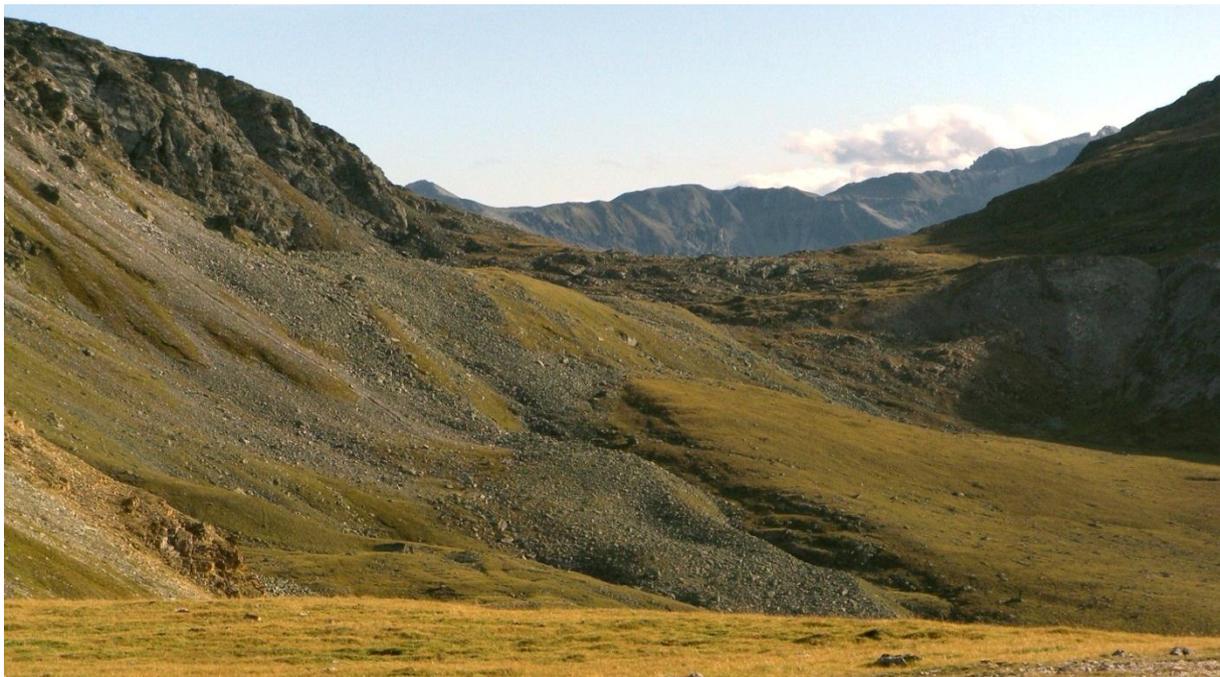


Abb. 21: Ehemaliger Blockstrom am westlichen Fusse des Piz Cotschen, September 2011.

4.4.3 Periglaziologie

Im Gebiet der Piz Starlex-Gruppe prägen in den höher gelegenen Regionen (>2000m.ü.M.) periglaziale Bildungen die Oberflächenmorphologie der zahlreichen Schutt- und Blockfelder. Betroffen sind vor allem die Bereiche der Foppa da Tamangur, die Fuorcla Starlex und der Südhang sowie das Gipfelplateau des Piz Starlex. Baumann (1974) beschreibt die ausgeprägten Polygonböden in der Foppa da Tamangur, wo die ausgefrorenen rotbraunen Tuffe der Rabiler-Formation in Kontrast zu den grauen Turettas-Dolomiten wirken. Die Tuff-Bruchstücke der Rabiler-Formation sind durch die physische Verwitterung besser gerundet als das karbonatische Material und werden dementsprechend selektiv an die Oberfläche transportiert, wodurch die Polygonböden entstehen. Ähnliche Beobachtungen können im untersten Bereich der südöstlichen Piz Starlex-Schutthalde auf der Fuorcla Starlex betrachtet werden, wo sich die Dolomit-Gerölle der erodierten Turettas- und Arlberg-Formationen in Form von Polygonen sortieren.

In der südlichen Starlex-Schutthalde, wie auch in der Foppa da Tamangur, wurden von Baumann (1974) zuweilen Solifluktionerscheinungen beobachtet.

Auf der Costainas treten über grössere Gebiete hinweg Buckelwiesen (Palsas) auf, was eine typische Erscheinung von periglazialen Randgebieten mit diskontinuierlichem Permafrost widerspiegelt (Abb. 22).



Abb. 22: Buckelwiese auf der Costainas, Foto von Franco, September 2007.

Weitere Bildungen von periglazialen Prozessen finden sich auf dem 3060m.ü.M. hohen Lockergesteinsplateau am Piz Starlex. Während typische polygene Sortierungsstrukturen an der Plateauoberfläche erkennbar sind, treten auf der nach Südosten abfallenden Seite des Plateaus periglaziale Solifluktions- und lineare Sortierungserscheinungen auf.

4.4.4 Erosion

Die markanten Schutthalden an den Flanken des Piz Starlex, Piz Murtera und Monte San Lorenzo gehören zu den jüngsten quartären Bildungen im Gebiet der Piz Starlex-Gruppe (Abb. 23). Die typischen kegelartigen Formen weisen im Durchschnitt eine 33°-Neigung und eine Gesamtlänge von mindestens 200m auf (Baumann 1974). Ihren Ursprung erhalten die Schuttkegel im obersten Bereich der Berggruppe in den zahlreichen Couloirs der aufragenden Dolomit-Steilwände (Scarl-, Turettas- und Arlberg-Formation, Vergl. Kap.4.2, S.13). Oft enthalten die schroffen Dolomit-Wände tektonische Bruchstrukturen, wodurch sie die Schutthalden, vor allem bei Nachtfrost, durch Steinschlag beachtlich nähren.



Abb. 23: Schuttkegel an der Südostflanke des Piz Starlex, September 2011.

Alluviale Bildungen werden im Gebiet der Piz Starlex-Gruppe hauptsächlich durch die erosiven Bildungen überprägt und sind nur bescheiden entwickelt. Dennoch sind im Einzugsgebiet der Clemgia auf der unteren Costainas sumpfige Alluvialebenen gestaut (Abb. 24) und beim Austritt aus der kleinen Mündungsschlucht von Costainas liegt ein flacher Bachschuttfächer vor (Baumann 1974). Im obersten Scarl-Tal liegt die Clemgia in kleinen Mäandern vor und schüttete einen schmalen, heute von der Alpwirtschaft genutzten, Talboden.

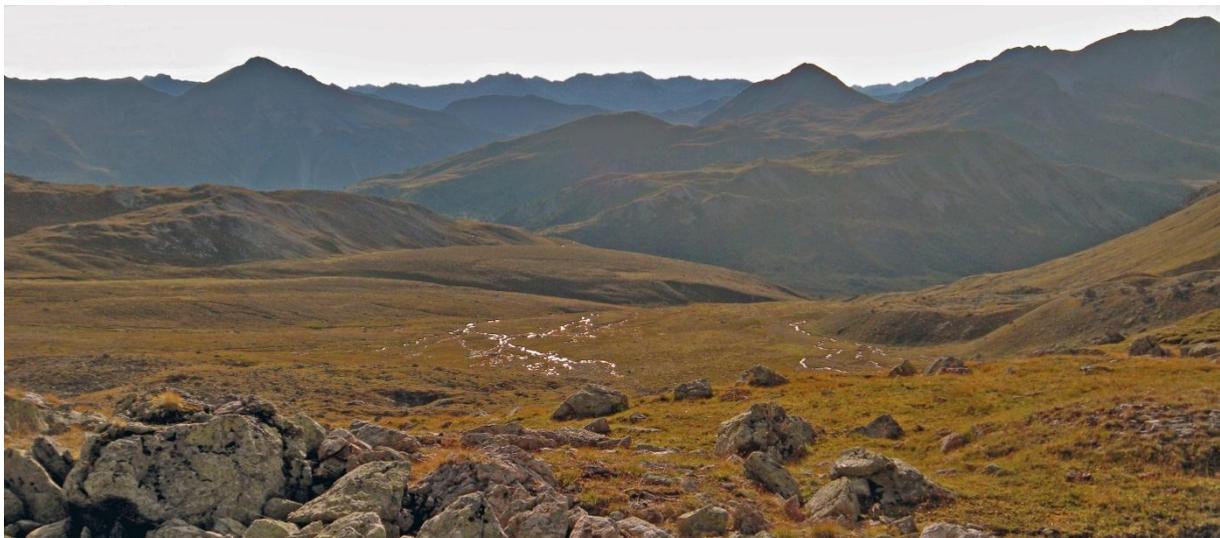


Abb. 24: Gestaute Alluvialebene auf der unteren Costainas, Blickrichtung Westen, September 2011.

Weitere Erosionserscheinungen sind auf dem Lockergesteinsplateau am Piz Starlex auf 3060m.ü.M. zu beobachten. Die Vermutung starker Erosion der Lockergesteine durch Regen, Schnee und Eis liegt in der exponierten Hochgebirgslage nahe. Dies unterstützt auch das Auftreten verschiedener periglazialen Elemente und die Morphologie des Plateaus. Daraus lässt sich einen erosiven Abtrag durch die Dynamik aber auch durch das Abschmelzen von Eis- oder Schneemassen interpretieren.

5 Lockergesteine

5.1 Literaturhistorischer Überblick

Die Lockergesteine am Piz Starlex sind wohl das merkwürdigste geologische Gebilde in den Unterengadiner Dolomiten oder schlichthin in den ganzen nordwestlichen Ostalpen. Im Laufe der Jahre haben sich bereits mehrere Geologen und Kartographen mit den seltsamen Lockergesteinen des Piz Starlex auseinandergesetzt, wobei sich bis anhin noch keine ihrer Bedeutung entsprechende Erklärung ergeben hat. Während Spitz&Dyrhenfurth (1914) von „zahlreichen Blöcken von Granit und Verrucano in wirrer Lagerung“ sprechen, gibt Inhelder (1952) eine etwas genauere Beschreibung, wobei er die Lockergesteine in einem gesamttektonischen Zusammenhang betrachtet: „Das Kristallinvorkommen auf dem Piz Starlex lässt sich mit keiner Kristallinklippe der Engadiner Dolomiten vergleichen, da es sich in diesem Falle nicht um anstehendes Gestein handelt.“ Inhelder (1952) beschreibt weiter: „Kristallin- und Verrucano-Blöcke vermischt mit solchen aus dem Wetterstein¹⁴- und Rabilerhorizont bilden auf dem südlichen Vorgipfel des Piz Starlex in wirrem Durcheinander ein ausgedehntes Schuttfeld.“ Eine vertiefter Untersuchung der Lockergesteine gibt André Baumann (1974) in seiner unpublizierten Diplomarbeit „Geologie der Piz Starlex-Gruppe“, wobei er als Erster die Lockergesteine petrographisch und sedimentologisch untersucht. Doch auch aus den Untersuchungen von Baumann (1974) geht keine konkrete tektonische oder paläogeographische Zuordnung der Piz Starlex-Lockergesteine hervor. Sennhauser et al. schreiben 2007 von „merkwürdigem Bachschutt mit Kristallin-Geröllen, auf dem Gipfelplateau des Starlex-Südgipfels, auf 3075m Höhe“ und bleiben damit die letzten Publizierten über die undefinierbaren Lockergesteine am Piz Starlex.



Abb. 25: Der Gipfel des Piz Starlex (3075m.ü.M) mit dem Gipfelplateau und dem Kreuz im Vordergrund, Blickrichtung Nordosten, September 2011.

Im Folgenden wird eine detaillierte geologische Gesamtübersicht der Lockergesteine am Piz Starlex aufgeführt und versucht die Lockergesteine in einen paläogeographischen Zusammenhang einzuordnen. Dafür werden spezifische Fachliteraturen, Feldarbeiten, geotechnische Laborversuche und kosmogene Altersdatierungen beigezogen.

¹⁴ Wetterstein: Siehe Kapitel 4.2.6 Arlberg-Formation auf Seite 20.

5.2 Geologischer Überblick

Der Piz Starlex, mit einer Höhe von 3075m.ü.M. der höchste Berg der Piz Starlex-Gruppe (Kap.4.3, S.23), weist ein rund 8000m² grosses, leicht gegen Südosten abfallendes, Gipfelplateau aus diversen wirt verstreuten Lockergesteinen auf. Bei diesen Gesteinen handelt es sich grösstenteils um Kristallin- und Verrucano-Gerölle, die zusammen mit karbonatischem Material gemischt vorliegen. Einige der Gerölle (vor allem Kristalline und Verrucano) wiesen eine sehr gute Rundung auf, wohingegen die Restlichen kanten- bis eckengerundet sind. Die Grösse der Gerölle ist sehr variabel und reicht von wenigen mm bis zu mehreren dm. Diese charakteristische, ausdrücklich heterogene Zusammensetzung sowie die exponierte Hochgebirgsposition der Lockergesteine machen den Piz Starlex und sein Gipfelplateau zu einem geologisch höchst interessanten Berg.

Während Spitz&Dhyrenfurth (1914) bereits erkannt haben, dass das Gesteinsmaterial auf dem Piz Starlex, aufgrund des über der hochglazialen Eislage herausragenden Gipfels, keinen erratischen Ursprung hat, widerspricht Inhelder (1952) dieser Interpretation. Baumann (1974) befürwortet jedoch die Ansicht von Spitz&Dhyrenfurth (1914) und zeigt mit seinen petrographischen Untersuchungen, dass das Lockergesteinsmaterial auf dem Piz Starlex aus mindestens zwei verschiedenen tektonischen Einheiten stammt. Zum einem aus der Sesvenna-Scarl-Scholle und zum andern aus dem Ötztal-Komplex (Kap.3.3, S.6). Diese Erkenntnis erbrachte interessante Hinweise auf die morphologische Entwicklung der Engadiner Dolomiten (Vergl. 0, S.63).

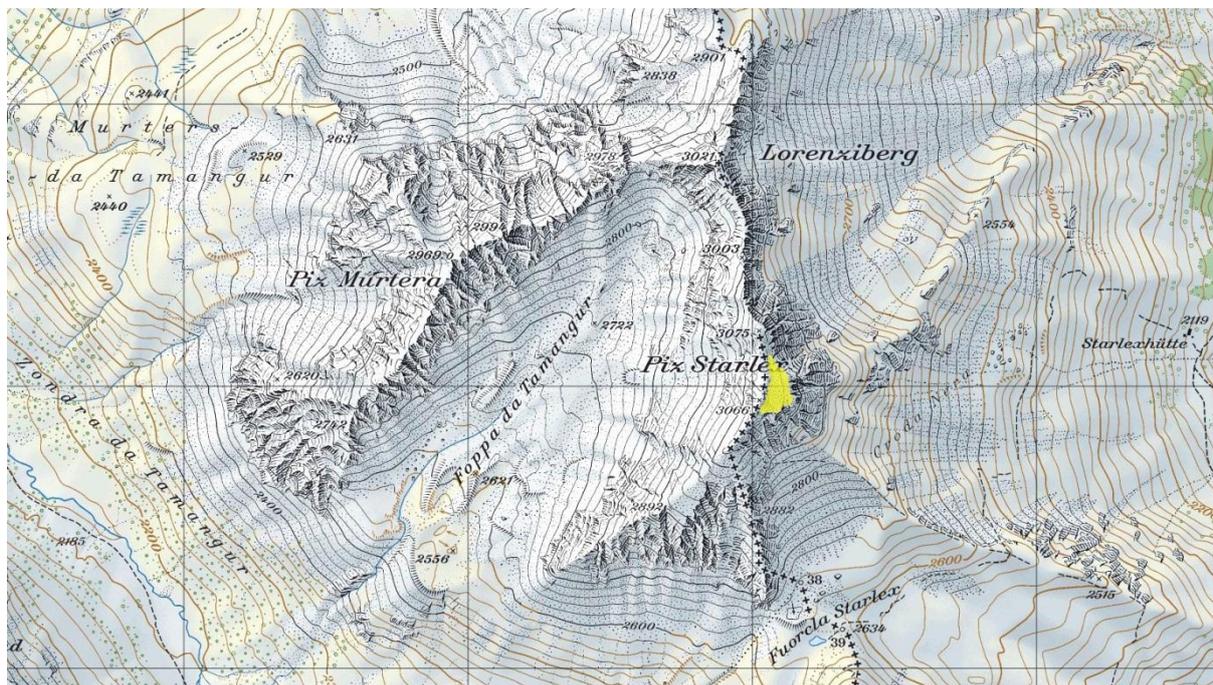


Abb. 26: Ausschnitt der Piz Starlex-Gruppe aus der topographischen Karte der Schweiz 1:25'000 (CH1903, LV03); In Gelb markiert das Lockergesteinsplateau auf 3060m.ü.M.

Werden die Lockergesteine am Piz Starlex mit den verschiedenen ostalpinen Kristallinklippen verglichen, wird ohnehin ersichtlich, dass es sich dabei um eine exquisite Rarität handelt. Das normal konsolidierte und chaotische Vorkommen, die Vermischung mit dolomitischem Material, die zum Teil ausdrückliche Rundung, das ungewöhnliche Auftreten von Hornblende in den Gneiskomponenten sowie das Aufliegen auf einer höheren tektonischen Schuppe oberhalb der Basalen Triasserie s.l., machen die Lockergesteine am Piz Starlex zu einer einzigartigen Lokalität.



Abb. 27: Lockergesteine am Piz Starlex, 3060m.ü.M, September 2011.

5.3 Probennahme

Die Probennahme und Begutachtung der Lockergesteine am Piz Starlex, für die Forschungszwecke dieser Arbeit, wurden infolge schlechter Witterung im Laufe zweier Jahre durchgeführt. Während der ersten Feldbegehung, am 22. Oktober 2010, lag unglücklicherweise bereits Schnee in den höheren Lagen der Unterengadiner Dolomiten und die Lockergesteine am Piz Starlex konnten nur unter erschwerten Bedingungen untersucht werden. Deshalb wurden die Feldarbeiten am 6. September 2011 erneut aufgenommen und konnten den Erwartungen entsprechend abgeschlossen werden (Abb. 28).



Abb. 28: Probennahme im Oktober 2010 (links) und September 2011 (rechts).

Die Lokalität der Probennahme beschränkt sich auf das rund 8000m² grosse, 3060m.ü.M. hohe Gipfelplateau des Piz Starlex, welches die Koordinaten (WGS-84¹⁵) N46°39.660', E10°23.570' aufweist.

Bei den Feldarbeiten wurden gezielte Proben der Lockergesteine für die entsprechenden Methoden entnommen. Dabei wurden unter Anderem verschiedene Geröllarten für die petrographischen Analysen gesammelt, eine Bodenprobe für die Kornverteilung sowie spezifische Blöcke und Sedimentproben für die hinsichtlichlichen Datierungsmethoden entnommen. Die einzelnen Probennahmen und deren Auswertungen sind in den folgenden Unterkapiteln beschrieben.

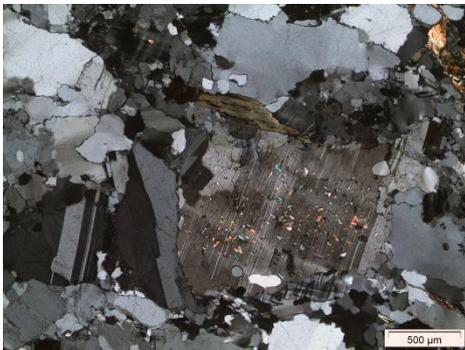


Abb. 29: Aushebung für ein Tiefenprofil (links) und Probennahme für die Datierung (rechts), September 2011.

¹⁵ WGS-84: World Geodetic System 1984, gilt als geodätisches Referenzsystem zur einheitlichen Grundlage für Positionsangaben auf der Erde und im nahen Weltraum.

5.3.1 Gesteins-Kollektion

Das Ziel der Kollektion von Piz Starlex-Geröllen ist es, die verschiedenen Gesteinsarten der Lockergesteine zu untersuchen. Die Auswahl der Gerölle auf dem Gipfelplateau für die anschliessend detaillierte Analyse basierte auf optischer Begutachtung und sollte möglichst jede vorkommende Gesteinsart vertreten. Aufgrund beschränkter Transportmöglichkeiten und Mindestgrösse für die Dünnschliffherstellung, wurden hauptsächlich Gerölle mit einem Durchmesser zwischen einigen cm und wenigen dm gesammelt¹⁶. Nach einer in situ Feldbestimmung wurden die ausgewählten Gerölle im Labor makro- und mikroskopisch beschrieben, bestimmt und mit der vorhandenen Literatur, u.a. Baumann (1974), verglichen. Aus der Gesteins-Kollektion der Lockergesteine am Piz Starlex wurden folgende Gesteinsarten bestimmt:

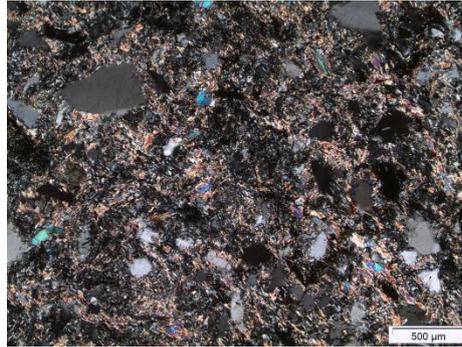
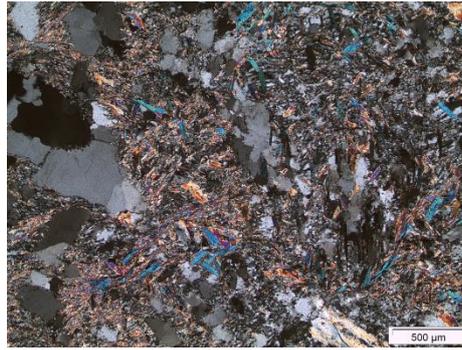
	Makroskopische Beschreibung	Mikroskopische Beschreibung	Typ
(a)	 <p>Hellbeige bis weisser, grobkörniger Muskovit-Feldspat-Quarz-Augengneis mit dunklem Muskovit, welcher sich von der hellen Feldspat-Quarz-Grundmasse stark abhebt; die Feldspataugen erreichen eine Grösse von bis zu 2x1cm.</p>	 <p>Muskovit-Kalifeldspat-Albit-Gneis mit Parallel- und Augenstruktur, z.T. kataklastisches Gefüge, bedeutend weniger Plagioklas als Alkalifeldspat, in den Plagioklasen treten z.T. 10-20µm-Einschlüsse auf, Nebenengen an Biotit, Turmalin, Rutil und Titanit.</p>	Gneis

¹⁶ Die Lockergesteins-Gerölle der Gesteins-Kollektion werden in privater Sammlung aufbewahrt.

(b)



Intensiv grüne, Lauchgrüne bis dunkelviolet-grüne phyllitische Streifenschiefer mit cm-mm grossen z.T. frischen Quarz- und Albitgerölle; zeigt eine Mud- bis Wackestone Struktur und weist eine Korngrösse von Grob-Feinsand mit einer schlechten bis mässigen Sortierung auf; Kalifeldspat und Plagioklas z.T. stark zersetzt ohne scharfe Abgrenzung gegen die Grundmasse, vereinzelt treten in der Grundmasse dunkle violett-rote feinkristalline Linsen auf. In den violett-grünlichen Handstücken treten zudem dunkelgrün-violette ebenfalls stark verschieferte Rhyolithe mit typischen glasigen Quarzeinsprenglingen auf.



Verrucano

Sericitische Arkose mit einem Feldspatanteil von 20-50%, überprägt von einer z.T. deutlichen Parallelschieferung; die Komponenten sind eckig bis leicht gerundet, Quarz- und Albit-Körner zeigen eine xeno- bis ideomorphe Kornform, Quarze sind randlich z.T. zersetzt oder eingebuchtet und zeigen kataklastische und undulöse Eigenschaften, Kalifeldspäte und Plagioklase treten nur vereinzelt und stark zersetzt auf; die Grundmasse besteht vorwiegend aus Quarz, Sericit und aus dem Sericit rekristallisierte Muskovitfasern; Sekundäre Ablagerungen von kleineren Quarzkörner im Druckschatten grösserer Quarztrümmern, verleihen dem Korn ein „ausgefrantes“ Aussehen; Die makroskopisch z.T. starken Unterschiede sind auf lediglich auf die unterschiedlichen Korngössen und Kornanteile zurückzuführen.

(c)



Olivgrüner Dioritporphyr gesprenkelt mit mm-grossen weissen leistenförmigen Feldspateinschlüssen in einer Matrix von zahlreichen mikrokristallinen glänzig dunkelgrünen Amphibolleistchen, weissen Felspatleistchen und wenig Glimmer; gebleichte hellegrüne Verwitterungsfarbe mit herauswitternden Felsspäten; vereinzelt treten rostige Einsprenglinge auf.



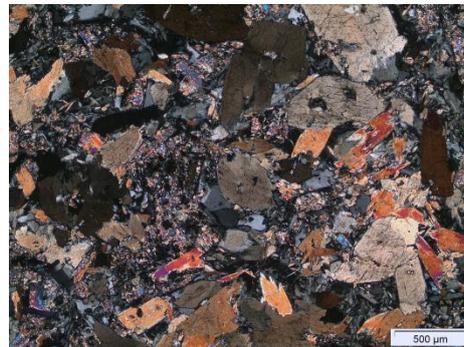
Hemikristalliner Hornblende-Plagioklas-Dioritporphyr mit saussuritisierten, mehreren mm grossen Plagioklas-Einsprenglingen, die Aufgrund geringer Metamorphose in ein Aggregat von Sericit und z.T. feinkörnigen Amphibolen ersetzt wurden; Die Grundmasse besteht aus einem sperrigen Gefüge von Hornblende- und Plagioklasleistchen, wobei die Plagioklase z.T. ausgeprägte polysynthetische Verzwillingung aufweisen; Nebenmengenanteile von Glimmer, Erzen und Epidot.

Diorit

(d)



Feinkörniger dunkelgrüner bis graugrüner Diorit, hellbeige-grüne; gesprenkelte Verwitterungsoberfläche mit leicht herauswitternden, wirt angeordnete Plagioklasleistchen; Vereinzelt treten transparente Quarz-Einsprenglinge mit einer Grösse von mehreren mm auf.



Plagioklas-Hornblende-Mikrodiorit mit einem intersertalen Gefüge, das sich von ophitischen Dioritstrukturen durch die beinahe vollständig zersetzten Plagioklasleistchen unterscheidet; ideomorphe braune Hornblende-Einsprenglinge im mm-Bereich z.T. chloritisiert; Nebenmengenanteile von Biotite, Epidot, Sericit und Quarz.

Diorit

(e)



z.T. rostig anwitternder, hell- bis dunkelgrauer, feinlagiger Biotitgneis; Ausserordentlich auffallende Bänderung im mm- bis wenigen cm-Bereich; Feinkörnige Quarz-Feldspat-Grundmasse mit eingeregelter Biotitlagen.



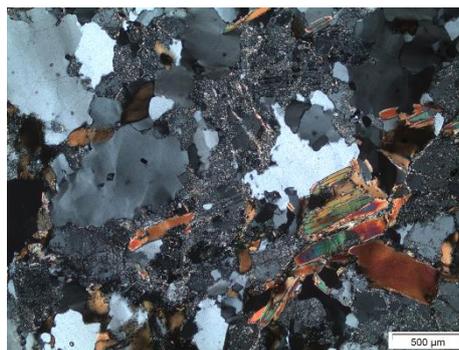
Biotit-Plagioklas-Gneis mit einer feinen Parallelstruktur; äquigranularer, granoblastischer Quarz und Plagioklas bilden das von Biotit durchzogene Gefüge; Die makroskopisch erkennbare Bänderung ist eine Folge aus unterschiedlicher Korngrösse und Mineralanteilen des Gefüges; vereinzelt treten sericitisierter Kali-Feldspat- oder auch Glimmer-Lagen auf.

Gneis

(f)



Hell bis dunkelgrau gesprenkelter, feinkörniger, leicht geschieferter Hornblendegneis; z.T. leicht grünliche Verwitterungsfarbe und vereinzelt, feinkörnige, rostbraun verwitterte Erzeinschlüsse.



Sillimanit-Hornblende-Plagioklas-Gneis mit einer deutlichen Parallelstruktur; äquigranulare Quarz- und Plagioklas-Körner bilden zusammen mit einer feinkörnigen Grundmasse das von eingeregelter Sillimanit- und Hornblende-Nadeln durchzogene Gefüge; Abwechselnd folgen quarzreiche Lagen mit z.T. stark zersetzten Plagioklasen und Hornblende- bzw. Sillimanit-Anreicherungen.

Gneis

Zusätzlich treten vereinzelt Kalke aus der Scarl-Formation auf, welche durch ihre gelbliche Verwitterungsfarbe charakterisiert sind (Kap.4.2.4, S.18).

André Baumann (1974) notierte zudem noch Funde von grünen, sericitischen, stark verschieferten Arkosen, welche jenen von Dössegger (1970) beschriebenen „giftgrünen Arkosen“ aus der Fuorn-Formation ähnlich sehen. Zudem beobachtet er noch Einzelfunde eines violetten, stark verschieferten Sandsteins und eines Granat-Hornblende-Gneis.

Die unterschiedlichen Gesteinstypen der Lockergesteine am Piz Starlex können zwei verschiedenen tektonischen Formationen zugeordnet werden:

	Gesteinstyp	Tektonische Formation
(a)	Muskovit-Kalifeldspat-Albit- Gneis	Ötztal-Komplex & Sesvenna-Scarl-Scholle
(b)	Verrucano	Sesvenna-Scarl-Scholle
(c)	Hornblende-Plagioklas- Dioritporhyrit	Ötztal-Komplex
(d)	Plagioklas-Hornblende- Diorit	Ötztal-Komplex
(e)	Biotit-Plagioklas- Gneis	Ötztal-Komplex
6	Silimanit-Hornblende-Plagioklas- Gneis	Ötztal-Komplex
7	Kalkschiefer	Sesvenna-Scarl-Scholle
8	Sericit- Arkose	Sesvenna-Scarl-Scholle

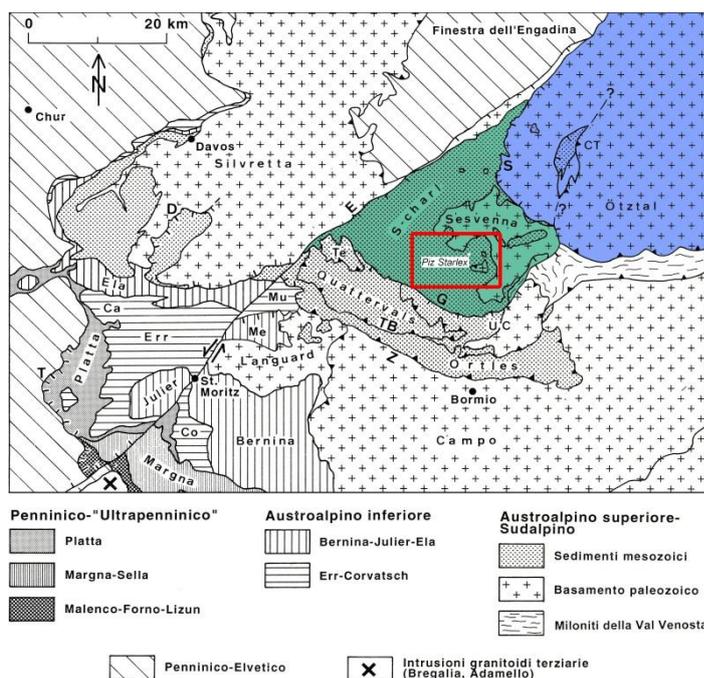


Abb. 30: Tektonische Karte der Engadiner Dolomiten, Conti 1997;

CT: Cima Termine/Jaggi,
 D: Faglia normale del Ducan,
 E: Linea dell'Engadina,
 G: Linea del Gallo,
 S: Faglia di Slingia,
 T: Faglia normale di Piz Turba,
 TB: Accavallamento Trupchun-Braulo,
 UC: Zuna a scaglie dell'Umbrail-Chavalatsch
 Z: Accavallamento dello Zebrù;

Ca: Coarungas,
 Co: Corvorsch,
 Me: Mezzaun,
 Mu: Murtiröl,
 Te: Terza.

5.3.2 Bodenprobe

Die Entnahme einer Bodenprobe auf über 3000m.ü.M macht das Gipfelplateau am Piz Starlex zu einer extravaganten Lokalität. Womöglich stellt die Bodenprobe am Piz Starlex die jemals höchst entnommene Bodenprobe in den Engadiner Dolomiten, wenn nicht sogar im ganzen Alpenraum dar.

Die Bodenprobe auf dem Gipfelplateau am Piz Starlex wurde genommen, um die geotechnischen Eigenschaften der Lockergesteinsmasse zu bestimmen. Dabei wurde aus einer rund 50cm tiefen Aushebung (Abb. 31), welche auch für die Tiefenprofil Datierung (Kap.5.3.3, S.48) verwendet wurde, eine rund 3.2kg schwere Bodenprobe extrahiert. Das Ziel der Entnahme ist es die Kornverteilung, sowie die Konsistenzgrenzen der Bodenprobe zu bestimmen. Die Bestimmung der geotechnischen Eigenschaften der Lockergesteine am Piz Starlex erlaubt eine charakteristischere Beschreibung und kann unter anderem Hinweise auf die ihre Entstehungsgeschichte geben.



Abb. 31: Tiefenprofil, September 2011.

Nach der Probenentnahme am Piz Starlex wurde im geotechnischen Labor in Burgdorf die Bodenprobe folgenden Laboranalysen unterzogen:

(a) Kombiniertes Sieben (Kornverteilung)

Die Probe wurde im Ofen getrocknet und anschliessenden mit einem 0.5mm-Sieb trocken gesiebt. Anschliessend wurde die Fraktion $>0.5\text{mm}$ mit einem Dispergierungsmittel eingeweicht, damit sich die Feinfraktion (vor allem Tone) von den Komponenten löst, erneut getrocknet und durch einen Siebturm von 63/31.5/16/8/4/2/1/0.5mm-Sieben in einzelne Fraktionen getrennt. Entsprechend der Gesamtmasse konnte der prozentuale Massenanteil

der einzelnen Fraktionen berechnet werden. Der Restanteil in der Auffangschale wurde zur Fraktion <0.5mm summiert. Ein Teil der Fraktion <0.5mm wurde zur Verwendung der Schlämmanalyse nach der Aräometermethode mit anschliessendem Nasssieben verwendet. Dabei wurde die Teilfraktion mit einer bestimmten Menge an Dispergierungsmittel eingeweicht und danach in den vorbereiteten Aräometer gegeben. Nach zeitlicher Ableseung am Aräometer und dem Aräometer entsprechenden Messwerten konnte die Feinfraktion der Probe, mit einem Korndurchmesser von 0.063-0.001mm, in gestaffelten Abständen bestimmt werden und in prozentuale Massenanteile umgerechnet werden. Nach dem Aräometerversuch wurde der gesamte Inhalt des Aräometers durch einen Siebturm von 0.25/0.125/0.063mm-Sieben gelassen und die prozentualen Massenanteile der drei Siebfraktionen konnten entsprechend der Probenmasse und der Gesamtmasse berechnet werden.

Anschliessend wurden die Messresultate mit der Laborsoftware GGU-SIEVE¹⁷ zur Bestimmung der Kornverteilung nach DIN 18123¹⁸ ausgewertet (Abb. 32 und Abb. 33)

(b) Fliess- und Ausrollgrenze nach Atterberg (Konsistenzgrenzen)

Um die Fliess- und Ausrollgrenze der Bodenprobe zu bestimmen wurde die Methode der Konsistenzgrenzen nach Atterberg durchgeführt. Dafür wurden nach der Trockensiebung der gesamten Probe (siehe (a) Kombiniertes Sieben) 150g der Siebfraktion <0.5mm zusammen mit einer entsprechenden Menge an entmineralisiertem Wasser gemischt und während 24h in einem geschlossenen Gefäss stehen gelassen, damit sich die Feinanteile (vor allem Tone) adhäsiv binden. Danach wurde zur Bestimmung der Fliessgrenze eine bestimmte Probenmenge in die Atterberg-Apparatur eingefüllt, die entsprechenden Schritte durchgeführt und die Probe anschliessend im Ofen getrocknet, um denjenigen Wassergehalt zu bestimmen, bei welchem die Probe vom fliessenden in den plastischen Zustand übergeht. Diese Methode zur Bestimmung der Fliessgrenze eines Bodens basiert auf dem CEN ISO/TS 17892-1¹⁹.

Die Ausrollgrenze bezeichnet den Wassergehalt eines Bodens, bei welchem das Material vom plastischen in den festen Zustand übergeht. Diese wurde an derselben vorbereiteten Probe durchgeführt wie zur Bestimmung der Fliessgrenze verwendet wurde. Die Methode zur Bestimmung der Ausrollgrenze eines Bodens entsprach der Norm gemäss CEN ISO/TS 17892-2. Die beiden Konsistenzgrenzen wurden mit der Laborsoftware GGU-Atterberg²⁰ ausgewertet und dargestellt (Abb. 34).

¹⁷ GGU-SIEVE: Auswertung und Darstellung von Schlämmanalysen, Siebanalysen, Kombinierte Siebanalysen und Schlämmanalysen zur Bestimmung der Kornverteilung von Böden nach DIN 18123 von GGU GmbH, <http://www.ggu-software.com>

¹⁸ DIN 18123: Diese Norm wurde vom Normenausschuss Bauwesen im DIN (Deutsches Institut für Normung e.V.) im Arbeitsausschuss „Baugrund, Untersuchung von Bodenproben – Bestimmung der Korngrößenverteilung“ erarbeitet und dient als Grundlage für die Benennung und Klassifizierung von Böden.

¹⁹ CEN ISO/TS 17892: Diese Norm wurde vom CEM (Comité Européen de Normalisation) im Arbeitsausschuss „Geotechnische Erkundung und Untersuchung – Laborversuche an Bodenproben“ erarbeitet und dient zur Bestimmung der Fliess- und Ausrollgrenze.

²⁰ GGU-Atterberg: Auswertung und Darstellung eines Atterberg-Versuchs zur Bestimmung der Konsistenzgrenzen eines Bodens nach DIN 18122 von GGU GmbH, <http://www.ggu-software.com>

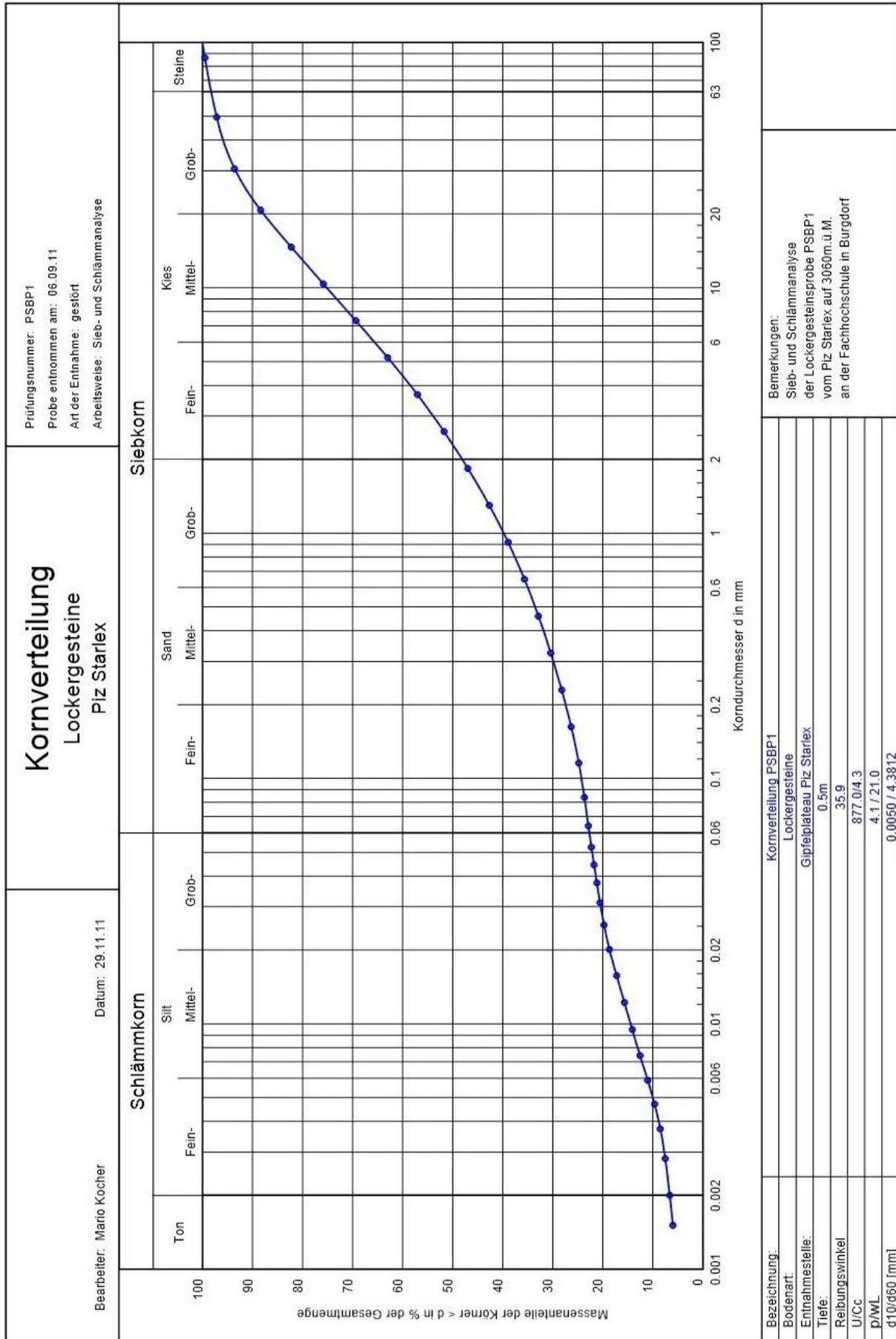


Abb. 32: Kornverteilungskurve der Bodenprobe PSBP1 vom Piz Starlex.

<h2 style="text-align: center;">Kornverteilung</h2> <p style="text-align: center;">Lockergesteine Piz Starlex</p> <p style="font-size: small;">Bearbeiter: Mario Kocher Datum: 29.11.11</p>	<p>Prüfungsnummer: PSBP1</p> <p>Probe entnommen am: 06.09.11</p> <p>Art der Entnahme: gestört</p> <p>Arbeitsweise: Sieb- und Schlämmanalyse</p>																																																																																										
<div style="border: 1px solid black; padding: 5px;"> <p>Prüfung DIN 18 123 - 7 Bezeichnung: Kornverteilung PSBP1 Bodenart: Lockergesteine Entnahmestelle: Gipfelplateau Piz Starlex Tiefe: 0.5m Reibungswinkel 35.9 ° U/Cc 877.0/4.3 Ip/wL 4.1 / 21.0 d10/d60 [mm] 0.0050 / 4.3812 d10/d30/d60 [mm]: 0.005 / 0.306 / 4.381 Siebanalyse: Trockenmasse [g]: 3039.70 Teilmasse [g]: 1009.50 Schlämmanalyse: Trockenmasse [g]: 37.30 Korndichte [g/cm³]: 2.700 Aräometer: Bezeichnung: DIN-Aräometer Volumen Aräometerbirne [cm³]: 70.55 Fläche Messzylinder [cm²]: 28.27 Länge Aräometerbirne [cm]: 16.00 Länge der Skala [cm]: 14.50 Abstd. OK Birne - UK Skala [cm]: 1.50 Aräometer-Konstante: 2.00</p> </div>	<h3>Siebanalyse: (* mit Teilmasse ausgewertet)</h3> <table border="1" style="width: 100%; border-collapse: collapse; text-align: center;"> <thead> <tr> <th>Korngröße [mm]</th> <th>Rückstand [g]</th> <th>Rückstand [%]</th> <th>Siebdurchgänge [%]</th> </tr> </thead> <tbody> <tr><td>100.0</td><td>0.00</td><td>0.00</td><td>100.00</td></tr> <tr><td>31.5</td><td>123.10</td><td>4.05</td><td>95.95</td></tr> <tr><td>16.0</td><td>363.40</td><td>11.96</td><td>84.00</td></tr> <tr><td>8.0</td><td>397.10</td><td>13.06</td><td>70.93</td></tr> <tr><td>4.0</td><td>392.70</td><td>12.92</td><td>58.01</td></tr> <tr><td>2.0</td><td>311.10</td><td>10.23</td><td>47.78</td></tr> <tr><td>1.0</td><td>253.80</td><td>8.35</td><td>39.43</td></tr> <tr><td>0.5</td><td>187.90</td><td>6.18</td><td>33.25</td></tr> <tr><td>0.25</td><td>141.33 *</td><td>4.65</td><td>28.59</td></tr> <tr><td>0.125</td><td>115.08 *</td><td>3.79</td><td>24.80</td></tr> <tr><td>Schale</td><td>753.09 *</td><td>24.80</td><td>-</td></tr> <tr><td>Summe</td><td>3039.70</td><td></td><td></td></tr> <tr><td>Siebverlust</td><td>0.00</td><td></td><td></td></tr> </tbody> </table>	Korngröße [mm]	Rückstand [g]	Rückstand [%]	Siebdurchgänge [%]	100.0	0.00	0.00	100.00	31.5	123.10	4.05	95.95	16.0	363.40	11.96	84.00	8.0	397.10	13.06	70.93	4.0	392.70	12.92	58.01	2.0	311.10	10.23	47.78	1.0	253.80	8.35	39.43	0.5	187.90	6.18	33.25	0.25	141.33 *	4.65	28.59	0.125	115.08 *	3.79	24.80	Schale	753.09 *	24.80	-	Summe	3039.70			Siebverlust	0.00																																				
Korngröße [mm]	Rückstand [g]	Rückstand [%]	Siebdurchgänge [%]																																																																																								
100.0	0.00	0.00	100.00																																																																																								
31.5	123.10	4.05	95.95																																																																																								
16.0	363.40	11.96	84.00																																																																																								
8.0	397.10	13.06	70.93																																																																																								
4.0	392.70	12.92	58.01																																																																																								
2.0	311.10	10.23	47.78																																																																																								
1.0	253.80	8.35	39.43																																																																																								
0.5	187.90	6.18	33.25																																																																																								
0.25	141.33 *	4.65	28.59																																																																																								
0.125	115.08 *	3.79	24.80																																																																																								
Schale	753.09 *	24.80	-																																																																																								
Summe	3039.70																																																																																										
Siebverlust	0.00																																																																																										
<h3>Schlämmanalyse</h3> <table border="1" style="width: 100%; border-collapse: collapse; text-align: center;"> <thead> <tr> <th colspan="2">Zeit [h] [min]</th> <th>R' [g]</th> <th>R = R' + C_m [g]</th> <th>Korngröße [mm]</th> <th>T [°C]</th> <th>C_T [g]</th> <th>R + C_T [g]</th> <th>Durchgang [%]</th> </tr> </thead> <tbody> <tr><td>0</td><td>0.5</td><td>19.50</td><td>21.50</td><td>0.0643</td><td>21.1</td><td>0.20</td><td>21.70</td><td>22.92</td></tr> <tr><td>0</td><td>1</td><td>18.50</td><td>20.50</td><td>0.0463</td><td>21.1</td><td>0.20</td><td>20.70</td><td>21.86</td></tr> <tr><td>0</td><td>2</td><td>17.50</td><td>19.50</td><td>0.0333</td><td>21.1</td><td>0.20</td><td>19.70</td><td>20.81</td></tr> <tr><td>0</td><td>5</td><td>16.00</td><td>18.00</td><td>0.0216</td><td>21.1</td><td>0.20</td><td>18.20</td><td>19.22</td></tr> <tr><td>0</td><td>15</td><td>13.00</td><td>15.00</td><td>0.0130</td><td>21.1</td><td>0.20</td><td>15.20</td><td>16.06</td></tr> <tr><td>0</td><td>45</td><td>10.00</td><td>12.00</td><td>0.0078</td><td>21.4</td><td>0.26</td><td>12.26</td><td>12.95</td></tr> <tr><td>2</td><td>0</td><td>7.00</td><td>9.00</td><td>0.0050</td><td>21.5</td><td>0.28</td><td>9.28</td><td>9.80</td></tr> <tr><td>5</td><td>0</td><td>5.00</td><td>7.00</td><td>0.0032</td><td>21.5</td><td>0.28</td><td>7.28</td><td>7.69</td></tr> <tr><td>24</td><td>0</td><td>3.50</td><td>5.50</td><td>0.0015</td><td>20.8</td><td>0.15</td><td>5.65</td><td>5.96</td></tr> </tbody> </table>		Zeit [h] [min]		R' [g]	R = R' + C _m [g]	Korngröße [mm]	T [°C]	C _T [g]	R + C _T [g]	Durchgang [%]	0	0.5	19.50	21.50	0.0643	21.1	0.20	21.70	22.92	0	1	18.50	20.50	0.0463	21.1	0.20	20.70	21.86	0	2	17.50	19.50	0.0333	21.1	0.20	19.70	20.81	0	5	16.00	18.00	0.0216	21.1	0.20	18.20	19.22	0	15	13.00	15.00	0.0130	21.1	0.20	15.20	16.06	0	45	10.00	12.00	0.0078	21.4	0.26	12.26	12.95	2	0	7.00	9.00	0.0050	21.5	0.28	9.28	9.80	5	0	5.00	7.00	0.0032	21.5	0.28	7.28	7.69	24	0	3.50	5.50	0.0015	20.8	0.15	5.65	5.96
Zeit [h] [min]		R' [g]	R = R' + C _m [g]	Korngröße [mm]	T [°C]	C _T [g]	R + C _T [g]	Durchgang [%]																																																																																			
0	0.5	19.50	21.50	0.0643	21.1	0.20	21.70	22.92																																																																																			
0	1	18.50	20.50	0.0463	21.1	0.20	20.70	21.86																																																																																			
0	2	17.50	19.50	0.0333	21.1	0.20	19.70	20.81																																																																																			
0	5	16.00	18.00	0.0216	21.1	0.20	18.20	19.22																																																																																			
0	15	13.00	15.00	0.0130	21.1	0.20	15.20	16.06																																																																																			
0	45	10.00	12.00	0.0078	21.4	0.26	12.26	12.95																																																																																			
2	0	7.00	9.00	0.0050	21.5	0.28	9.28	9.80																																																																																			
5	0	5.00	7.00	0.0032	21.5	0.28	7.28	7.69																																																																																			
24	0	3.50	5.50	0.0015	20.8	0.15	5.65	5.96																																																																																			

Abb. 33: Kornverteilungsprotokoll der Bodenprobe PSBP1 vom Piz Starlex.

5.3.3 Datierungen

5.3.3.1 Oberflächendatierung

Analog zum Tiefenprofil (Kap.5.3.3, S.48) wurde an den Lockergesteinen am Piz Starlex eine weitere Datierungsmethode angewendet. An drei aufschliessenden grösseren Blöcken wurden, wie in Akçar et al. (2011) beschrieben, Handstücke für eine Oberflächenaltersdatierung sorgfältig mit Hammer und Meissel entnommen.

Diese Datierungsmethode basiert auf dem Prinzip der Messung von Nuklid-Konzentrationen in gewissen Mineralien von Oberflächengesteinen. Die kosmogenen Nuklide in diesen Mineralien wurden zuvor durch sekundäre kosmische Strahlung produziert (Akçar et al., 2012). Das resultierende Alter gibt eine Angabe über die Dauer, welche eine Fläche der kosmischen Strahlung ausgesetzt gewesen ist. Das zur Datierung verwendete Mineral ist der Quarz. Deshalb gilt sicher zu stellen, dass genügend Quarz in der Probenmenge vorhanden ist. Die gemessenen kosmogenen Radionuklide in den Quarzmineralien sind ^{10}Be , ^{14}C , ^{21}Ne und ^{26}Al (Akçar et al., 2012). Deren Verhältnis kann in ein Aussetzungsalter umgerechnet werden. Zu beachten gilt, dass die Produktionsrate von kosmogenen Nukliden in oberflächennahen Mineralien sowohl von der Lage (geographischer Breitengrad und Höhe, Abschirmung der Umgebungstopographie, Oberflächenneigung, Vegetation, etc.), von der lokalen Erosionsraten, als auch von Abschirmung durch Eis und Schnee abhängig ist. Deshalb werden zur Berechnung der Alter lokale korrigierte Nuklidproduktionsraten verwendet (Gosse&Phillips, 2001).

Die drei Blöcke wurden für die Datierung im Surface Exposure Laboratory an der Universität in Bern vorbereitet. Dabei wurden die Handstücke zuerst mechanisch zerbrochen, so dass jeweils eine für die anschliessende Datierungsmethode genügende Probenmenge, bzw. genügende Menge an Quarzkörner vorhanden ist. Die gebrochene Probe wurde gesiebt, wobei die jeweiligen Siebfraktionen zwischen 1mm-0.5mm und 0.5mm-0.25mm für die Magnetseparation weiterverwendet wurde. Nach der Magnetseparation wurde die nichtmagnetische Teilfraktion für die Quarzaufbereitung weiterverwendet. Dabei werden die Quarzkörner nach Kohl&Nishiizumi (1992) mit Flusssäure ($\text{HF} < 5\%$) in mehreren Schritten gereinigt, wie in Akçar et al (2012) beschrieben wird, so dass eine Reinheit von $\geq 95\%$ (geprüft unter dem Mikroskop) erreicht wird. Bei diesem Schritt wird das nicht erwünschte meteorische ^{10}Be von den Quarzkörnern entfernt. Da bei der AMS-Methode (Accelerator Mass Spectrometry) keine absolute Konzentrationen gemessen werden, sondern Isotopenverhältnisse (im Falle der Oberflächendatierung $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ und $^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al}$) müssen die Mengen der ^9Be und ^{27}Al bekannt sein um die Konzentrationen von ^{10}Be und ^{26}Al zu messen (Kubik and Christl, 2010). Da die Konzentration von ^9Be in Quarz sehr klein ist, wird mit Hilfe der Spike-Addition-Methode eine bekannte Menge an ^9Be der Probe beigefügt. Gleichzeitig wird an einer Blindprobenlösung gemessen, ob keine insitu produzierten Isotope (^{10}Be und ^{26}Al) während der Bearbeitung im Labor kontaminiert wurden. Danach wurden den Proben mit einer Kationenaustauschsäule interferierende Kationen extrahiert und gegebenenfalls mit einer Anionenaustauschsäule das Eisen entfernt. Der Kationenaustausch teilt die Probe in zwei separate Lösungen (Be- und Al-Lösung). Die beiden Lösungen werden zum Schluss für einer Oxidation unterzogen, damit sich Hydroxide in eine passende chemische Form für die anschliessende AMS-Messung eignen. Danach werden die Oxide in die AMS-Scheiben gepresst und die Ionenverhältnisse werden am Beschleuniger-Massenspektrometer (AMS) am Labor für Ionenstrahlungsphysik an der ETH Zürich gemessen (Kubik and Christl, 2010).

Die Probennahme auf dem Gipfelplateau am Piz Starlex erfolgte an den in Abb. 35 markierten Blöcken und ergab folgende minimalen Oberflächenalter:



Abb. 35: Die drei datierten Blöcke STAR-1, STAR-2 und STAR-3 mit den jeweiligen datierten Oberflächen-Minimalalter, Blickrichtung Osten, September 2011.



Abb. 38a: STAR-1, Muskovit-Kalifeldspat-Albit-Gneis, 1.3 x 1.0 x 0.9 (dH=0.3) m, September 2011.



Abb. 37b: STAR-2, Verrucano, 1.2 x 0.9 x 0.6 (dH= 0.5) m, September 2011.



Abb. 36c: STAR-3, Quarzreicher Verrucano 0.7 x 0.6 x 0.3 m, September 2011.

Abb. 39: Description of exposure age samples from Piz Starlex.

Sample Name	Altitude (m)	Latitude, °N (DD.DD) WGS84	Longitude, °E (DD.DD) WGS84	Boulder Height (cm)	Sample Thickness (cm)	Thickness Correction Factor ^a	Shielding Correction Factor ^b
STAR-1	3055	46.66114	10.39284	90	5.0	0.9597	1
STAR-2	3054	46.66106	10.39286	60	3.0	0.9756	1
STAR-3	3057	46.66096	10.39260	30	4.0	0.9676	1

^aCorrection for sample thickness was done after Gosse and Phillips (2001), with mean attenuation length of 160 g/cm² and rock density of 2.65 g/cm³.

^bCalculated for topographic shielding and dip of the surface after Dunne et al. (1999).

Abb. 40: Cosmogenic Nuclide Data and ^{10}Be exposure ages of exposure age samples from Piz Starlex.

Sample Name	Quartz Dissolved (g)	^9Be spike (mg)	Measured $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ $\times 10^{-14}$	^{10}Be (10^4 at/g)	Apparent Exposure Age (ka)
STAR-1	41.0930	0.1731	289.30 ± 8.68	81.35 ± 2.44	18.2 ± 0.9 (1.8)
STAR-2	35.6876	0.1700	69.20 ± 2.56	21.94 ± 0.82	4.9 ± 0.2 (0.5)
STAR-3	40.9930	0.1733	71.40 ± 2.78	20.09 ± 0.79	4.5 ± 0.2 (0.4)

Notes: Reported ratios and concentrations are referenced to 07KNSTD (Kubik and Christl, 2010). AMS measurement errors are at 1 σ level, including the statistical (counting) error and the error due to normalization of standards and blanks. Exposure ages are calculated with the CRONUS-Earth exposure age calculator (<http://hess.ess.washington.edu/math/>; v. 2.2; Balco et al., 2008 and update from v. 2.1 to v. 2.2 published by Balco in October 2009) and time dependent Lal (1991)/Stone (2000) scaling model. Exposure ages are corrected for dip of rock surface, shielding of surrounding topography, and sample thickness, as explained in the text; the uncertainties reported in parentheses also include the production rate error. A half-life of 1.39 Ma for ^{10}Be (Korschinek et al., 2010; Chmeleff et al., 2010) is used for the age calculations.

Die berechneten Alter sind scheinbare Oberflächen-Minimalalter (apparent exposure ages) und berücksichtigen nur die minimale Expositionszeit in dieser Position. Um mögliche periglaziale Bewegungen und/oder Abtragrotationen der Blöcke zu berechnen, sollte eine rundum Datierung an den Blöcken vorgenommen werden. Die daraus resultierenden Alter würden einen Anhaltspunkt über mögliche erosive Abtragprozesse erbringen.

5.3.3.2 Tiefenprofil

Um ein Alter der Lockergesteine am Piz Starlex zu rekonstruieren wurden aus einem Tiefenprofil mehrere Sedimentproben zur Datierung entnommen. Dafür wurde auf dem Gipfelplateau (N46°39.664', E10°23.564'), auf 3056m.ü.M., eine rund 50cm tiefe Aushebung gegraben, woraus in regelmässigen vertikalen Abständen drei Lockergesteinsproben an rund 2.5kg entnommen wurden.



Abb. 41: Tiefenprofil, September 2011.

Bei einer in situ Probennahme für eine Altersdatierung aus einem Tiefenprofil gilt zu beachten, dass die jeweilige Sedimentprobe aus demselben horizontalen Horizont stammt und dass eine für die Datierungsmethode entsprechende Mindestmenge an verwendbaren Mineralien beinhaltet ist. Im Falle einer ^{10}Be - und ^{26}Al -Datierung gilt sicherzustellen, dass genügend Quarz in der Sedimentprobe enthalten ist, andererseits muss die Probenmenge erhöht werden.

Anschliessend wurden die drei Sedimentproben aus dem Tiefenprofil im geotechnischen Labor an der Fachhochschule in Burgdorf bearbeitet. Dabei wurde an den Proben jeweils eine Nass-Siebung durchgeführt, um die für die Datierungsmethode entsprechende Korngrösse zu separieren. Für die anschliessende Datierungsmethode zur Bestimmung des Überdeckungsalters wurden die Siebfraktionen $0.5\text{mm} > \text{Ø} > 0.25\text{mm}$ und $0.25\text{mm} > \text{Ø} > 0.125\text{mm}$ separiert. Danach wurden die Fraktionen für die AMS-Datierung am Labor für Ionenstrahlungsphysik der ETH Zürich gleich wie Kapitel 5.3.3.1 vorbereitet.

Die Datierungsmethode basiert auf dem Prinzip des unterschiedlichen Zerfalls des zuvor in situ produzierten terrestrischen kosmogenen Nuklidpaares $^{10}\text{Be}/^{26}\text{Al}$. Die Datierung bestimmt das numerische Alter von quarzführendem Material über einen Zeitbereich von ca. 100a bis zu 10Ma, je nach Verwitterungsrate des Gesteins (Akçar et al. 2008). Das durch dieses Datierungsverfahren bestimmte Alter von geologischen Einheiten ermöglicht eine Quantifizierung geomorphologischer Prozesse, wobei deren geologische Entwicklung rekonstruierbar wird. Die Probennahme erfolgt aus folgendem Grund aus einem Tiefenprofil: Die in situ Produktion von Nukliden in überdeckten Mineralien wird durch sekundäre kosmische Strahlung hervorgerufen, wobei sich die Produktionsrate mit zunehmender Überdeckung verringert. Wurde eine sedimentäre Ablagerung zuvor nie von der kosmischen Strahlung abgeschirmt, kann aus einer einzelnen Probe das $^{10}\text{Be}/^{26}\text{Al}$ -Verhältnis und daraus das Alter des Ablagerungsereignisses bestimmt werden. Wurde das Sediment jedoch über

eine ungewisse Zeitspanne von der kosmischen Strahlung abgeschirmt, sind mindestens zwei Proben aus einem Tiefenprofil nötig, um mit Hilfe eines Modells das Alter des Ablagerungsereignisses zu bestimmen. Aufgrund, der aus verschiedenen Gründen zu erwartenden, langzeitlichen Abschirmung der Lockergesteine am Piz Starlex, werden mehrere Proben zur Datierung aus einem Tiefenprofil genommen.

Die ^{10}Be -Konzentrationen der drei Bodenproben PSBP1, PSBP2 und PSBP3 nehmen mit zunehmender Tiefe exponentiell ab (Abb. 43).

Abb. 42: Description of depth profiling samples from Piz Starlex.

Sample Name	Altitude (m)	Latitude, °N (DD.DD) WGS84	Longitude, °E (DD.DD) WGS84	Samples Depth (cm)	Sample Thickness (cm)	Thickness Correction Factor ^a	Shielding Correction Factor ^b
^c PSDP-1	3051.0	46.66108	10.39273	0 - 5	5.0	0.9679	1
PSDP-2	3050.7	46.66108	10.39273	25 - 30	5.0	0.9679	1
PSDP-3	305.5	46.66108	10.39273	50 - 60	10.0	0.9679	1

^aCorrection for sample thickness was done after Gosse and Phillips (2001), with mean attenuation length of 160 g/cm^2 and rock density of 2.65 g/cm^3 .

^bCalculated for topographic shielding and dip of the surface after Dunne et al. (1999).

^cSurface sample

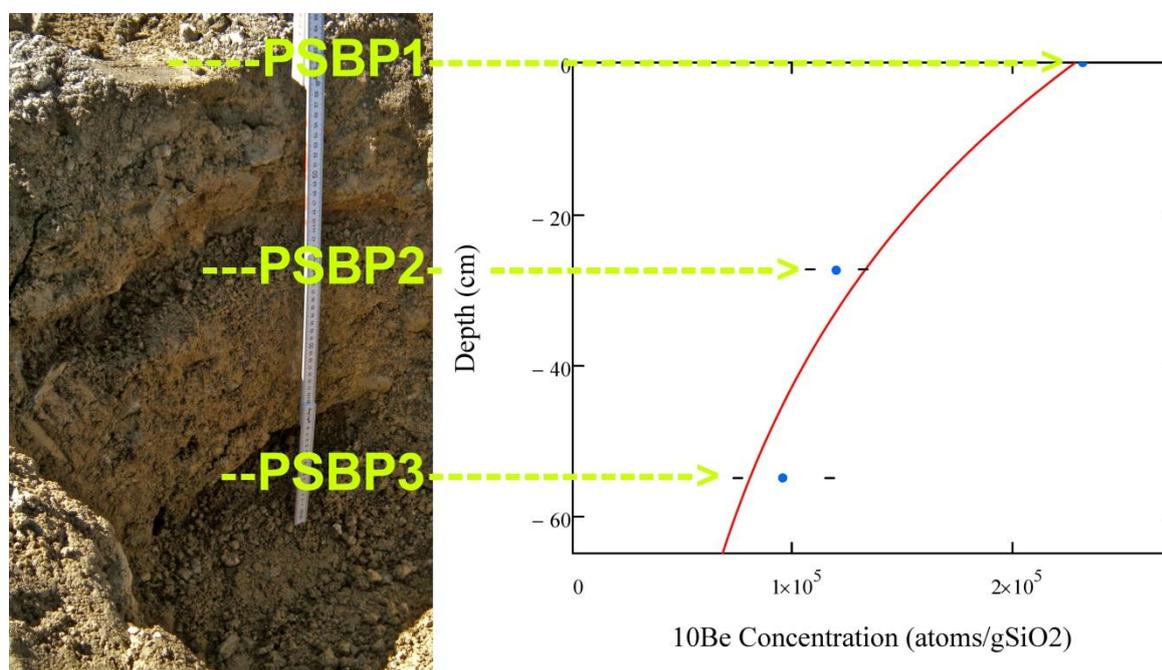


Abb. 43: Exponentielle Abnahme der ^{10}Be -Konzentration mit der Tiefe, gemessen an den Bodenproben der Lockergesteine am Piz Starlex PSBP1, PSBP2 und PSBP3, September 2011.

Abb. 44: Cosmogenic Nuclide Data and ^{10}Be exposure ages of depth profiling samples from Piz Starlex.

Sample Name	Quartz Dissolved (g)	^9Be spike (mg)	Measured $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ $\times 10^{-14}$	^{10}Be (10^4 at/g)	Apparent Exposure Age (ka)
^c PSDP-1	42.8334	0.1491	100.04 \pm 3.50	23.20 \pm 0.81	5.2 \pm 0.3 (0.5)
PSDP-2	21.2225	0.1480	25.66 \pm 1.18	11.83 \pm 0.55	--
PSDP-3	5.8496	0.1464	5.81 \pm 0.50	9.24 \pm 0.84	--

^cSurface sample

Notes: Reported ratios and concentrations are referenced to 07KNSTD (Kubik and Christl, 2010). AMS measurement errors are at 1 level, including the statistical (counting) error and the error due to normalization of standards and blanks. Exposure ages are calculated with the CRONUS-Earth exposure age calculator (<http://hess.ess.washington.edu/math/>; v. 2.2; Balco et al., 2008 and update from v. 2.1 to v. 2.2 published by Balco in October 2009) and time dependent Lal (1991)/Stone (2000) scaling model. Exposure ages are corrected for dip of rock surface, shielding of surrounding topography, and sample thickness, as explained in the text; the uncertainties reported in parentheses also include the production rate error. A half-life of 1.39 Ma for ^{10}Be (Korschinek et al., 2010; Chmeleff et al., 2010) is used for the age calculations.

Die Oberflächenbodenprobe (PSBP1) zeigt ein scheinbares minimales Expositionsalter (apparent exposure age) von 5.2 ± 0.3 ka. Dieses Oberflächenalter passt in das konsistente Bild der beiden datierten Blöcke STAR-2 und STAR-3 (Kap.5.3.3.1, S.48). **Das bedeutet, dass sowohl ein Teil der Blöcke an der Oberfläche des Plateaus wie auch die Oberfläche der Lockergesteinsmasse dieselben Nuklidkonzentrationen aufweisen.**

5.3.4 Feldbeobachtungen

Während den Feldbegehungen zum Lockergesteinsplateau am Piz Starlex konnte erkannt werden, dass das ganze Plateau generell leicht nach Ost-Südosten abfällt. Dieses Abfallen führt zu einer asymmetrischen Schutthalde aus erodierten Lockergesteinskomponenten. Während nach Nordwesten kaum Lockergesteinsblöcke erodieren, fällt der Hauptteil nach Südosten ab und vermischt sich nach einigen Höhenmeter rasch mit den Schuttkegeln der darunterliegenden Dolomite. Zudem wurde beobachtet, dass die Lockergesteine in direktem Kontakt mit den harten Dolomiten der Arlberg-Formation (Kap.4.2.6, S.20) stehen, die auf der nordwestlichen Seite des Grates am Piz Starlex ein Schichteinfallen nach Südosten zeigen. Das Allgemeine Schichteinfallen der Sedimente am Piz Starlex weist jedoch ein nordwestliches Einfallen auf. Diese lokale Änderung im Schichteinfallen kann als eine Versackung der obersten Arlbergdolomite interpretiert werden. Am Nordrand des Lockergesteinsplateaus, gegen den Gipfel des Piz Starlex, treten nach wenigen Metern dunkler Arlbergdolomite die charakteristisch beigegelben Grenzdolomite der Rabiler-Formation (Kap.4.2.7, S.21) auf, die wiederum ein Schichteinfallen gegen Nordwesten zeigen. Das Einfallen des Lockergesteinsplateaus kann dementsprechend als diskordant zum Schichteinfallen angesehen werden.



Abb. 45: Das nach Ost-Südosten einfallende Lockergesteinsplateau am Piz Starlex, September 2011.

Eine weitere Feldbeobachtung bezieht sich ebenfalls auf die Morphologie des Lockergesteinsplateaus:

Das Plateau zeigt von Osten nach Westen gesehen eine annähernd konkave Form, welche in den dunklen Dolomiten der Arlberg-Formation ihren Scheitelpunkt aufweist. Nördlich der Lockergesteine stehen die Grenzdolomite der Rabiler-Formation an, welche die stratigraphische Auflage der Arlberg-Dolomite repräsentieren. Daraus lässt sich ein erosives Einschneiden der Lockergesteinsmasse bis hinunter auf die Arlberg-Formation deuten.

Weiter konnten mittels der Feldbeobachtungen am Piz Starlex verschiedene Oberflächenstrukturen der Lockergesteine erkannt werden. Dabei handelt es sich zum einen um lineare Verwitterungsstrukturen, die parallel zum Einfallen des Lockergesteinsplateaus gegen Ost-Südosten verlaufen. An einem grösseren Block aus Grenzdolomit der Rabiler-Formation (Kap.4.2.7, S.21) konnte die lineare Verwitterung aufgrund der charakteristisch hellen Farbe explizit beobachtet werden. Der Block wurde, vermutlich durch Frostsprengung in mehrere grössere Teilblöcke zerlegt, die in gerader Linie unterhalb des Hauptblocks wiederum zerlegt vorliegen. Zudem tritt eine Verwitterungsspur von kleinen Teilstücken auf, die über mehrere Meter talabwärts verfolgbar ist (Abb. 46, Abb. 47). Diese Verwitterungsform ist auf das Einfallen des Plateaus, die intensive Gebirgsverwitterung und auf die exponierte geographische Lage zurückzuführen. Der resultierende vom Block wegführende Schwanz von Bruchstücken ist typisch für Bodenbewegungen über lange Zeiträume.



Abb. 46: Wegführender Schwanz von Bruchstücken, typisch für Bodenbewegungen über lange Zeiträume, September 2011.

An der Oberfläche der Lockergesteinsmasse konnten zudem typische periglaziale Bildungen erkannt werden. Dabei handelt es sich zum einen um polygene Anordnungsstrukturen der Komponenten (Abb. 48). Diese Sortierung der Oberflächenkomponenten entsteht durch wiederholte Gefrier- und Auftauprozesse der Bodens. Zum andern konnten deutliche Anzeichen von Solifluktuationsprozessen erkannt werden. Die solifluidalen Bewegungen werden hauptsächlich durch die Dynamik der Schneedecke, bzw. der Windverfrachtung und der Ablation des Schnees, der lateralen Wasserzufuhr und der Hangneigung beeinflusst. Bei den Solifluktuations-Bildungen handelt es sich um lineare, parallel zum Einfallen gerichtete Anordnungen von Komponenten. Zum Teil sind vor grösseren Blöcken, welche sich als Hindernisse im Bewegungsfluss herausstellen, Ansammlungen von grösseren Komponenten erkennbar (Abb. 49).



Abb. 47: Verwitterungsspur von hellem Grenzdolomit, September 2011.

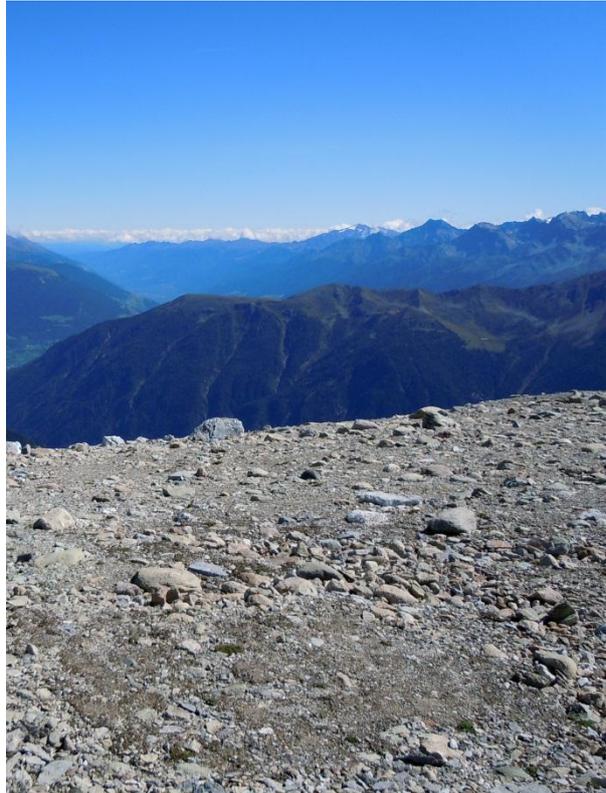


Abb. 48: Polygene Anordnungsstrukturen hervorgerufen durch periglaziale Sortierungsprozesse, September 2011



Abb. 49: Ansammlungen von grösseren Komponenten oberhalb eines grossen Blocks, September 2011.

Bei der Aushebung der Mulde für das Tiefenprofil (Kap.5.3.3, S.48) konnte einen detaillierten Einblick in die obersten 0.5m der Lockergesteinsmasse aufgenommen werden (Abb. 50). Die Aushebung der 0.5m erfolgt erstaunlich gut ohne weitere Komplikationen. Erst am Boden der Mulde erschienen erste Anzeichen eines Permafrostbodens (die Probennahme erfolgte im September). Bei der Eintiefung konnte erkannt werden, dass die obersten 20cm einem Oberflächenverwitterungshorizont (Bodenbildung) entsprechen, welcher durch die dunkle graubraune Farbe erkennbar ist und stark humos riecht (Abb. 50). Unterhalb dieses Verwitterungshorizonts folgt die frische beige-braune, erdig riechende Lockergesteinsmasse. Auffallend sind die zahlreichen Wurzelrückstände, sowohl im Verwitterungshorizont als auch im darunter folgenden Teil, bis auf mindestens 0.5m Tiefe. Die Vegetation auf dem Lockergesteinsplateau ist sehr bescheiden ausgebildet, dennoch treten in der exponierten Hochgebirgslage vereinzelt bodennahe Pflanzen auf (Abb. 51).

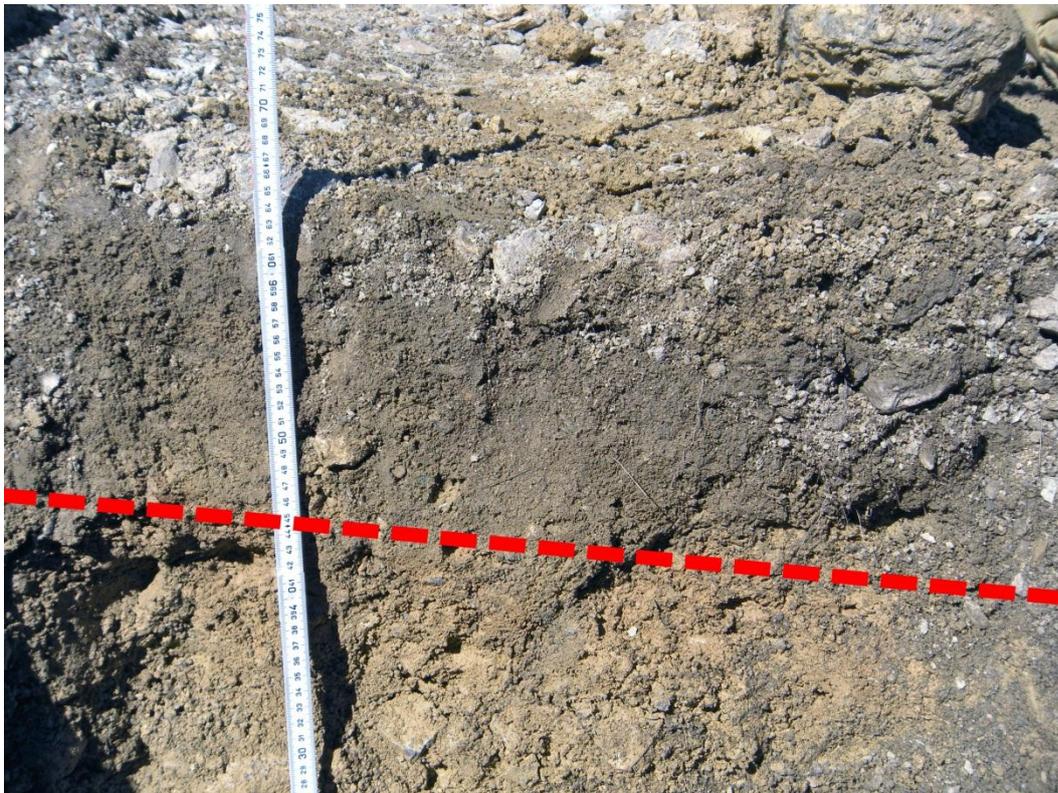


Abb. 50: Rund 20cm mächtiger Boden an der Oberfläche der Lockergesteinsmasse am Piz Starlex, mit markiertem Verwitterungshorizont, September 2011.

Eine weitere Feldbeobachtung gilt der zum Teil stark ausgeprägten Rundung mehrerer Lockergesteinskomponenten (Abb. 52), sowohl an der Oberfläche wie auch im Tiefenprofil (0.5m). Betroffen sind dabei die Mehrheit der Kristallin- und Teile der Verrucano-Komponenten. Vereinzelt kristalline, Teile der Verrucano-, kalkige und dolomitische Lockergesteine zeigen eine kanten- bis eckengerundete Geröllform. Inhelder (1952) führt die zum Teil ausgesprochene Rundung der Kristallin- und Verrucano-Gerölle auf eine charakteristische Hochgebirgsverwitterung zurück. Dieser Interpretation von Inhelder (1952) kann in keiner Weise beigepflichtet werden. Erstens treten solche Verwitterungsformen auf keinem der benachbarten Berggipfel (mit denselben klimatischen Bedingungen) auf. Zweitens deutet eine dermassen ausgebildete Rundung mehrere Kristallingerölle auf einen fluviatilen Transport hin. Und drittens sind die Gerölle, unter Berücksichtigung der verschiedenen spezifischen Verwitterungseigenschaften, aber auch innerhalb derselben Gesteinsarten, unterschiedlich gerundet.



Abb. 52: Glatte, gerundete Oberfläche einer kristallinen Lockergesteinskomponente am Piz Starlex, mit charakteristischer Form eines Geschiebe, September 2011.



Abb. 51: Bescheidene Vegetation auf dem Lockergesteinsplateau am Piz Starlex auf ca. 3060m.ü.M., September 2011.

5.4 Vergleich zu anderen hochalpinen Lockergesteinen...

5.4.1 ...in den Unterengadiner Dolomiten

Werden die Lockergesteine am Piz Starlex in einem regionalen Vergleich zu anderen hochalpinen Lockergesteinen betrachtet, wird ersichtlich, dass es sich dabei um ein Unikat handelt.

Zumal erweist sich die Hochgebirgslage von über 3000m.ü.M. für Lockergesteine solcher Art in den Unterengadiner Dolomiten als einzigartig und auf keinem der umliegenden Gipfel (welche eine auffallende Konstanz der Gipfelhöhen zeigen) werden ähnliche Lockergesteinsvorkommen beschrieben.

Im Gegensatz zu den kristallinen Klippen in den Unterengadiner Dolomiten, zeigen die Lockergesteine am Piz Starlex eine aussergewöhnliche Heterogenität. Die zum Teil ausgesprochen gute Rundung der Komponenten sowie die normal konsolidierte Beschaffenheit der Gesteinsmasse am Piz Starlex differenzieren das Starlex-Plateau von den kristallinen Klippen in den Unterengadiner Dolomiten. Inhelder (1952) weist zudem darauf hin, dass es sich bei den Lockergesteinen am Piz Starlex auch petrographisch um ein aussergewöhnliches Vorkommen handelt. Denn im Vergleich zu den Gesteinen der Unterengadiner Kristallinklippen treten einzig auf dem Starlex-Plateau in den dioritischen Gesteinen Hornblenden auf. Das Gipfelplateau am Piz Starlex unterscheidet sich des Weiteren auch darin von den kristallinen Klippen der Unterengadiner Dolomiten, dass es nicht auf der Basalen Triasserie s.l. aufliegt, sondern einer höheren tektonischen Schuppe, der Piz Starlex-Schuppe, aufsitzt.

5.4.2 ...im Alpenraum

Stellt man die Lockergestein am Piz Starlex in einen gesamtalpinen Vergleich wird klar, dass es nirgends in den Alpen eine ähnlichen Lokalität gibt. Die exquisiten Eigenschaften der Lockergesteine am Piz Starlex können in keiner Weise mit anderen Hochgebirgs-Lockergesteinen verglichen werden.

Gnägi (2008) erklärt die Entstehung von hochgelegenen Lockergesteinen mit kristallinen Komponenten aus seinen Beobachtungen am bernischen Alpenrand als fluvioglaziale Ablagerungen und „verschwemmte Moränen“. Doch in Hinsicht auf die Höhenlage dieser Gesteine zwischen 1550-1850m.ü.M. und deren anderen geologisch-mechanischen Eigenschaften können die hochgelegenen Lockergesteine am bernischen Alpenraum keineswegs mit den Lockergesteinen am Piz Starlex verglichen werden.

Was die zum Teil ausgeprägte Rundung einzelner Komponenten der Lockergesteine am Piz Starlex betrifft, erklärt Inhelder (1952): „Die Rundung der Gesteinsstücke braucht nicht unbedingt auf einen Transport hinzudeuten. Es handelt sich dabei um eine Verwitterungsform, die im Hochgebirge sehr häufig beobachtet werden kann.“ Dieser Aussage von Inhelder (1952) kann in keiner Weise beigepflichtet werden, denn in keiner Lokalität im Alpenraum konnten ähnliche Verwitterungsformen wie auf dem Gipfelplateau am Piz Starlex verglichen werden.

6 Diskussion

Die Lockergesteine am Piz Starlex werden charakterisiert durch ihr einmaliges Vorkommen, ihre exponierte Hochgebirgslage, ihre petrographische und physikalische Zusammensetzung sowie ihr Oberflächen- und Tiefenalter. Die unverkennbaren Eigenschaften der Gesteinsmasse am Piz Starlex können in keiner Weise mit anderen Lockergesteinsvorkommen im Alpenraum verglichen werden und bilden eine einzigartige inkomparable Lokalität.

Die Herkunft, die Entstehung, das Alter sowie der paläogeographische Kontext der Lockergesteine am Piz Starlex werden im Folgenden diskutiert und interpretiert. Die daraus resultierenden Erkenntnisse helfen die Dynamik und die geologisch-morphologische Entwicklung der alpinen Orogenese in Bezug auf die Engadiner Dolomiten und die Ostalpen besser zu verstehen.

6.1 Herkunft

Durch die Probennahme der Gesteins-Kollektion am Piz Starlex konnte gezeigt werden, dass das Gesteinsmaterial auf dem Starlex-Gipfelplateau aus mindestens zwei verschiedenen tektonischen Grosseinheiten stammt. Zum einen stammen die Komponenten aus der Sesvenna-Scarl-Scholle und zum anderen aus dem Ötztal-Komplex. Durch eine Abschätzung der entsprechenden prozentualen Komponentenanteile der zwei tektonischen Formationen kann der Gesteinsauszählung von Baumann (1974) beigezogen werden. Rund $\frac{3}{4}$ der Komponenten stammen aus der Sesvenna-Scarl-Scholle, darunter ein Teil der kristallinen und alle sedimentären Komponenten und der restliche Viertel hat seine Herkunft aus dem Ötztal-Komplex, wobei es sich ausschliesslich um kristalline Komponenten handelt. Ein interessanter Aspekt erwähnt Inhelder (1952) im Vergleich zum Herkunftsmaterial diverser Kristallklippen in der Unterengadiner Dolomiten: „Es treten zum ersten Mal Hornblendenschiefer als Gemengteile auf, was bei keinem der anderen Kristallinvorkommen der Fall ist.“ Zu jenem Zeitpunkt war die Herkunft des Gesteinsmaterials der Lockergesteine am Piz Starlex noch nicht bekannt. Doch durch die Erkenntnisse aus dieser Arbeit kann die Beobachtung von Inhelder (1952) weitergeführt werden und es steht fest, dass es sich aufgrund der petrographischen Eigenschaften beim Piz Starlex-Lockergesteinsmaterial nicht um eine tektonische Kristallklippe handelt. Diese Ansicht wird unterstützt durch die Tatsache, dass das Plateau auf einer tektonisch höheren Schuppe über der Basalen Triasserie s.l. aufsteht und es sich eindeutig um konsolidiertes Lockergesteinsmaterial mit einem bedeutenden Anteil an frischen unverwitterten Sedimentären Komponenten handelt.

6.2 Entstehung

Über die Entstehung der Lockergesteine am Piz Starlex gab es bisher keine abschliessenden Erklärungen. Durch die methodische Bearbeitung des Starlex-Gipfelplateaus im Zusammenhang mit dieser Arbeit konnten erste Hinweise zur Entstehung der Lockergesteine erarbeitet werden. Dabei erzielten die Entnahme und Bearbeitung einer Gesteins-Kollektion sowie einer Bodenprobe, detaillierte Feldbeobachtungen und verschiedene Datierungsmethoden die erwünschten Ergebnisse.

Anhand der verschiedenen petrographischen Gesteinstypen und deren Zuordnung zu zwei tektonischen Grosseinheiten, der Sesvenna-Scarl-Scholle und dem Ötztal-Komplex, konnte im Vergleich zu den Unterengadiner Kristallklippen ausgeschlossen werden, dass es sich

bei den Lockergesteinen am Piz Starlex ebenfalls um eine Kristallinklippe handelt. Diese Erkenntnis basiert hauptsächlich auf dem charakteristischen Auftreten von Hornblende haltigem Kristallinklasten aus dem Ötztal-Komplex (Abb. 30). Zudem bekräftigt diese Erkenntnis das Aufliegen der Gesteinsmasse auf einer tektonischen Schuppe oberhalb der Basalen Triasserie s.l..

Durch die Auswertung der geotechnischen Eigenschaften der entnommenen Starlex-Bodenprobe wurde eine frappante Ähnlichkeit zur Kornverteilung einer Grundmoräne festgestellt. Diese Eigenschaft weist darauf hin, dass die Lockergesteine eine glaziale Entstehungskomponente haben. Die zum Teil gute Rundung einzelner Komponenten sowie die Morphologie des Lockergesteinsplateaus weisen jedoch eher eine fluviale Entstehungskomponente auf. Allerdings sind auch glazigene Geschiebe erhalten. Das Lockergesteinsplateau zeigt morphologisch eine konkave erosive Einschneiden in die Grenzdolomite der Rabiler-Formation bis hinunter auf die harten Arlberg-Dolomite. Diese Morphologie könnte ein einschneidendes Bett eines Flusses repräsentieren, welcher die Lockergesteine vom Ötztal-Komplex (Osten) auf die Sesvenna-Scarl-Scholle (Westen) geschüttet hat oder mit einem vorstossenden Gletscher.

Die heutige isolierte exponierte Lage der Lockergesteine am Piz Starlex auf über 3000m.ü.M. repräsentiert ein Zeugnis einer alten Fluss- oder Gletscherablagerung, welche mit dem heutigen Entwässerungssystem nichts mehr zu tun hat. Aufgrund des Herkunftsmaterials kann eine Entwässerung des Systems von Osten nach Westen interpretiert werden, was dem heutigen Entwässerungssystem (West-Ost) in den Unterengadiner Dolomiten vollständig widerspricht. Diese Erkenntnis liefert wichtige Hinweise auf die morphologische Entwicklung der Engadiner Dolomiten und den Ostalpen über den Zeitraum der heute ersichtlichen Morphologie hinaus (Vergl. Kühni&Pffner, 2001) Das Gipfelplateau am Piz Starlex stellt das wohl letzte Erosionsrelikt dieses alten Talsystems in den Engadiner Dolomiten dar und blieb bis heute vor der fortschreitenden Erosion verschont. Die Morphologie des Plateaus widerspiegelt deutliche die einwirkenden erosiven Prozesse. Während sich der morphologisch mächtigste Erosionsprozess, das Ein tiefen der Täler, am Abfallen des Lockergesteinsmaterials gegen Südosten bemerkbar macht ist an der Oberfläche des Gesteinsplateaus ein weiterer bedeutender Erosionsprozess erkennbar. Es handelt sich dabei um Erosionseinwirkungen periglazialer Prozesse, die zum einen durch das Einfallen des Gipfelplateaus favorisiert werden und zum andern ein bedeutendes individuelles Erosionsausmass einnehmen. Der Einfluss auf das basale Gestein durch die Dynamik und vor allem durch das Abschmelzen von Frostkörpern, wie Eis- oder Schneemassen, ist ein bedeutender Erosionsprozess. Auf dem Gipfelplateau am Piz Starlex weisen Solifluktionerscheinungen, Komponentensortierungen und Frostsprengungen auf die einwirkenden periglazialen Abtragungsprozesse über längere Zeiträume hin und hier muss die Frage gestellt werden, weshalb die Lockergesteine der Gipfelregion diese Solifluktionvorgänge bis heute überlebt haben!

6.3 Alter

Die im Zusammenhang mit dieser Arbeit berechneten Alter der Lockergesteine am Piz Starlex zeigen, dass das Lockergesteinsplateau ein minimales Oberflächenalter von ca. 5.2 ± 0.5 ka (PSDP1) aufweist. Dieses Alter widerspiegelt den minimalen Zeitraum in welchem die Lockergesteinsoberfläche an der Oberfläche exponiert wurde. Bei den berechneten Altern handelt es sich um korrigierte Minimalalter. Aus dem Bild der Oberflächenalter geht klar hervor, dass die Lockergesteine nach dem letzteiszeitlichen

Maximum (LGM) exponiert wurden. Die betroffenen erosiven Prozesse zur Freilegung der Gesteinsmasse stehen aufgrund von detaillierten Feldbeobachtungen und der exponierten Hochgebirgslage in engem Zusammenhang mit der Taleintiefung der heutigen Morphologie, periglazialen Vorgängen und Abschmelzprozessen von Eis- und Schneemassen. Charakteristisch dabei ist das Abschmelzen von grossen Frostkörpern, wobei die darunter liegenden Gesteine stark bearbeitet, umgelagert und erodiert werden können. Im Falle der Lockergesteine am Piz Starlex können die entsprechenden morphologischen Merkmale sowie die berechneten Expositionsalter als einen erosiven Abtrag nach dem letzteiszeitlichen Maximum und einem daraus resultierenden Freilegen der Lockergesteine interpretiert werden.

Der Lockergesteinsblock STAR-1 fällt mit einem datierten minimalen Expositionsalter von 18.2 ± 1.8 ka aus dem konsistenten Bild der Oberflächenalter der andern zwei Blöcken (STAR-2, 4.9 ± 0.5 ka und STAR-3, 4.5 ± 0.4 ka) und der Plateauoberfläche, welches nach PSBP1 bei 5.2 ± 0.5 ka liegt. Dieses unterschiedliche Alter kann auf einen erosiven Abtragprozess zurückgeführt werden. Oberholzer (1969) beobachtete diese Erscheinung an Denudationsoberflächen von Moränen, wobei durch erosive Prozesse Blöcke aus der Moräne freikommen werden und an der Moränenoberfläche über lange Zeitspannen verweilen können, während das restliche Moränenmaterial fortschreitend erodiert wird. An der Moränenoberfläche können somit zur selben Zeit Blöcke liegen die frisch freigelegt wurden und eine geringe kosmische Bestrahlung aufweisen und solche Blöcke die bereits über eine lange Zeitspanne der Verwitterung und kosmischen Bestrahlung ausgesetzt sind (Putkonen&Swanson, 2003). Die unterschiedlichen kosmischen Bestrahlungen der Blöcke können zu stark variierenden Altern von heute bis zur Moränenablagerung führen. Eins solcher erosiver Prozess kann auf die Oberflächenevolution des Gipfelplateaus am Piz Starlex übertragen werden, wobei der Lockergesteinsblock STAR-1 über eine Zeitdauer von ca. 18.2 ± 1.8 ka (seit dem Ende der Verfirmung) an der Oberfläche erhalten blieb, während das restliche Material erodiert wurde. Die fortschreitende Erosion der Lockergesteinsmasse versetzte den Block auf die heutige Erosionsoberfläche, welche ein minimales Expositionsaltern von ca. 5.2 ± 0.5 ka (PSDP1) aufweist und mit den frisch ausgegrabenen Blöcken, STAR-2 und STAR-3, in ein konsistentes Expositionsalter gestellt werden kann. Aber: In Abb. 50 ist eine Bodenbildung festgehalten, welche das Tiefenprofil zur heutigen Geländeoberfläche abschliesst. Dieser Boden ist von dunkelbraun-schwärzlicher Farbe und riecht stark humos. Es ist davon auszugehen, dass die Isotopenalter von ± 5 ka das Ende dieser Bodenbildung datieren. Dieses Alter entspricht nach Jörin (2006) und Wanner et al. (2008) dem Ende des holozänen Klimaoptimums.

6.4 Paläogeographischer Kontext

Die Lockergesteine am Piz Starlex können anhand der in dieser Arbeit durchgeführten Methoden und den betreffenden Literaturen in einen paläogeographischen Kontext gesetzt werden. Dazu dient das Zusammenfügen einzelner Beobachtungen, Resultate und Theorien. Aufgrund der Herkunft und der Entstehung des Lockergesteinsmaterials am Piz Starlex kann davon ausgegangen werden, dass es sich nicht wie Baumann (1974) interpretierte um ein Erosionsrelikt einer sehr heterogenen Kristallinklippe handelt, sondern vielmehr ein Erosionsrelikt einer alten Talfüllung entspricht. Entsprechend der petrographischen Zusammensetzung, den geotechnischen Eigenschaften und der geographisch-geologischen Lage der Lockergesteine geht hervor, dass die Ablagerung einem früheren Entwässerungssystem zugeordnet werden kann. Denn im Gegensatz zur heutigen West-Ost-Entwässerung, zeigt die Lockergesteinsablagerung am Piz Starlex einen deutlichen Ost-West-Materialtransport.

Die Entscheidung darüber ob es sich um einen glazialen oder fluvialen Transport der Lockergesteine handelt kann anhand der durchgeführten Methoden nicht mit Gewissheit festgestellt werden. Die grosse Ähnlichkeit der Lockergesteinsmasse zur Kornverteilung einer Grundmoräne (Abb. 32) und die vorhandenen Geschiebe (Abb. 52) sprechen für einen glazialen Transport. Die ausgeprägte Rundung mehrerer Komponenten sowie die Morphologie der Felsunterlage des Lockergesteinskörpers sprechen jedoch eher für ein Flusssystem. Fest steht aber, dass die Lockergesteine von Osten her geschüttet wurden und dementsprechend einem alten Tal- und Entwässerungssystem angehören. Der deutliche Input von kristallinen Ötztal-Komponenten stellt die Grundlage dieser Ansicht dar. Die konkav einschneidende Morphologie des Plateaus in die Dolomite der Rabiler- und Arlberg-Formationen sowie der hohe Anteil an Komponenten aus der Sesvenna-Scarl-Scholle widerspiegeln zum einen die erosive Eintiefung des alten Talwegs in die tektonisch hochgelegene Antiklinal-Schuppe, bestehend aus den Sedimenten der Scarl-Einheit und kristallinen Keilresten des Sesvenna-Kristallins. Und zum andern den seitlichen Input an Komponenten aus der Sesvenna-Scarl-Scholle in die aus östlicher Richtung stammenden Ablagerungen.

Die Rekonstruktion dieses alten Tal- und Entwässerungssystems ist aufgrund des reliktschen Auftretens solcher Lockergesteine beschränkt und kann lediglich anhand des Beispiels am Piz Starlex nachvollzogen werden. Ein möglicher Zusammenhang zwischen den Ablagerungen am Piz Starlex und der auffallenden Konstanz der Gipfelhöhen über den ganzen Raum der Engadiner Dolomiten zwischen ungefähr 2900m-3200m.ü.M., mit Ausnahme der mächtigen Erhebung des Ortlers, sei zumindest erwähnt. Nach Spitz&Dyhrenfurth (1914) stellt diese Konstanz der Engadiner Gipfelhöhen eine alte, vermutlich paläogene oder frühmiozäne, Einebnungsfläche dar. Ob ein Zusammenhang zwischen dieser Erosionsfläche und den Lockergesteinsablagerungen am Piz Starlex besteht kann aufgrund der vorliegenden Kenntnisse nicht gesagt werden.

Entsprechend den heutigen morphologischen Eigenschaften und der datierten Alter des Lockergesteinsplateaus am Piz Starlex kann die paläogeographische Geschichte nach dessen Ablagerung interpretiert werden. Die isolierte exponierte Lage der Lockergesteine widerspiegelt das Resultat eines kontinuierlich fortschreitenden Erosionsprozesses über lange Zeiträume. Dieser Prozess bezieht sich auf die fluviale und glaziale Taleintiefungen des heute dominierenden Entwässerungssystems in den Alpen, welche in engem Zusammenhang mit dem tektonischen Relief steht (Staub 1934). Seit dem Miozän prägt der Innlauf das heutige Relief der Unterengadiner Alpen (Staub 1934). Die Lockergesteinsablagerung kann dementsprechend einem paläogenen oder frühmiozänen

Alter zugeordnet werden. Zusätzlich zur reliefprägenden Taleintiefung wirken über einen langen Zeitraum Oberflächenverwitterungen, Bodenbildungen und periglaziale Prozesse auf die Lockergesteinsmasse am Piz Starlex. Wie lange die Lockergesteine am Piz Starlex bereits exponiert sind geht aus den datierten Oberflächenalter hervor. Sowohl für einzelne Blöcke als auch für die Bodenoberfläche wurde ein Oberflächenalter nach dem letzteiszeitlichen Maximum berechnet. Diese Resultate liefern den Beweis dafür, dass die Lockergesteine am Piz Starlex erst nach dem LGM, dessen Gletscherausdehnung den Piz Starlex sicher nicht bedeckt haben (Schlüchter et al., 2009), zu ihrer heutigen Dimension und Oberflächenmorphologie gestaltet wurden, vermutlich durch die Abschmelzprozesse der Eis- und Schneemassen. Aus den ^{10}Be -Messungen an den Bodenproben aus dem Tiefenprofil geht hervor, dass mit zunehmender Tiefe die ^{10}Be -Konzentrationen exponentiell abnehmen. Diese Abnahme zeigt, dass seit der Ablagerung der Lockergesteinsmasse keine Massenumsätze in die Tiefe erfolgten. Wie gross ursprünglich die Lockergesteinsmasse war, welche Einheiten über den Lockergesteinen folgte und wie der geographische Verlauf der Ablagerung war, kann anhand der aktuellen geologischen Kenntnisse nicht gesagt werden. Einzig steht fest, dass die Lockergesteine am Piz Starlex ein Erosionsrelikt in einem alten Tal widerspiegeln, das aufgrund der bis heute fortgeschrittenen Erosion als wohl letztes Zeugnis einer alten alpinen Morphologie erhalten blieben. Der Boden auf den Lockergesteinen entspricht der vorläufig letzten stabilen morphogenetischen Phase im holozänen Klimaoptimum.

7 Schlussfolgerung

Die bisher unerforschten Lockergesteine am Piz Starlex wurden methodisch bearbeitet und in einen paläogeographischen Gesamtzusammenhang gestellt. Das Ergebnis zeigt, dass es sich bei den Lockergesteinen des Piz Starlex-Gipfelplateaus um die geologisch wohl einzigartigste und exotischste Lokalität in den Engadiner Dolomiten handelt. Denn das Starlex-Gipfelplateau entspricht nicht wie bisher angenommen wurde einer tektonische Kristallinklippe (Baumann 1974) noch einem Überrest einer tektonisch höheren Deckenscholle (Spitz&Dhyrenfurth 1914), sondern einem Erosionsrelikt einer alten Talfüllung. Die Ablagerung der Lockergesteine kann in die Zeit des Paläogen oder des frühen Miozäns zurückreichen. Das Entwässerungssystem und das daraus resultierende morphologische Relief der Ostalpen und der Engadiner Dolomiten während der Lockergesteinsablagerung standen in keinem Zusammenhang mit dem heutigen Entwässerungssystem. Das isolierte Gipfelplateau am Piz Starlex entwickelte sich durch die fortschreitende tektonische und morphologische Reliefentwicklung des heutigen Talnetzes. Quartäre periglaziale Prozesse, Bodenbildungen und Verwitterungen wirkten unter anderem stark erosiv auf die Oberfläche der Lockergesteine. Dabei ist vor allem das Abschmelzen von Eis- und Schneemasse wirksam. Aus den kosmogenen Nuklid-Messungen geht hervor, dass das Freilegen der heutigen Lockergesteinsoberfläche nach dem letzteiszeitlichen Maximum (LGM) erfolgte und seit deren Ablagerung keine Massenumsätze in deren Tiefe erfolgten. Doch trotz des starken, allerdings nur angenommenen, erosiven Oberflächenabtrags blieb ein einziges Relikt der Lockergesteinsmasse vor der Erosion verschont und liegt heute in Form des Lockergesteinsplateaus in über 3000m.ü.M. am Piz Starlex vor. Die vorläufig letzte morphogenetische Stabilisierung ist mit dem ca. 5ka alten Boden dokumentiert. Die Frage nach der Erhaltung der Lockergesteine am Piz Starlex über den langen Zeitraum von dessen Ablagerung bis heute, steht vermutlich in einen engen Zusammenhang mit dem geophysikalischen Verhalten der differentiellen Hebungstektonik. Denkbar ist, dass die Hebungstektonik in Verbindung mit dem Richtungswechsel des Tal- und Entwässerungssystem in den Ostalpen von Ost-West (früher) nach West-Ost (heute) steht und die Umgebung um den Piz Starlex die physikalisch stabilste Region der differentiellen Hebung, also dem Gleichgewichtspunkt (Scharnier) entspricht.

Die Lockergesteine am Piz Starlex gehören zu den wohl einzigartigsten Lokalitäten im ganzen Alpenraum und repräsentieren mit ihren charakteristischen Eigenschaften ein letztes Zeugnis eines alten alpinen Reliefs. Hinsichtlich der paläogeographisch-morphologischen Entwicklung der alpinen Orogenese wird die Lokalität am Piz Starlex zu einem der wertvollsten geologischen Dokumente.

8 Dank

Zu grossem Dank bin ich meinen beiden Betreuern Herr Prof. Dr. Christian Schlüchter und Herr Dr. Naki Akçar verpflichtet, die mich im Verlauf dieser Arbeit unterstützt und mich bei den Feldarbeiten begleitet haben. Für die zahlreichen Anregungen und umfassenden Diskussionen, die Sie mir während meinem Studium vermittelt haben, bin ich sehr dankbar.

Allgemeinen Dank gilt den Mitarbeiter des Schweizerischen Nationalparks und der Biosfera Val Müstair. Durch Ihr freundliches Entgegenkommen und Ihrer Hilfsbereitschaft wurden die Feldarbeiten ermöglicht und um Einiges erleichtert.

Danken möchte ich an dieser Stelle auch:

Frau Franziska Nyffenegger vom Geozentrum an der Berner Fachhochschule in Burgdorf für die tatkräftige Unterstützung bei meinen Laborversuchen.

Herrn Peter W. Kubik vom Labor für Ionenstrahlungsphysik an der ETH Zürich für die Bereitstellungen der Datierungsergebnisse.

Frau Regina Reber und Herrn Dmitry A. Tikhomirov vom Geologischen Institut der Universität Bern für die Vorbereitung meiner Datierungsproben.

Ganz besonderen Dank gilt auch meinen Eltern und meinen engsten Mitmenschen, deren Verständnis und Unterstützung mir mein Studium ermöglicht haben.

9 Literaturverzeichnis

Akçar et al. (2008): Naki Akçar, Susan Ivy-Ochs, Christian Schlüchter; Application of in-situ produced terrestrial cosmogenic nuclides to archaeology: A schematic review. – *Eiszeitalter und Gegenwart Quaternary Science Journal*, 57/1-2, S.226-238.

Akçar et al. (2011): Naki Akçar, Susan Ivy-Ochs, Peter W. Kubik, Christian Schlüchter; Post-depositional impacts on 'Findlinge' (erratic boulders) and their implications for surface-exposure dating. – *Swiss Journal of Geosciences* 104/3, S.445-453.

Akçar et al. (2012): Naki Akçar, Philip Deline, Susan Ivy-Ochs, Vasily Alfimov, Irka Hajdas, Peter W. Kubik, Marcus Christl, Christian Schlüchter; The AD 1717 rock avalanche deposits in the upper Ferret Valley (Italy): a dating approach with cosmogenic ^{10}Be . – *Journal of Quaternary Science* 27/4, S.383–392.

Balco et al. (2008): Greg Balco, John O. Stone, Nathaniel A. Lifton, Tibor J. Dunai; A complete and easily accessible means of calculating surface exposure ages or erosion rates from Be-10 and Al-26 measurements. – *Quaternary Geochronology* 3, S.174-195.

Baumann (1974): André Baumann; Geologie der Piz Starlex-Gruppe. – Diplomarb. ETH Zürich (unpubl.).

Baumann (1976): André Baumann; Zur Geologie des Piz Starlex. – *Eclogae geol. Helv.* 69/1, S.239-248.

Bösch (1937): Hans Heinrich Bösch; Geologie der zentralen Unterengadiner Dolomiten zwischen Ofenpass und Val Laschadura. – Diss. Univ. Zürich.

Bösch et al. (1953): Hans Heinrich Bösch, Joos Cadisch, Eduard Wenk; Erläuterungen zum geologischen Atlas der Schweiz, Blatt 424 Zernez.

Chaix (1923): André Chaix; Les coulées de blocs du Parc National Suisse d'Engandine. – *Mémoires du Globe*, t.62, Genève.

Chmeleff et al. (2010): Jérôme Chmeleff, Friedhelm von Blanckenburg, Karsten Kossert, Dieter Jakob; Determination of the Be-10 half-life by multicollector ICP-MS and liquid scintillation counting. – *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B-Beam Interactions with Materials and Atoms* 268, S.192-199.

Conti (1997): Paolo Conti; *Mémoire descriptive della Geologica d'Italia*, Volume LIII, La Falda Austroalpina dell'Ortles e l'Evolutione tettonica delle Dolomiti dell'Engadina (Svizzera-Italia) – Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato, Roma.

Dössegger (1970): Rudolf Dössegger; Zur Geologie des Piz Turettas im Münstertal. – Diplomarbeit ETH Zürich.

Dössegger (1974): Rudolf Dössegger; Verrucano und "Bundsandstein" in den Unterengadiner Dolomiten – Diss. ETH Zürich.

Dunne et al. (1999): Jeff Dunne, David Elmore, Paul Muzikar; Scaling factors for the rates of production of cosmogenic nuclides for geometric shielding and attenuation at depth on sloped surfaces. – *Geomorphology* 27, S.3-11.

Finkel&Suter (1993): Robert Finkel, Martin Suter; AMS in the earth science: Technique and applications. – *Advances in Analytical Geochemistry*, V.1, S.1-114.

Froitzheim et al. (1994): Nikolaus Froitzheim, Stefan Schmid, Paolo Conti; Repeated change from crustal shortening to orogen-parallel extension in the Austroalpine units of Graubünden. – *Eclogae geol. Helv.* 87, S.559-612.

Gnägi (2008): Christian Gnägi; Hochgelegene Lockergesteine am bernischen Alpenrand. – Diss. Univ. Bern.

Gosse&Phillips (2001): John C. Gosse, Fred M. Phillips; Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application – *Quaternary Science Reviews* 20, S.1475-1560.

Hammer&John (1909): Wilhelm Hammer, Von Conrad John; Augengneise und verwandte Gesteine aus dem oberen Vintschgau. – *Jahrbuch der Kaiserlich-Königlichen geologischen Reichsanstalt*, LVIII, Wien.

Hegwein (1927): Walter Hegwein; Beitrag zur Geologie der Quaternalsgruppe im Schweizer Nationalpark (Graubünden). – Diss. Univ. Bern.

Hess (1953): Walter Hess; Beiträge zur Geologie der Quaternalsgruppe im Schweizerischen Nationalpark. – Diss. Univ. Bern.

Inhelder (1952): Heinrich Inhelder; Zur Geologie der südöstlichen Unterengadiner Dolomiten zwischen S-charl, Ofenpasshöhe, Sta. Maria und Müstair. – Diss. Univ. Zürich.

Ivy-Ochs (1996): Susan Ivy-Ochs; The dating of rock surfaces using in situ produced ^{10}Be , ^{26}Al , and ^{36}Cl , with examples from Antarctica and the Swiss Alps. – Ph.D. thesis, ETH Zürich.

Ivy-Ochs et al. (2006): Susan Ivy-Ochs, Hanns Kerschner, Anne Reuther, Max Maisch, Rudolf Sailer, Jörg Schäfer, Peter W. Kubik, Hans-Aron Synal, Christian Schlüchter; The timing of glacier advances in the northern European Alps based on surface exposure dating with cosmogenic ^{10}Be , ^{26}Al , ^{36}Cl , and ^{21}Ne . - In Siame, L. L., Bourle`s, D. L. & Brown, E. T. (eds.): *In Situ-Produced Cosmogenic Nuclides and Quantification of Geological Processes*, 43–60. The Geological Society of America, Boulder.

Jörin (2006): Ulrich E. Jörin; Holocene glacier fluctuations in the Swiss Alps. – Diss. Univ. Bern.

Karagounis (1962): Kimon Karagounis; Zur Geologie der Berge zwischen Ofenpass, Spöltal und Val del Gallo im Schweizer Nationalpark (Graubünden). – Diss. Univ. Zürich, *Ergebnisse der wissenschaftlichen Untersuchungen im Schweizer Nationalpark* 48/7, S.375-452.

Kohl&Nishiizumi (1992): C. Peter Kohl, Kunihiko Nishiizumi; Chemical Isolation of Quartz for Measurement of In-situ-Produced Cosmogenic Nuclides. – *Geochimica et Cosmochimica Acta* 56, S.3583-3587.

Korschnek et al. (2010): Gunther Korschinek, Andreas Bergmaier, Thomas Faestermann, Udo C. Gerstmann, Klaus Knie, Georg Rugel, Anton Wallner, Iris Dillmann, Günther Dollinger, Lierse von Gostomski, Karsten Kossert, Mumita Maiti, Mikhail Poutivtsev, Ariane Remmert; A new value for the half-life of Be-10 by Heavy-Ion Elastic Recoil Detection and liquid scintillation counting. – *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B-Beam Interactions with Materials and Atoms* 268, S.187-191.

Kubik and Christl (2010): Peter W. Kubik, Marcus Christl; ¹⁰Be and ²⁶Al measurements at the Zurich 6 MV Tandem AMS facility. – *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B*, 268, 880–883.

Kühni&Pfiffner (2001): Andreas Kühni, O. Adrian Pfiffner; The relief of the Swiss Alps and adjacent areas and its relation to lithology and structure: topographic analysis from a 250-m DEM. – *Geomorphology* 41, S.285–307.

Lal (1991): Devendra Lal; Cosmic-Ray Labeling of Erosion Surfaces - In-situ Nuclide Production - Rates and Erosion Models. – *Earth and Planetary Science Letters* 104, S.424-439.

Leupold (1934): Wolfgang Leupold; Gemeinsame Einleitung zu den Exkursionen 92, 93, und 94 (Unterengadiner Dolomiten). – *Geologischer Führer der Schweiz*, Basel, Fasc. 14, S.1043-1049.

Mix et al. (2001): Alan C. Mix, Edouard Brad, Ralph Schneider; Environmental processes of the ice age: land, oceans, glaciers (EPILOG). – *Quaternary Science Reviews* 20, p.627-657.

Oberholzer (1969): Peter Oberholzer; Reconstructing paleoclimate and landscape history in Antarctica and Tibet with cosmogenic nuclides. – Diss. ETH Zürich.

Penck&Brückner (1909): Albrecht Penck, Eduard Brückner; Die Alpen im Eiszeitalter. – Leipzig.

Putkonen&Swanson (2003): Jaakko Putkonen, Terry Swanson ; Accuracy of cosmogenic ages for moraines. – *Quaternary Research* Vol. 59/2, S.255–261.

Schlüchter&Kelly (2000): Christian Schlüchter, Kelly Meredith; Das Eiszeitalter in der Schweiz. - Eine schematische Zusammenfassung, Stiftung Landschaft und Kies, Uttigen.

Schlüchter et al. (2009): Christian Schlüchter & Philippe Schöneich, Alfredo Bini, Jean-Francois Buoncristiani, Sylvain Couterrand, Dietrich Ellwanger, Markus Felber, Duri Florineth, Hans Rudolf Graf, Oskar Keller, Meredith Kelly; Die Schweiz während des letzteiszeitlichen Maximums (LGM). – Karte vom Bundesamt für Landestopographie swisstopo, Wabern.

Schmid (1973): Stefan Schmid; Geologie des Umbrailgebiets. – *Eclogae geol. Helv.* 66/1, S.101-210.

Spitz&Dyhrenfurth (1914): Albrecht Spitz, Günter Dyhrenfurth; Monographie der Engadiner Dolomiten zwischen Schuls, Schanf und dem Stifserjoch. – *Beitr. Geol. Karte Schweiz, N.F.* 44.

Staub (1934): Rudolf Staub; Grundzüge und Probleme alpiner Morphologie. – *Denkschriften der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft, Band LXIX, Abh.1.*

Staub (1937): Rudolf Staub; Geologische Probleme um die Gebirge zwischen Engadin und Ortler. – *Denkschriften der Naturforschenden Gesellschaft Zürich, Abh.1.*

Stone (2000): John O. Stone; Air pressure and cosmogenic isotope production. – *Journal of Geophysical Research - Solid Earth* 105, S.23753-23759.

Trümpy et al. (1997): Rudolf Trümpy, Stefan Schmid, Paolo Conti, Nikolaus Froitzheim; Erläuterungen zur Geologischen Karte 1:50'000 des Schweizerischen Nationalparks, Geologische Spezialkarte Nr.122. – *Nationalpark-Forschung in der Schweiz*, 87.

Wanner et al. (2008): Heinz Wanner, Jürg Beer, Jonathan Bütikofer, Thomas J. Crowley, Ulrich Cubasch, Jacqueline Flückiger, Hugues Goosse, Martin Grosjean, Fortunat Joos, Jed O. Kaplan, Marcel Küttel, Simon A. Müller, I. Colin Prentice, Olga Solomina, Thomas F. Stocker, Pavel Tarasov, Mayke Wagner, Martin Widmann; Mid- to Late Holocene climate change: an overview. – *Quaternary Sci. Rev.* 27, S.1791-1828.

Wenk (1934): Eduard Wenk; Der Gneiszug Pra Putèr-Nauders im Unterengadin und das Verhältnis der Umbraildecke zur Silvretta-Ötztaldecke. – *Eclogae geol. Helv.* 27, S.135-146.