Seesedimente auf der Flimser Bergsturzmasse: Ein neuer Ansatz zur Datierung der grössten Massenbewegung der Alpen

Flims/Laax, Graubünden, Schweiz

Diplomarbeit

Gaudenz Deplazes

Eidgenössische Technische Hochschule Zürich (ETH)
Departement Erdwissenschaften
Geologisches Institut

Betreuer:
Prof. Flavio Anselmetti

Oktober 2005

© Copyright 2005
Der Autor erlaubt hiermit das Kopieren dieser Diplomarbeit für den privaten und persönlichen wissenschaftlichen Gebrauch. Die Vervielfältigung und der Gebrauch der Diplomarbeit zu kommerziellen Zwecken ist ausdrücklich verboten. Von den Ergebnissen gefunden in dieser Diplomarbeit Gebrauch machend, soll den normalen wissenschaftlichen Methoden des Zitats gefolgt werden.

© Copyright 2005
The author hereby agrees that the diploma theses may be copied and used for private and personal scholarly use. However, this is to emphasize that the making of multiple copies of the thesis or use of the theses for commercial purposes is strictly prohibited. When making use of the results found in this thesis, the normal scholarly methods of citation are to be followed.

Danksagung

Diese Arbeit wäre ohne grosszügige Hilfe nicht zustande gekommen. Herzlich danke ich besonders:

- Prof. Flavio Anselmetti für eine aussergewöhnliche, lehrreiche und motivierende Betreuung!!!
- Prof. K. Thuro, für die Unterstützung bei der Kartierarbeit, die spannenden Exkursionen und Diskussionen!
- Michael Strasser, der sich geduldig unzählige Male im Büro und im Felde Zeit für mich nahm
- Dr. Stefano Bernasconi für die Unterstützung bei den Isotopenmessungen und deren Interpretation
- Dr. Georges Bonani und Dr. Irka Hajdas für die AMS-Datierungen
- Robert Hofmann für dessen technische Meisterleistungen
- Dr. Joachim Hürlimann (Aquaplus, Zug) für die Diatomeenbestimmung
- Kurt Frischknecht für den Fokus Beitrag „Altersbestimmung Flimser Bergsturz“ der MTW Sendung vom 13.05.2004
- Dr. Emmanuel Chapron, Dr. Stéphanie Girardclos Thevenon und Andy Müller für den konstruktiven Meinungsaustausch
- Dr. Arnfried Becker (Geophysik ETH) für 3 Datierungen
- Dr. Martin Herfort für die geochemischen Modellierungen mit Aquachem
- Maria Coray Strasser, Beat Louis und Nele Meckler für die Isotopenmessungen
- Pauline Rais für die Hilfe beim Kampf mit dem Coulometer
- Adrian Gilli für die SEM-Analysen
- Erwan le Guerroué für die Hilfe beim Mastersizer
- Urs Gerber für die sensationellen Photos
- Dr. Peter Hochuli und Dr. Wilfried Winkler für die Hilfe bei der Bestimmung der Komponenten in den Smear Slides
- Peter Nievergelt für die Hilfe bei der Erstellung der Smear Slide- und Dünnschliff-Photos
- Margrith Bischof und Frowin Pirovino für die schönen Dünnschliffe

- Familie Hartmann für die Erlaubnis, im Lag la Cresta Untersuchungen durchzuführen.
- Toni Cadruvi vom Bauamt Laax für die nützlichen Tipps, Photos und das Herausziehen unseres im Schnee stecken gebliebenen Autos
- der Weisse Arena Bergbahnen AG, welche mir die Benützung der Bergbahnen zu einem stark vergünstigten Preis ermöglichten
- den Gemeindeverwaltungen Laax, Flims und Trin für die Unterstützung und die Erlaubnis für diverse Arbeiten
- Roland Fiechter vom Amt für Lebensmittelsicherheit und Tiergesundheit Graubünden für das Zusenden der Badeseeberichte
- F. Isepponi vom Tiefbauamt Graubünden für das Zusenden der Berichte der Geologiegemeinschaft Umfahrung Flims über die Isotopenmessungen der Wässer in Flims

- Cecile, Felix ("bufelix") und Michela für den Gedankenaustausch in limnogeologischen und anderen Dingen
- André („alain"), Felix („muole"), Yolanda, Konrad („gäu"), Marcel („wil"), Pascal („Päsche") und Thomas für eine gute Stimmung beim Verfassen dieser Arbeit
- Cornelia, Felix („bufelix"), Marcel, Michael („the irishmen") und Eliane für die tatkräftige Unterstützung beim Kernen
- Patrice für seine professionelle Führung des Tauchgangs im Lag la Cauma
- Andy („Lancini") für den Tipp, welcher mich zu dieser Diplomarbeit führte
- Matthias Huss für das Durchlesen eines Teils dieser Arbeit

- meinen Eltern, welche mir das Studium ermöglichten und auf die ich immer zählen konnte. Besonders meinem Vater für das Durchlesen eines Teils dieser Arbeit und die rätoromanische Übersetzung der Zusammenfassung
- Ursi und Leo bei denen ich während dem Kartieren in Flims wohnen durften und eine tolle Zeit hatte
- Gionni, Peter, Philo und Véronique für das mehrmalige unkomplizierte Überlassen ihres Hauses in Sagogn während diversen Feldarbeiten
- Anna, Bryan, Jetta, Michi und Urs für Entspannung und Unterstützung neben dem Studium
- ... und natürlich Claudia, einfach für alles!

Zusammenfassung

Entstehung, Alter und Bedeutung der Sedimente in den drei kleinen Seen Lag Grond, Lag la Cauma und Lag la Cresta im Bündner Oberland, die auf den Flimser Bergsturzablagerungen liegen, wurden zum ersten Mal mit limnogeologischen Mitteln untersucht, wodurch ein bisher unerreicht enges Zeitfenster für das Alter des Flimser Bergsturzes postuliert werden kann (∼9490 - 9460 cal. y. BP).
Nach einer Reflexionsseismik- und Kurzkern-Kampagne in den drei Seen wurden vom Lag Grond und vom Lag la Cauma Langkerne bis zu einem für das Kerngerät undurchdringbaren Untergrund entnommen. Die seismischen Daten konnten nur zur Erzeugung von bathymetrischen Karten verwendet werden, da das seismische Signal nicht in die Sedimente eindringen konnte. Aus den entnommenen Kernen wurde ein zusammengesetzter Kern einer Länge von ∼7.3 m (Lag Grond) bzw. ∼3.9 m (Lag la Cauma) erstellt. Die Korrelation der Kerne des Lag la Cauma war wegen lokal variierender Sedimentation und Erosionslücken besonders schwierig. Die Sedimente wurden aufgrund der Farbe, des organischen und anorganischen Kohlenstoffgehaltes, der Sedimentstrukturen, der Dichte, der magnetischen Suszeptibilität und der Isotopensignatur des Karbonates in Lithotypen unterteilt. Die Lithotypen widerspiegeln eine unterschiedliche Genese der Sedimente.
Die obersten 5.7 m der Sedimente des Lag Grond bestehen aus einem organisch reichen Sediment mit variierendem authigenem Karbonatgehalt, in welches sich helle, siliziklastische Flutlagen einfügen. Die oberste dieser Überschwemmungslagen entstand während dem Starkniedeschlagsereignis von 2002. In einer Sedimenttiefe von ∼5.7 bis 6.4 m treten gradierte Lagen aus Kalkklasten einer Korngrösse von Silt bis Feinkies auf. Diese lakustrinen, gradierten Lagen entstanden wohl in relativ kurzer Zeit durch Massenumlagerungen nach dem Bergsturzereignis. Zwischen den gradierten Lagen findet sich eine ∼10 cm mächtige Ablagerung, deren Bildung aufgrund einer angedeuteten feinen Schichtung und einer AMS-Datierung mehr Zeit in Anspruch genommen haben könnte. Zuunterst im Kern finden sich Ablagerungen aus mit feinem Gesteinsmehl zusammengepressten Kalkklasten, welche als Flimser Bergsturzmaterial interpretiert werden, da sie dem Material der Aufschlüsse in der Ruinaulta (Rheinschlucht) stark ähneln.
Die Sedimente des Lag la Cauma bestehen v.a. aus wohl weitgehend authigenem Karbonat. Die Calcitübersättigung wird v.a. biogen (Diatomeen, Makrophyten, Algenmatten) in einem litoralen Milieu induziert. Das mehrmalige Auftreten einer feinen hell/dunklen Lamination weist auf eine periodische Genese dieser Sedimente hin, die eventuell mit der Bildung von Algenmatten zusammenhängt.
Sieben AMS-Datierungen im zusammengesetzten Kern des Lag la Cauma zeigen eine konsistente Alterszunahme mit zunehmender Sedimenttiefe. Die älteste Datierung des Seesediments im Lag la Cauma (9630 - 9460 cal. y BP) definiert ein Minimalalter des Flimser Bergsturzes. Ein datiertes Holz (9490 - 9230 cal. y BP) aus den gekernten Flimser Bergsturzablagerungen unter dem Lag Grond definiert ein Maximalalter. Diese früholozänen Alter werden durch das Fehlen von typischen organisch armen glazialen Sedimenten in beiden Seen unterstützt. Die zeitliche Überschneidung der kalibrierten (2σ Konfidenzintervall; Stuiver and Reimer, 1993) Minimal- und Maximalter von ∼9490 - 9460 cal. y BP ist aufgrund der in dieser Arbeit gewonnen Daten die beste Annäherung an das Alter des Flimser Bergsturzes, der grössten bekannten Massenbewegung der Alpen.

Resumada

La cuntrada signada dalla bova dil Crap da Flem fascinescha ed embruglia perscrutaders dalla natira e surtut geografs e geologs dapi varga 150 onns. En questa lavur da diplom ein gl'origin, la vegliadetgna e la muntada dils sediments dil Lag Grond (Laax), dil Lag la Cauma (Flem) e dil Lag la Cresta (Flem/Trin), che sesanflan sil material dalla bova, vegni intercuri per l'emprema gada cun metodas geologicas. Ils resultats lain datar la bova dil Crap da Flem enteifer in interval bia pli stretg che tochen uss, tenor la terminologia geologica: ∼9490 - 9460 cal. y. BP (cal. y BP = onns calibrai avon 1950).
En tuts treis lags han ins gudignau emprovas da material depositau catschond bischels da plastic caviertgs giuaden el funs dil lag ed alzond els empleni. El Lag la Cauma ed el Lag Grond han ils bischels contunschiu il funs buca penetrabel pli. Ord emprovas parzialas han ins cumponiu in coc aschi cumplet sco pusseivel, els ein 7.3 m (Lag Grond) respectivamein 3.9 m (Lag la Cauma) liungs. Aschia han ins saviu analisar las qualitads geologicas, chemicas e fisicalas dalla glietta dil lag.
Ils sediments dils 5.7 m sura dil Lag Grond ein per gronda part stgirs, caltschinus ed organicamein rehs, els ein daventai el lag sez. Denteren sesanflan tschentadas caschunadas da inundaziuns, ellas ein claras e consistan da minerals silicatics sco quarz e spat ch'igl ual porta el lag. La pli aulta tschentada d'inundaziun deriva dallas plievgias grondas digl onn 2002. Il sediment el profund da 5.7 tochen 6.4 m cuntegn tocca da caltschina. Ins sa constatar pliras sequenzas, ellas qualas la grondezia dalla tocca diminuescha da sut ensi da gera tochen puorla carpusa. Quellas tschentadas ein probabel succedidas en cuort temps entras moviments da massas da material, per exempel material che ei sbuaus giu el lag. Denter quellas successiuns sesanfla in sediment da 10 cm che ha bein cuzau pli ditg, sco la tschentada fina ed ina dataziun radiometrica fan supponer. Ella pli profunda part dil coc cumponiu sesanflan sediments d'in material da caltschina sfraccaus en tocca che ei smaccada ensemen cun frina carpusa. Quella tocca ei fetg semiglionta al material dallas spundas dalla Ruinaulta e vegn perquei interpretada sco material dalla bova dil Crap da Flem. Ils sediments dil Lag la Cauma consistan surtut da calcit che ei bein daventaus el lag sez entras la fotosintesa da plontas, surtut da glietta. Repetidamein semuossan laminaziuns alternativamein claras e stgiras che plaidan per ina genesa periodica eventualmein en connex culla formaziun d'entretschaments da glietta.
Rests organics sco fragments da lenn e da feglia ein vegni datai cun metodas radiometricas. Las dataziuns d'origin ein lu vegnidas „calibradas" cul program da citeStuiver93, quei vul dir transponidas en onns da calender cun in interval da confidonza statistica da 95%. Siat dataziuns el Lag la Cauma muossan ina vegliadetgna che s'augmenta culla profunditad dallas emprovas. La pli veglia dataziun dils sediments el Lag la Cauma (9630 - 9460 cal. y BP) indichescha ina vegliadetgna minimala dalla bova dil Crap da Flem. In fragment da lenn datau (9490 - 9230 cal. y BP) ord las emprovas da sediments da material dalla bova dil Crap da Flem pridas sut il Lag Grond indichescha ina vegliadetgna maximala. La munconza da tipics sediments glacials organicamein paupers en domisdus lags sustegn quella vegliadetgna baulolozena. Il spazi da temps communabel dalla vegliadetgnas maximala e dalla vegliadetgna minimala (∼9490 - 9460 cal. y BP), tenor ils datums gudignai en questa lavur, ei tochen oz la megliera avischinaziun alla vegliadetgna dalla bova dil Crap da Flem che ei il pli grond enconuschent moviment da massas da material dallas Alps. (Rätoromanische Übersetzung von L. Deplazes)

Abstract

The sediments of the three little mountain lakes Lag Grond, Lag la Cauma and Lag la Cresta, which are lying on top of the Flimser rockslide mass in the Vorderrhein Valley, have been for the first time investigated from a limnogeological point of view with the main outcome, that the age of the Flimser rockslide could be narrowed to a time window between ∼9490 and 9460 cal. y. BP.

All three lakes have been analysed with a high-resolution reflection seismic surveying and a short coring campaign. The seismic data was only used for preparation of batyhmetric maps because the seismic signal could not penetrate the sediments. Long percussion piston cores have been taken from Lag la Cauma and Lag Grond reaching all the way down to a hard substrate. The sediment cores from Lag Grond and Lag la Cauma can be combined to composite sections of 7.3 and 3.9 m length, respectively. The correlation of the cores from Lag la Cauma was especially difficult because of locally varying sedimentation rates and discontinuities. All sediments have been classified into lithotypes on the basis of color, organic and inorganic carbon content, sedimentary structures, density, magnetic susceptibility and carbon and oxygen isotopes of the carbonate. These lithotypes reveal different origins of the sediments.

The brown sediments in the upper part of the composite core from Lag Grond are formed by bio-induced production of carbonate and organic material and fluvial input of siliclastic and organic detritus. These sediments are interbedded with light grey almost pure siliciclastic layers. The uppermost of these layers can be related to the major flood that occurred in 2002. The Lag Grond composite core section consists below 5.7 m almost purely of silt to gravel sized limestone clasts. The top of this interval is characterized by several perfectly graded sequences of limestone clasts, which likely originate from quick redeposition of rockslide matter through turbiditic flow events in the young lake. Between the graded sequences, one ∼10 cm thick faintly laminated layer occurs. AMS-dating and the laminations indicate, that this layer was likely deposited over a longer period of time. The graded sequences are underlain by an unsorted and fractured limestone breccia, which is interpreted to be the rockslide itself because it resembles strongly the compacted and fractured rockslide debris, as it is known from Rhine gorge outcrops.

The sediments of Lag la Cauma consist mainly of largely authigenic carbonate. The calcite oversaturation is induced biologically (diatoms, macrophyta, algal mats) in a littoral environment. Alternating black/light rhythmites can be observed, which may be related to the periodically formation of algal mats.

Seven AMS-datings reveal a consistent downcore trend in the Lag la Cauma composite section. The oldest dating of lacustrine sediments of Lag la Cauma (9630 - 9460 cal. y BP) defines a minimal age of the Flimser rockslide. In contrast, a maximum age of the rockslide is provided by dating a wood fragment (9490 - 9230 cal. y BP) deposited in the cored rockslide mass below the Lag Grond. These early Holocene ages are supported by the lack of typical organic-poor glacial deposits in both lakes. Based on this assumed concept of maximum and minimum ages that all were calculated with a 2σ calibration range, the time window for the Flimser rockslide is postulated between ∼9490 and 9460 cal. y BP. This matches and refines the previously suggested early Holocene, boreal age of the biggest known rockslide of the Alps.

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung . . . .

Resumada . . . .

Abstract . . . .

Inhaltsverzeichnis . . . .

1 Einleitung **1**

1.1 Aufbau der Diplomarbeit 1

1.2 Einführung und Fragestellung 1

2 Overview of major results and implications (to be published) **3**

A Methodik **11**

A.1 Reflexionsseismik 12

A.2 Kernentnahme 14

A.3 Multi-Sensor Core Logger (MSCL) 15

A.4 Erstellen der zusammengesetzten Kerne 17

A.5 Smear Slides 17

A.6 SEM 17

A.7 Dünnschliffe 17

A.8 Diatomeenbestimmung 18

A.9 Probennahme und Gefriertrocknung 18

A.10 Coulometrische Bestimmung des anorganischen und totalen Kohlenstoffes . 18

A.11 Isotopengeochemie 19

A.12 Korngrössenangaben 20

A.13 AMS Altersbestimmung 21

B Lag Grond **23**
B.1 Einführung . . . 24
B.2 Batyhmetrische Karte . . . 26
B.3 Photos der geöffneten Kerne im Überblick . . . 27
B.4 Kernkorrelation . . . 29
B.5 Lithotypen . . . 30
B.6 Lithologisches Profil . . . 38
B.7 MSCL Daten . . . 47
B.8 Korngrössenanalyse: Lithotypen 1c und 1a/1b . . . 55
B.9 Geochemische Daten . . . 57

C Lag la Cauma **61**
C.1 Einführung . . . 62
C.2 Batyhmetrische Karte . . . 63
C.3 Photos aller Kerne im Überblick . . . 64
C.4 Kernkorrelation . . . 66
C.5 Lithotypen . . . 67
C.6 Lithologisches Profil . . . 75
C.7 MSCL Daten . . . 80
C.8 Korngrössenanalyse: Lithotyp C . . . 84
C.9 Geochemische Daten . . . 85

D Lag la Cresta **89**
D.1 Einführung . . . 90
D.2 Batyhmetrische Karte . . . 91
D.3 Photos der geöffneten Kerne im Überblick . . . 92
D.4 Lithologisches Profil CR03-2 . . . 93
D.5 SEM und Smear Slide Bilder . . . 95

E Interpretation ausgewählter Aspekte **97**
E.1 Dichte, Magnetische Suszeptibilität und „Restanteil“ . . . 98
E.2 Sedimentationsprozesse im Lag Grond . . . 101
E.2.1 Herkunft bzw. Entstehung des Kalkes im Lag Grond . . . 101
E.2.2 Interpretation des Lithotyps 1 . . . 105
E.3 Sedimentationsprozesse im Lag la Cauma und Cresta . . . 110
E.3.1 Herkunft bzw. Entstehung des Kalkes im Lag la Cauma (und Lag la Cresta) . . . 110

E.3.2 Entstehung der feinen Lamination im Lag la Cauma (und Lag la Cresta) . . . 116
E.3.3 Feine Lamination versus homogene Schichten . . . 118
E.3.4 Entstehung der zwei Lithotyp C-Lagen . . . 119
E.4 Altersmodell . . . 120
E.4.1 Vollständigkeit des „Sedimentarchivs“ . . . 120
E.4.2 Sedimentationsraten . . . 121
E.4.3 Alter des Flimser Bergsturzes . . . 123
E.4.4 Was geschah nach dem Flimser Bergsturz? . . . 127

F Schlussfolgerung und Ausblick 133
F.1 Schlussfolgerung . . . 134
F.2 Ausblick . . . 136

Literaturverzeichnis 137

G Quartärgeologische Kartierung des oberen Teils der Gleitfläche des Flimser Bergsturzes 141

Kapitel 1

Einleitung

1.1 Aufbau der Diplomarbeit

Diese Diplomarbeit ist in drei Hauptelemente unterteilt. Das erste Element besteht aus einem zusammenfassenden Artikel über die limnogeologische Arbeit, welcher für eine Publikation vorgesehen ist, und welche sich vor allem mit der Implikation dieser Arbeit für das Alter des Flimser Bergsturzes befasst. Das zweite und grösste Element, der Anhang A bis F, enthält die gewonnenen limnogeologischen Daten und deren Interpretation. Diese beiden Elemente wurden von F. Anselmetti betreut und bilden den Hauptteil dieser Diplomarbeit. Das letzte Element, der Anhang G, ist ein eigenständiger Kartierbericht (mit eigener Paginierung) über den obersten Teil der Gleitfläche des Flimser Bergsturzes. Diese Kartierung mit Hauptgewicht auf die Quartärgeologie wurde von K. Thuro betreut. Eine allgemeine geologische Einführung in die Region um Flims findet sich in diesem Kartierbericht.

1.2 Einführung und Fragestellung

Die Region rund um Flims sorgte seit dem mittleren 19. Jahrhundert bei Naturforschern, Geographen und Geologen für Faszination und Verwirrung. Bereits Theobald [1862, p. 323] beschrieb die Ablagerungen bei Flims Waldhaus als Reste „eines grossartigen Bergschlüpfs oder alter Gletschermoränen vom Segnes her“. A. Heim erkannte schon früh die Ausmasse und die Bedeutung der Flimser Bergsturzablagerungen. Es wurde vermutet, dass sich diese bis heute grösste bekannte Massenbewegung der Alpen irgendwann im Spätglazial ereignet hatte. A. v. Poschinger (Bayerisches Geologisches Landesamt) brachte mit neuen Datierungen von Holz aus den Bergsturzmassen neue Bewegung in die Diskussion. Er postulierte als erster ein frühholozänes Alter des Flimser Bergsturzes.
In den letzten Jahren haben sich die Sedimentarchive vieler Seen als einzigartig wertvoll für den Nachweis und die Interpretation von Massenbewegungen, Erdbeben, Klima- und Umweltveränderungen erwiesen. Besonders kleine Seen bilden im Vergleich zu Ozeanen besser überschaubare Systeme mit z.B. definiertem Einzugsgebiet und deutlichen Reaktionen auf lokale Umweltveränderungen. Die bei der Untersuchung zahlreicher Seen erfolgreiche limnogeologische Methode der Reflexionsseismik und Kernentnahme sollte in dieser

Diplomarbeit auf die drei kleinen Bergsturzseen Lag Grond, Lag la Cauma und Lag la Cresta angewandt werden. Aufgrund der ersten Untersuchung wurden die nachfolgenden Arbeiten v.a. auf die beiden Seen Lag la Cauma und Lag Grond fokussiert, weshalb die Sedimente des Lag la Cresta weniger eingehend behandelt werden.
Unser Hauptziel lag darin, die ältesten Sedimente unter diesen Seen zu beproben, um das Flimser Bergsturzereignis zu datieren. Eine sedimentologische Analyse der nach dem Bergsturz entstandenen Ablagerungen sollte Aufschlüsse über ihre Entstehung und die möglichen Umweltveränderungen geben. Diesen schönen Bergseen sollten also einige ihrer vielen Geheimnisse entlockt werden.

Kapitel 2

Overview of major results and implications (to be published)

Lake sediments deposited on the Flims rockslide mass - the key to date the largest mass movement of the Alps

Gaudenz Deplazes,[1] Flavio S. Anselmetti,[1] Irka Hajdas[2]
[1]*Geological Institute, Swiss Federal Institute of Technology ETHZ, 8092 Zürich, Switzerland;* [2]*Institute of Particle Physics, Swiss Federal Institute of Technology ETHZ, 8093 Zürich, Switzerland*

ABSTRACT

Long piston cores taken from the subsurface of two mountain lakes of the eastern Swiss Alps recovered sediments, which overlie the Flims rockslide deposits. These sediments provide new data on the chronology of the largest known alpine rockslide and can be used to reconstruct the post landslide environmental evolution. The oldest ^{14}C date of the lake sediments yields a minimum age of the rockslide at 9660–9430 cal. yr BP. In addition, dating of a wood fragment contained in the rockslide deposits directly below the lake sediments shows a maximum age of 9480–9120 cal. yr BP. The overlap of the maximum and minimum ages, 9480 - 9430 cal. yr BP, approximates the age of the Flims rockslide. This early Holocene range coincides with a period of higher frequency of large mass movements observed in the Alps, which could be related to climatic changes.

Introduction

Rockslides in mountainous areas act as an important control on morphologic landscape evolution and represent a major natural hazard (Crozier and Glade, 2005; Bonnard, 2004). Investigations of large landslides show that timing and trigger mechanisms include climatic controls, glacial/deglacial rebound effects and seismic shaking (Blair, 1994; Corsini *et al.*, 2001; Erismann and Abele, 2001; Schmidt and Beyer, 2002; Schnellmann *et al.*, 2002). The Flims rockslide in the Vorderrhein Valley, Eastern Switzerland, is the largest known mass movement in the Alps. This event is estimated to have mobilized ~8-11 km^3 of limestone that covers an area of ~52 km^2 (Heim, 1932; Abele, 1974; Poschinger, 2006) (Fig. 1). The rockslide dammed the valley and produced the so-called Ilanz Lake, which later drained through the Rhine gorge cutting through the rockslide mass. The estimation of the maximum water level of this lake varies from 936 m a.s.l. (Poschinger, 2005) to ~1100 m a.s.l. (Schneider *et al.*, 2004). The erosional cut into the up to 600 m high rockslide mass provides spectacular exposures of the internal structure of these deposits. Many investigations of the Flims rockslide have documented slide processes, making it a text book example (Schneider *et al.*, 1999; Pollet and Schneider, 2004; Pollet *et al.*, 2005).

The Flims rockslide has been attributed to the Late Glacial period, based on mostly regional geomorphologic evidence and the erratica and morainic material found on top of the rockslide mass (Heim, 1932; Nabholz, 1987; Abele, 1997). The proposed Late Glacial timing for the rockslide suggests that the rebound of the valley flank after the main retreat of the ice masses led to the instability and ultimately caused the rock slide. Recent studies, however, indicate that the rockslide occurred more likely in the early Holocene. Wood fragments, which were mobilized and redeposited with the rockslide debris, were sampled from the base of the distal rockslide deposit in the Versam Gorge and have been dated with radiocarbon methods (Poschinger and Haas, 1997; Schneider *et al.*, 2004). Their ages range between 9250 and 9500 cal. yr BP and represent maximal ages of the rockslide. Furthermore, Schneider *et al.* (2004) proposed that the outbreak of the Ilanz Lake produced a major flood, which resulted in two closely-spaced clastic layers in downstream Lake Constance. These layers have been dated as ~9400 cal. yr BP with lithologic correlations to other dated sediment cores (Wessels, 1998). Preliminary ^{36}Cl exposure datings of rock surfaces point also to an early Holocene age (pers. comm. S. Ivy-Ochs).

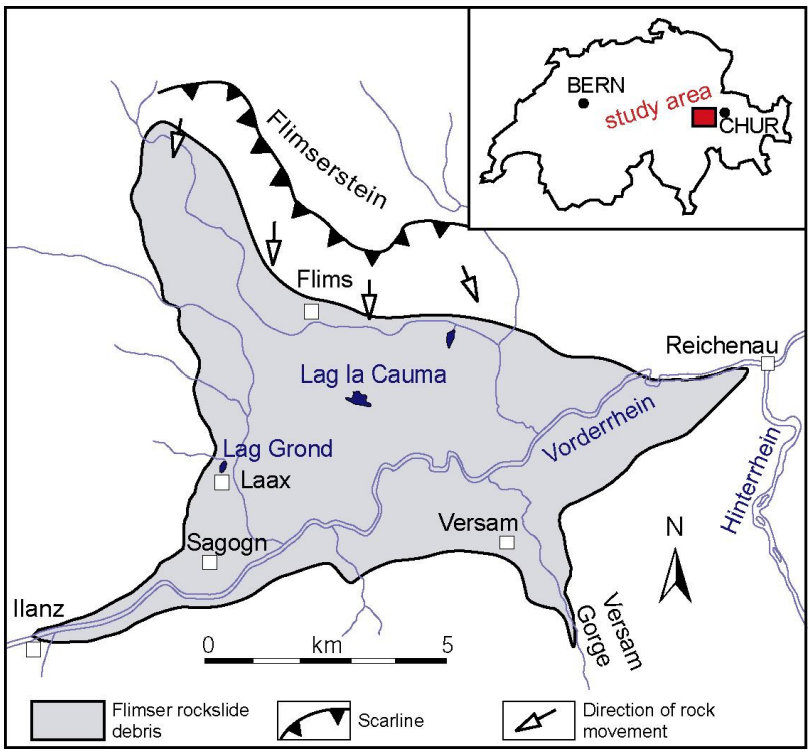


Fig.1 Map of the rockslide area around Flims in Eastern Switzerland (modified after Bonanomi *et al.*, 1994 and references therein) showing the locations of the investigated lakes.

To provide new and independent age information and to reconstruct the post-rockslide regional evolution, this study investigates lacustrine sedimentation in two small mountain lakes (Lag la Cauma and Lag Grond) that were nucleated in topographic depressions on the slide masses after the emplacement of the rockslide debris. Since lacustrine sedimentation began after the slide event, a complete lacustrine chronologic sequence starting

with the oldest sediments can provide a minimum age of the rockslide. In addition to the minimum age, any datable material deposited within the rockslide beneath the lake sediment will complete the chronologic sequence and, thus, narrow the potential age window of the Flims event.

Methods

The sedimentary subsurface of Lag la Cauma and Lag Grond have been investigated with a high-resolution reflection seismic survey and a gravity short coring campaign in July 2003. Total sediment thicknesses could not be determined seismically because the seismic signal (3.5 kHz Pinger source) could not penetrate the sediments, probably due to the high gas content of the sediments. The lake floor reflection was used to generate bathymetric maps (Fig. 2) and to select the coring sites. Long percussion piston cores were retrieved from Lag la Cauma (May 2004, from a raft) and Lag Grond (February 2005, from the frozen surface). In both lakes, the coring device was hammered into the sediment until a very hard substrate was reached. Gamma-ray attenuation bulk density and magnetic susceptibility of the cored lithologies were determined with a GEOTEK^{TM} multi-sensor core logger. The cores were opened, photographed and sedimentologically described. Organic and inorganic carbon contents were measured coulometrically with an UIC, Inc.^{TM} system. Long and short cores were combined to composite sections on the basis of visual and petrophysical properties. In order to avoid a hard water effect, only remains of terrestrial plants (wood, leaves, needles) were used for ^{14}C dating. Pretreatment of the samples and graphitisation were carried out in two laboratories at the University of Zürich and ETH Zürich (Hajdas *et al.*, 2004). ^{14}C analyses on terrestrial organic matter were made at the AMS Radiocarbon Laboratory at the ETH/PSI facility at Hönggerberg, Zürich (Bonani *et al.*, 1987). The ^{14}C ages were calculated following the convention of Stuiver and Polach (1977) and calibrated (2σ range) using the OxCal calibration program (version 3.10, Bronk Ramsey 1995, 1998, 2001) with INTCAL04 data set (Reimer *et al.*, 2004).

Study sites (lakes)

Lag la Cauma

Lag la Cauma is situated in the middle of the rockslide deposits (Fig. 1) at a mean elevation of ~996 m a.s.l. It has only a subsurface in- and outflow, which results in very clear and clean water quality. The catchment area is dominated by limestones of the slide debris. The water level oscillates annually by up to 6 m. The maximal water depth of 25–30 m is usually reached in early summer as a result of the snowmelt (Bonanomi *et al.*, 1994). Two long cores taken from the deepest area in Lag la Cauma reached a hard substrate, beyond which no further penetration could be achieved. At the base of one of these cores, a piece of gravel-sized limestone was recovered, supporting the assumption that the hard surface represents the top of the rockslide mass.

The composite section of Lag la Cauma has a length of ~3.9 m. Some differences in sedimentary thickness and in the stratigraphic record between the two cores can be explained with changing current patterns of the subsurface inflows causing partial erosional features. Sediments consist mainly of calcareous, organic-rich sediments with a minor siliciclastic fraction (Fig. 3A). The sediments show partly very thinly-laminated (< 0.2 mm) rhythmites that are composed of black organic carbon-rich horizons that contrast sharply with the light-coloured, carbonate-rich layers. Most of the carbonate is of authigenic origin. Thicker laminated to homogenous sediments with variable amounts of organic matter and carbonates occur as well. Several sections below ~2 m composite depth are very rich in organic detritus (needles, leaves and wood fragments; Fig. 3A).

Lag Grond

Lag Grond is located on the western part of the rockslide debris at an altitude of 1016 m a.s.l. (Fig. 1). It has a surficial out- and inflow, and, unlike Lag la Cauma, it is characterized by a dominantly detrital siliciclastic input. During winter, the lake's surface freezes totally. It has a simple bowl-shaped bathymetry with a maximum water depth of ~5.5 m (Fig. 2). One long core was recovered in the southern part of the lake.

The upper 5.7 m of the total 7.3 m long composite section consist mainly of brown sediments (Fig. 3B), which are composed of authigenic carbonate and organic material mixed with the fluvial influx of siliciclastic and organic detritus. The brown sediments are often interrupted by light grey, predominantly siliciclastic layers. The uppermost of these layers can be re-

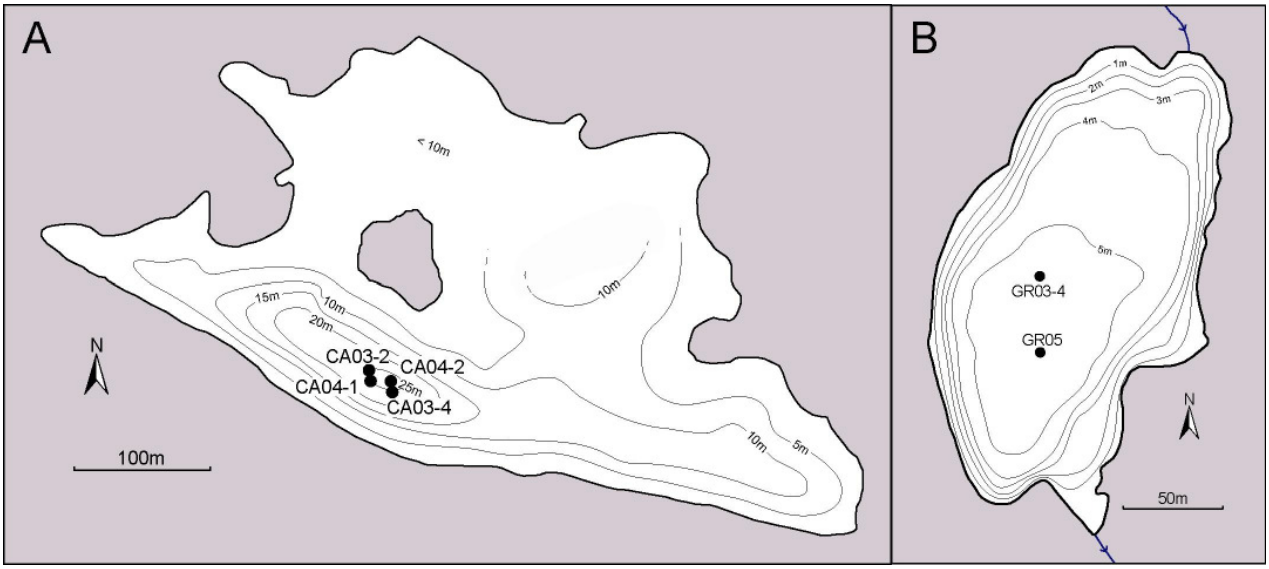


Fig. 2 Bathymetric maps of the two investigated lakes (A) Lag la Cauma (isobaths: 5 m) and (B) Lag Grond (isobaths: 1 m) with locations of the coring sites in the deepest part of the basins. The seismic survey in Lag La Cauma was accomplished on July 22/23, 2003, with a reference lake level of ~997 m a.s.l.. The lake level of Lag Grond remains constant at ~1016 m a.s.l..

lated to a flood event after a three-day period of extraordinary intense rainfall in November 2002, indicating that these layers represent periods of intense erosion in the siliciclastic-dominated catchment area. Only one of these light-colored clastic layers at 332 cm composite depth is composed of almost purely detrital carbonate and, thus, sharply contrasts the other flood event layers (Fig. 3B). Therefore, it is possible that this layer witnessed a minor rockslide or landslide in the catchment area that mobilized limestone bedrock or limestone-rockslide breccia.

The composite section below a sediment depth of 5.7 m is almost purely composed of limestone clasts (Fig. 4). The top of this interval is characterized by several graded sequences of silt- to gravel-sized limestone grains that probably originated from redeposition of rockslide material through turbiditic flow events in an early lacustrine environment. Between the graded sequences, a 10 cm-thick, faintly laminated interval occurs, which may indicate a longer period of background sedimentation. The lowest part of the core comprises unsorted and brecciated sediments with an agglomerated texture, as it is known from Rhine gorge outcrops. Thus, the lowermost core section most likely represents the Flims rockslide mass, but it can not be excluded that this rockslide material was reworked after the event.

Age Models

Seven samples of terrestrial wood and leaf fragments taken from different sediment depths of the cores from Lag la Cauma have been analysed using ^{14}C dating methods (Table 1). The ^{14}C-data provide a consistent downcore age trend (Fig. 5). The oldest dated leaves taken 2.5 cm above the bottom of the core have a ^{14}C age of 8540±65 BP (9660–9430 cal. yr BP). Average sedimentation rates amounts to ~0.4 mm/yr documenting the slow sedimentation processes in the oligotrophic Lag la Cauma.

Two samples of detrital organic material from Lag Grond have been investigated with ^{14}C dating methods (Fig. 4). Organic material from the ~10 cm-thick, faintly laminated layer between the graded sequences has a ^{14}C age of 7900±120 BP (9050–8400 cal. yr BP). This age results in an average sedimentation rate of ~0.7 mm/yr. and 0.55 mm/yr., including and excluding a total of 1.4 m flood events, respectively. A large wood fragment deposited between gravel-sized limestone clasts of the rockslide mass in the lower part of the Lag Grond composite section revealed a ^{14}C age of 8320±65 BP (9480–9120 cal. yr BP).

The combination of the two age models reveals a refined age window for dating the Flims rockslide (Fig. 5): The oldest age of the Lag la Cauma lacustrine sediment sequence provides a minimum age of the rockslide, reflecting the onset of lacustrine sedimentation after the event (9660–9430 cal. yr BP). Furthermore, the dating of the wood fragment in the rockslide material below Lag Grond yields a maximum age (9480–9120 cal. yr BP). The minimum and maximum calendar ages theoretically overlap between 9480 and 9430 cal. yr BP, yielding a time window that approximates the age of the Flims rockslide. The early Holocene timing of the event is supported by the lack of typical glacial, organic carbon-poor deposits in both lakes, which would be expected if the lakes had developed during the Late Glacial.

Implications and Conclusion

Despite the similar slide-related sedimentation history of the two lakes, Lag la Cauma and Lag Grond evolved differently during the early phase. The organic carbon-rich sedimentation in Lag la Cauma initiated shortly after the rockslide, as indicated by the immediate deposition of dark sediments on the hard substrate of the rock slide mass. In contrast, the sediments of Lag Grond deposited during the first phase after the rockslide were dominated by limestone clasts found in the graded sequences in the lower part of the section. This provides strong evidence of an increased mass transport activity following the rockslide mobilizing large masses of fine- to coarse-grained carbonate debris. The first strong precipitation events easily remobilized these components and deposited them with turbidity currents in the lake

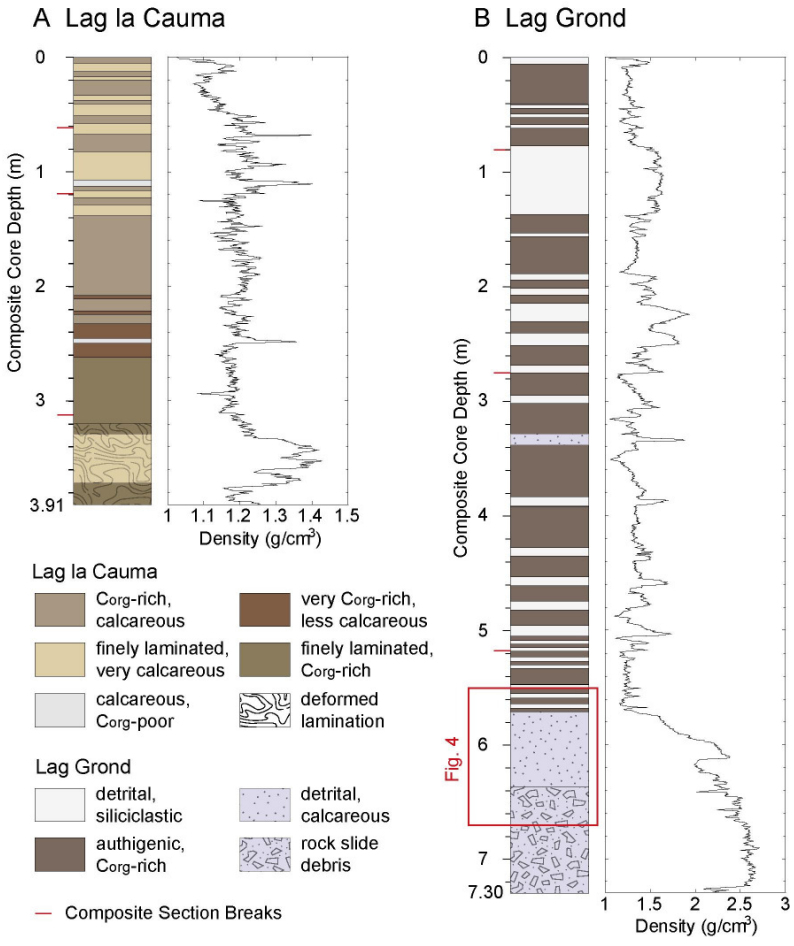


Fig. 3 Comparison of simplified lithology and sedimentary texture with bulk density (g/cm^3) of the composite sections from (A) Lag la Cauma and (B) Lag Grond. Lows in bulk density coinciding with visible large voids in the core and at section breaks were removed. Four and five different lithotypes have been distinguished in the sedimentary record for Lag la Cauma and Lag Grond, respectively. Density peaks are correlated with high siliciclastic or high calcareous/low organic carbon contents of the sediment.

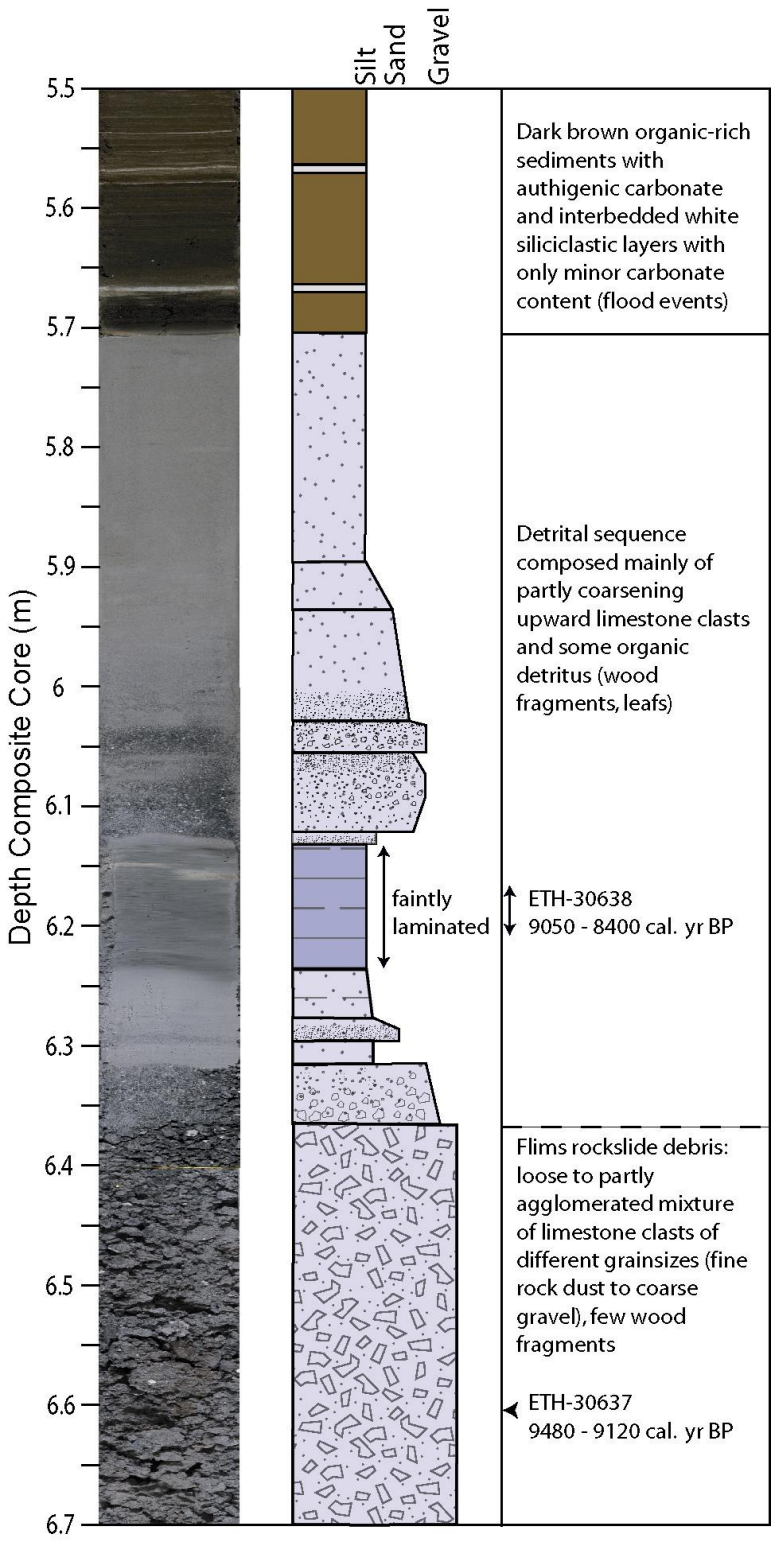


Fig. 4 Detailed lithology and grain size changes in a sediment depth of 5.5 to 6.7 m of the composite section from Lag Grond (designated by red rectangle in Fig. 3B). The core photograph is horizontally stretched by a factor of two. Note the lithologic contrast between the chaotic unsorted breccia below 6.37 m, interpreted to be rockslide material, and the overlying graded, partly laminated sediment interpreted to be deposited in the lacustrine environment.

basin. Such layers are absent in Lag La Cauma, which has a much smaller catchment than the Lag Grond. Around Lag Grond, the period of rockslide mass resedimentation lasted several hundred years, which is indicated by the age of the faintly laminated section deposited between the graded sequences. This layer is several hundred years younger than the wood deposited in the Flims rockslide debris (Fig. 4). This early phase could be related to the dammed Ilanz Lake that theoretically could have flooded the Lag Grond basin. For the scenario that the faintly laminated section was deposited in the much larger Ilanz Lake, its lake level must have lasted for several centuries above an altitude of 1020 m a.s.l.. This contradicts both Schneider *et al.* (2004), who postulated a rapid draining of the lake resulting in a large-scale flood in the Rhine river, and Poschinger (2005), who stated that the Lag Grond was never a part of the Ilanz Lake, because the level of the Ilanz Lake presumably was never above 936 m a.s.l.. However, the peculiar faintly laminated section postdating the rockslide and predating the onset of the typical Lag Grond-type sedimentation requires some change in physical-chemical lake conditions, for which a flooding by the Ilanz Lake might be a reasonable, but not the only explanation.

The postulated age of the Flims rockslide in the time window from 9480 to 9430 cal. yr BP matches and refines previously published ages (Poschinger and Haas, 1997; Schneider *et al.*, 2004; Fig. 5). This early Holocene age implies that no glacier advanced over the Flims rockslide deposits, and that any glacial sediments found on top of the rockslide mass (Abele, 1974) must have been transported with the rockslide (Poschinger and Haas, 1997) or must be of a different origin. Moreover, new explanations are necessary for the cause and trigger of the Flims rockslide. A direct glacial influence can be excluded (Poschinger, 2002), making the concept of destabilized slopes due to glacial rebound the cause for this largest of the alpine rockslides no longer an option. According to the new dates, the Flims rockslide occurred during a period with a high frequency of large mass movements in the Alps. For example, the landslide of Köfels, the largest landslide in the crystalline Alps of Austria (~2500 mio m^3), was dated at 9750 +/-100 cal. yr BP (^{14}C on buried wood; Ivy-Ochs *et al.*, 1998). Another powerful landslide of the Kander Valley (~800 mio m^3) in the Bernese Alps occurred between 10950 and 8950 cal. yr. BP, most probably around 9550 cal. yr BP (Tinner *et al.*, 2005). Such an increased occurrence of large slides in the Early Holocene may, in fact, be related to climatic factors as increased temperatures, causing the melting of permafrost, and/or increased precipitation (Corsini *et al.*, 2001; Tinner *et al.*, 2005).

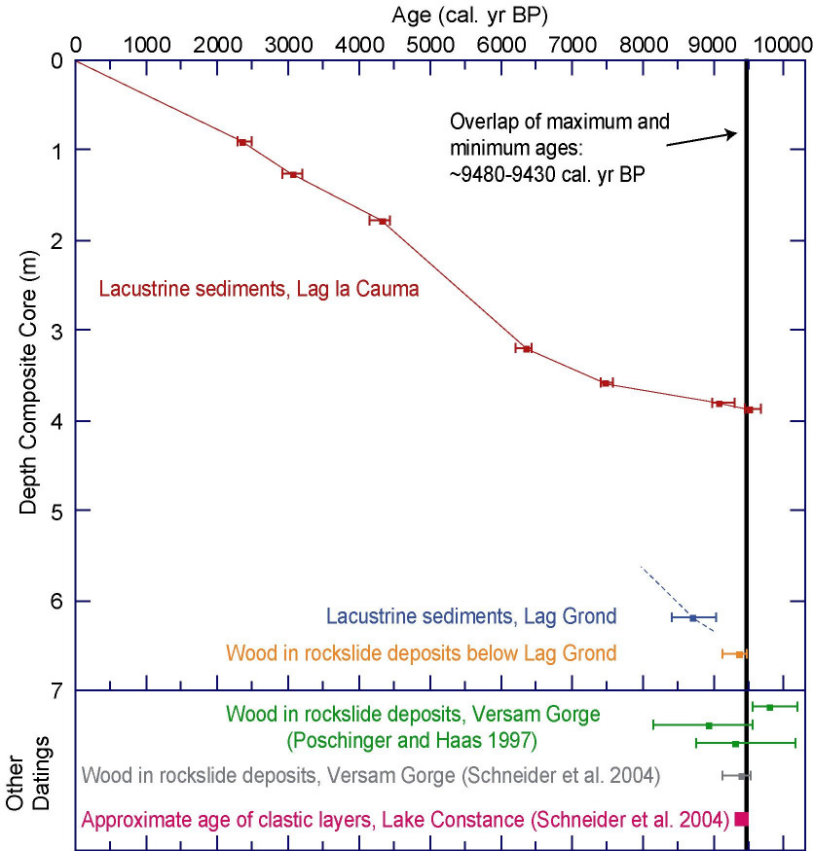


Fig. 5 Comparison of calibrated ^{14}C ages from Lag la Cauma and Lag Grond sediments with different published dates concerning the age of the Flims rockslide. All ages with error bars have been calibrated with OxCal. v3.10 with a 2σ range. The square within the error bars shows the mean value of the 1σ range. The vertical black line represents the overlap of minimum and maximum ages of the data from this study. This age range agrees well with previously published data and approximates the age of the rockslide.

Acknowledgements

We wish to thank those who assisted us during the various phases of field work and laboratory studies, especially Stefano Bernasconi for his laborator support and Georges Bonani for conducting the ^{14}C analyses. The authors are grateful to Robert Hofmann for his essential technical help and the communal authorities of Laax and Flims, especially Toni Cadruvi, for their logistical support during the field work. The stimulating input from Kurosch Thuro, Michael Strasser, Emmanuel Chapron and Judith McKenzie are kindly acknowledged.

References

Abele, G., 1974. Bergstürze in den Alpen: ihre Verbreitung, Morphologie und Folgeerscheinungen. Wiss. Alpenvereinsh., 25.

Abele, G., 1997. Rockslide movement supported by the mobilization of groundwater-saturated valley floor sediments. *Zeitschr. f. Geomorphologie*, N.F., **41**(1), 1-20.

Blair, R.W., 1994. Moraine and valley wall collapse due to rapid deglaciation in Mount Cook National Park, New Zealand. *Mountain Research and Development*, **14**(4), 347-358.

Bonani, G., Beer, J., Hofmann, H., Synal, H.A., Suter, M., Wölfli, W., Pfleiderer, C., Junghans, C., and Münnich, K.O., 1987. Fractionation, precision and accuracy in ^{14}C and ^{13}C measurements. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research*, **B29**, 87-90.

Bonanomi, Y.P., Müller, E.R., Nabholz, W.K. and Scheiwiller, H., 1994. Zur Hydrogeologie des Bergsturzgebietes im Raum Flims. Geologische Berichte, Landeshydrologie und –geologie, Bern.

Bonnard, Ch., 2004. The meaning of risk assessment related to large landslides. In: *Identification and mitigation of large landslide risks in Europe: advances in risk assessment* (Ch. Bonnard, F. Forlati, C. Scavia, eds). Balkema Publishers, Leiden.

Bronk Ramsey, C., 1995. Radiocarbon Calibration and Analysis of Stratigraphy: The OxCal Program. *Radiocarbon*, **37**(2), 425-430.

Bronk Ramsey, C., 1998. Probability and dating. *Radiocarbon*, **40**(1), 461-474.

Bronk Ramsey, C., 2001. Development of the Radiocarbon Program OxCal. *Radiocarbon*, **43**(2A), 355-363.

Corsini, A., Marchetti, M. and Soldati, M., 2001. Holocene slope dynamics in the area of Corvara in Badia (Dolomites, Italy): Chronology and paleoclimatic significance of some landslides. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, **24**(2), 127-139.

Crozier, M. J. and Glade, T., 2005. Landslide Hazard and Risk: Issues, Concepts and Approach. In: *Landslide Hazard and Risk* (T. Glade, M. Anderson, M. J. Crozier, eds). Wiley, Chichester.

Erismann, T.H. and Abele, G., 2001. Dynamics of Rockslides and Rockfalls. Springer, Berlin, 316 pp.

Hajdas, I., Bonani, G., Thut, J., Leone, G., Pfenninger, R., and Maden, C., 2004. A report on sample preparation at the ETH/PSI AMS facility in Zürich. Nuclear *Instruments and Methods in Physics Research Sec-*

Table 1 Radiocarbon ages obtained on organic material from sediment cores taken from Lag la Cauma (CA) and Lag Grond (GR), Switzerland.

Core	Section depth (cm)	Composite depth (cm)	Material	^{14}C age (yr BP)	^{13}C (‰)	Lab Number	Cal. Age (yr BP)
CA03-4	90	90	wood	2315 ± 50	-21.5 ± 1.2	UZ-5019/ETH-27774	2480 - 2290
CA03-2	73	127	wood	2915 ± 50	-20.0 ± 1.2	UZ-5017/ETH-27772	3220 - 2920
CA03-2	88	178.5	wood	3880 ± 55	-25.0 ± 1.2	UZ-5018/ETH-27773	4440 - 4140
CA04-1 2A	26	319.5	needles	5525 ± 60	-27.0 ± 1.2	ETH-29991	6440 - 6200
CA04-1 2A	65	358.5	wood	6600 ± 60	-25.6 ± 1.2	ETH-29992	7580 - 7420
CA04-1 2A	85-88	380	leaf	8165 ± 65	-24.7 ± 1.2	ETH-29993	9310 - 8990
CA04-1 2A	94-95	388	leaves, needles, seeds	8540 ± 65	-26.6 ± 1.2	ETH-29994	9660 - 9430
GR05-3B*	46.5-49.5	618.5	wood, leaves	7900 ± 120*	-19.7 ± 1.2	ETH-30638	9050 - 8400
GR05-3C	20	660	wood	8320 ± 65	-21.5 ± 1.2	ETH-30637	9480 - 9120

* Larger error due to the small sample size (< 0.5 mg of C, regular sample size 1 – 2 mg of C).

tion B: Beam Interactions with Materials and Atoms, **223-224**, 267-271.

Heim, A., 1932. Bergsturz und Menschenleben. Beibl. zur Vjschr. d. Naturforsch. Ges. Zürich, 218 pp.

Ivy-Ochs, S., Heuberger, H., Kubik, P.W., Kerschner, H., Bonani, G., Frank, M. and Schlüchter, C., 1998. The age of the Köfels event – relative, ^{14}C and cosmogenic isotope dating of an early Holocene landslide in the Central Alps (Tyrol, Austria). *Z. Gletscherkd. Glazialgeol.*, **34**, 57-68.

Nabholz, W., 1987. Der späteiszeitliche Untergrund von Flims, Mitt. d. Naturforschenden Ges. Luzern, **29**, 273-289.

Pollet, N. and Schneider J.-L., 2004. Dynamic disintegration processes accompanying transport of the Holocene Flims sturzstrom (Swiss Alps). *Earth Planet. Sci. Lett.*, **221**, 433-448.

Pollet, N., Cojean, R., Couture, R., Schneider, J.-L., Strom, A.L.,Voirin, C. and Wassmer, P., 2005. A slab-on-slab model for the Flims rockslide (Swiss Alps). *Can. Geotech. J.*, **42**, 587-600.

Poschinger, A.v. and Haas, U., 1997. Der Flimser Bergsturz, doch ein warmzeitliches Ereignis? *Bull. Angew. Geol.*, **2**(1), 35-46.

Poschinger, A.v., 2002. Large rockslides in the Alps: A commentary on the contribution of G. Abele (1937-1994) and a review of some recent developments. In: *Catastrophic Landslides: Effects, Occurrence, and Mechanisms* (S.G. Evans and J. V. DeGraff, eds). Geol. Soc. of Am., *Reviews in Engineering Geology*, **15**, 237-255.

Poschinger, A.v., 2005. Der Flimser Bergsturz als Staudamm. *Bull. Angew. Geol.*, **10**, 33-47.

Poschinger, A.v., Wassmer, P. and Maisch, M., 2006. The Flims Rock slide; History of Interpretation and New Insights. In: *Landslides from Massive Rock Slope Failure* (S.G. Evans, G. Scarascia-Mugnozza, A. Strom, and R.L. Hermans, eds). *Nato Science Series*, IV, **49**, Springer.

Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Bertrand, C.J.H., Blackwell, P.G., and Buck, C.E., 2004. IntCal04 Terrestrial Radiocarbon Age Calibration, 0-26 Cal Kyr BP. *Radiocarbon*, **46**, 1029-1058.

Schmidt, K.-H. and Beyer, I., 2002. High-magnitude landslide events on a limestone-scarp in central Germany: morphometric characteristics and climatic controls. *Geomorphology*, **49**, 323-342.

Schneider, J.-L., Wassmer, P. and Ledésert, B., 1999. La Fabrique interne des dépots du sturzstrom de Flims (Alpes suisses); caractéristiques et implications sur les mécanismes de transport. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **328**, 607-613.

Schneider, J.-L., Pollet, N., Chapron, E., Wessels, M. and Wassmer, P., 2004. Signature of Rhine Valley sturzstrom dam failures in Holocene sediments of Lake Constance, Germany. *Sedimentary Geology*, **169**, 75-91.

Schnellmann, M., Anselmetti, F.S., Giardini, D., McKenzie, J.A., and Ward, S., 2002. Prehistoric earthquake history revealed by lacustrine slump deposits. *Geology*, **30**, 1131-1134.

Stuiver, M., and Polach, H.A. (1977). Reporting of ^{14}C data. *Radiocarbon*, **19**, 355-363.

Tinner, W., Kaltenrieder, P., Soom, M., Zwahlen, P., Schmidhalter, M., Boschetti, A. and Schlüchter, C., 2005. Der nacheiszeitliche Bergsturz im Kandertal (Schweiz): Alter und Auswirkungen auf die damalige Umwelt. *Eclogae geol. Helv.*, **98**, 83-95.

Wessels, M., 1998. Late-Glacial and postglacial sediments in Lake Constance (Germany) and their palaeolimnological implications. *Arch. Hydrobil. Spec. Issues Advanc. Limnol.*, **53**, 411-449.

Anhang A

Methodik

A.1 Reflexionsseismik

Vom 21. bis 24. Juli 2003 wurden im Lag Grond, Lag la Cauma und Lag la Cresta seismische Untersuchungen mit dem hochauflösenden 3.5 kHz ORE (Ocean Research Equipment)-Single-Channel-System der Limnogeologie Gruppe ETHZ durchgeführt. Weitergehende Erklärungen siehe bei [Salis, von, 1998]. Als akustische Quelle des seismischen Signals wurde ein „GeoAcoustics 3.5 kHz 4-Element Pinger“ verwendet, der auf zwei aufblasbaren Cataraft Elementen montiert vor einem Zodiac Schlauchboot hergeschoben wurde (Abbildung A.1). Die Position des Bootes wurde mit GPS während der ganzen Fahrt gemessen. Die Rohdaten wurden mit einem „Octopus Marine 360



Abbildung A.1: Seismische Untersuchung mit dem 3.5 kHz ORE-System auf dem Lag Grond. Vor dem roten Zodiac Schlauboot wird die 3.5 kHz Pinger-Quelle gestossen. Photo: F. Anselmetti

Shallow Seismic Processor“ im SEG-Y Format im Feld aufgezeichnet. Mit einer SPW (Seismic Processing Workshop) Software wurden die Rohdaten prozessiert und mit der Kingdom Suite 2d/3d Pack Software interpretiert. Die Daten wurden mit einem Time Variante Bandpass gefiltert.
In den seismischen Profilen können teilweise im obersten Teil der scheinbaren Reflexionen des Seegrundes bis zu acht deutlich parallele Linien ausgemacht werden. Diese Reflexionen können durch das Weiterschwingen der 3.5 kHz Quelle erklärt werden und stellen keine sedimentären Reflektoren dar. Die Reflexionen des Seegrundes wiederholen sich im seismischen Profil mit zunehmender Tiefe mehrmals. Dies lässt sich mit „Multiples“ erklären, d.h. mehrfach von der Wasseroberfläche und dem Seeboden zurückreflektierten Signalen. Die Multiples werden mit zunehmender Tiefe im seismischen Profil steiler.
Diffraktionen führen zu hyperbelartigen Formen im seismischen Profil (Abbildung A.2). Nur an wenigen Stellen, vor allem bei flacheren Hängen oder flachem Seeboden könnten einige Reflexionen in den seismischen Profilen auf reale Reflektoren im Sediment hinweisen. So fanden sich im Lag la Cauma im tiefsten Bereich des Sees Hinweise auf geschichtete Sedimente. In der Regel war dies aber nicht der Fall, und es lassen sich bei allen drei untersuchten Seen keine Schlüsse auf Sedimentmächtigkeiten ziehen. Es muss wohl gefolgert werden, dass die seismische Energie fast immer nicht in den Seeuntergrund eindringen konnte, sondern vom Seeboden zurückreflektiert wurde. Dies

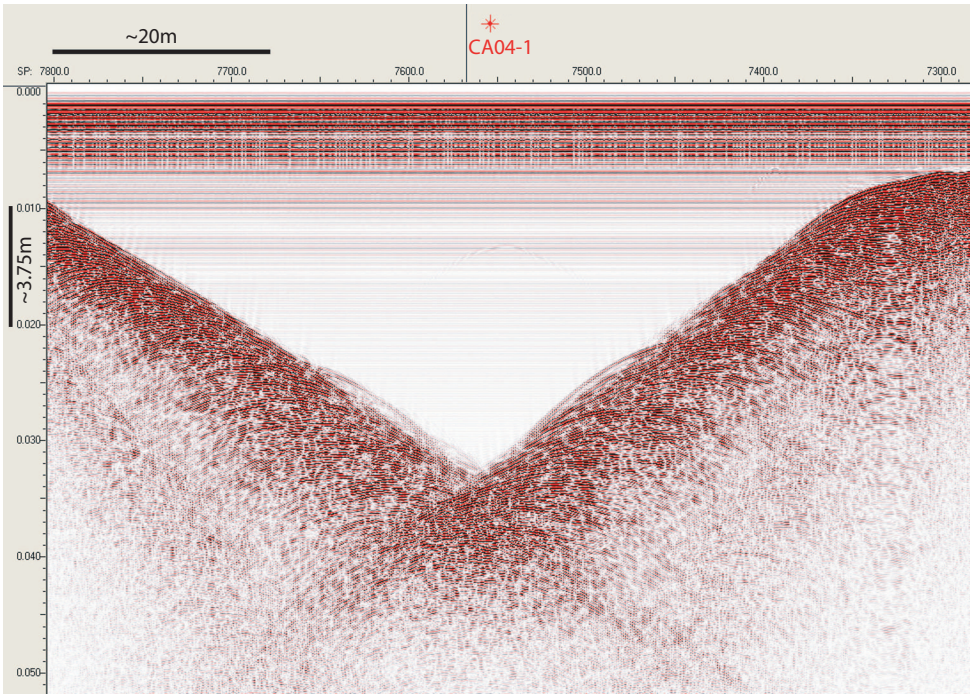


Abbildung A.2: Seismisches Profil durch den tiefsten Teil im Lag la Cauma (roter Balken in Abbildung C.2). Der Asterix markiert die Langkernlokalität CA04-1. Wegen den „steilen“ Hängen rechts und links bilden sich Diffraktionshyperbeln.

hängt wohl v.a. mit dem z.T. hohen Gasgehalt der Sedimente zusammen, der durch die Zersetzung von organischem Material entsteht. So lösten sich im Lag Grond während der Kurzkernentnahme viele Blasen aus dem Sediment. Auf ein weiteres Prozessieren der Daten (z.B. Dekonvolution, Migration) wurde verzichtet.
Aufgrund des deutlichen, vom Seegrund reflektierten seismischen Signals wurden für alle drei Seen bathymetrische Karten erstellt (Abbildungen B.3, C.2, D.2). Diese Tiefenkarten waren für das Bestimmen der Kernlokalitäten wichtig. Die meisten Kerne wurden jeweils in den tiefsten Bereichen der Seen gezogen. Denn hier ist in der Regel das „Sedimentarchiv“ am vollständigsten.
Für die Erstellung der bathymetrischen Karte musste die Uferlinie der Seen als Referenzniveau hinzugefügt werden. Die Uferlinie wurde von Karten ins Programm Fugawi kopiert und dort georeferenziert. Für den Lag Grond wurde uns vom Bauamt Laax eine 1:1'000 Karte zur Verfügung gestellt. Beim Lag la Cauma und Lag la Cresta wurden die swisstopo 1:25'000 Karten Blatt 1194 Flims (Flem) bzw. Blatt 1195 Reichenau verwendet. Die georeferenzierten Uferlinien wurden dann in die Kingdom Suite Software eingefügt.
Auf den seismischen Profilen wurde eine Linie entlang der ersten Reflexion des Seegrundes gezeichnet. Aufgrund dieser Linie wurde schliesslich die bathymetrische Karte berechnet. Das Bestimmen des Seegrundes war vor allem im Lag la Cauma und Lag la Cresta wegen den steilen Hängen und den vielen Gesteinsblöcken, welche komplizierte Diffraktionen und Seitenechos erzeugen, nicht einfach. Generell wurde die oberste Reflexion als Seeboden angenommen. Vor allem in tieferen Bereichen mit benachbarten Hängen und vielen Diffraktionen (Abbildung A.2) wurde jeweils die Kulmination der Hyperbel als

Seegrund aufgefasst. Beim Lag Grond war der Seegrund klarer festzustellen, da er keine steilen Hänge besitzt und grössere Felsbrocken am Seegrund fehlen.
Die ursprünglichen Tiefenangaben in Zwei-Weg-Laufzeit wurden mit einer P-Wellengeschwindigkeit von 1500 m/s in Wassertiefen in Meter umgerechnet (10 ms = 7.5 m). An der Kernlokalität GR05 (Abbildung B.3) im Lag Grond wurde manuell mit einem Lot eine Wassertiefe von ∼5.35 m gemessen, was den Tiefenangaben der bathymetrischen Karte des Lag Grond recht gut entspricht. Die Tiefenangaben im Lag la Cauma und Lag la Cresta sind maximale Angaben. Im Lag la Cauma sind die Tiefenangaben sowieso relativ, da der Seespiegel saisonal sehr stark schwankt.

A.2 Kernentnahme

Nach den seismischen Untersuchungen wurden im Juli 2003 in allen drei Seen in einer ersten Kernphase jeweils mehrere Kurzkerne (gravity short cores) entnommen. Hierbei wird ein PVC-Rohr, an welchem ein Gewicht befestigt ist, ins Sediment gestossen (Abbildung A.3). Der längste so entnommene Kern war 115 cm lang. Alle Kernlokalitäten sind in den entsprechenden bathymetrischen Karten eingezeichnet (Abbildungen B.3, C.2, D.2; Kurzkerne haben ein „03“ im Kürzel). Am einfachsten verlief die Kurzkernentnahme im Lag Grond am schwierigsten im Lag la Cresta, wo mehrere PVC-Rohre beschädigt wurden, weil sie auf Felsbrocken gestossen waren.



Abbildung A.3: Kurzkerngerät ETH mit Sedimentkern.

In einer zweiten Phase wurden im Lag la Cauma und Lag Grond mit einem Kernsystem der Firma Uwitec (Entwickler: R.Niederreiter) sogenannte „Niederreiter Piston Langkerne“ genommen. Hierbei wird ein 3 m langes Stahlrohr, in welchem ein PVC-Rohr steckt, an einem Stahlseil ins Wasser gelassen und mit einem Fallgewicht ins Sediment geschlagen. An der Spitze des Stahlrohrs befindet sich ein Kolben, welcher das Rohr anfänglich gegen unten verschliesst. Will man die obersten 3 m des Seegrundes beproben, kann man den Kolben über ein Seil hochziehen, sobald das Kerngerät den Seegrund erreicht hat. Nun schlägt man das jetzt gegen unten offene Stahlrohr in den Seeboden und das PVC-Rohr wird mit Sediment gefüllt. Will man in grösserer Sedimenttiefe Proben entnehmen, zieht man den Kolben beim Erreichen des Seegrundes noch nicht hoch und schlägt das Stahlrohr wie ein Pfahl in das Sediment, bis zu jener Tiefe, wo man Proben nehmen möchte. Dann zieht man den Kolben hoch und schlägt das jetzt gegen unten offene Rohr ins Sediment. Die Sedimententnahmetiefen werden so gewählt, dass sich zwei aufeinanderfolgende 3 m lange Sektionen um ∼50 cm überlappen. Die Funktionsweise des Niederreiter Kernsystems wird eingehender bei Lancini [2004] beschrieben.
Anfangs Mai 2004 wurden im Lag la Cauma im tiefsten Teil südlich der Insel von einer Plattform aus zwei Niederreiter Langkerne entnommen (Abbildung A.4, A). Bei einem Tauchgang wurde die aufgrund der Bathymetrie gewählte Kernlokalität überprüft. Der Seeboden verläuft im tiefsten Teil eben, und es sind am Seegrund keine Felsbrocken sichtbar. Es wurde jeweils solange gekernt, bis ein sehr hartes, für dieses Kerngerät undurchdringbares Substrat erreicht wurde. Dies war je nach Kernlokalität bei einer unterschiedlichen Tiefe der Fall (A3-Abbildung Kernkorrelation Lag la Cauma, Anhang C.4).
Mitte Februar 2005 wurde im Lag Grond vom Eis aus ein Niederreiter Langkern entnom-

men (Abbildung A.4, B). Dies hatte den Vorteil, dass keine Plattform aufgestellt werden musste. Ausserdem blieb man exakt an der gleichen Stelle, während man beim Kernen von einer Plattform aus je nach Wind von der ursprünglichen Position abdriftete. Das Niederreiter Langkerngerät der ETH ist eigentlich für so untiefe Seen wie den Lag Grond nicht geeignet. Dank R. Hofmann (Geologie, ETHZ) konnten mit einigen technischen Anpassungen drei 3 m lange Kerne entnommen werden. Beim letzten der drei Kerne war das Sediment im tiefsten Teil immer schwieriger zu durchdringen. Das Herausziehen des Kernes war dann auch entsprechend schwierig.

A.3 Multi-Sensor Core Logger (MSCL)

Einige physikalische Eigenschaften aller Sedimentkerne wurden mit einem Multi-Sensor Core Logger (MSCL) der Firma GEOTEK Ldt. gemessen. Eine detailliertere Erläuterung des Gerätes und weitere Referenzen finden sich bei Gilli [1999]. Der noch nicht geöffnete Sedimentkern wird auf einer Schiene durch mehrere Messgeräte gestossen. Alle Kerne wurden mit einem 5 mm-Messintervall untersucht.
In einem ersten Element werden von einer radioaktiven ^{137}Cs-Quelle aus γ -Teilchen durch den Sedimentkern geschickt. Es wurde mit einem Durchmesser des γ-Strahls von 5 mm gemessen. Die Gesamtdichte des Sedimentes wird aus der Abschwächung des γ-Teilchen-Strahls berechnet. Je mehr γ-Teilchen den Sedimentkern durchdringen und nicht an Partikeln gestreut werden, desto geringer ist seine Dichte.
In einem nächsten Messgerät werden der Kerndurchmesser und die P-Wellengeschwindigkeit des Sedimentes untersucht. Der Kerndurchmesser wird durch das Auseinanderdrücken von zwei Positionsmessern ermittelt. Die P-Wellen-Geschwindigkeit wird anhand der Laufzeit des P-Wellen-Signals durch den Kern und

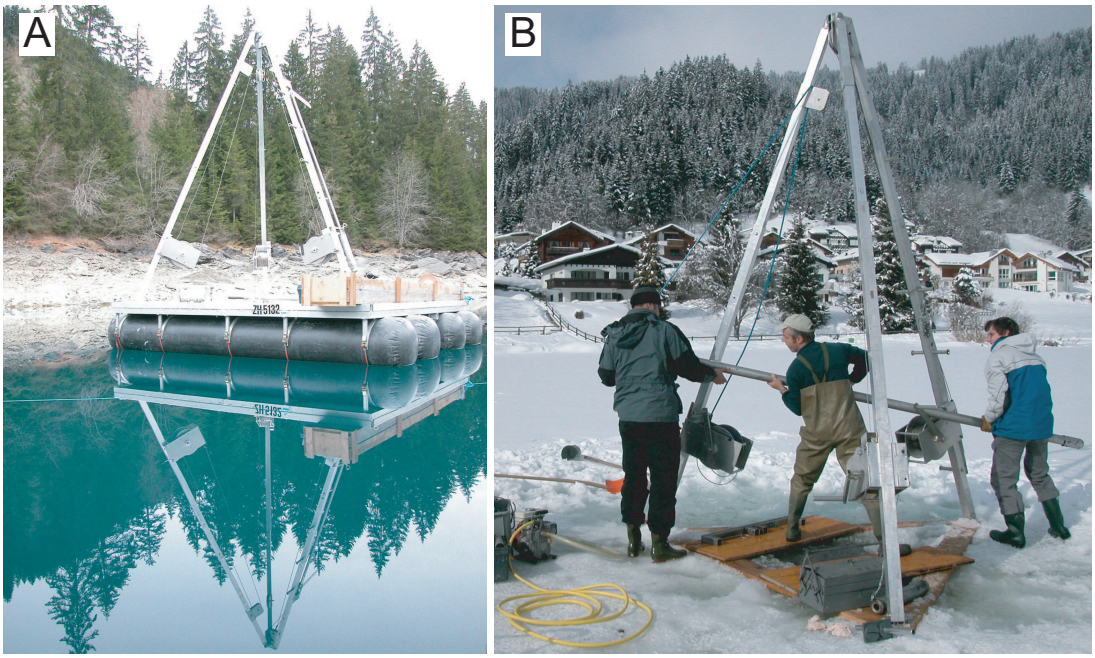


Abbildung A.4: Niederreiter Langkernentnahme A: Plattform mit Dreibein auf dem Lag la Cauma, B: Langkernentnahme vom Eis aus auf dem Lag Grond. Im Stahlrohr steckt ein mit Sediment gefülltes PVC Rohr. Photos: R. Hofmann

des Kerndurchmessers berechnet. Weiter wird die P-Wellen-Amplitude gemessen, mit welcher die Qualität des P-Wellen-Signals abgeschätzt werden kann.
In einem letzten Element wird mit einem Bartington Loop Sensor die magnetische Suszeptibilität des Sedimentes gemessen. Magnetisches Material im Sediment verändert dabei die Frequenz des vom Gerät erzeugten elektromagnetischen Feldes. Aufgrund der Frequenzänderung kann die magnetische Suszeptibilität berechnet werden. Der erhaltene Wert repräsentiert einen Mittelwert eines mehrere cm breiten Bereichs des Sedimentkerns. Multipliziert man die in diesem Bericht angegebenen Bartington-eigenen Werte mit 9.9791 E-6 ergeben sich die tatsächlichen magnetischen Suszeptiblitätswerte [Gilli, 1999].
Bevor man mit der Messung der Kerne beginnt, wird ein 30 cm langes „Kalibrations-element“ gemessen. Dieses besteht aus einem mit destilliertem Wasser gefüllten Rohr, in welchem sich im hinteren Teil ein Aluminiumzylinder mit stufenweise zunehmender Dicke befindet. Die physikalischen Eigenschaften des „Kalibrationsrohrs“ sind bekannt. Der Innendurchmesser des Kalibrationsrohrs beträgt ungefähr 5.8 cm. Bei 25°C sollte die P-Wellengeschwindigkeit in destilliertem Wasser ca. 1497 m/s betragen. Die Dichten von Wasser und Aluminium betragen ungefähr 1 bzw. 2.7 g/cm^3. Vergleicht man die gemessenen mit den theoretischen Werten lässt sich empirisch eine Korrektur bestimmen, welche dann an allen gemessenen Daten angewandt wird.
Zusätzlich wurden noch weitere Korrekturen durchgeführt. Dichtewerte unter 1 g/cm^3, welche mit Effekten bei Kernbeginn oder Kernende erklärt werden können, wurden in den Darstellungen (Anhänge B.7, C.7 und D.4) gelöscht. Hohlformen im Kern können auch Dichtewerte unter 1 g/cm^3 erzeugen. Die durch Hohlformen im Kern erzeugten Dichteminima wurden bei den Diagrammen im Anhang B.7, C.7 und D.4 nicht gelöscht. Unrealistisch tiefe magnetische Suszeptibilitätswerte (z.B. -5000 SI) wurden gelöscht.
Im Lag Grond zeigten die magnetischen Suszeptibilitätswerte der Kurzkerne und des obersten Teils des Niederreiter Langkerns zwar vergleichbare „Kurvenmuster“ aber unterschiedliche absolute Werte. Bei den Kernen GR03-5, GR03-3 und GR05-1A schwankten die meisten Werte zwischen -1 und 20 SI. Bei den Kernen GR03-2, GR03-4 und GR03-5 (Kurzkerne aus dem Jahre 2003) schwankten die Magnetische Suszeptibilitätswerte zwischen ca. 105 - 126 SI. Die „Standard-Nullmessung“ der magnetischen Suszeptibilität war wohl auf 100 SI anstatt auf 0 SI gesetzt worden. Deshalb wurden beim Kurzkern GR03-4 (oberster Teil des zusammengesetzten Kerns Lag Grond) bei den magnetischen Suszeptibilitätswerten 100 SI abgezogen.
Die Dichtewerte von Kernen des Lag la Cauma, welche aufgrund des Laminationsmusters und z.T. der Dichtekurvenform die gleichen Sedimente beinhalteten, waren in absoluten Werten teilweise leicht unterschiedlich. Damit die Dichtewerte der Kerne miteinander vergleichbar blieben, wurde bei allen Dichtewerten der CA04-X XX Kerne 0.1 g/cm^3 addiert. Der systematische Fehler bei Dichtemessungen mit diesem MSCL Gerät wird von Gilli [1999] als < 0.2 g/cm^3 angegeben.

Wie bereits im Anhang A.1 erwähnt, konnten die P-Wellen das Sediment wohl v.a. wegen dem hohen Gasgehalt nicht gut durchdringen. Entsprechend waren die P-Wellen Signalstärken (bzw. die P-Wellen-Amplituden) während der Messungen der Sedimentkerne oft gering. Auf die P-Wellengeschwindigkeitsmesswerte wird deshalb in diesem Bericht nicht weiter eingegangen. Informativ sind Messungen der Gesamtdichte [g/cm^3] und z.T. der magnetischen Suszeptibilität [SI].

A.4 Erstellen der zusammengesetzten Kerne

Nach den MSCL Untersuchungen wurden die Kerne geöffnet und photographiert. Die Kernhälften wurden bei 4°C in einem Kühlschrank aufbewahrt.
Aus allen entnommenen Kernen wurde für den Lag Grond und den Lag la Cauma ein möglichst vollständiger „zusammengesetzter Kern“ (composite core) zusammengestellt (Anhänge B.4 und C.4). Die Tiefenangaben in dieser Arbeit beziehen sich immer auf diese zusammengesetzten Kerne.

A.5 Smear Slides

Es wurden insgesamt über 100 Smear Slides von den Sedimenten der drei Seen erstellt. Diese dienten zur Untersuchung der Sedimentkomponenten mit einem Polarisationsmikroskop. Eine Übersicht zur Bestimmung von Komponenen in Smear Slides findet sich in Rothwell [1989].
Smear Slides sind einfach herzustellen. Dabei wird dem Kern wenig (Zahnstocherspitze) Probenmaterial entnommen. Man streicht dieses auf ein Glasplättchen ab und gibt etwas destilliertes Wasser hinzu. Dann verteilt man das Sediment auf dem Glasplättchen und lässt es trocknen. Anschliessend gibt man ein Tropfen Norland Optical Adhesive hinzu und legt ein Deckplättchen darauf. Schliesslich trocknet man den Smear Slide im UV-Licht.

A.6 SEM

Von zwei Sedimentproben aus einer Tiefe von 70 und 86.5 cm des Kerns CR03-2 wurden SEM (Scanning Elektron Microscope) Bilder durch A. Gilli erstellt. Hierbei musste Probematerial auf einen Objektträger geklebt und mit einer dünnen Goldschicht bedampft werden. Die Untersuchungen wurden mit dem JEOL JSM-6400 SEM am Departement Geologie und Paläontologie der Universität Genf durchgeführt.

A.7 Dünnschliffe

Von einigen laminierten Stellen des Lag la Cauma wurden Dünnschliffe hergestellt. Zuerst wurde eine rechteckige Probe aus dem Sedimentkern gestochen. Diese wurde mit flüssigem Stickstoff schockgefroren und in einem Gefriertrockner während 38 Stunden getrocknet. Die Probe wurde dann mit einem Gemisch aus 100 Teilen Araldit BY 158 und 28 Teilen Härter HY 2996 behandelt. Damit das Leimgemisch die ganze Probe durchdringen konnte, wurde die Luft unter Vakuum in einem Exsikkator aus den Poren der Sedimentprobe entzogen. Schliesslich härteten die Proben bei Zimmer-Temperatur und nachher im Ofen aus. Beim Aushärten der Proben kam es bei einigen Dünnschliffen zu einer rätselhaften Schaumbildung. Die Proben wurden dann auf 35 μm heruntergeschliffen und auf ein Glasplättchen geklebt. Die Dünnschliffe wurden unter einem Polarisationsmikroskop betrachtet.

A.8 Diatomeenbestimmung

Es wurden im Lag la Cauma, Lag la Cresta und Lag Grond in sehr vielen Proben Diatomeen festgestellt. Innerhalb dieser Arbeit wurde die Entwicklung der Diatomeenvergesellschaftung über die Zeit nicht untersucht. Herr J. Hürlimann (Aquaplus, Zug) hat jedoch einige Diatomeen anhand von Bildern (Smear Slides, Dünnschliffe, SEM) einzelner ausgewählter Lagen bestimmt. Die aufgelisteten Arten haben also keinen Anspruch auf Vollständigkeit. Kleinere Diatomeen waren auf den Bildern nicht bestimmbar. Generell lassen sich gewisse Diatomeenarten als ökologische Indikatoren (pH, Nährstoffgehalt, Salinität, organische Belastungen (Abwasser)) verwenden.

A.9 Probennahme und Gefriertrocknung

Von den Kernen aller drei Seen wurden Sedimentproben entnommen. Die Probenentnahmestellen sind auf den Lithologischen Profilen (Anhang C.6 und B.6) der zusammengesetzten Kerne Lag la Cauma und Lag Grond in der rechten Kolonne bezeichnet. Meistens konnte das Probenmaterial relativ einfach mit Kupferplättchen herausgestochen werden. Anschliessend wurde das Probenmaterial in einem Tiefkühler gefroren und dann in einem Supermodulyo 12K Freeze Dryer der Firma Edwards mehr als 24 Stunden bei (-40°C) - (-50°C) und einem Unterdruck von $\sim 8.5 \cdot 10^{-1}$ mbar getrocknet. In einem nächsten Schritt wurde das Probenmaterial in einem Mörser homogenisiert und zerrieben. Kalksteinproben wurden direkt im Mörser zerkleinert.

A.10 Coulometrische Bestimmung des anorganischen und totalen Kohlenstoffes

Der anorganische und totale Kohlenstoffgehalt wurden mit einem Coulometer der Firma UIC Inc. Coulometrics gemessen. In zwei Apparaten wird auf unterschiedliche Art und Weise aus den Proben CO_2 gewonnen, welches im dritten Apparat gemessen wird.
Im „CM 5130 Acidification Module“ wird dem Probenmaterial Perchlorsäure (60%) beigegeben, welche mit dem Karbonat des Probematerials unter Bildung von CO_2 reagiert. Dieses dient zur Bestimmung des totalen anorganischen Kohlenstoffgehaltes (**T**otal **I**norganic **C**arbon).
Für die Messung des Totalen Kohlenstoffes (**T**otal **C**arbon) werden alle organischen und anorganischen Formen des Kohlenstoffs im Probenmaterial bei 950°C mit dem „CM 5200 Autosampler/Furnace“ zu CO_2 verbrannt.
Der CO_2-Gehalt wird im „CM 5012 CO_2 Coulometer“ gemessen. Hierzu gehört eine Coulometer Zelle, welche Monoethanolamin und einen farbmetrischen pH Indikator in einem zweiteiligen Glasgefäss enthält. Der eine Teil der Coulometer Zelle wird mit einer Kohlenstoff-Kathoden-Lösung gefüllt und mit einer Platin Kathode verschlossen. In den anderen Teil wird etwas Kaliumiodid und eine Kohlenstoff-Anoden-Lösung geschüttet, und er wird mit einer Silber Anode verschlossen. Die Zelle wird nun zwischen einer Lichtquelle und einem Photodetektor gestellt. Das CO_2 wird der Zelle zugeführt und dort

quantitativ absorbiert, indem es mit Monoethanolamin zu einer titrierbaren Säure reagiert. Diese Säure bewirkt, dass der Farbindikator verblasst. Dieser Farbwechsel wird in Transmissivität (T%) mit dem Photodetektor aufgezeichnet. Ein Titrationsstrom erzeugt proportional zu T% eine Base, bis die Lösung wieder ihre ursprüngliche Farbe erhält d.h. die Säure wieder zu Monoethanolamin reagiert hat. Aus dem aufgewandten Titrationsstrom lässt sich mit dem Programm WinCarb der CO_2-Gehalt bzw. die Kohlenstoffgewichtsprozente berechnen.
Am Anfang, Schluss und mindestens alle 10 Proben wird ein Standard aus reinem Calcit gemessen. Alle Messwerte wurden mit den gemessenen Standardwerten korrigiert.
Die Messgenauigkeit des Coulometers in absoluten Gewichtsprozenten beträgt für TC +/- 0.3% und für TIC +/- 0.1% (pers. Mitt. P. Rais). Es wurden insgesamt 13 Proben doppelt gemessen. Die Messgenauigkeit war ausser bei einer Probe (Lag la Cauma Nr. 19, TIC: +/- 0.16) besser als +/- 0.3% bzw. +/- 0.1%.
Der Anteil an organischem Kohlenstoff (**T**otal **O**rganic **C**arbon, Corg) lässt sich aus der Differenz von TC und TIC berechnen. Unter der Annahme, dass aller anorganischer Kohlenstoff als Calcit $CaCO_3$ und nicht z.B. als Dolomit $MgCa(CO_3)_2$ vorliegt, entspricht der Kalkgehalt dem 8.33 fachen (100/12) des TIC (Ca = 40 u, O = 16 u, C = 12 u $\rightarrow$ $CaCO_3$ = 100 u).

A.11 Isotopengeochemie

Die Isotopenzusammensetzung von Sauerstoff und Kohlenstoff des Karbonates in den Sedimentproben wurde mit einem VG-Prism Massenspektrometer gemessen. Das Karbonat wurde mit 100% Phosphorsäure bei 90°C aufgelöst. Das Massenspektrometer wurde mit NBS19, NBS18 und NBS20 kalibriert. Die Isotopenzusammensetzungen werden in der konventionellen Delta-Notation in Bezug auf VPDB (Vienna Pee Dee Belemnite) aufgeführt.
Die Reproduzierbarkeit der Messwerte war je nach Messzyklus unterschiedlich gut. Dies lässt sich auf technische Probleme mit der Maschine, auf die Inhomogenität der Proben und auf den z.T. hohen organischen Gehalt der Proben zurückführen. Organische Substanzen können zu Verunreinigungen im Messsystem und damit zu einer verminderten Messgenauigkeit führen.
Bei den Proben des Lag la Cauma wurden 7 Proben doppelt gemessen. Besonders eine Messreihe lieferte unsichere Werte, welche jeweils in den entsprechenden Graphiken mit braunen Ringen gekennzeichnet sind (Abbildungen B.17 und C.14). Bei dieser Messreihe konnten im Vergleich zu anderen Messreihen maximale Differenzen zwischen zwei gleichen Proben von $\sim$0.4‰ bei δ^{13}C bzw. $\sim$1.2‰ bei δ^{18}O festgestellt werden. Betrachtet man aber nur die 3 Doppelmessungen, welche keine Daten der unsicheren Messreihe beinhalten, ist die Reproduzierbarkeiten besser als 0.16‰.
Beim Lag Grond zeigten die Standardmessungen in einer Messreihe einen Trend, welcher mit einer linearen Approximation korrigiert wurde. Es wurde nur eine Doppelmessung durchgeführt, wobei die Reproduzierbarkeit für δ^{13}C sehr deutlich und für δ^{18}O etwas besser als 0.3‰ war.
Bei Doppelmessungen wurde jener Wert der besseren Messreihe bzw. der Mittelwert (bei gleich guten Messreihen) verwendet.

A.12 Korngrössenangaben

Korngrössenangaben wurden meistens (z.B. Anhang D.4) makroskopisch oder anhand von Smear Slides abgeschätzt. Dabei wurden von Auge sichtbare „Karbonat-Corg-Anhäufungen“ der Sandfraktion zugeordnet, auch wenn sie zwischen den Fingern einfach zu feinem Karbonatschlamm zerrieben werden konnten.
Bei drei ausgewählten Lagen wurden die Korngrössen mit einem „Malvern Mastersizer 2000“ von Malvern Instruments Ltd. bestimmt:
Bevor die erste Sedimentprobe ins System gelangt, wird der „Hintergrund“ (Background) im Analysegerät gemessen, um anfängliche Verschmutzungen zu messen, und diese am Schluss von den Daten abziehen zu können. Waren diese Verschmutzungen zu gross, musste das Gerät automatisch und teilweise auch manuell gereinigt werden.
Wenige Gramm Sedimentmaterial wurden (meist) ohne Vorbehandlung in das Gerät „Hydro 2000μP“ gegeben, in welchem die Sedimentprobe präpariert wird. Hier wird die Probe mit einem Propeller in Wasser homogenisiert. Die Drehgeschwindigkeit lässt sich manuell einstellen. Bei hoher Propellerdrehzahl entwickeln sich Blasen, dafür ist die Probe besser gemischt. Blasen im Wasser sind zu vermeiden, da sie die Messungen verfälschen. Mit einem eingebauten Ultraschall System können Luftblasen im Wasser zerstört und Partikelagglomerate gelöst werden. Es werden aber auch Organismenschalen zerstört. Die Stärke des Ultraschalls lässt sich auch manuell verändern. Zwischen Propellergeschwindigkeit und Stärke des Ultraschalls muss ein Art Gleichgewicht gefunden werden, da man möglichst gut vermischte Proben ohne Agglomerate und Blasen, aber mit intakten Schalen messen will. Das als Dispersionsmittel dienende, im System zirkulierende Wasser wurde vor den Messungen während einer Stunde gekocht, um anfängliche Luftblasen zu entfernen.
Das Wasser mit den Sedimentpartikeln wird dann über Schläuche zu einer optischen Einheit, dem „Malvern Mastersizer 2000 particle Analyser“ geführt. Dort wird die Lösung mit den Partikeln durch einen Laser Strahl geführt. Aufgrund des Lichtanteils, welcher durch Streuung und Absorption an Partikeln verloren geht, kann die Konzentration der Lösung berechnet werden. Es wurde soviel Sediment zugefügt, bis eine Konzentration von 8 - 15% erreicht war. Die Partikel im Wasser streuen das Licht des Lasers. Aufgrund des durch die Partikel hervorgerufenen Streuungsmusters und unter Annahme von sphärischen Partikeln kann die Korngrösse berechnet werden. Nach jeder gemessenen Probe wurde das zirkulierende Wasser ausgetauscht und die Leitungen automatisch gereinigt.
Bei der Datenausgabe wird unter anderem ein „Residuum-Wert“ (residual) angegeben. Dieser ist ein Indiz wie gut die berechneten und die gemessenen Daten einander entsprechen. Eine gute Übereinstimmung wird durch einen Wert kleiner als 1% angezeigt. Wenn der Residuum-Wert grösser als 1% ist, kann dies ein Hinweis darauf sein, dass nicht die richtigen Refraktionsindizes und Absorptionswerte für die Probe oder das Dispergiermittel verwendet wurden (Benutzerhandbuch Malvern Mastersizer 2000 particle Analyser).
Leider waren die Residuum-Werte bei den Korngrössenmessungen der untersuchten Lage des Lag la Cauma nicht selten grösser als 1%. Diese Messwerte wurden speziell gekennzeichnet (Abbildungen B.14 und C.12). Eventuell hängt das mit dem z.T. aussergewöhnlich hohen Gehalt an organischen Partikeln und Agglomeraten aus Karbonatpartikeln und organischem Material zusammen. Denn bei der Korngrössenmessungen

einer 1a/1b-Lage (hoher siliziklastischer Anteil, wenig Karbonat und wenig organisches Material) des Lag Grond (Abbildung B.15) waren die Residuum-Werte immer unter 0.8% meistens sogar unter 0.6%.
Es wurde versucht, die Proben zuerst in einem Gefäss zu mischen und die obenaufschwimmenden organischen Partikel herauszunehmen, was aber nicht funktionierte. Eine Behandlung der Proben mit Wasserstoffperoxid (H_2O_2) würde beim Problem mit dem organischen Material wohl weiterhelfen.
Beim mehrmaligen Messen der gleichen Probe wurde in der Regel jene Messung mit dem kleinsten Residuum-Wert verwendet. Die Angaben in Volumenprozent beziehen sich auf einen Korngrössenbereich von 0.02 bis 2000 μm.

A.13 AMS Altersbestimmung

Organisches Material (Blätter, Holz, Samen, Nadeln usw.) für die AMS Altersbestimmung wurden mit einer Pinzette entnommen und luftdicht verpackt. Nur bei der Probe ETH-30638 wurde Sediment aus einem $\sim$3 cm langen Bereich der Kernmitte herausgestochen und daraus die organischen Partikel herausgeschlämmt.
Die für die Altersbestimmung erforderliche Präparierung und Aufbereitung des Probenmaterials erfolgte bei den Proben ETH-27772, ETH-27773 und ETH-27774 im Radiokarbonlabor des Geographischen Institutes der Universität Zürich (GUIZ). Für die restlichen Proben (ETH-29991 bis ETH-29994, ETH-30637, ETH-30638) erfolgte diese im AMS Radiokarbonlaber der ETH Zürich. Die anschliessende Datierung wurde mittels der AMS-Technik (accelerator mass spectrometry) auf dem Tandem-Beschleuniger des ITP (Institut für Teilchenphysik) der ETH-Hönggerberg durchgeführt.
Alle AMS C14-Alter wurden mit dem Programm CALIB REV4.4.2 [Stuiver and Reimer, 1993] und dem Kalibrationsdatensatz intcal98.14C [Stuiver et al., 1998] kalibriert. Die Angaben werden in cal. y BP (calibrated years Before Present) d.h. kalibrierte Jahre vor heute (Present = 1950) angegeben.

Anhang B

Lag Grond

B.1 Einführung

Der Lag Grond ("der grosse See") befindet sich in einer kleinen Mulde mitten im Dorf Laax (∼1016 m.ü.M) (Abbildung B.2 und B.3). Er hat einen oberflächlichen Zufluss im Norden und einen oberflächlichen Abfluss im Süden. Der Lag Grond gefriert im Winter vollständig zu. Gerade südlich von Laax befindet sich ein zweiter See, der Lag digl Oberst (∼970 m.ü.M.), welcher einen unterirdischen Abfluss besitzt und heute v.a. aus einem Sumpfgebiet besteht. Westlich des Lag digl Oberst hatte es früher einen weiteren See, den Lag Setg, der heute trocken gelegt ist [Büchi, 1978]. So kann es nicht überraschen, dass die Gemeinde ursprünglich den rätoromanischen Namen „Lags" (Seen) trug; „Laax" ist der heute offizielle, deutsche Name. Die Region Laax/Falera/Sagogn ist mindestens seit der Bronzezeit (∼1800 BC, Büchi and Büchi [1978]) wohl kontinuierlich besiedelt.

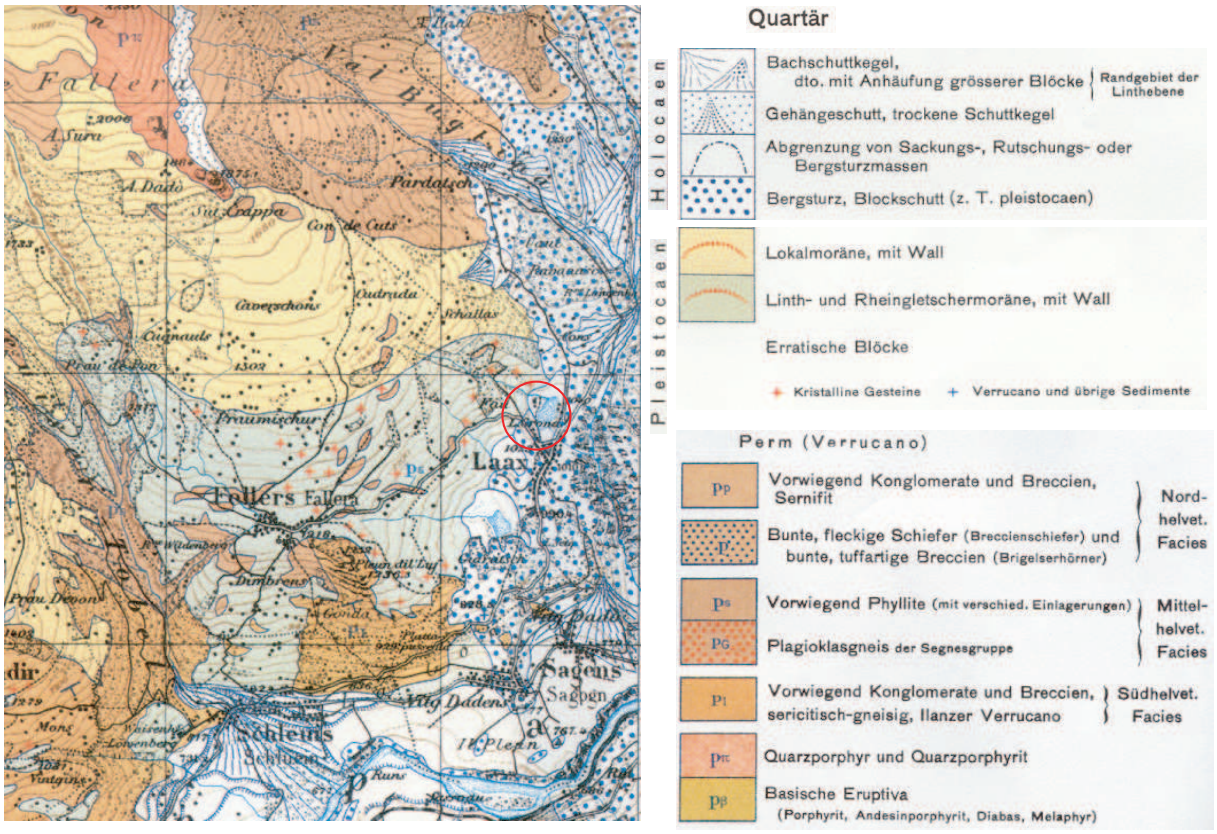


Abbildung B.1: Auszug aus der geologischen Karte des Kantons Glarus, 1:50'000 [Oberholzer, 1942]. Der Lag Grond liegt auf den Flimser Bergsturzmassen. Im Osten des Lag Grond sind Moränen und verschiedene Varietäten des Verrucano aufgeschlossen.

Der Lag Grond liegt am westlichen Rand des Ablagerungsraums des Flimser Bergsturzes (siehe auch Karte im Bericht von Bonanomi et al., 1994). Einen ersten Einblick in den Untergrund des Lag Grond gewinnt man etwa 150 m westlich des Sees. Hier fällt das Gelände steil ins wilde Tal des Ual da Mulin, das Laaxertobel, ein. Dessen Flanken zeigen deutlich die von der Ruinaulta bekannten hellen Hänge aus „zusammengebackenem bzw. zusammengepresstem" Quintnerkalk des Flimser Bergsturzes.
Östlich des Lag Grond steigt das Gelände schnell an. Es finden sich dort Moränenablagerungen des Vorderrheingletschers mit kristallinen erratischen Blöcken

und Moränenablagerungen von lokalen Gletschern (Abbildung B.1). Zwischen den Moränenablagerungen ist immer wieder permischer Verrucano (vorwiegend Phyllite) feststellbar. Noch weiter nördlich ist dann Verrucano (vorwiegend Phyllite und Quarzporphyre bzw. Quarzporhyrite) zusammenhängend anstehend.
Im Einzugsgebiet des kleinen Bachs (< 4 km^2), welcher den Lag Grond speist, sind v.a. Moränenablagerungen und Gesteinsvarietäten des Verrucano aufgeschlossen. Bei einer Begehung des kleinen Tobels Val Fraissen wurden unterschiedliche schiefrige und phyllitische Gesteine, Tonschiefer mit Pyrit, Quarzporphyre (Ryholithe) und ev. auch Puntegliasgranite (mit grossen Feldspatklasten) gefunden. Einige dieser Gesteine können als Verrucanovarietäten bestimmt werden. Die Puntegliasgranite sind bekannte Erratiker des Vorderrheingletschers. Kalkige Gesteine fanden sich im kleinen Tobel nur sehr selten.
Der Ausfluss des Lag Grond war bis Ende der 60iger Jahre oberirdisch, dann wurde er unter die Erde verlegt (pers. Mitt. T. Cadruvi, Bauamt Laax). Aus einem unveröffentlichten Bericht von C. Buchli (FORNAT AG, Zernez) aus dem Jahre 1993, geht hervor, dass „seit den Sechziger Jahren zunehmender Krautwuchs den Badebetrieb und die Fischerei im Laaxersee erschwerte“. Nach dem Einsatz von Graskarpfen war der Seegrund weitgehend frei von Vegetation. Es kam aber anschliessend zu starken Trübungserscheinungen wegen hoher Algenproduktion. Im Jahre 1993 wurde der Zufluss etwas Richtung Nordosten verlegt; der Bach durchfliesst heute den Schilfgürtel am nördlichen Ende des Sees. Dies sollte eine geringere Nährstoff- und Sedimentzufuhr in den von starkem Algenwuchs befallenen Lag Grond bezwecken.
Der See hat sich vor der „Flusskorrektion“ jeweils bei Starkniederschlägen stark verfärbt (pers. Mitt. T. Cadruvi, Bauamt Laax). Beim Hochwasserereignis im November 2002 verliess der Bach sein neues Bett und überdeckte die Wiese vor dem ehemaligen Bacheinfluss mit viel Schutt.



Abbildung B.2: Luftbildaufnahme des Lag Grond. Östlich des Lag Grond ist das Val da Mulin, das Laaxer Tobel, mit seinen hellen Flanken aus Flimser Bergsturzmaterial erkennbar [Bildarchiv, ETH Bibliothek, Zürich].

B.2 Batyhmetrische Karte

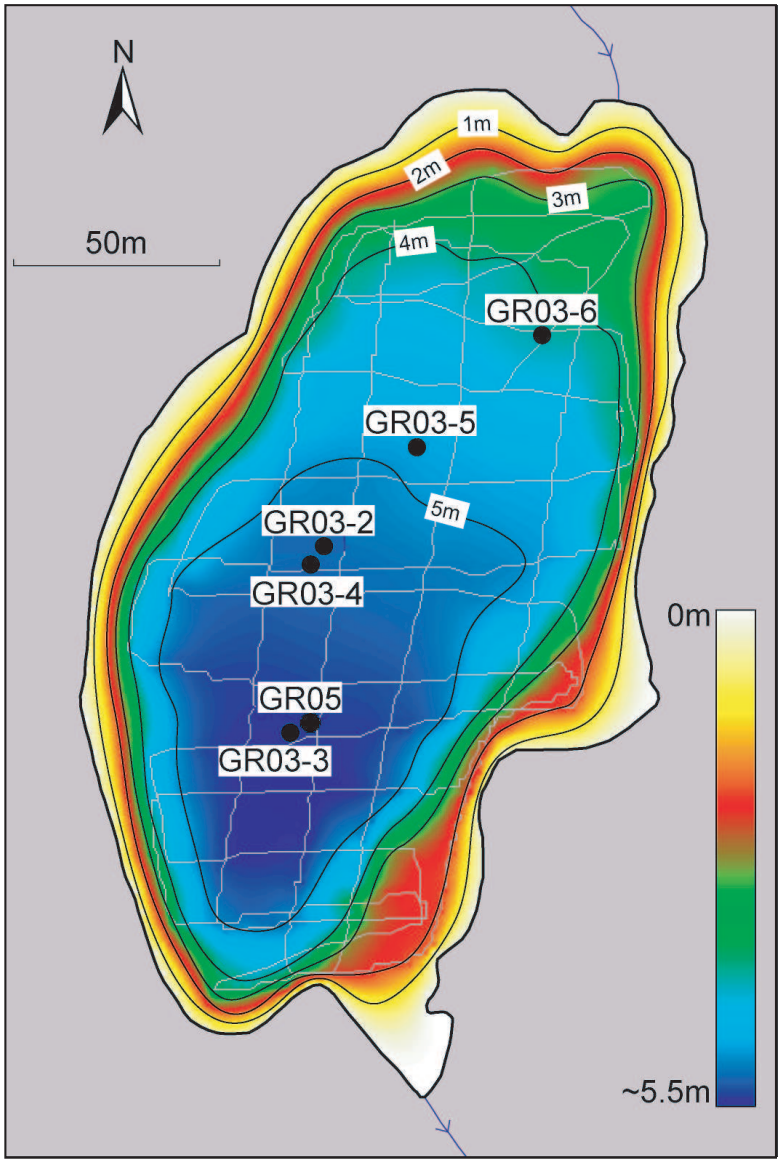
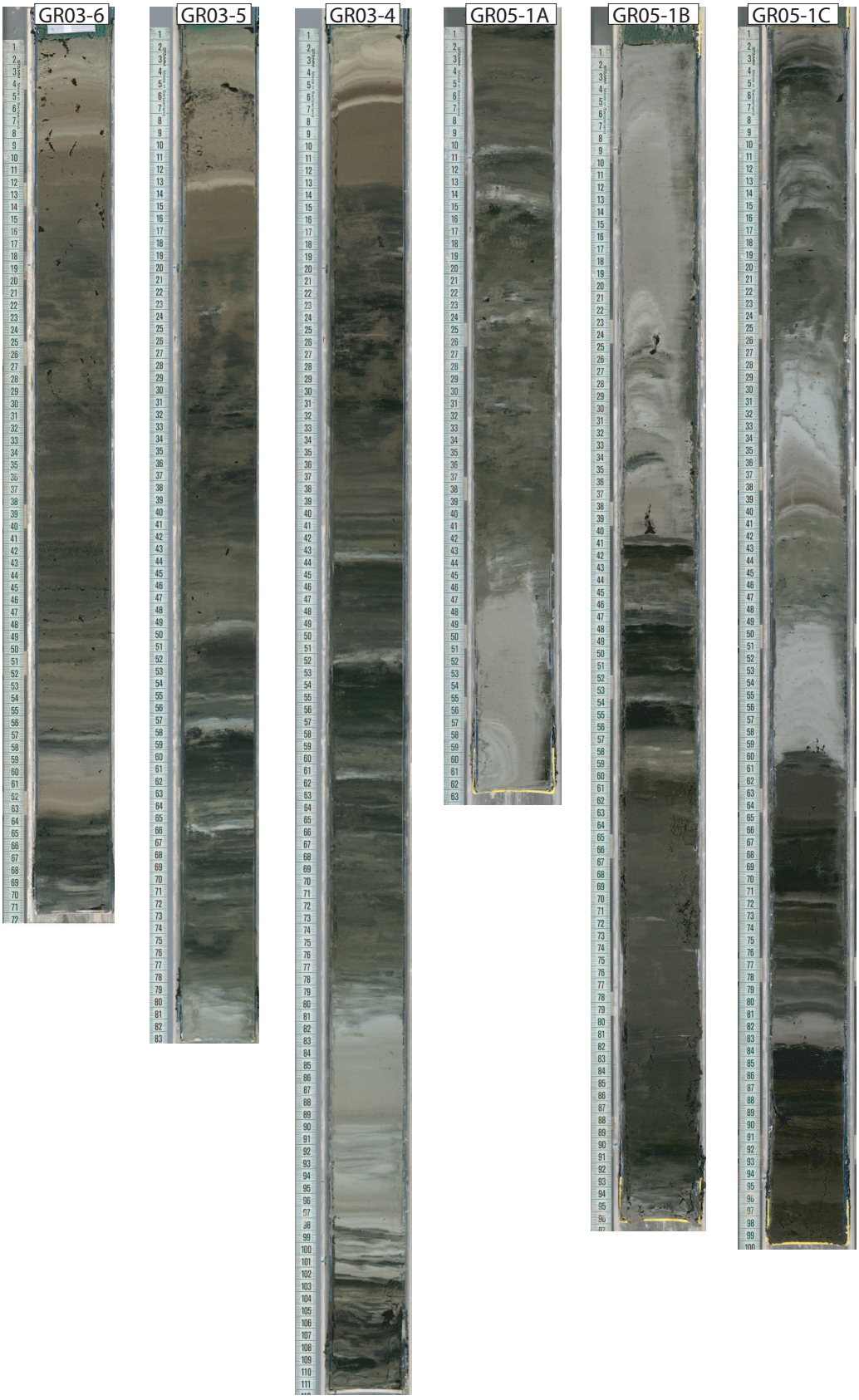


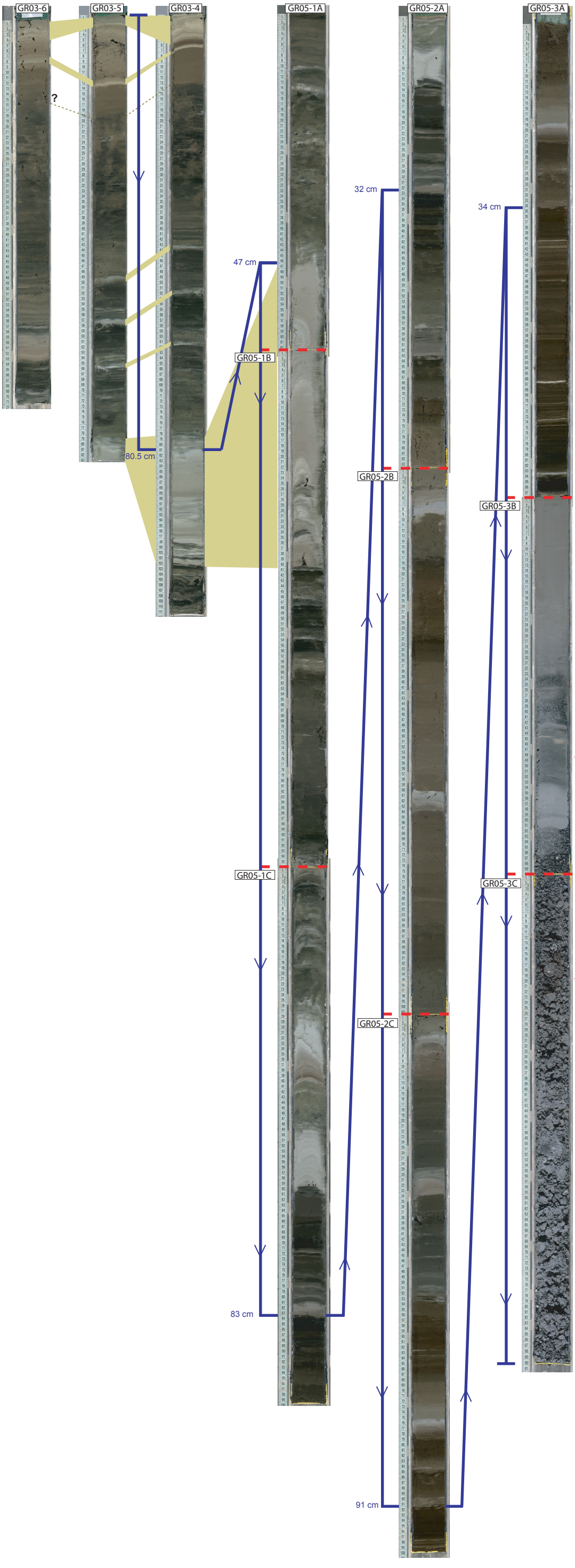
Abbildung B.3: Bathymetrische Karte des Lag Grond mit Isobathen und Kernentnahmestellen (GR03-X: Kurzkerne, GR05: Niederreiter Langkern). Der Lag Grond hat eine relativ einfache beckenförmige Batyhmetrie mit der grössten Tiefe von ∼5.5 m im südlichen Teil des Sees. Der Seespiegel liegt auf ∼1016 m.ü.M.. Der Zufluss erfolgt von Norden durch einen kleinen Bach. Der Abfluss im Süden wurde in einer Röhre gefasst. Die hellgrauen Linien zeigen die Fahrtspur des Schlauchboots bei der seismischen Untersuchung am 21.Juli 2003.

B.3 Photos der geöffneten Kerne im Überblick




GR05-2A
GR05-2B
GR05-2C
GR05-3A
GR05-3B
GR05-3C

Kernkorrelation Lag Grond



x cm — Sedimenttiefe der Übergänge des zusammengesetzten Kerns in den Kernsektionen (gleicher Massstab wie auf Kernphoto)

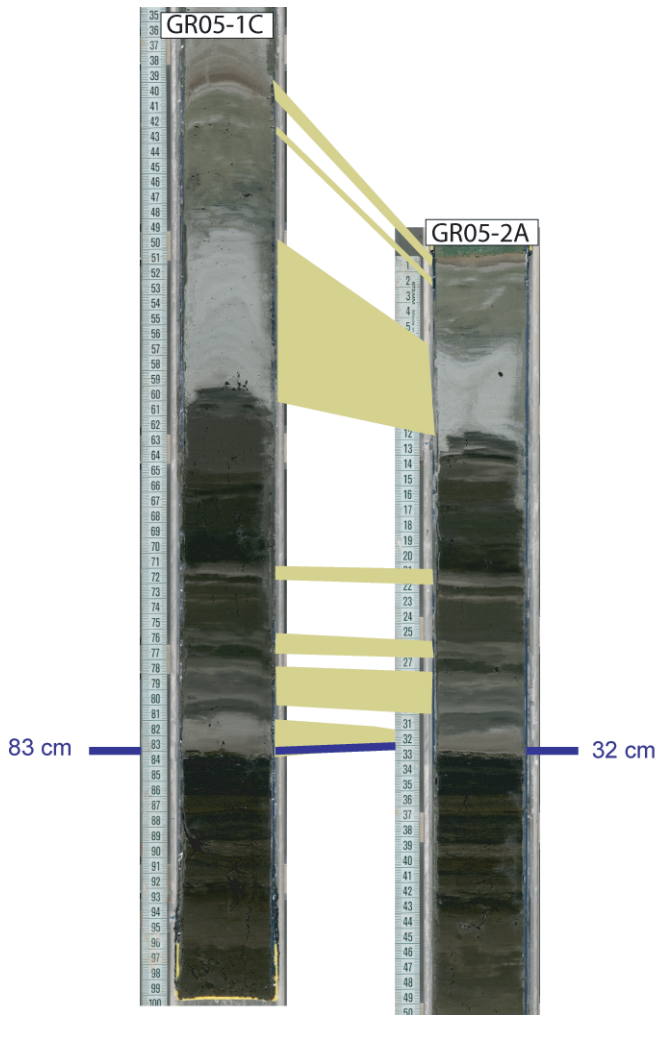
Ausgewählter Bereich für den zusammengesetzten Kern

Ort und Kürzel der 14C-Datierungen

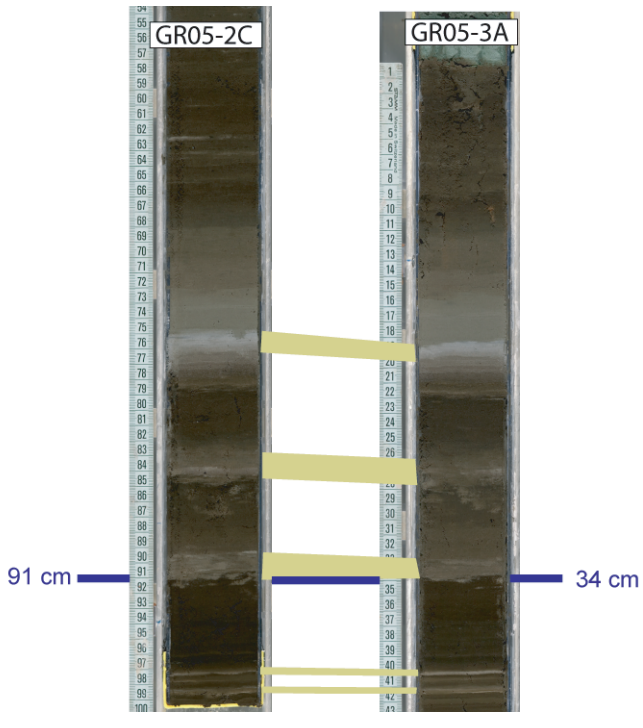
Die Kerne GR05-1A, -1B und -1C bzw. GR05-2A, -2B und -2C bzw. GR05-3A, -3B und -3C hingen ursprünglich in einem 3m langen Kern zusammen.

Korrelation der Kerne anhand charakteristischer 1a/1b-Lagen

Korrelation der Kerne GRO5-1C und GR05-2A



Korrelation der Kerne GRO5-2C und GR05-3A



B.4 Kernkorrelation

Der zusammengesetzte Kern Lag Grond liess sich einfach zusammenfügen. Der Kurkern GR03-4 konnte aufgrund des Sedimentationsmusters (v.a. der hellen Lagen) gut mit dem Langkern GR05 korreliert werden (A3-Abbildung Kernkorrelation Lag Grond). Die sich überschneidenden Stellen bei den Kernsektionen GR05-1C/GR05-2A und GR05-2C/GR05-3A im Langkern waren deutlich zu erkennen und 50 bzw. 42 cm lang.
Die Korrelation zwischen den Kurzkernen ist nicht immer eindeutig. Am sichersten ist wohl auch hier die Korrelation anhand der hellen Lagen.

B.5 Lithotypen im zusammengesetzten Kern Lag Grond

Einführung

Die Sedimente des zusammengesetzten Kerns Lag Grond wurden aufgrund ihrer Farbe, Struktur, Korngrösse, biogenen Komponenten, chemischen Eigenschaften (u.a. anorganischer und organischer Kohlenstoff, δ^{18}O- und δ^{13}C-Signatur) und physikalischen Eigenschaften (Dichte, magnetische Suszeptibilität) in Lithotypen unterteilt. Neben einer makroskopischen Untersuchung wurden mehr als 55 Smear Slides erstellt. Zum besseren Verständnis der folgenden Ausführungen dienen die Anhänge B.6, B.7 und B.9.
Grundsätzlich lassen sich die Sedimentkomponenten nach ihrer Herkunft in zwei Gruppen unterteilen. Einerseits treten autochthone Komponenten auf. Zu dieser Gruppe gehören organisches Material bzw. „Kerogen“ (Algen, Wasserpflanzen, usw.), authigenes Carbonat und Organismenschalen (opaline Diatomeen, kalkige Schneckengehäuse). Andererseits bringt v.a. der kleine Fluss viele allochthone Komponenten in den Lag Grond. Hierzu zählen Quarz-, Feldspat-, Glimmer- (Chlorit, Biotit), ev. Hämatit-, Kalkkörner und auch organischer Detritus (Blätter, Holz, usw.). Es wurden vier Lithotypen mit einer unterschiedlichen Anzahl an „Untertypen“ definiert. Der Anteil an den jeweiligen Sedimentkomponenten kann auch innerhalb eines Lithotyps stark variieren. Die Lithotypen stellen also nur eine Art Endglieder dar, es bestehen zahlreiche Mischungen zwischen den verschiedenen Lithotypen. Dies wurde berücksichtigt, indem teilweise im lithologischen Profil (Anhang B.6) auch Kombinationen der verschiedenen Lithotypen angegeben wurden (z.B. 2a-1a).
Die Sedimente des Lithotyps 1 bestehen v.a. aus allochthonem Detritus, haben einen geringen Kalkanteil (ausser 1c) und im Vergleich zum Lithotyp 2 eine hohe Dichte (meistens $> 1.4\,\mathrm{g/cm^3}$). Sie bilden im Kern die hellen Lagen. Ablagerungen des Lithotyps 2 haben einen höheren Anteil an organischem Material und sind im Kern schwarz bis braun gefärbt. Sie haben einen variablen aber meist eher geringen Kalkanteil. Ihre Dichte ist gering und meist kleiner als $1.4\,\mathrm{g/cm^3}$. Die Sedimente der Lithotypen 1 und 2 sind feinkörnig. Der Lithotyp 3 fasst Sedimente zusammen, die aus Kalksteinbruchstücken verschiedenster Korngrösse (Silt bis Kies) bestehen. Die Sedimente sind grau gefärbt und haben eine hohe Dichte (meistens $> 2\,\mathrm{g/cm^3}$). Die Ablagerungen des Lithotyps 4 bestehen auch v.a. aus grau-blauen Kalksteinbruchstücken. Die Kalksteinklasten sind aber teilweise mit Gesteinsstaub zu einer festen Masse zusammengepresst, und dickere feinkörnige Lagen fehlen. Die höchsten Dichten (meistens $> 2.5\,\mathrm{g/cm^3}$) des ganzen Kernes werden in Sedimenten des Lithotyps 4 erreicht.
Sedimente der Lithotypen 1 und 2 treten in den ersten $\sim$5.7 m des zusammengesetzten Kerns auf. Anschliessend folgen die Sedimente des Lithotyps 3, welche ab $\sim$6.35 m fliessend in die Ablagerungen des Lithotyps 4 übergehen.

Lithotyp 1a

Im Sedimentkern fallen die hellen weissen Lagen des Lithotyps 1a sofort auf (Abbildung B.7). Sie sind manchmal relativ homogen oft aber unregelmässig laminiert. Dieser Lithotyp wird durch eine feine siliziklastische „Grundmasse“ dominiert. Sie besteht wohl v.a. aus Silt. Es finden sich in Smear Slides auch siliziklastische Körner (Feldspat-, Quarz-, usw.) in Grobsilt- bis Feinsandfraktion. Der Anteil an Calcit ist so gering ($< 2.5\%$ $CaCO_3$), dass Sedimente des Lithotyps 1a auf die Hinzugabe von Salzsäure nicht sichtbar reagieren. Der Anteil an organischem Material ist auch relativ gering ($< 2.5\%$ Corg).

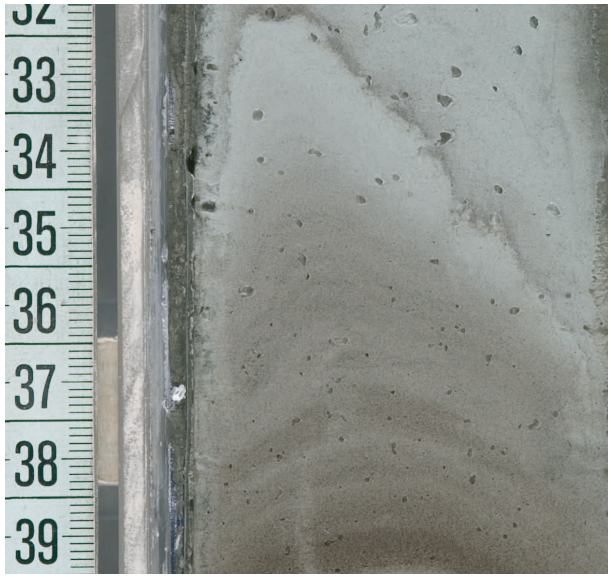


Abbildung B.4: Sediment des Lithotyps 1a/1b aus einer Tiefe von 224 - 231cm (Kern GR05-1C).

Organismenschalen wie z.B. Diatomeen und andere biogene „Gehäusereste“ finden sich nur vereinzelt. Ablagerungen dieses Sedimenttyps sind fast immer mit relativ hohen Dichtewerten ($> 1.4\,g/cm^3$) assoziiert. Immer wieder fallen sie auch mit Höchstwerten der magnetischen Suszeptibilität zusammen.

Lithotyp 1b

Der Lithotyp 1b ist eigentlich nur eine Variation des vorhergehenden Typs. Betreffend Kalk- und Corg-Gehalt (Abbildung B.16) und der Dichte ist er vom Lithotyp 1a kaum zu unterscheiden. Der Anteil an feiner „Grundmasse“ ist aber geringer als beim Lithotyp 1a. Die durchschnittliche Korngrösse ist etwas grösser als beim Lithotyp 1a (Abbildung B.15, unterer Teil der hellen Lage). Den Hauptanteil des Lithotyps 1b machen allochthone Komponenten aus. Von Auge ist der Lithotyp 1b etwas dunkler als 1a, grau bis braun gefärbt. Oft wird das Sediment gegen unten zunehmend dunkler, eine Gradierung ist feststellbar (Abbildung B.4). Die Coulometer-Proben 17, 18 und 19 bzw. 8, 9, 10 und 11 zeigen, dass innerhalb einer 1b-Lage mit zunehmender Tiefe der Corg-Anteil zunimmt, und der Kalkanteil abnimmt (Abbildung B.16). Die Korngrösse nimmt tendenziell gegen unten zu (Abbildung B.15). Oft werden 1b-Lagen gegen oben von einer 1a-Lage abgeschlossen. 1a- und gradierte 1b-Abfolgen können sich auch innerhalb von einigen cm mehrmals wiederholen (Abbildung B.4). Der Karbonatanteil der 1a/1b-Lagen hat sowohl für $\delta^{18}O$ als auch $\delta^{13}C$ negative Werte (Abbildung B.17).

Lithotyp 1c

In einer Tiefe von 332.7 - 334.7 cm (Abbildung B.5, A) kann eine helle Lage beobachtet werden, die im Gegensatz zu den Lagen der Sedimenttypen 1a und 1b einen sehr hohen Kalkanteil von ∼77% aufweist (Probe 28). Der Anteil an organischem Kohlenstoff ist geringer als 1% und damit sehr klein. In Smear Slide Proben lassen sich ausser Karbonatkörnern in v.a. Siltfraktion auch einige Diatomeen finden. Die 1c-Lage weist auch ein ausserordenlich hohe Dichte von ∼1.8 g/cm^3) auf.
Die isotopische δ^{18}O- und δ^{13}C-Signatur des Karbonats fällt mit derjenigen des Lithotyps 3c (Probe 28) zusammen. Sie unterscheidet sich deutlich von der Isotopenzusammensetzung der Lithotypen 1 und 2.

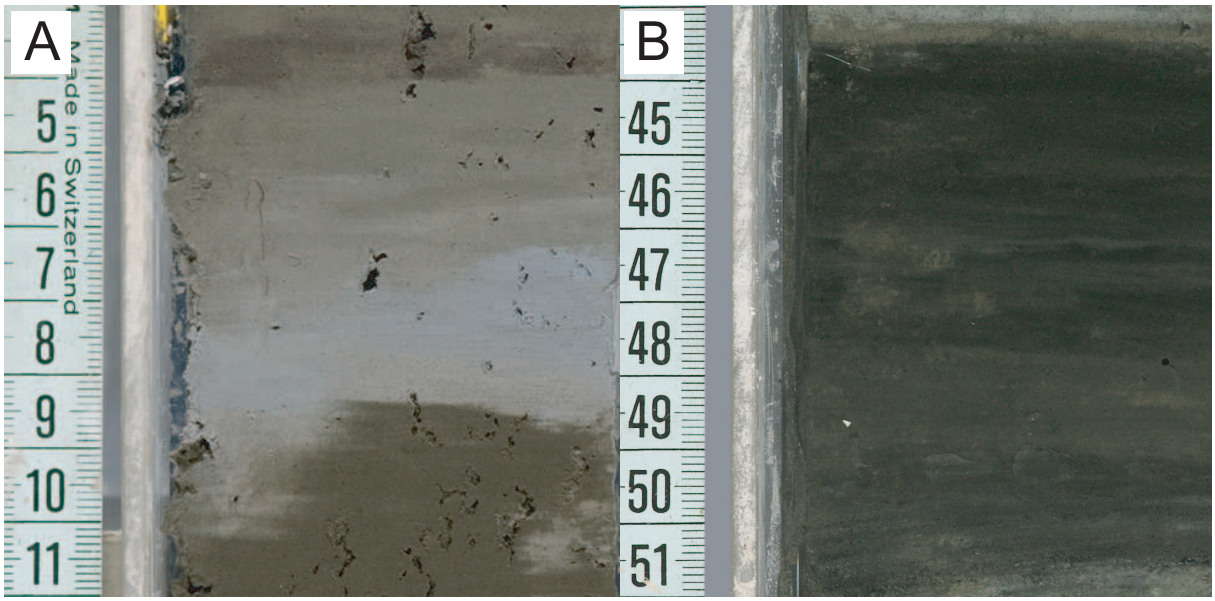


Abbildung B.5: Sedimente des Lithotypen 1c (A) und 2a (B) aus einer Tiefe von 332.7 - 334.7cm (Kern GR05-2B) bzw. 43 - 51 cm (Kern GR03-4).

Lithotyp 2a

Die Sedimente dieses Typs sind braun bis schwarz gefärbt (Abbildung B.5, B). Es findet sich ein beachtlicher Anteil an siliziklastischen Körnern, welche in Smear Slides in Silt- bis Mittelsandgrösse erkennbar sind. Die dunkle Farbe lässt sich auf den hohen Gehalt an organischem Material zurückführen (∼3 bis 5.2% Corg). Der Carbonatgehalt variiert zwischen ∼2 und 4.4% und ist damit relativ gering. So reagieren einige Sedimente des Lithotyps 2a nicht auf die Hinzugabe von Salzsäure. Diatomeen und andere biogene „Gehäuseresten“ variieren deutlich in ihrer Häufigkeit.
Innerhalb einer Lage des Lithotyps 2a, auf welche gegen unten eine Lage des Lithotyps 1 folgt, wird das Sediment jeweils gegen unten heller (Anhang B.6). Dabei nimmt die Dichte gegen unten zu (Anhang B.7).

Lithotyp 2b



Abbildung B.6: Sediment des Lithotyps 2b aus einer Tiefe von 368.7 - 373.7 cm (GR05-2B).

Im Vergleich zum Lithotyp 2a ist der Kalkanteil beim Lithotyp 2b höher (> 15,4%) und der Anteil an allochthonen Quarz-, Feldspat- usw. Körnern geringer. Das Sediment des typischen Lithotyps 2b ist hellbraun gefärbt (Abbildung B.6). Die Sedimente dieses Lithotyps sind teilweise cm dick, in verschiedenen Brauntönen geschichtet, teilweise sind sie recht homogen. Der Kalkgehalt des Sediments ist so hoch, dass dieses bei Hinzugabe von Salzsäure mit Schäumen reagiert. Diatomeen und andere biogene „Gehäusereste“ sind meistens häufig. Der Anteil an organischem Material ist etwa so hoch wie beim Lithotyp 2a, aber deutlich kleiner als beim Lithotyp 2c. Teilweise lassen sich blau gefärbte Stellen finden. Hierbei handelt es sich wahrscheinlich um das Eisenphosphat Vivianit, welches authigen in anoxischem Milieu entsteht [Last and Smol, 2002]. Diese Mineralien waren beim Öffnen der Kerne noch nicht oder als hellere Bereiche erkennbar. Erst später oxidierten sie und nahmen eine blaue Farbe an.

Lithotyp 2c

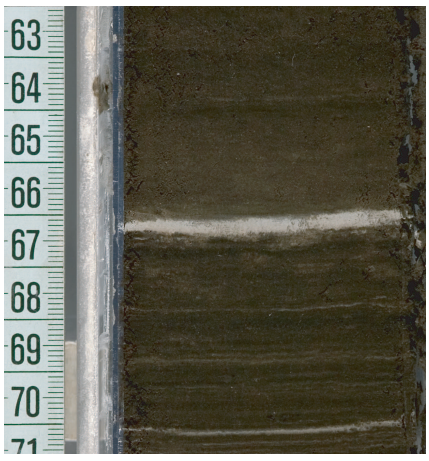


Abbildung B.7: Sediment des Lithotyps 2c aus einer Tiefe von 545.6 - 554.6 cm (GR05-3A) mit zahlreichen hellen 1a-Lagen.

Die Sedimente dieses Lithotyps sind dunkelbrauner gefärbt als jene des Lithotys 2b (Abbildung B.7) und trocknen schneller aus. Sie haben im ganzen zusammengesetzten Kern den höchsten Anteil an organischem Material, welcher makroskopisch oft in Klumpen oder fasrigen Aggregaten auftritt. Es wurden organische Kohlenstoffgehalte von 9.8 bis 21.5% gemessen. Der Kalkanteil variiert stark zwischen 4.5 und 25%. Siliziklastische Körner sind vorhanden, machen aber einen kleinen Anteil aus. Die magnetische Suszeptiblität ist meist tiefer als bei den bereits besprochenen Lithotypen. Die Anzahl an Diatomeen und anderen biogenen „Gehäuseresten“ in Smear Slides variiert stark. Teilweise lässt sich Vivianit finden.

Lithotyp 3a

Dieser Lithotyp besteht v.a. aus feinem „Kalkstaub“ mit mehr oder weniger organischen dunklen Komponenten. Der Kalkgehalt ist sehr hoch und variiert zwischen ∼73 bis 84%.
Die oberste 3a-Lage (570.5 - 593.5 cm) ist grau-hellbraun gefärbt. Sie ist homogen und es lässt sich keine Schichtung erkennen. Diese Lage bildet den Übergang zwischen Sedimenten des Lithotyps 2 und 3. Bereits beim Kernen trennte sich das Sediment noch im zusammenhängenden 3 m langen PVC-Rohr an diesem Übergang, und es entstand ein mehrere 10 cm lange „aufgewirbelte“ Zone. An dieser Stelle wurde der 3m lange Kern getrennt (Übergang von GR05-3A zu GR05-3B). Es ist nicht klar, ob der oberste Teil des Kerns GR05-3B aufgewirbelt wurde oder noch teilweise einer ursprünglichen Lagerung entspricht. Makroskopisch kann man einige organische Komponenten finden. Ausserdem treten auch Diatomeen, Pollen und Gehäusereste von Kleinkrebsen auf. Die geochemische Probe 40 zeigt einen tiefen organischen Kohlenstoffanteil von rund 1.6%. Gegen unten wird dieser sogar tendenziell noch kleiner (Probe 41).
Die beiden tieferen 3a-Lagen (623.5 - 628 cm, 629.5 - 631.5 cm) sind hellgrau gefärbt und der Anteil an organischen Komponenten ist noch geringer. Bei der oberen dieser beiden Lagen (Abbildung B.8) ist eine sehr schwache Schichtung erkennbar.



Abbildung B.8: Sediment des Lithotyps 3a aus einer Tiefe von 624.6 - 628.6 cm (GR05-3B).

Lithotyp 3b

Dieser Lithotyp wird v.a. durch eckigen Kalkklasten gebildet. Die meisten Kalkklasten haben eine Korngrösse zwischen Feinsand und Feinkies. In der mächtigsten Lage dieses Lithotyps (593.5 - 611.5 cm) lassen sich mehrere gradierte Lagen unterscheiden (Abbildung B.9). Dazwischen finden sich aber auch feinere Lagen. Die Korngrösse ändert sich also schnell und oft. Auf zwei Lagen des Lithotyps 3b folgt gegen oben eine Lage des Lithotyps 3a, was eine Fortsetzung des Trends abnehmender Korngrösse mit abnehmender Kerntiefe darstellt. Die Dichte nimmt jeweils mit zunehmender Korngrösse zu. Teilweise wurde das Sediment wohl durch den Kernprozess etwas gestört.

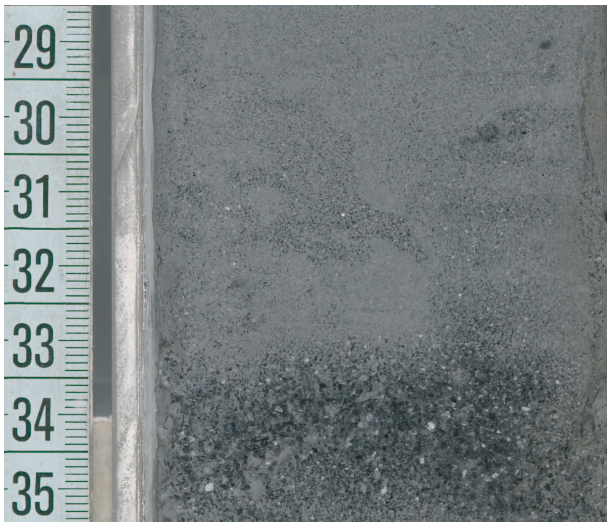


Abbildung B.9: Sediment des Lithotyps 3b aus einer Tiefe von 598.6 - 605.6 cm (GR05-3B).

Die meisten Kalkklasten sind eckig und grau gefärbt. Es handelt sich wohl um den in der Region häufigen Quintnerkalk (Kartierbericht, Anhang G), aus welchem auch die Bergsturzmasse hauptsächlich besteht. Daneben finden sich auch weisse fast reine Calcitklasten (ev. Adercalcit). Selten kann man auch auf kleine grüne Gesteinspartikel mit einem hohen Glimmeranteil stossen. Hierbei könnte es sich um Verrucanobruchstücke handeln. Daneben lässt sich auch wenig schwarzes, organisches, z.T. stengeliges Material finden.

Lithotyp 3c

Dieser Lithotyp findet sich nur an einer Stelle im Kern GR05-3B in einer Tiefe von ∼612.6 - 623.6 cm (Anhang B.6). Es handelt sich um ein grau gefärbtes, fein laminiertes, kalkreiches Sediment. Selten sind auch etwas dickere helle Lagen (Abbildung B.10) erkennbar. Die feinen Laminae sind oft nicht durchgehend und könnten u.a. auf die Einregelung bis mehrere mm grosser organischer Reste (u.a. Blatt- und Holzreste, ^{14}C-AMS Probe ETH-30638) zurückgeführt werden. Der in der geochemischen Probe 42 gemessene Anteil an organischem Kohlenstoff ist mit 0.5% jedoch klein. Der Kalkanteil ist zwar hoch (∼60%) aber doch eindeutig geringer als bei den anderen Proben des Lithotyps 3 (40, 41, 43) und 1c (28) (Abbildung B.16). In Smear Slides dieser Lage konnten keine Diatomeen oder Krebsreste, aber Pollen und einige Holzreste gefunden werden. Siliziklastische Körner lassen sich auch erkennen. Im unteren Teil der 3c-Lage findet sich ein Höchstwert in der magnetischen Suszeptibilität.

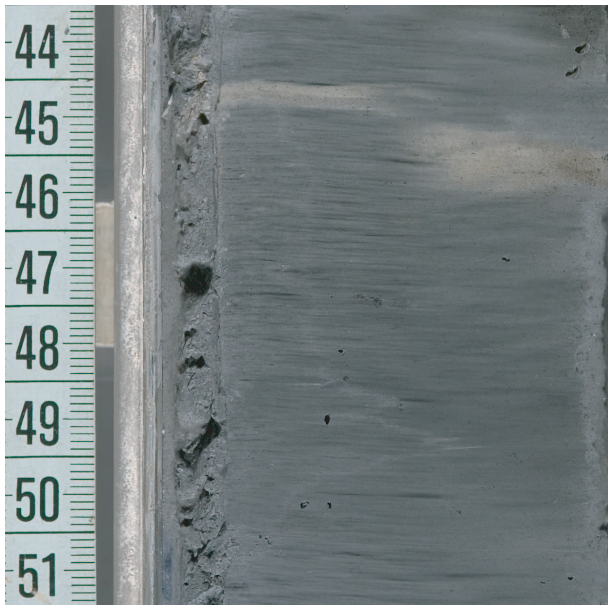


Abbildung B.10: Sediment des Lithotyps 3c aus einer Tiefe von 613.6 - 621.6 cm (GR05-3B).

Lithotyp 4

Der grösste Teil des Lithotyps 4 besteht aus einem losen Lockergestein. Es lassen sich aber auch Bereiche finden (Abbildung B.11, A), wo die Kalkklasten und der Kalkstaub „noch“ zusammengepresst sind und sehr stark an Flimser Bersturzablagerungen erinnern (Abbildung B.11, B), wie sie in der Ruinaulta aufgeschlossen sind. Eingehende Beschreibungen des Gefüges der Flimser Bergsturzablagerungen finden sich bei Schneider et al., 1999; Pollet and Schneider, 2004; Pollet et al., 2005. Es lassen sich v.a. im untersten Teil mehrere grössere organische Reste (Holzstückchen, ^{14}C-AMS Probe ETH-30637) finden. Neben den dominierenden grauen Kalkklasten (Quintnerkalk) finden sich auch helle Calcitklasten, bei denen es sich um Adercalcite handeln könnte. Selten konnten auch kleine, grüne glimmerreiche Gesteinsbruchstücke gefunden werden, bei denen es sich um Verrucanobruchstücke handeln könnte. Die Dichte nimmt wegen dem hohen Anteil an Kalksteinen

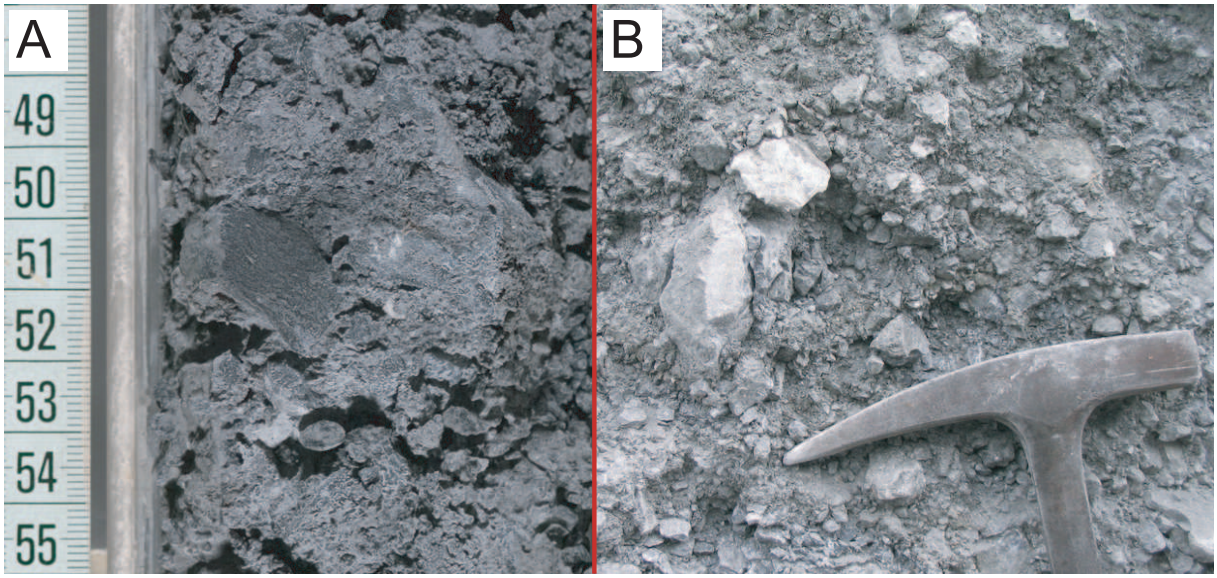


Abbildung B.11: (A) Sediment des Lithotyps 4 aus einer Tiefe von 687.1 - 695.1 cm (GR05-3C). (B) Abbildung von distalen Flimser Bergsturzablagerungen im „Steinbruch“ Bergli an der Strasse zwischen Versam und Carrera.

maximale Werte von bis zu 2.7 g/cm^3 an. Die magnetische Suszeptibilität schwankt in der Lage dieses Lithotyps auf tiefem Niveau so wenig wie sonst nirgends im Kern.

Biogene Komponenten

Besonders die Sedimente des Lithotyps 2 sind sehr reich an biogenen Komponenten. Es lassen sich in den Smear Slides Blatt- und Holzreste, Pilze und Pilzsporen, Pollen (z.B. von Föhre) und Insektenreste finden (pers. Mitt. P. Hochuli). Oft ist das organische Material als amorphe Masse z.T. in Klumpen vorhanden. Bei den grösseren biogenen Komponenten fallen die meist sehr gut erhaltenen Diatomeen auf (Abbildung B.13, A & B). Es lassen sich bei den Diatomeen viele verschiedene Gattungen und Arten unterscheiden, von denen einige wenige in der Tabellenabbildung B.12 dargestellt sind. Die Häufigkeit und auch die Artenvergesellschaftung variiert stark. Daneben finden sich sehr oft auch Gehäusereste von Kleinkrebsen. Komplette Gehäuse sind eher selten, meist findet man gekrümmte

Tiefe [cm]	Gattung	Art/Variation	Lebensraum	Nährstoffindikation	Einschätzung Hürlimann	Gesamteindruck
10	Cymbella	ehrenbergii	Aufwuchs	Nährstoff tolerant	eher nährstoffarmes Wasser	vermutlich eutropher Zustand
10	Stauroneis	cf. phoenicentron	Aufwuchs	Nährstoff tolerant		
10	Surirella	sp.	Aufwuchs	-		
322.5	Aulacoseira	cf. granulata	Plankton	eutroph		vermutlich etwas nährstoffärmerer Zustand als heute
322.5	Cyclotella	cf. pseudostelligera	Plankton	eutroph-mesotroph		
322.5	Cyclotella	radiosa oder praetermissa	Plankton	mesotroph		
322.5	Cymbella	ehrenbergii	Aufwuchs	Nährstoff tolerant	eher nährstoffarmes Wasser	
322.5	Fragilaria	sp.	Aufwuchs	-		
322.5	Fragilaria	ulna var. acus	Aufwuchs	Nährstoff tolerant		
322.5	Navicula	cf. irmengardis	Aufwuchs			
322.5	Navicula	oblonga	Aufwuchs	Nährstoff tolerant	eher nährstoffarmes Wasser	

Abbildung B.12: Übersicht zu den von J. Hürlimann bestimmten Diatomeen und ihrer Nährstoffindikation im Lag Grond.

„stachelförmige“ Fortsätze, welche z.B. als Zangen- od. Beinreste interpretiert werden können. Es könnte sich bei den Kleinkrebsen um Daphnien (Wasserflöhen) (pers. Mitt. P. Hochuli) handeln. Schliesslich lassen sich selten auch vollständige mehrere mm grosse Schneckengehäuse finden (Abbildung B.13, C & D).

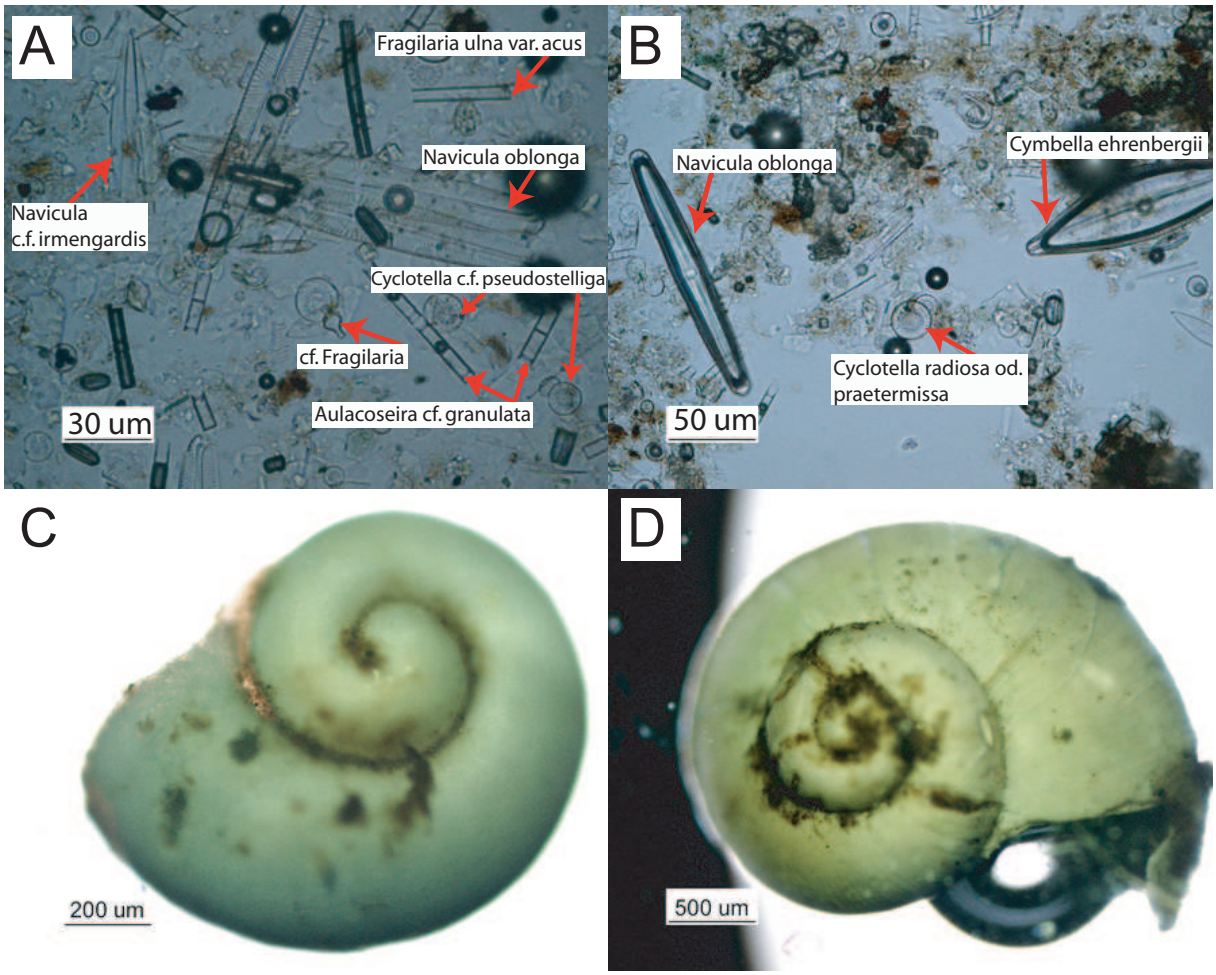
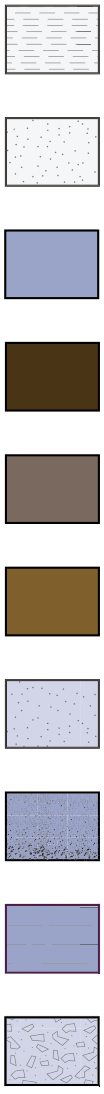


Abbildung B.13: Übersicht zu biogenen Komponenten im Lag Grond: Zahlreiche Diatomeen aus einer Tiefe von 322.5 cm. Zwei Schnecken aus einer Sedimenttiefe von 184.5 - 190 cm (Kern GR05-1B) (C) bzw. 207 - 207.5 cm (GR05-1C) (D).

B.6 Lithologisches Profil des zusammengesetzten Kerns Lag Grond

Legende

Lithotypen-Farbcode



1a

1b

1c

2a

2b

2c

3a

3b

3c

4



2a-1a
Mischung der Lithotypen 2a und 1a

1a/2b
Geschichtete Abfolge der Lithotypen 1a und 2b

1a(1b)
Lithotyp 1a dominiert, Lithotyp 1b untergeordnet vorhanden

Grenzen zwischen Lithotypenabschnitten

Erkennbare, gerade Grenze

Fliessender Übergang

Schwach gewellter Übergang

Stark gewellter Übergang

Probennummern

Die Probennummern bezeichnen die Stellen, an denen Proben für organische und inorganische Kohlenstoffmessungen und z.T. auch Isotopen-messungen genommen wurden.

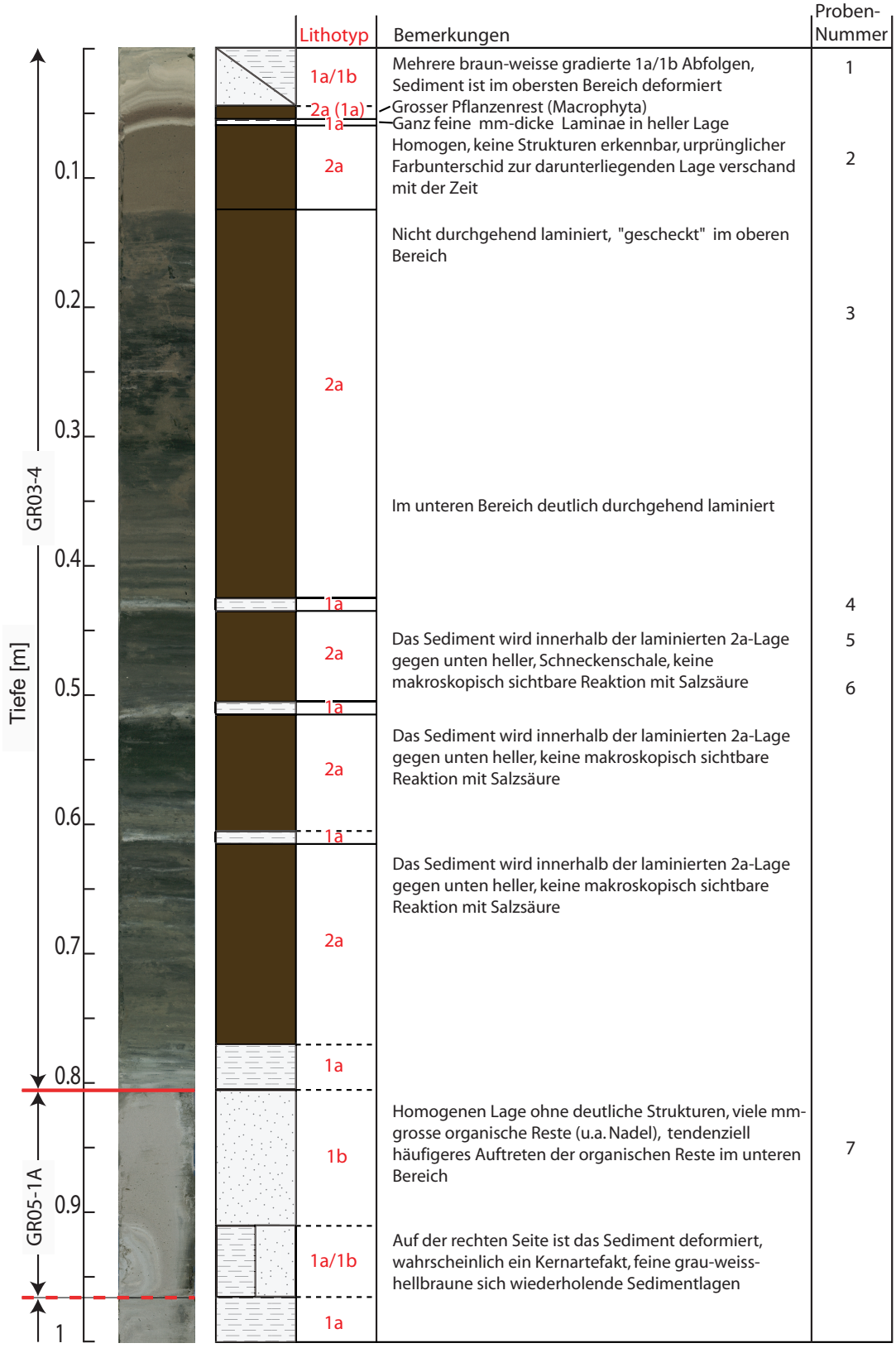
Kerngrenzen

Kerngrenze, welche ursprünglich in einem 3m langen Kern zusammenhängende Kernsektionen (z.B. GR05-3A, GR05-3B und GR05-3C) trennt

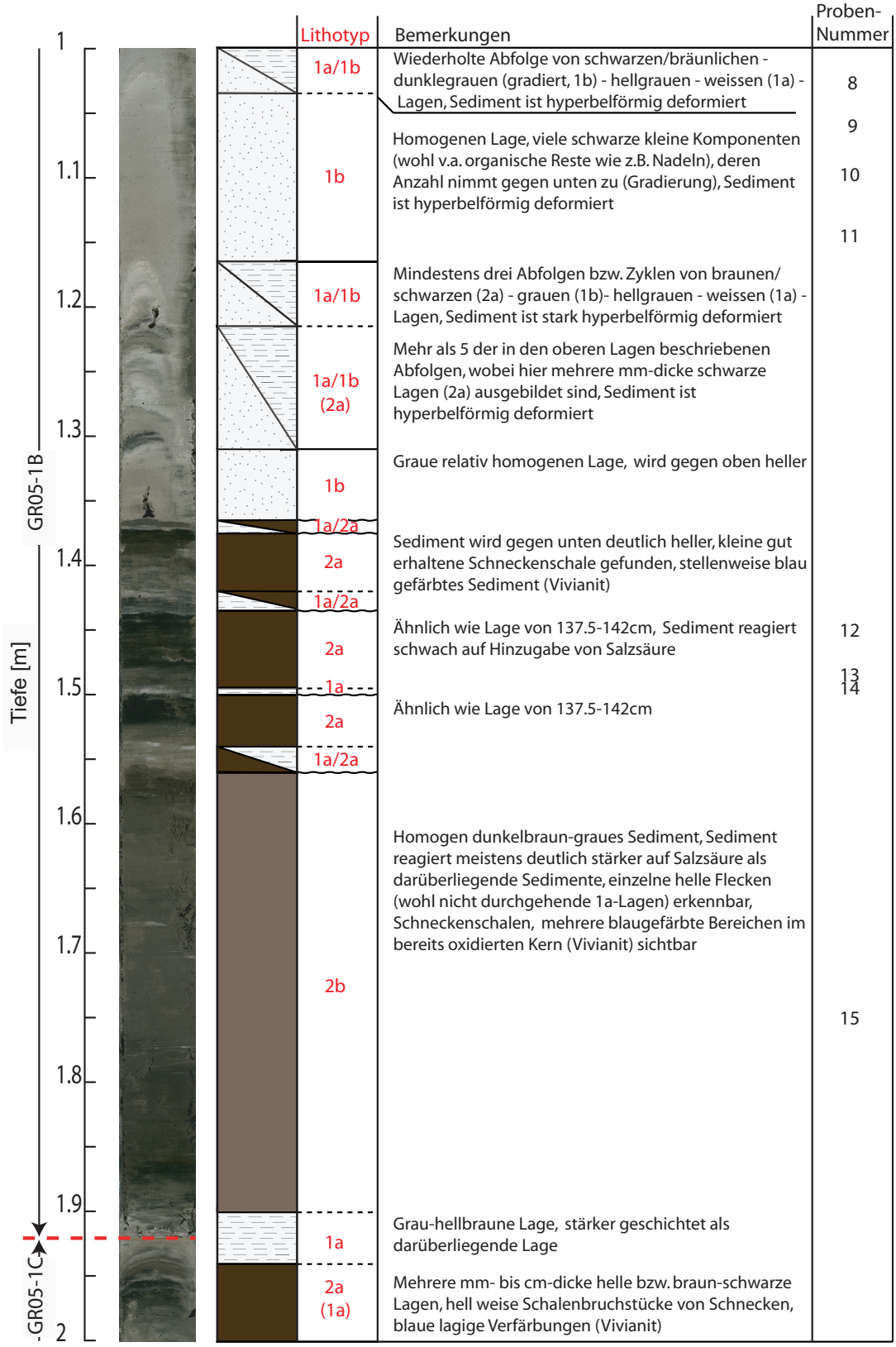
Kerngrenze, zwischen verschiedenen Kernen

Ende des zusammengesetzten Kerns

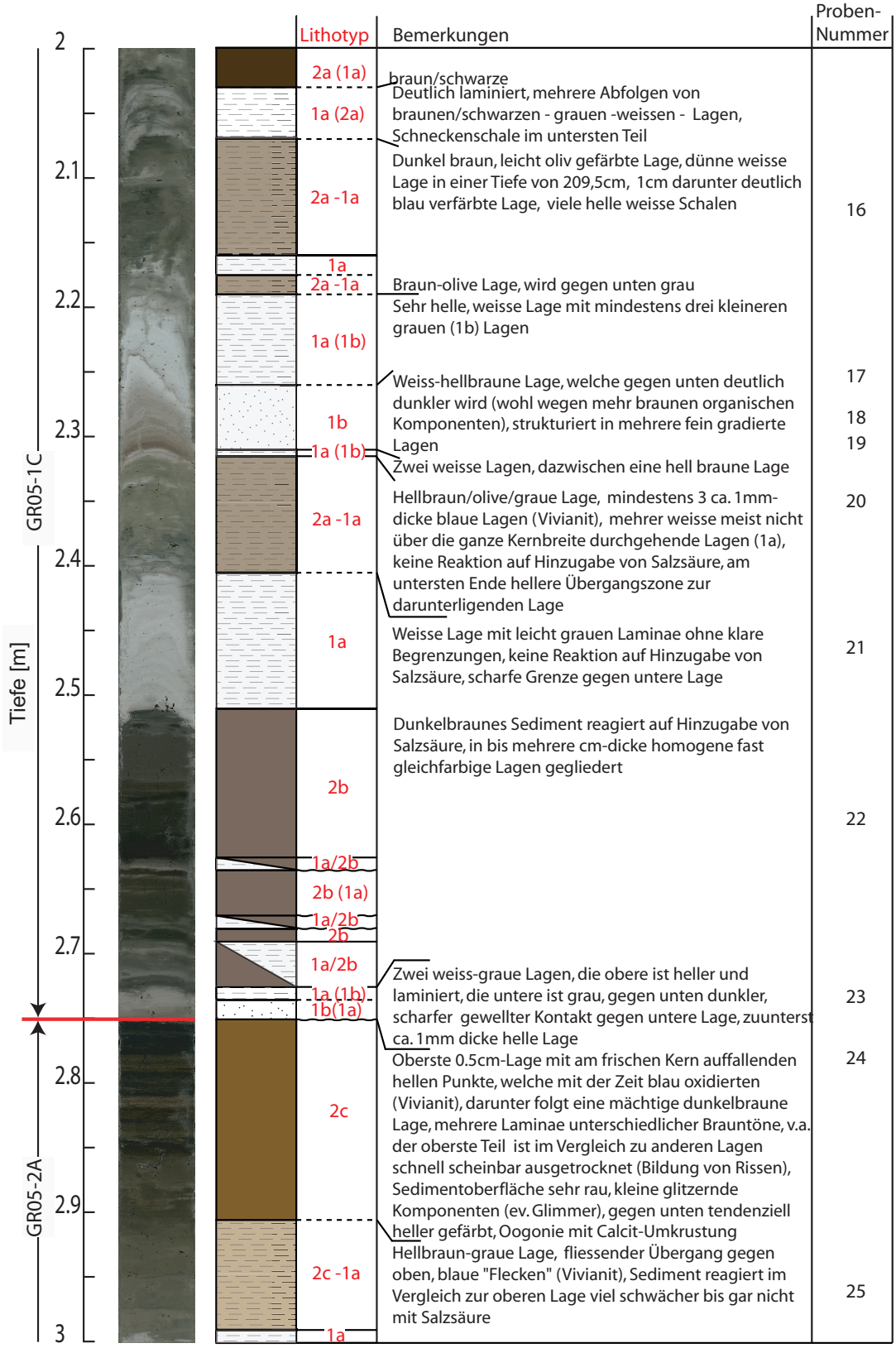
Lithologisches Profil: 1. Sektion



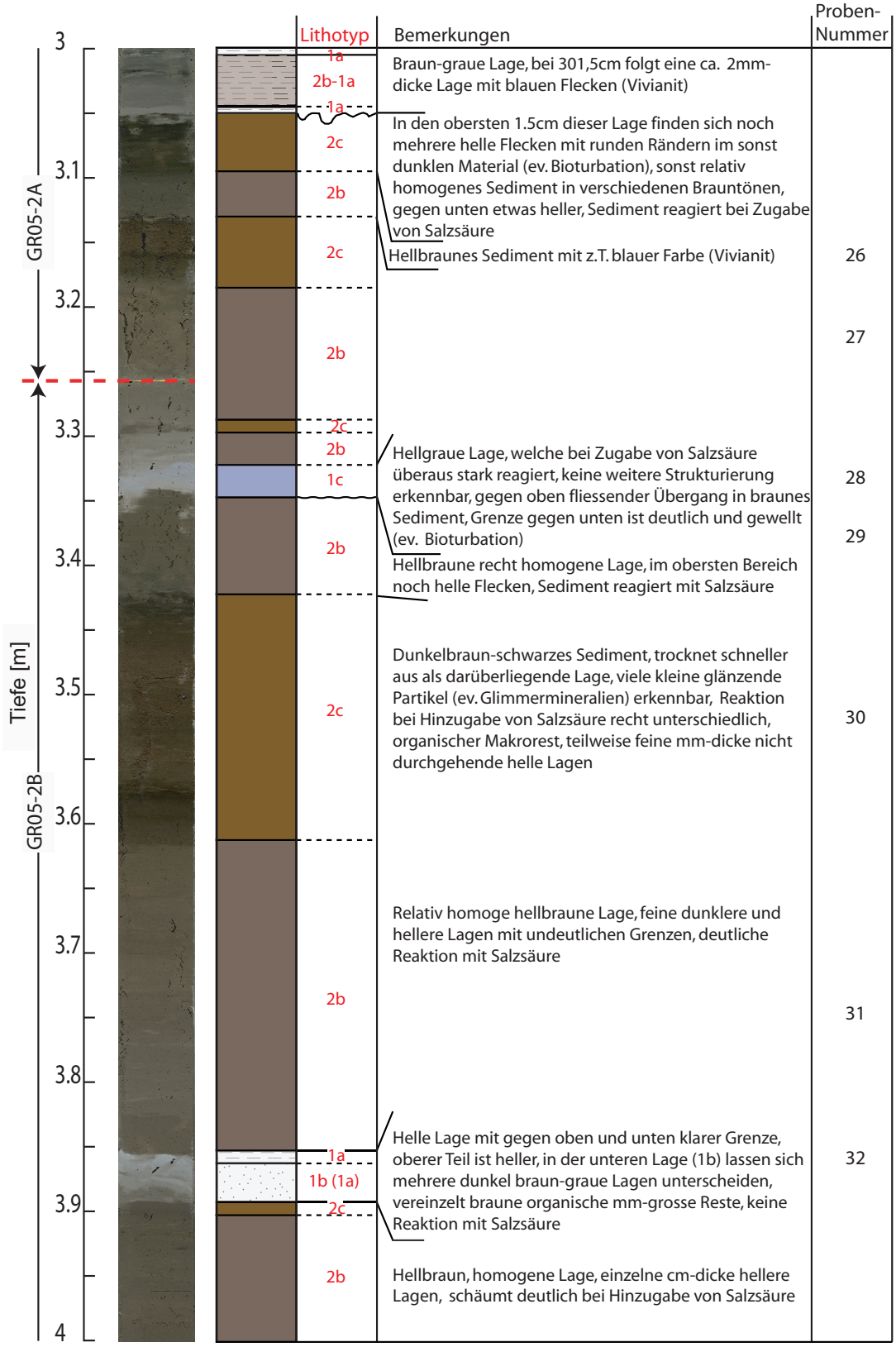
Lithologisches Profil: 2. Sektion



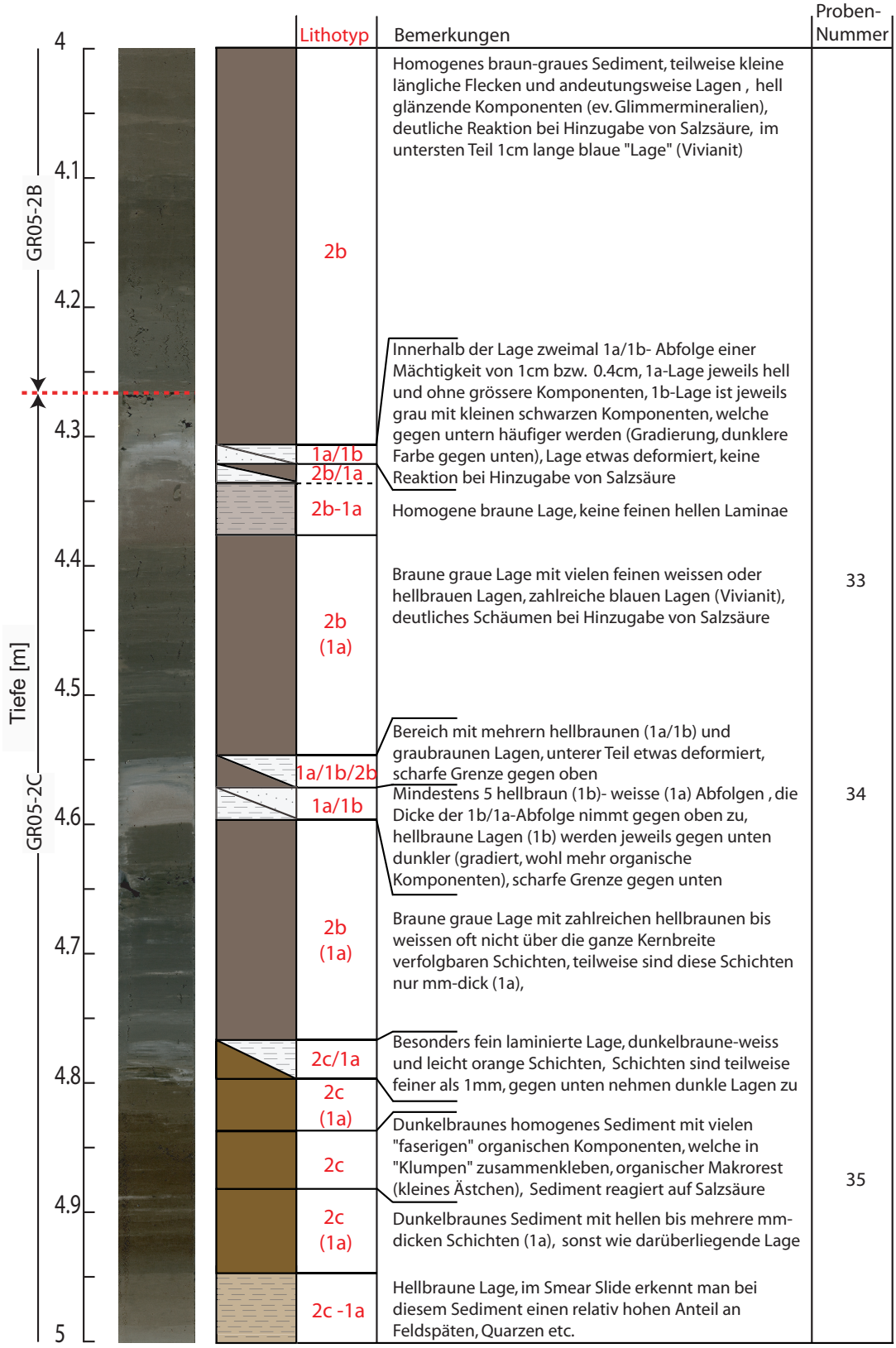
Lithologisches Profil: 3. Sektion



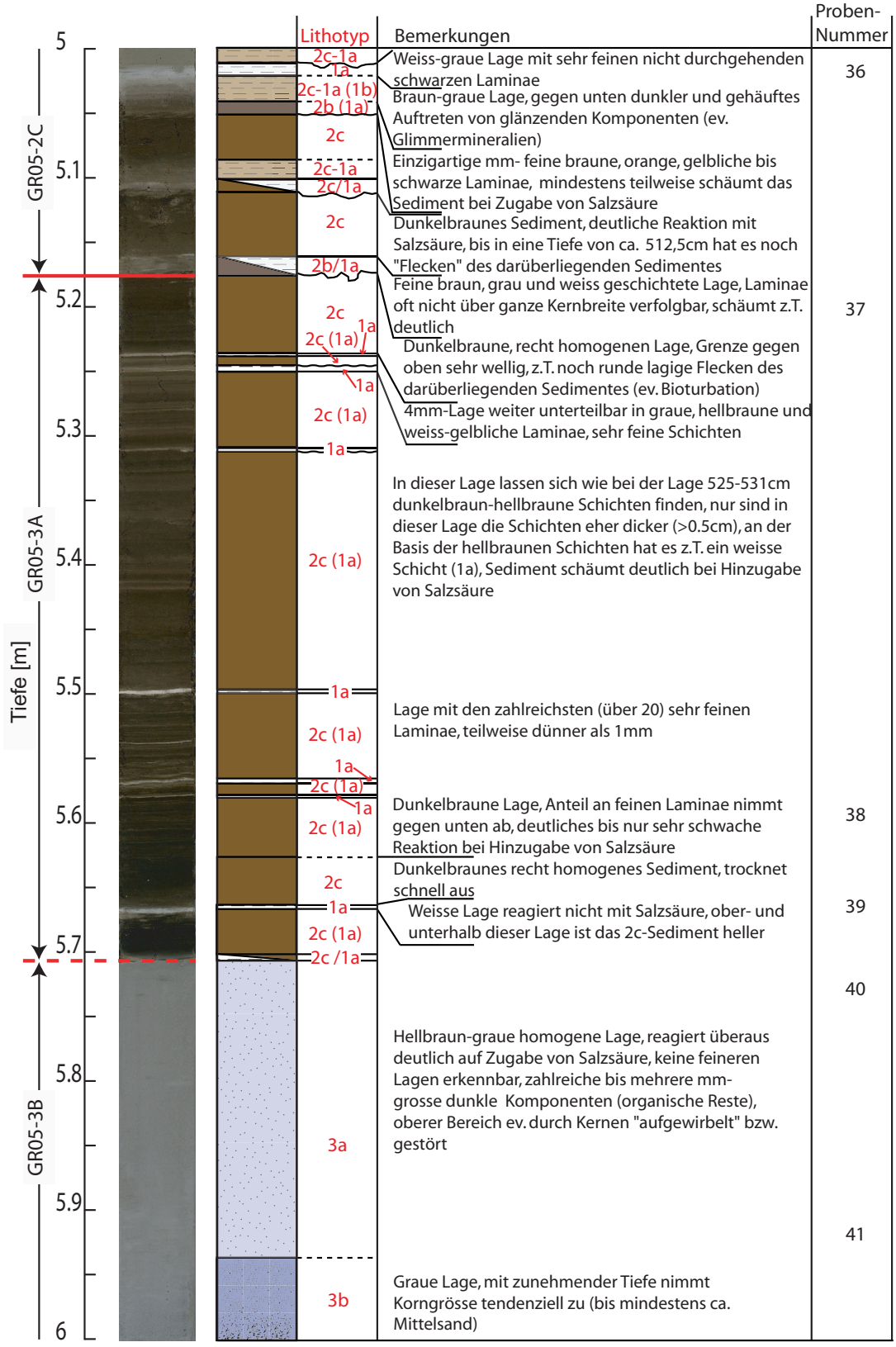
Lithologisches Profil: 4. Sektion



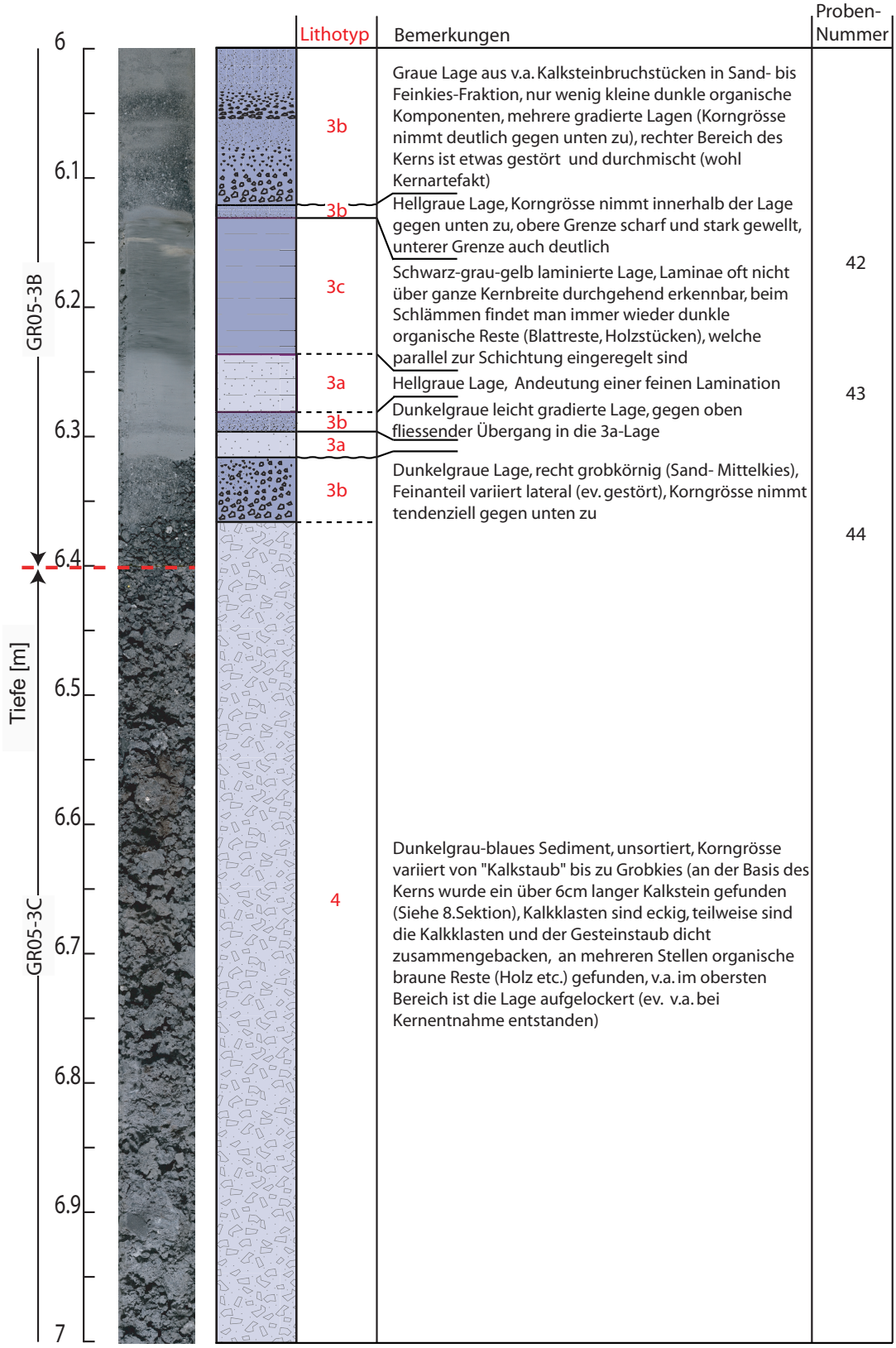
Lithologisches Profil: 5. Sektion



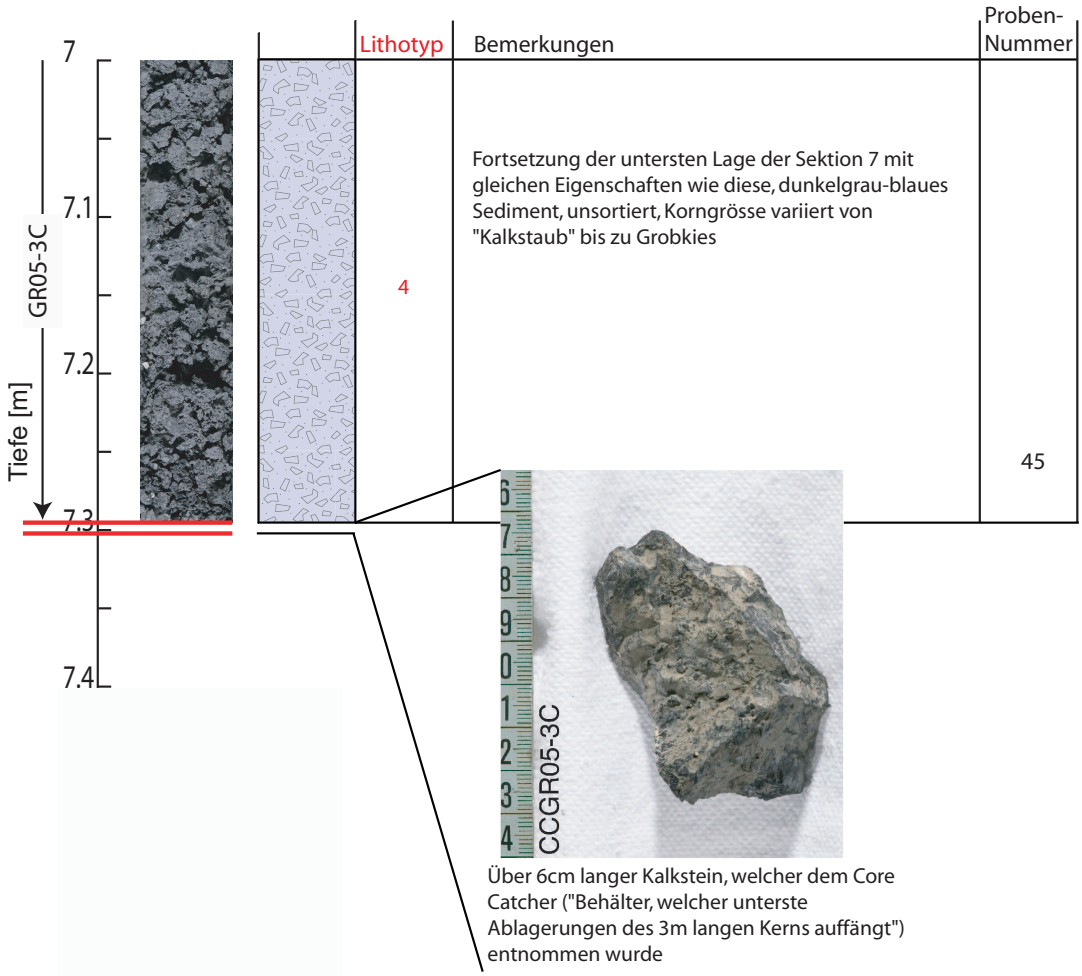
Lithologisches Profil: 6. Sektion



Lithologisches Profil: 7. Sektion

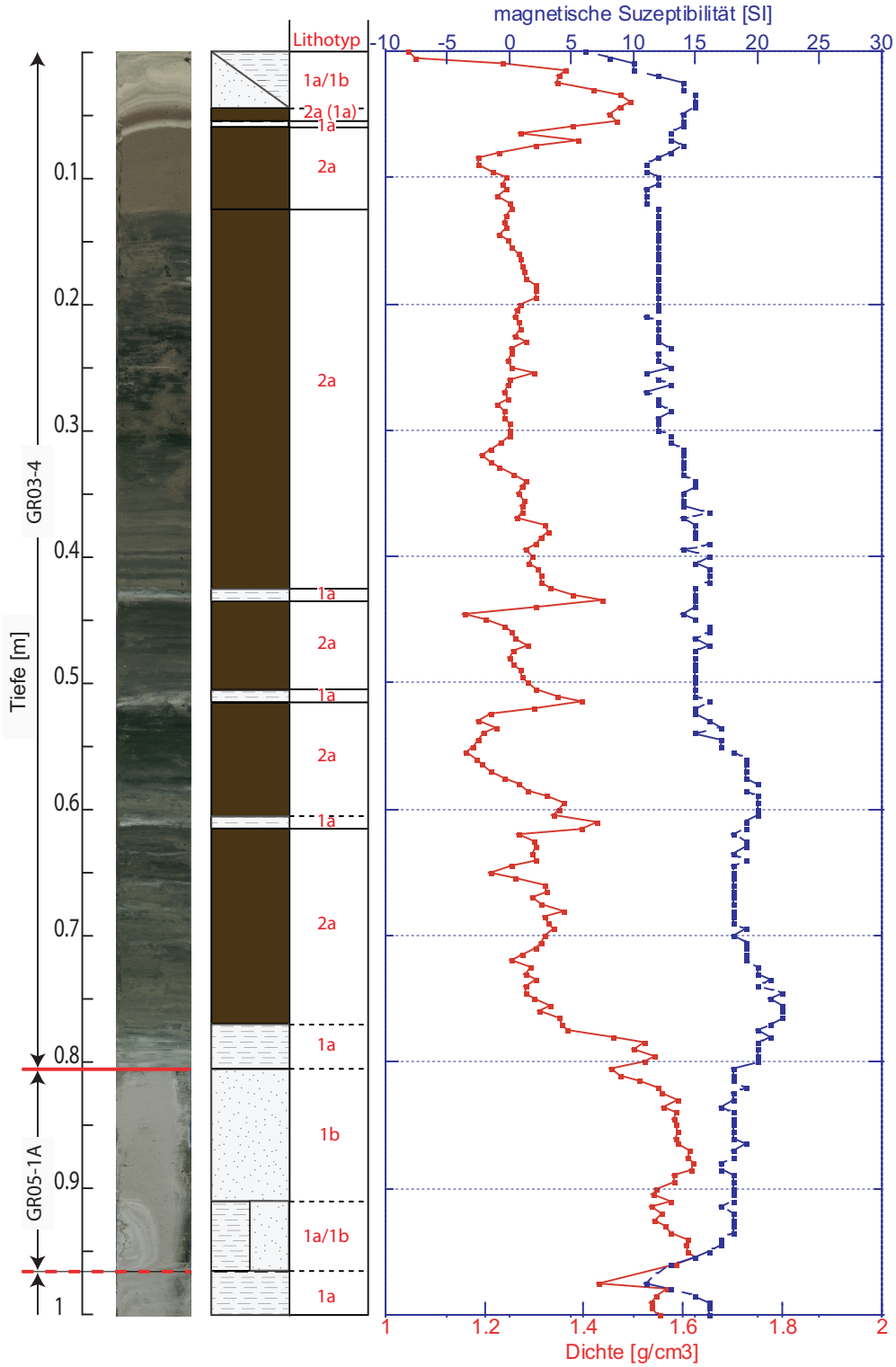


Lithologisches Profil: 8. Sektion

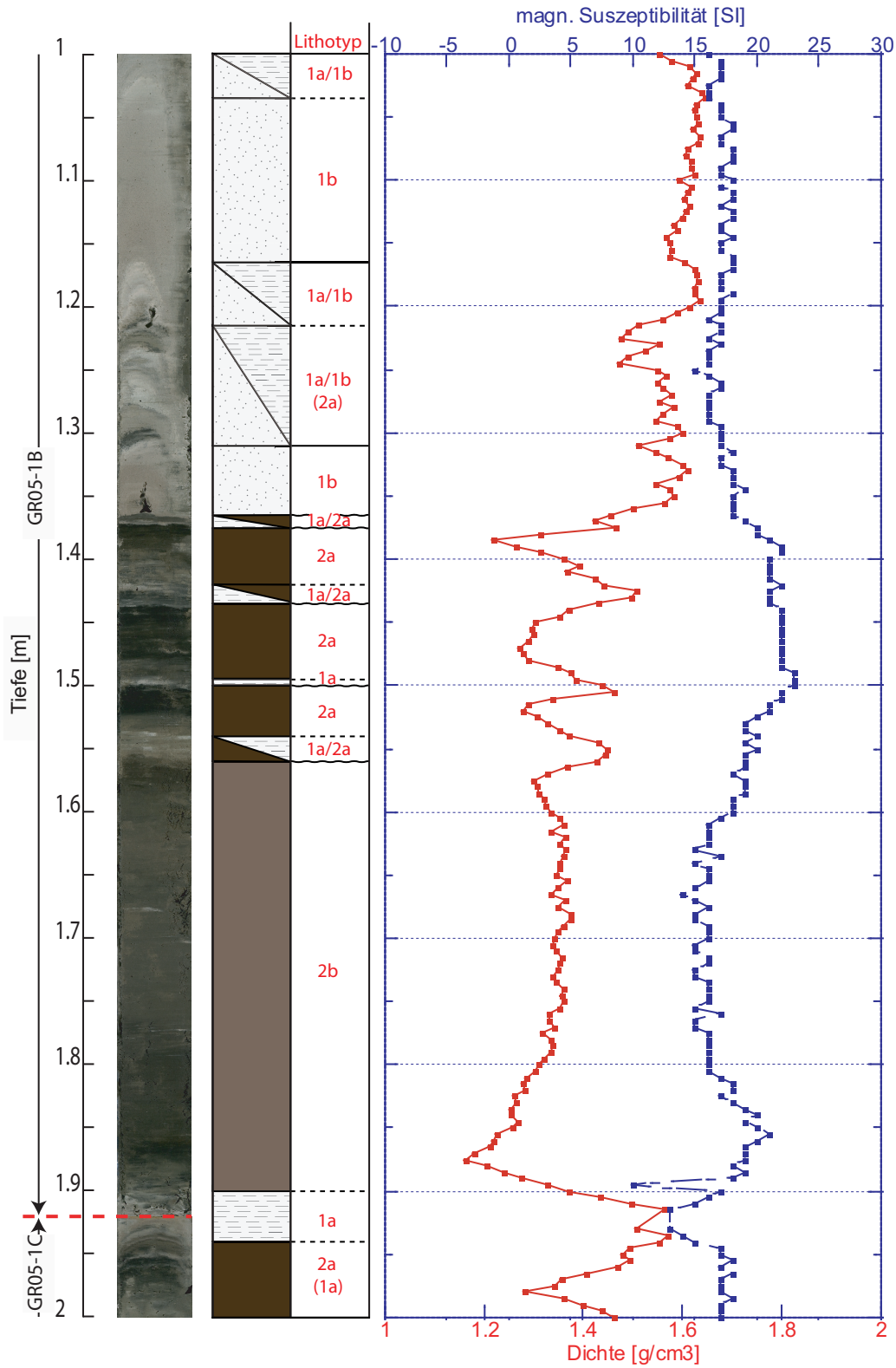


B.7 MSCL Daten

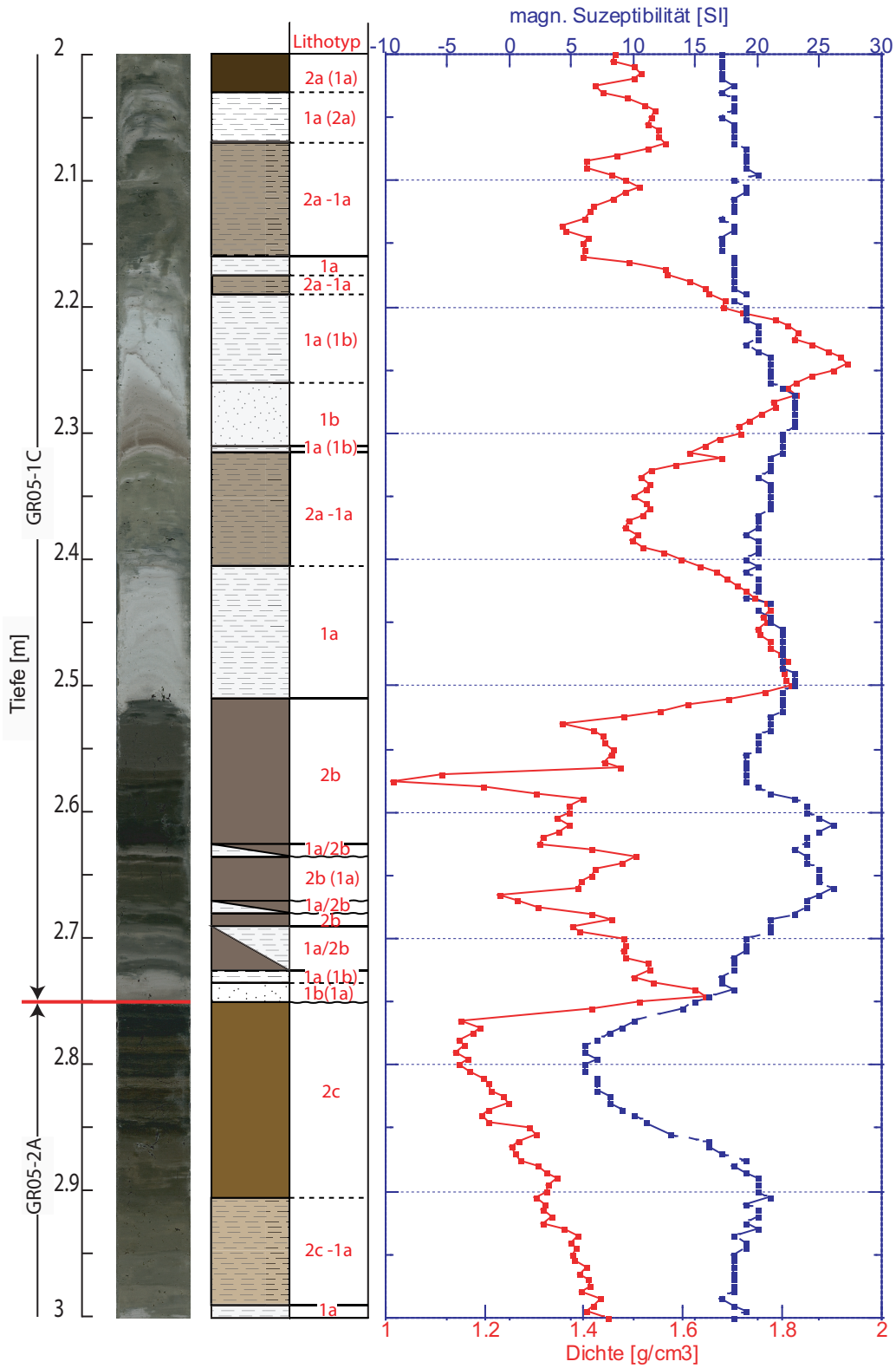
Dichte und magnetische Suszeptibilität: 1. Sektion



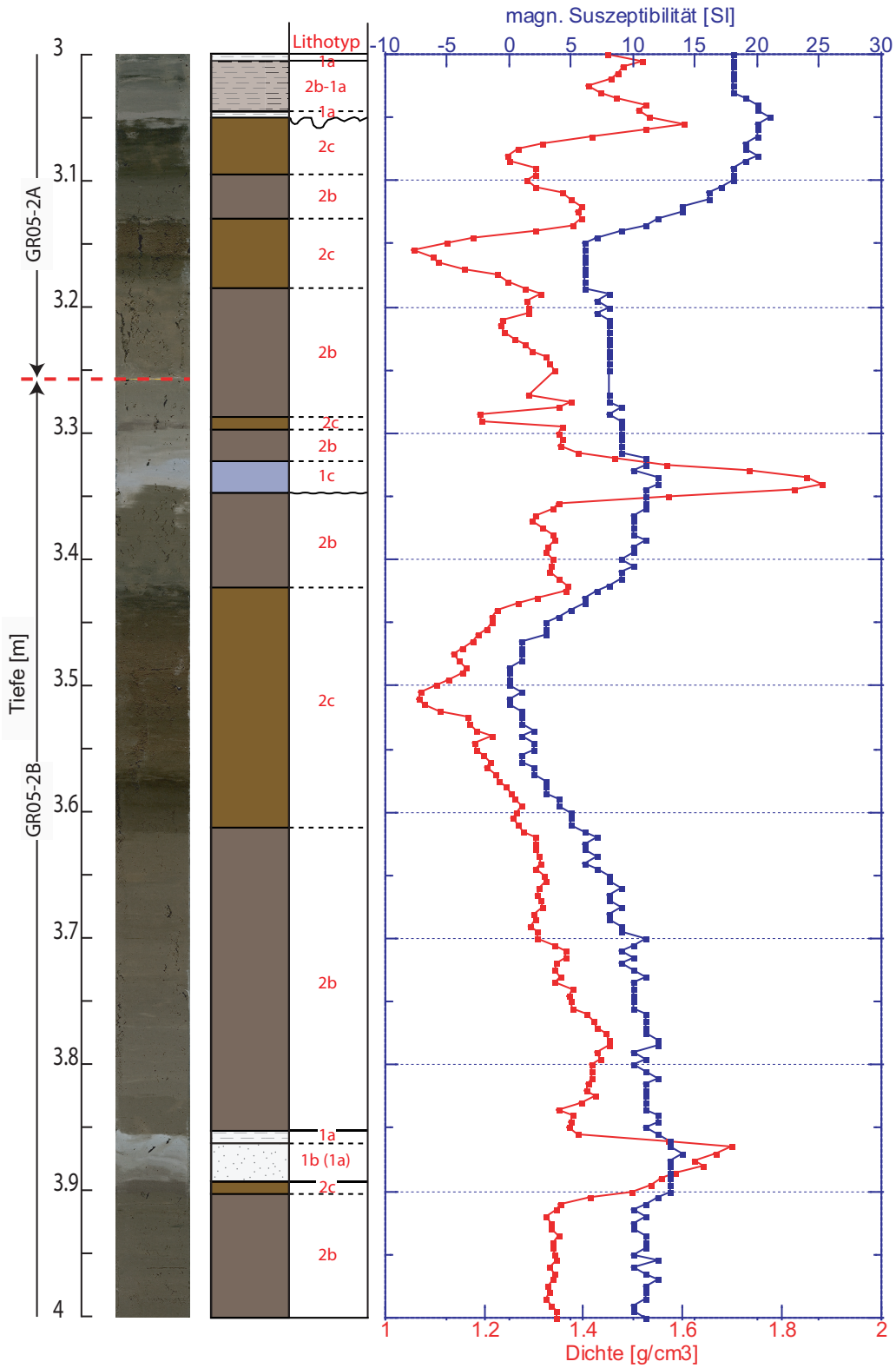
Dichte und magnetische Suszeptibilität: 2. Sektion



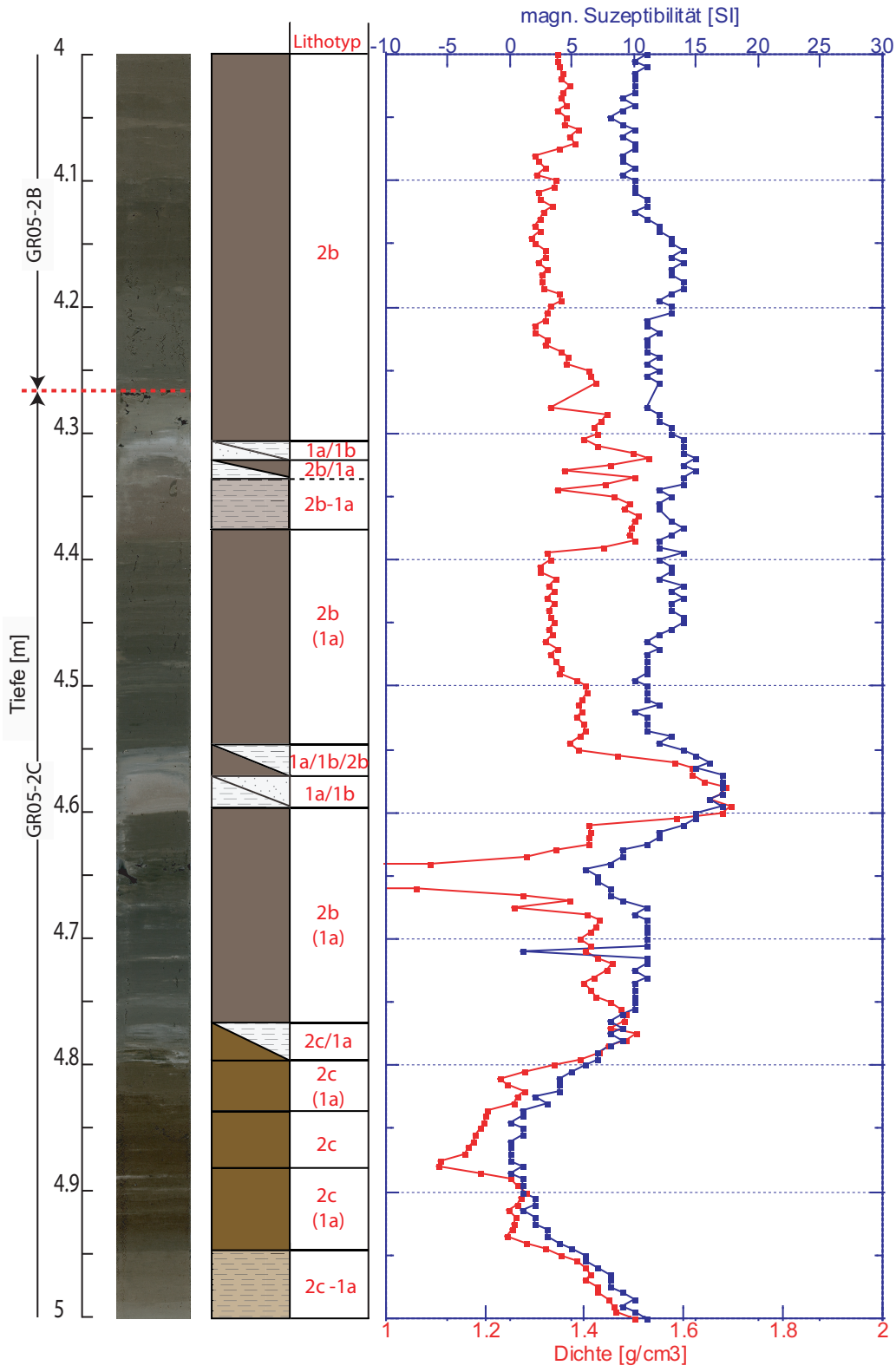
Dichte und magnetische Suszeptibilität: 3. Sektion



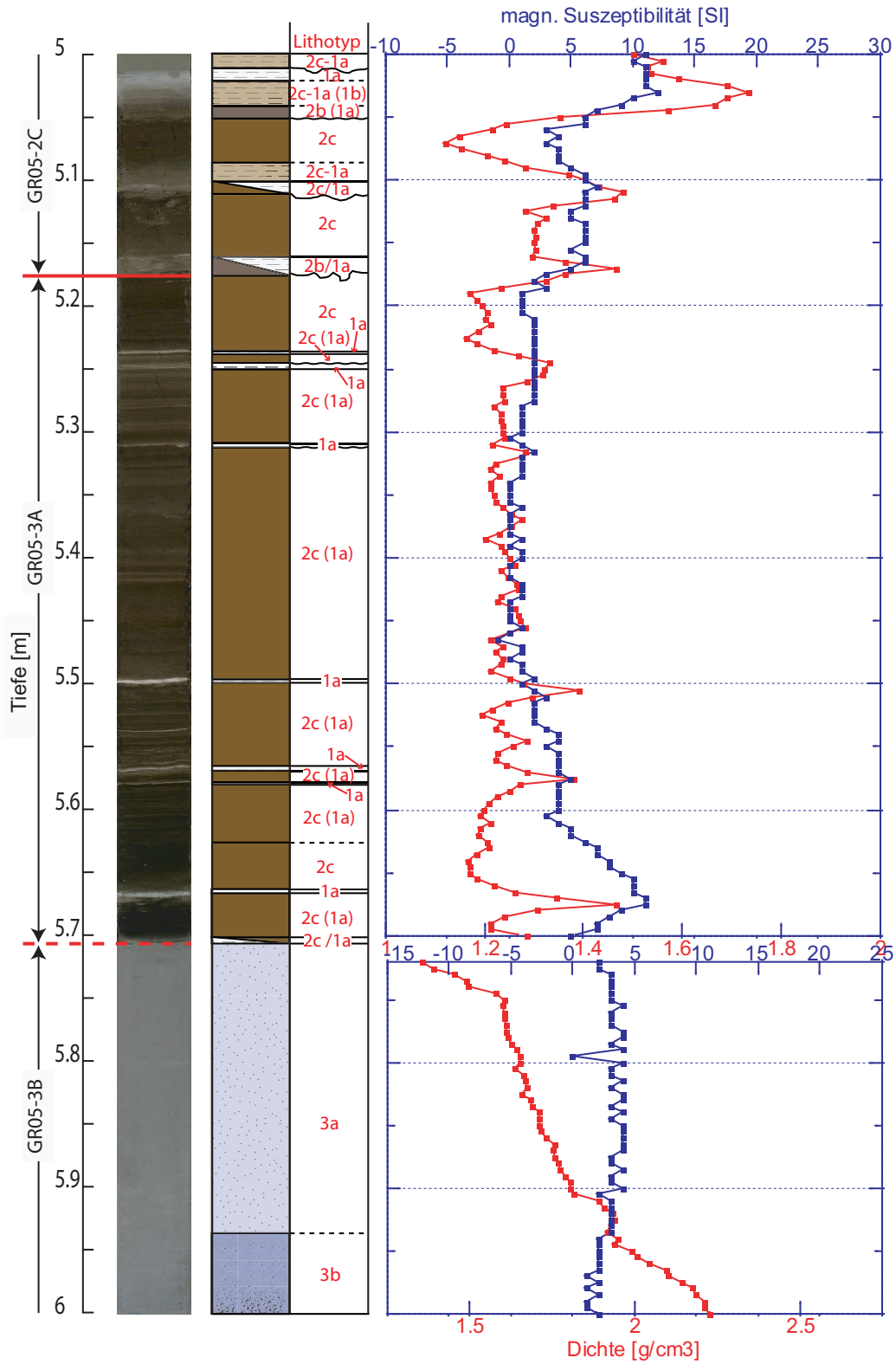
Dichte und magnetische Suszeptibilität: 4. Sektion



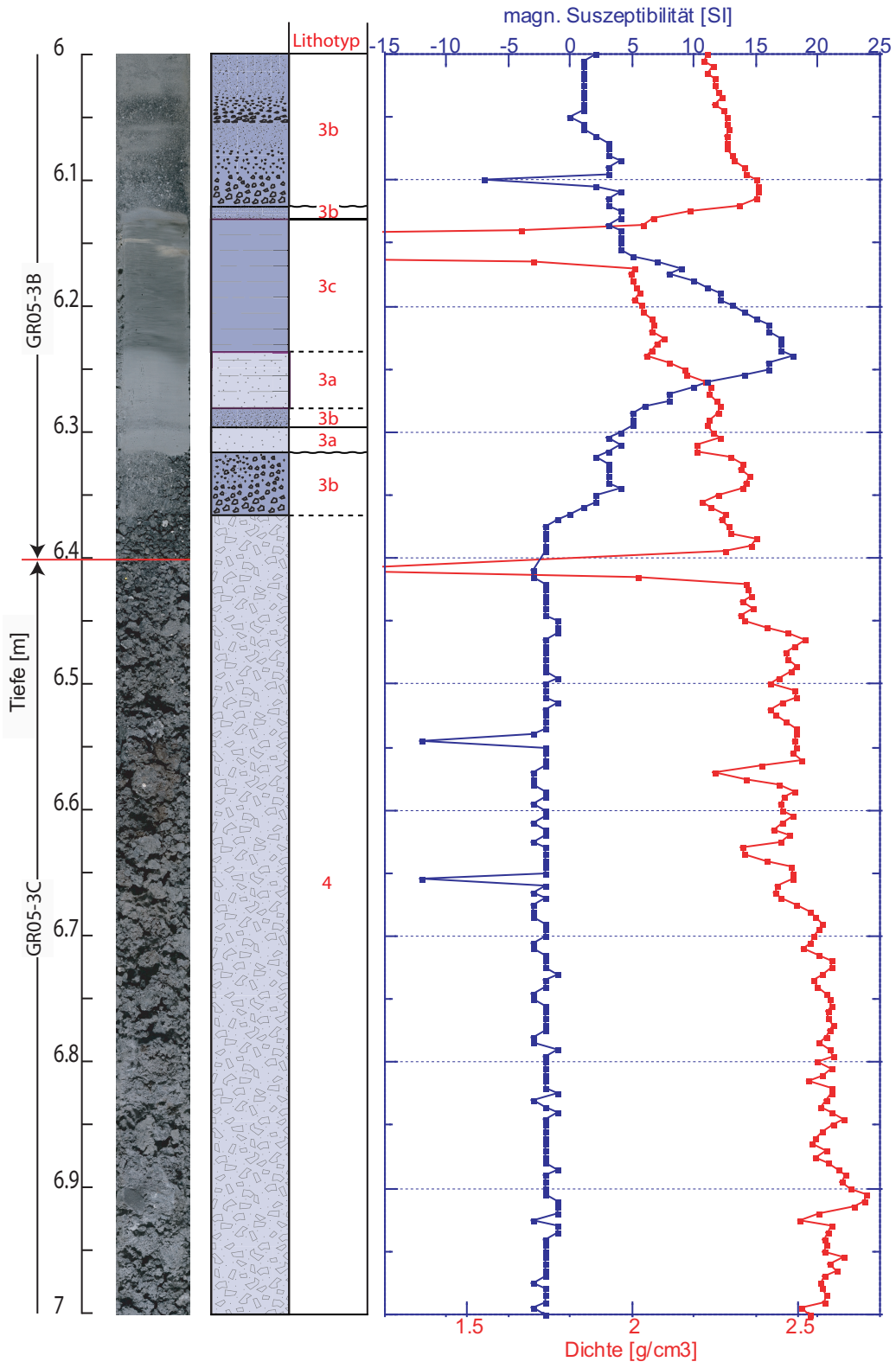
Dichte und magnetische Suszeptibilität: 5. Sektion



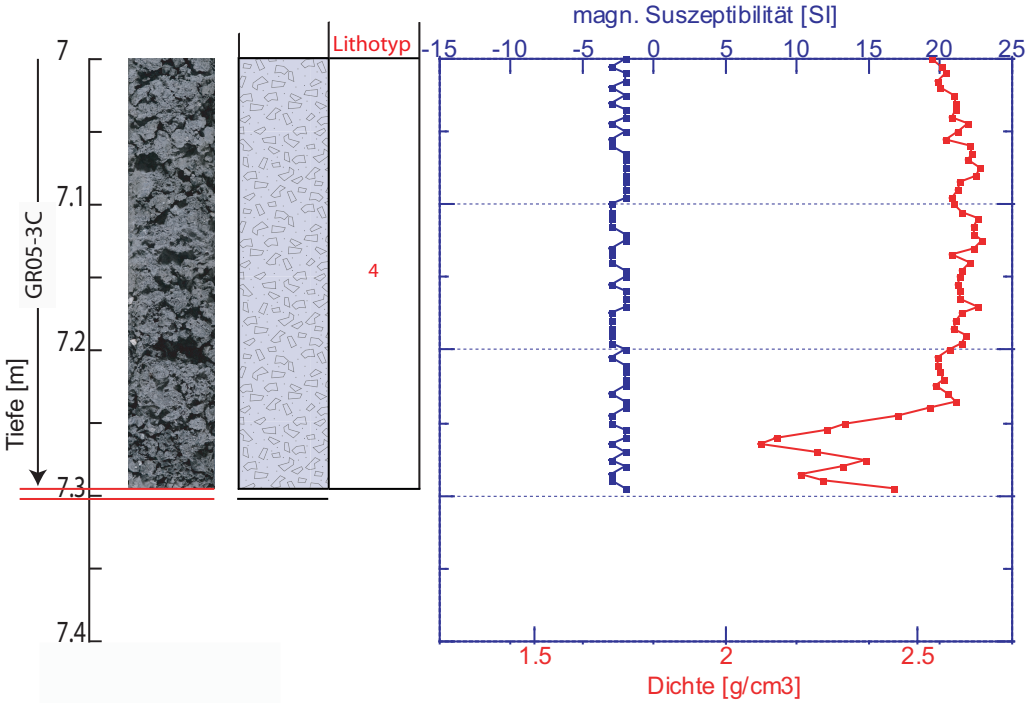
Dichte und magnetische Suszeptibilität: 6. Sektion



Dichte und magnetische Suszeptibilität: 7. Sektion



Dichte und magnetische Suszeptibilität: 8. Sektion



B.8 Korngrössenanalyse: Lithotypen 1c und 1a/1b

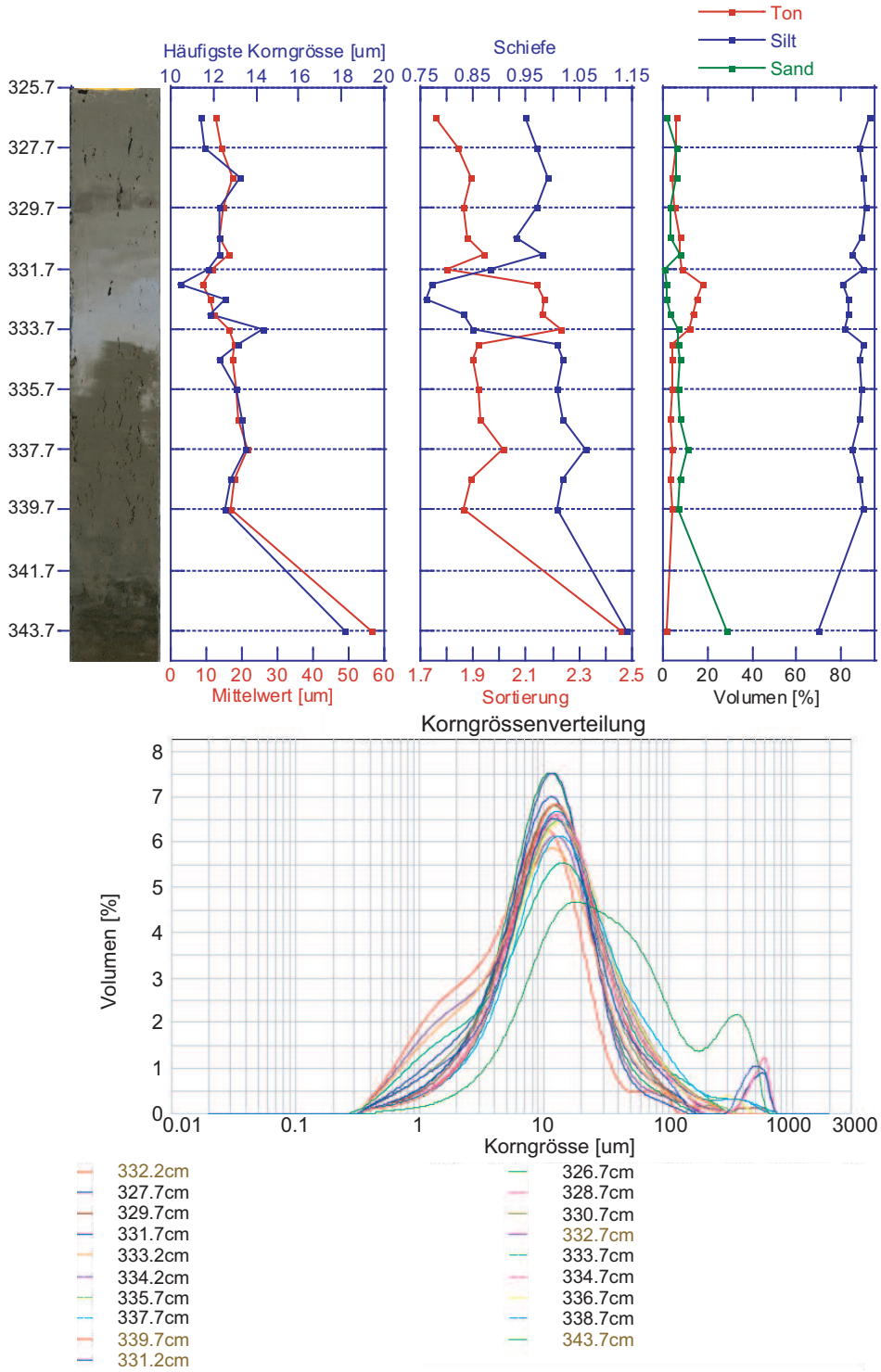


Abbildung B.14: Korngrössenanalyse der einzigartigen, hellen Lage des Lithotyps 1c aus einer Sedimenttiefe von 326.7 - 343.7 cm (Kern GR05-2B). Auf dem Photo bestehen die helle Lage aus dem Lithotyp 1 und die dunklen Lagen aus dem Lithotyp 2. Bei den braun gefärbten Messtiefen war der Residuum-Wert (Anhang A.12) zwischen 1 und 1.5%, bei den restlichen Messwerten war er kleiner als 1%. Das Kernphoto ist in der Vertikalen zweifach gestreckt worden.

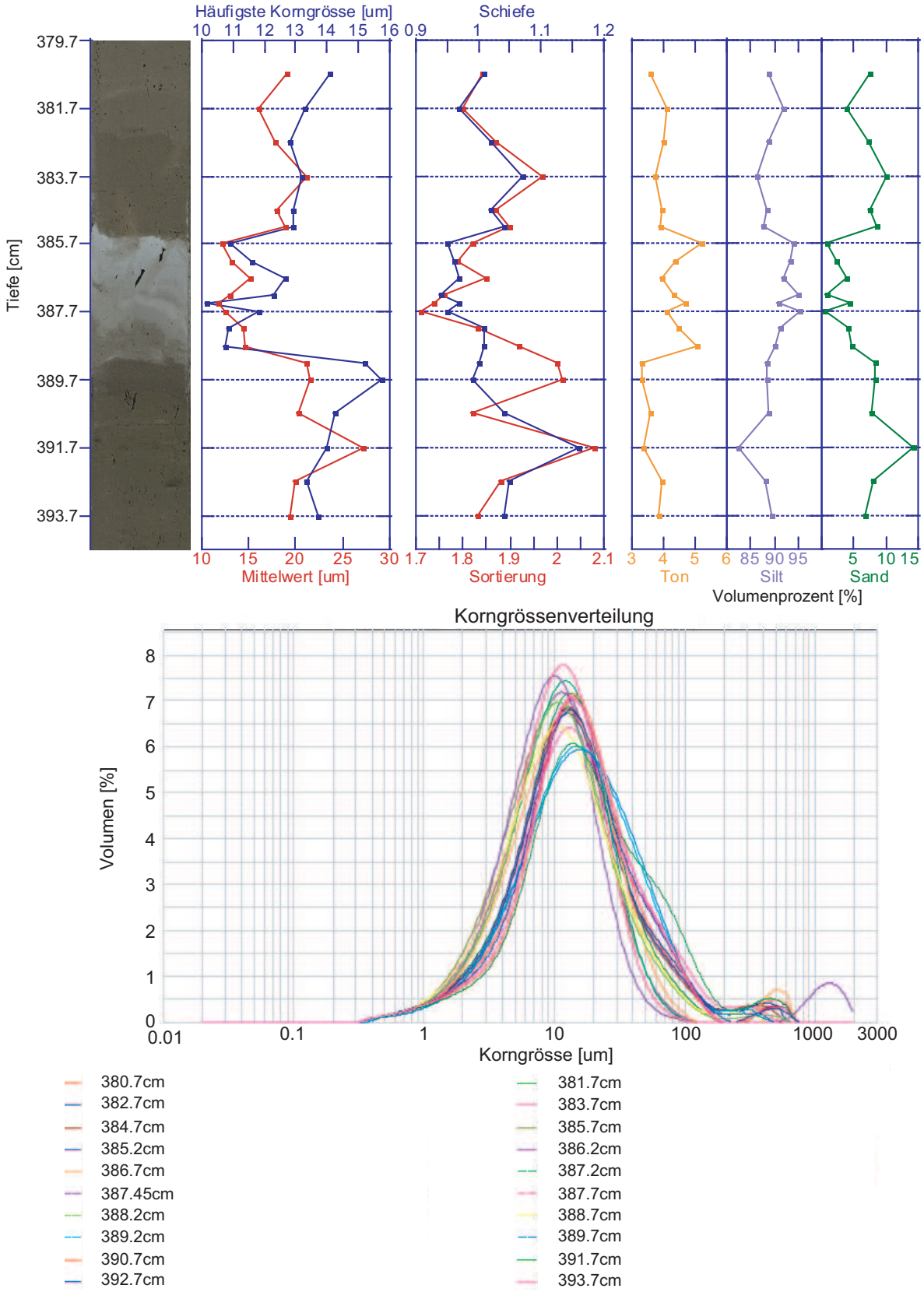


Abbildung B.15: Korngrössenanalyse einer Schicht des Lithotyps 1a/1b aus einer Sedimenttiefe von 380.7 - 393.7 cm (Kern GR05-2B). Auf dem Photo besteht die helle Lage aus dem Lithotyp 1 und die dunkelbraunen Lagen aus dem Lithotyp 2. Der Residuum-Wert (Anhang A.12) aller Messungen war kleiner als 0.73%. Das Kernphoto ist in der Vertikalen zweifach gestreckt worden.

B.9 Geochemische Daten

Lithotypen des Lag Grond in einem Kalk vs. Corg-Diagramm

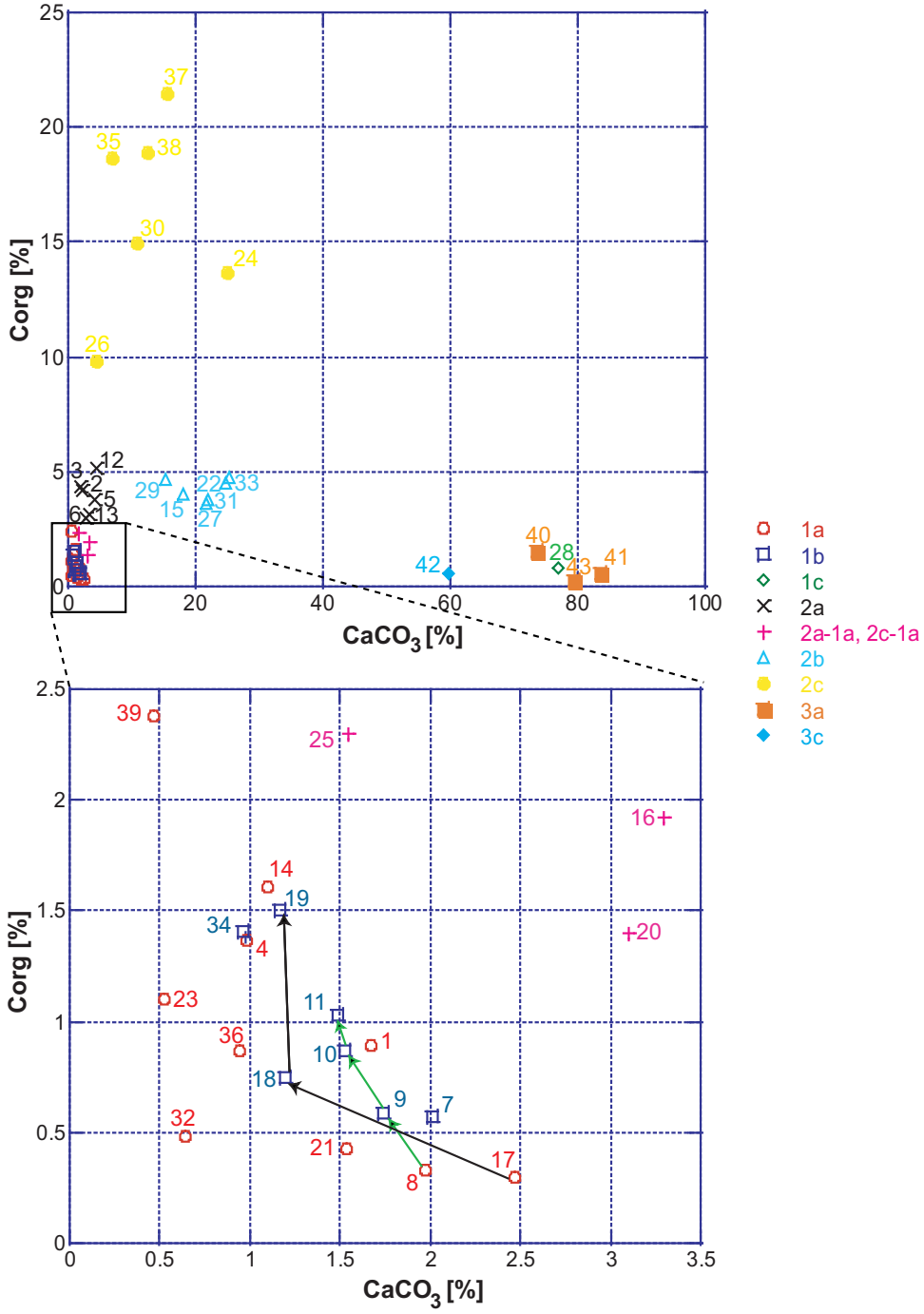


Abbildung B.16: Lithotypen des Lag Grond in einem Kalk vs. organischer Kohlenstoff-Diagramm. Die Angaben sind in Gewichtsprozenten. Die genauen Messwerte aller Proben und die Probeentnahmestellen finden sich auf der übernächsten Seite und im Anhang B.6. Die Messgenauigkeit der Daten wird im Anhang A.10 besprochen.

Isotopische Signatur (δ^{13}C vs. δ^{18}O) der Lag Grond Lithotypen

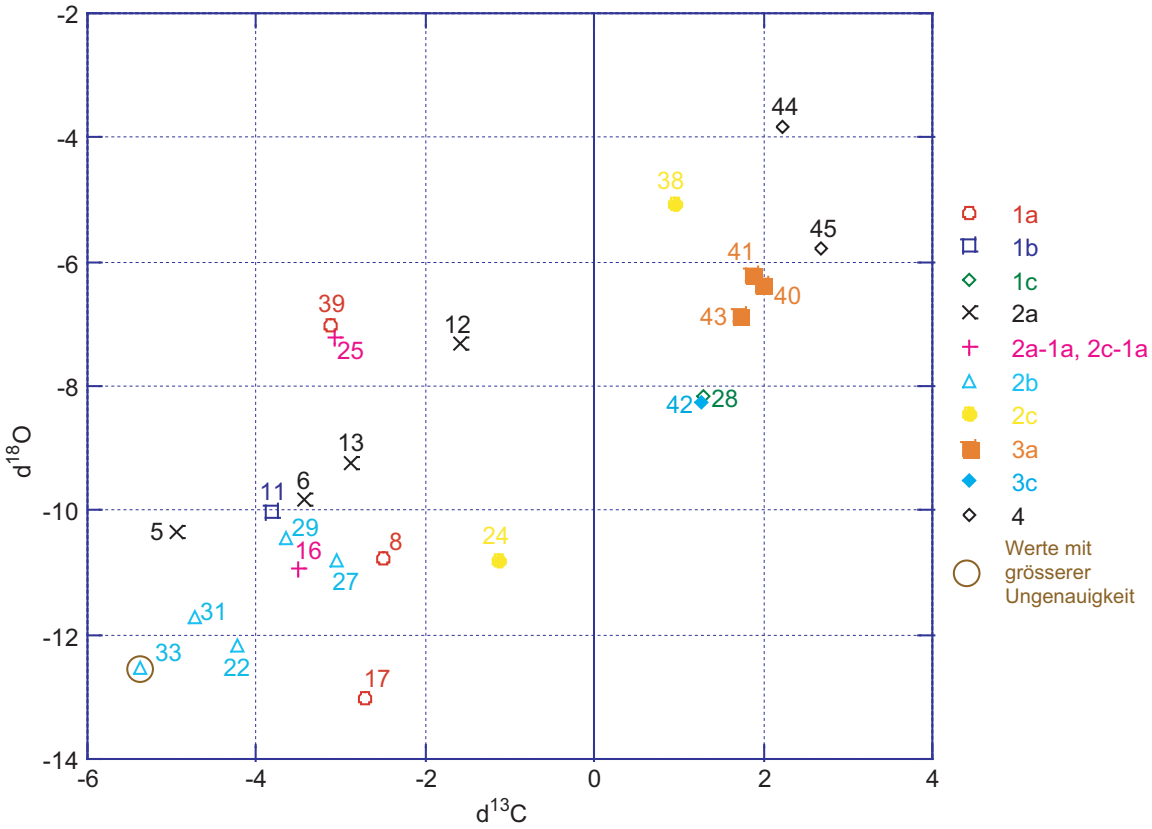


Abbildung B.17: Sauerstoff und Kohlenstoff Isotopen-Signatur der Proben aus dem Lag Grond. Alle Angaben sind relativ zum Standard VPDP. Die Probeentnahmestellen und die genauen Messwerte aller Proben finden sich im Anhang B.6 und auf der nächsten Seite. Die Messgenauigkeit der Daten wird im Anhang A.11 besprochen.

Coulometer und Isotopen-Daten

Nr.	Tiefe [cm]	Messbereich [+/- cm]	Kern	Lithotyp	TIC [%]	CO_3^{2-} [%]	**$CaCO_3$ [%]**	TC [%]	**C_{org} [%]**	**"Rest" [%]**	**$d^{13}C$ [‰]**	**$d^{18}O$ [‰]**
1	1,5	0,5	GR03-4	1a/1b	0,2	1,0	1,7	1,1	0,9	97,4		
2	8,5	0,5	GR03-4	2a	0,3	1,3	2,2	4,5	4,2	93,6		
3	20,5	0,5	GR03-4	2a	0,2	1,2	2,0	4,6	4,3	93,6		
4	43,0	0,5	GR03-4	1a	0,1	0,6	1,0	1,5	1,4	97,6		
5	45,7	0,5	GR03-4	2a	0,5	2,4	4,1	4,2	3,8	92,2	-4,9	-10,3
6	49,4	0,6	GR03-4	2a	0,3	1,6	2,7	3,3	3,0	94,3	-3,4	-9,8
7	85,0	0,5	GR05-1A	1b	0,2	1,2	2,0	0,8	0,6	97,4		
8	102.7	0,4	GR05-1B	1a	0,2	1,2	2,0	0,6	0,3	97,7	-2,5	-10,8
9	106,0	0,5	GR05-1B	1b	0,2	1,0	1,7	0,8	0,6	97,7		
10	109,8	0,8	GR05-1B	1b	0,2	0,9	1,5	1,0	0,9	97,6		
11	114,5	0,5	GR05-1B	1b	0,2	0,9	1,5	1,2	1,0	97,5	-3,8	-10,0
12	145,0	0,5	GR05-1B	2a	0,5	2,6	4,3	5,7	5,1	90,5	-1,6	-7,3
13	148,5	0,5	GR05-1B	2a	0,4	2,0	3,3	3,6	3,2	93,5	-2,9	-9,2
14	149,5	0,5	GR05-1B	1a	0,1	0,7	1,1	1,7	1,6	97,3		
15	175,0	0,5	GR05-1B	2b	2,2	10,8	18,1	6,2	4,0	77,9		
16	212,5	0,5	GR05-1C	2a-1a	0,4	2,0	3,3	2,3	1,9	94,8	-3,5	-10,9
17	225.3	1,3	GR05-1C	1a	0,3	1,5	2,5	0,6	0,3	97,2	-2,7	-13,0
18	228,5	0,5	GR05-1C	1b	0,1	0,7	1,2	0,9	0,7	98,0		
19	230,5	0,5	GR05-1C	1b	0,1	0,7	1,2	1,6	1,5	97,3		
20	235,0	0,5	GR05-1C	2a-1a	0,4	1,9	3,1	1,8	1,4	95,5		
21	246.3	0,8	GR05-1C	1a	0,2	0,9	1,5	0,6	0,4	98,0		
22	259,5	0,5	GR05-1C	2b	3,0	14,9	24,9	7,5	4,5	70,7	-4,2	-12,2
23	273,3	0,5	GR05-1C	1a (1b)	0,1	0,3	0,5	1,2	1,1	98,4		
24	278,0	0,5	GR05-2A	2c	3,0	15,0	25,0	16,6	13,6	61,4	-1,1	-10,8
25	296,0	0,5	GR05-2A	2c-1a	0,2	0,9	1,6	2,5	2,3	96,2	-3,1	-7,2
26	316,0	0,5	GR05-2A	2c	0,5	2,7	4,5	10,3	9,8	85,7		
27	322,3	0,6	GR05-2A	2b	2,6	13,0	21,6	6,2	3,6	74,7	-3,0	-10,8
28	333,2	0,5	GR05-2B	1c	9,2	46,2	77,0	10,0	0,8	22,2	1,3	-8,2
29	337,7	0,5	GR05-2B	2b	1,8	9,2	15,4	6,5	4,6	80,0	-3,6	-10,5
30	351,7	0,5	GR05-2B	2c	1,3	6,4	10,7	16,2	14,9	74,3		
31	374,6	0,6	GR05-2B	2b	2,6	13,2	22,1	6,4	3,8	74,2	-4,7	-11,7
32	385,8	0,5	GR05-2B	1a	0,1	0,4	0,6	0,6	0,5	98,9		
33	441,1	0,5	GR05-2C	2b	3,0	15,1	25,2	7,8	4,7	70,0	-5,4	-12,5
34	457,6	1,0	GR05-2C	1b	0,1	0,6	1,0	1,5	1,4	97,6		
35	487,4	0,6	GR05-2C	2c	0,8	4,1	6,9	19,5	18,7	74,5		
36	501,8	0,6	GR05-2C	1a	0,1	0,6	0,9	1,0	0,9	98,2		
37	520,2	0,6	GR05-3A	2c	1,9	9,3	15,6	23,4	21,5	62,9		
38	559,3	0,5	GR05-3A	2c	1,5	7,5	12,6	20,4	18,9	68,5	1,0	-5,1
39	566,4	0,3	GR05-3A	1a	0,1	0,3	0,5	2,4	2,4	97,1	-3,1	-7,0
40	572,8	0,7	GR05-3B	3a	8,8	44,2	73,6	10,4	1,6	24,8	2,0	-6,4
41	591,8	0,7	GR05-3B	3a	10,0	50,2	83,6	10,6	0,6	15,8	1,9	-6,2
42	616,6	0,5	GR05-3B	3c	7,2	35,8	59,7	7,7	0,5	39,7	1,3	-8,2
43	626,7	0,6	GR05-3B	3a	9,5	47,7	79,5	9,8	0,2	20,3	1,7	-6,9
44	637,6		GR05-3B	4							2,2	-3,8
45	725,6	0,5	GR05-3C	4							2,7	-5,8

Anhang C

Lag la Cauma

C.1 Einführung

Der grösste Bergsturzsee ist der Lag la Cauma. Er liegt in einer grossen Senke der Flimser Bergsturzmasse südlich von Flims Waldhaus im Uaul Grond (grosser Wald; deutsch Flimser Wald). Südlich des Sees steigt das Gelände relativ steil zur Hügelkette La Mutta an. Das rätoromanische Wort „cauma“ bedeutet „Ort, wo das Vieh am Mittag rastet“.
Die Hydrogeologie des Flimser Bergsturzgebietes wurde bereits eingehend untersucht [Bonanomi et al., 1994] und ist nicht Thema dieser Diplomarbeit: Die hydrogelogische Situation in einer so chaotischen Bergsturzmasse ist kompliziert und gibt noch heute Rätsel auf. Der Zu- und der Abfluss des Lag la Cauma sind unterirdisch, und ihre Positionen bleiben unklar. Es scheint mehrere voneinanander getrennte Sickerwege in den und aus dem Lag la Cauma zu geben. Grundwasser könnte am Westende des Lag la Cauma zufliessen, da nur dieser Bereich des Sees in kalten Wintern nicht zufriert. Südlich der Insel des Lag la Cauma konnten beim Tauchgang im Frühling 2004 Löcher im Sediment beobachtet werden (pers. Mitt. F. Anselmetti und S. Bernasconi), über welche vielleicht Wasser zu- und abfliessen könnte. Der Seespiegel variiert saisonal sehr stark. Der Seespiegel steigt je nach Jahr vom April bis Juli oder August relativ schnell an (∼10 - 90 l/s) und senkt sich dann langsam (∼30 l/s) wieder bis im Mai des nächsten Jahres ab. Die Seespiegeländerung kann bis zu 6 m (!) betragen. Chemische Probenuntersuchungen ergaben, dass der See gut durchmischt und sein Niederschlagswasseranteil in der Regel relativ gering ist [Bonanomi et al., 1994].
Die Batyhmetrie des Sees kann man grundsätzlich schon auf der Abbildung C.1 erkennen. Der tiefste Teil des Sees findet sich südlich der kleinen Insel. Zahlreiche grosse Felsbrocken bedecken den Seeboden in den untieferen Bereichen. Im tiefsten Teil hat sich eine mehrere Meter mächtige Sedimentschicht abgelagert, und es sind keine Felsbrocken mehr sichtbar. Der Lag la Cauma ist berühmt für sein sauberes und klares Wasser und spielte ein wichtige Rolle für die Entwicklung des Fremdenkurortes Flims [Kirchen-Lendi, 1981]. Das Wasser des Lag la Cauma ist oft klar. Es lassen sich auf dem Seegrund heute keine Makrophyten finden.



Abbildung C.1: Luftbildaufnahme von 1974 des Lag la Cauma im Uaul Grond (Flimser Wald). In den untiefen Bereichen des Sees sind zahlreiche Felsen erkennbar [Bildarchiv, ETH Bibliothek, Zürich].

C.2 Batyhmetrische Karte

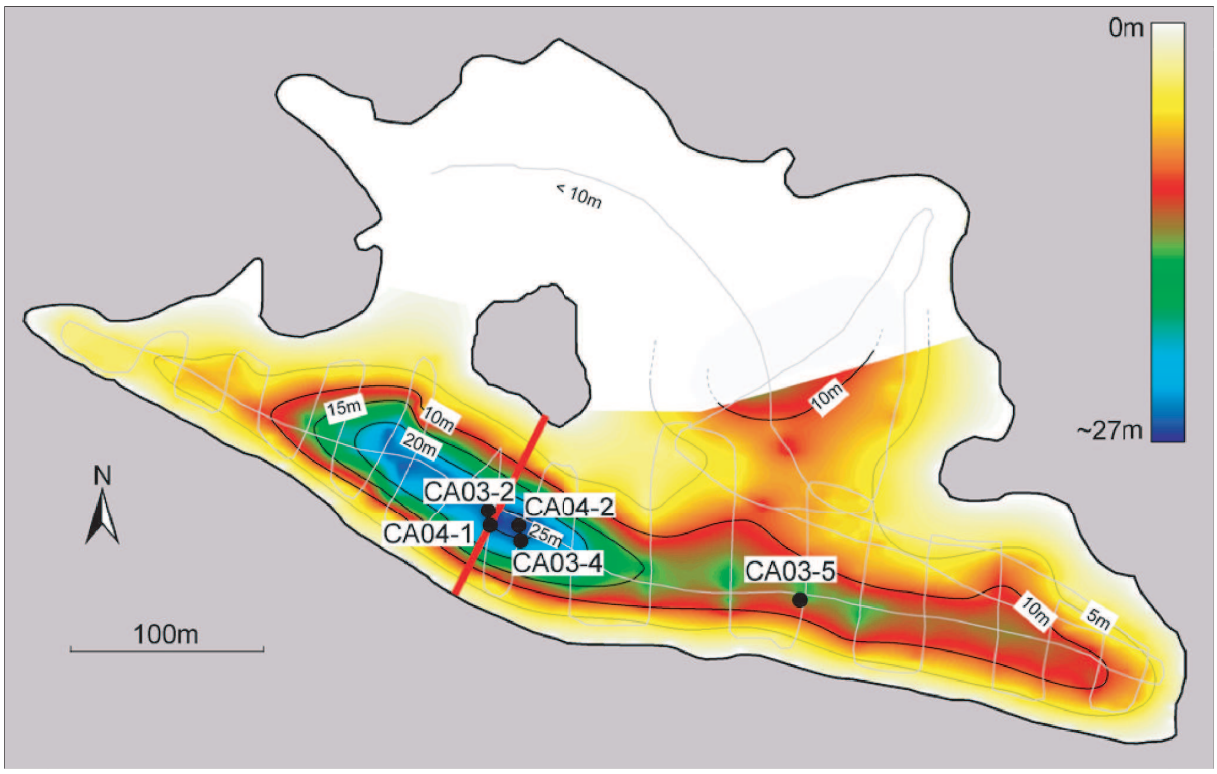


Abbildung C.2: Bathymetrische Karte des Lag la Cauma mit Isobathen und Kernentnahmestellen (CA03-X: Kurzkerne, CA04-X: Langkerne). Ausser im tiefsten Teil finden sich am Seegrund immer wieder grosse Gesteinsblöcke. Die maximale Wassertiefe von ungefähr 27 m wurde im Bereich südlich der Insel gemessen. Der Zufluss und Abfluss des Lag la Cauma sind unterirdisch. Der Seespiegel variiert jährlich sehr stark um bis zu 6 m [Bonanomi et al., 1994]. Der Seespiegel lag während der seismischen Untersuchung (22. - 23. Juli 2003) auf ∼997 m.ü.M. (gemäss Pegelstand im Infoblatt vom 30.08.04 des Tiefbauamtes Graubünden). Scheinbar kann der See in Jahren mit viel Wasserzufluss bis zu 30 m tief sein [Bonanomi et al., 1994]. Die hellgrauen Linien zeigen die Bootsfahrspur während der seismischen Untersuchung. Der rote Balken stellt die Profillinie der Abbildung A.2 dar. Für den nördlichen Teil des Sees wurde keine Bathymetrie erstellt, da der See hier sehr untief und von vielen Blöcken durchsetzt ist.

C.3 Photos aller Kerne im Überblick



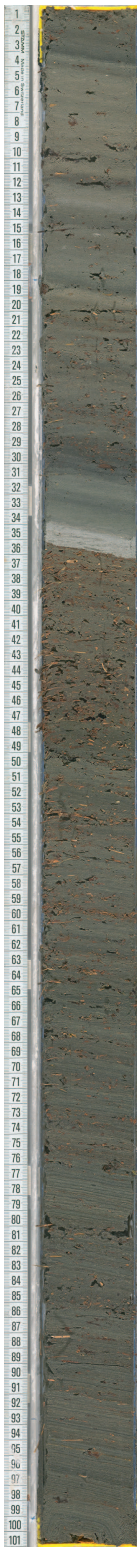
CA04-1 1A



CA04-1 1B



CA04-1 1C



CA04-2 1A



C.4 Kernkorrelation

Die Kernkorrelation im Lag la Cauma war kompliziert und nicht eindeutig (A3-Abbildung Kernkorrelation Lag la Cauma). Die Kernkorrelation erfolgte aufgrund der Lithologie, der Dichtekurven, der Farb- und Laminationsmuster. Die magnetische Suszeptibilität half bei der Korrelation der Kerne nichts, weil sie in den entscheidenden Sektionen zu wenig variierte.

Korrelation der Kerne CA04-2 1A, CA03-2 und CA03-4 Bei allen drei Kernen (A3-Abbildung Kernkorrelation Lag la Cauma, Ausschnitt A) konnte ein sehr ähnliches Farb- und Laminationsmuster festgestellt werden. Auch die Dichtekurven der drei Kerne waren abschnittweise miteinander korrelierbar. Es zeigte sich jedoch klar, dass die Mächtigkeiten von sich entsprechenden Schichten sehr unterschiedlich sein können. Die sedimentologisch auffallende Schicht des Lithotyps B3 (Anhang C.5) konnte in den Kernen CA03-2 und CA03-4 deutlich verbunden mit einer hohen Dichte bestimmt werden. Im Kern CA04-2 1A ist sie schwach noch zu erkennen, es ist aber kein Dichtemaximum feststellbar.

Korrelation der Kerne CA03-2, CA04-2 1B und CA04-1 1B Die Kerne CA03-2 und CA04-2 1B liessen sich anhand der einzigartigen grauen Lage (Lithotyp C) mit der rosaroten Schicht an ihrem oberen Ende eindeutig miteinander korrelieren (A3-Abbildung Kernkorrelation Lag la Cauma, Ausschnitt B). Diese Schicht ist auch bei beiden Kernsektionen mit einem deutlichen Ansteigen der Dichte verbunden. Unterhalb dieser Schicht wird die Korrelation jedoch sehr schwierig und unsicher. Der Kern CA03-2 scheint eine sehr kondensierte Abfolge zu zeigen, was sich bereits bei der Korrelation mit dem Kern CA04-2 1A gezeigt hatte. Seltsamerweise finde sich im ganzen Kern CA04-1 XX (bestehend aus den Kernsektionen CA04-1 1A, CA04-1 1B und CA04-1 1C) die auffällige graue Lage (Lithotyp C) nicht!
Die Kerne CA04-2 1A und CA04-1 1B zeigen ein ähnliches Laminations- und Farbmuster, obwohl auch hier einige Unterschiede zu erkennen sind.

Korrelation der Kerne CA04-1 2A und CA04-1 1C Die beiden Kerne zeigen eine dunkelbraun, graue sehr fein laminierte Abfolge. Leider fehlen charakteristische, einzigartige Lagen. Auch die Dichtekurven helfen für eine Korrelation nicht weiter. Wahrscheinlich ist hier auch die Auflösung der MSCL-Werte (5 mm) nicht genügend gut für eine Korrelation. Die angewandte Korrelation aufgrund des Sedimentmusters ist nicht eindeutig.

Kernkorrelation Lag la Cauma

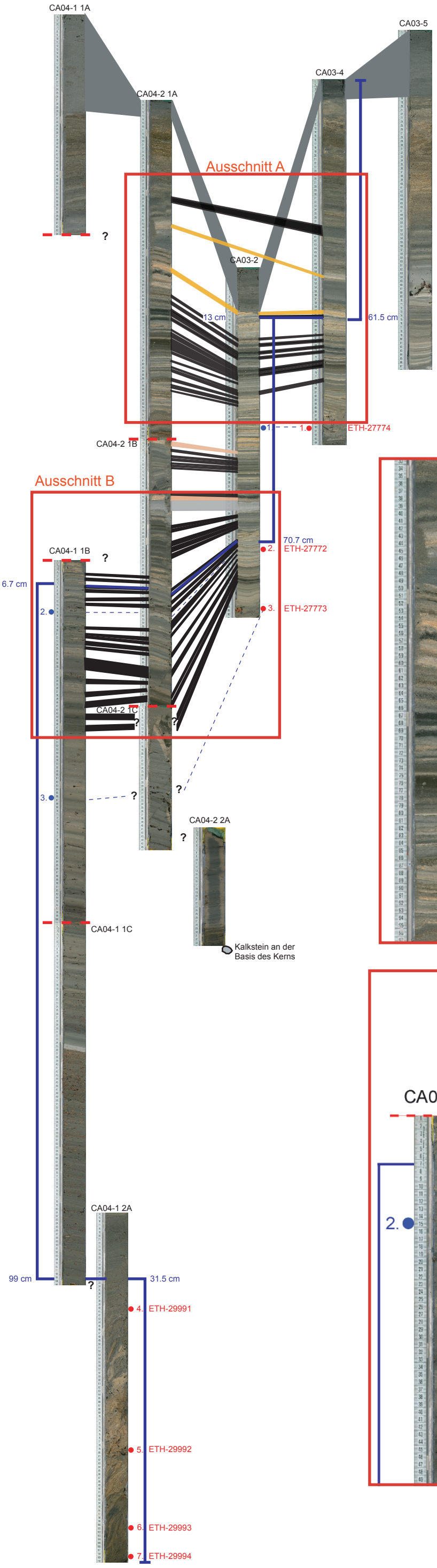
x cm — Sedimenttiefe der Übergänge des zusammengesetzten Kerns in den Kernsektionen (gleicher Massstab wie auf Kernphoto)

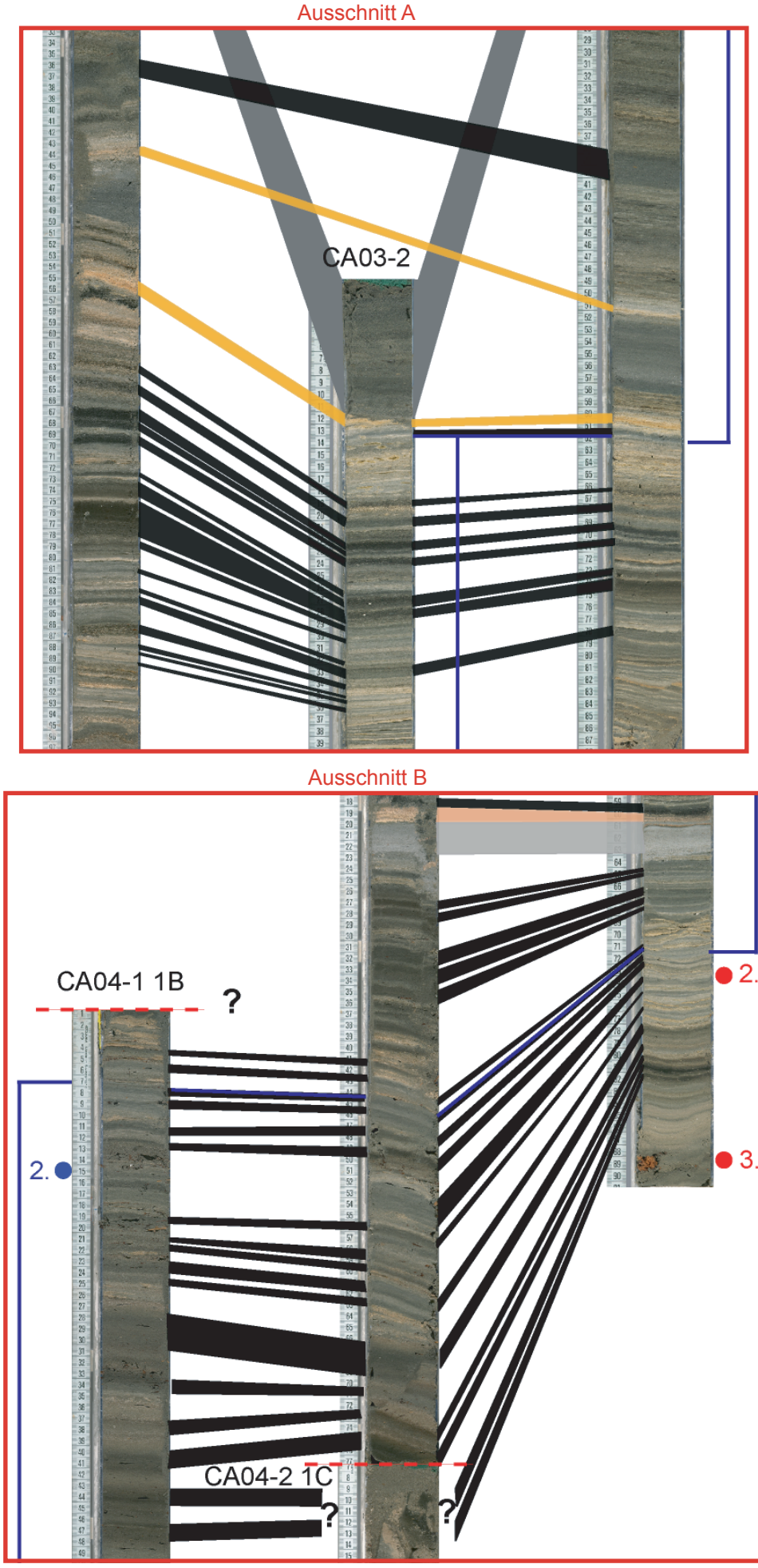
Ausgewählter Bereich für den zusammengesetzten Kern

Ort und Kürzel der 14C-Datierungen

Ort der Probenentnahme für 14C-Datierung auf dem zusammengesetzten Kern aufgrund der Korrelation zwischen den Kernen

Die Kerne CA04-1 1A, -1B und -1C bzw. CA04-2 1A, -1B und -1C hingen ursprünglich in einem 3m langen Kern zusammen.





C.5 Lithotypen des zusammengesetzten Kerns Lag la Cauma

Einführung

Die Sedimente des Lag la Cauma wurden aufgrund der Farbe, Sedimentstrukturen, Zusammensetzung (biogene Partikel, Kalkgehalt, organischer Kohlenstoffgehalt, δ^{18}O- und δ^{13}C-Signatur) und physikalischen Eigenschaften (Dichte, magnetische Suszeptibilität) in Lithotypen unterteilt. Zum besseren Verständnis der folgenden Ausführungen dienen die Abbildungen und Beschreibungen in den Anhängen C.6, C.7 und C.9.
Es werden grundsätzlich drei Lithotypen unterschieden. Der Lithotyp A (mit 4 Untertypen) ist dunkel gefärbt und hat einen relativ hohen Gehalt an organischem Kohlenstoff. Der Lithotyp B (auch mit 4 Untertypen) ist heller gefärbt und hat einen höheren Kalkgehalt als der Lithotyp A aber einen geringeren Gehalt an organischem Kohlenstoff. Sedimente des Lithotyps B haben tendenziell eine höhere Dichte als jene des Lithotyps B. Der Lithotyp C wird durch zwei optisch herausstechende hellgraue Lagen gebildet. Sedimente des Lithotyps C haben einen hohen Kalkgehalt und wenig organischen Kohlenstoff. Sie sind mit Dichtehöchstwerten assoziiert.
Die Lithotypen stellen wie beim Lag Grond nur eine Art Endglieder dar. Es bestehen zahlreiche Mischungen zwischen den verschiedenen Lithotypen. Dies wurde berücksichtigt, indem teilweise im lithologischen Profil (Anhang C.6) auch Kombinationen der verschiedenen Lithotypen angegeben wurden

Lithotypen B1 und A1

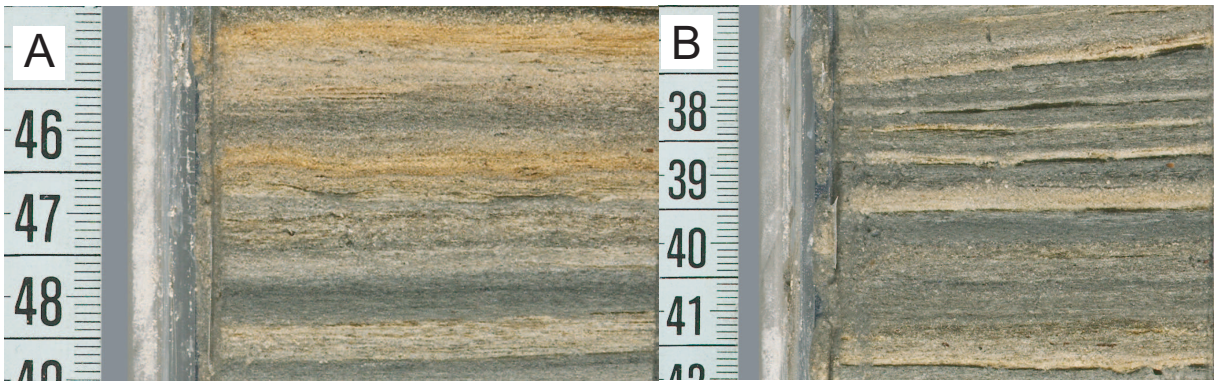


Abbildung C.3: Sediment des Lithotyps B1/A1 aus einer Tiefe von 92.5 - 97 cm (A) und 84.5 - 90 cm (B)(Kern CA03-2).

Der Lithotyp A1 wird durch dunkelgrüne bis schwarze, feine Lagen gebildet. Sie treten meistens alternierend mit den hellen Lagen des Lithotyps B1 auf. Auf eine dunkle A1-Lage folgt meistens direkt eine helle B1-Lage (Abbildung C.3, B). Vor der nächsten dunklen A1 Lage folgt dann oft eine gräuliche „Mischlage“. Die Mächtigkeit der Lagen variiert sehr stark. Manchmal sind die einzelnen Lagen mehrere mm gross (Abbildung C.3, B). Oft ist die B1/A1 Lamination sehr fein und nur bei genauer Betrachtung zu erkennen (Abbildung C.3, A). Die einzelnen Microlaminae können feiner als 1/3 mm sein.

Makroskopisch lässt sich in den dunklen A1-Lagen viel klumpig-faseriges organisches Material finden. Es wurden Dünnschliffe der B1/A1-Lagen erstellt (Abbildung C.4). Die makroskopisch im Kern dunkelgrün bis schwarz gefärbten A1-Lagen haben beim Betrachten ohne Analysator (ungekreuzte Polarisatoren) im Dünnschliff eine hellgrün-braune Farbe. Beim Betrachten dieser Lagen mit Analysator bzw. unter gekreuzten Polarisatoren sind sie schwarz gefärbt. Organisches Material ist amorph und bei der Betrachtung mit Analysator erscheint es dunkel.
In Smear Slides der A1-Lagen konnten meistens neben viel Kalk und organischem Material Diatomeen und Kleinkrebse gefunden werden. Oft scheinen die Calcitkörner zusammen mit organischem Material eine Art flockige Anhäufungen bzw. Agglomerate zu bilden. Diese Flocken wurden auch bei anderen Lithotypen öfters beobachtet. Siliziklastische Körner (Quarz, Feldspat usw.) waren zwar meistens auffindbar aber eher selten. Da die A1-Lagen sehr geringmächtig sind, konnten sie nicht gut beprobt werden. Die Coulometer-Probe 14, welche eine Annäherung an den Lithotyp A1 darstellt, weist einen hohen Kalkgehalt von ∼76% auf.

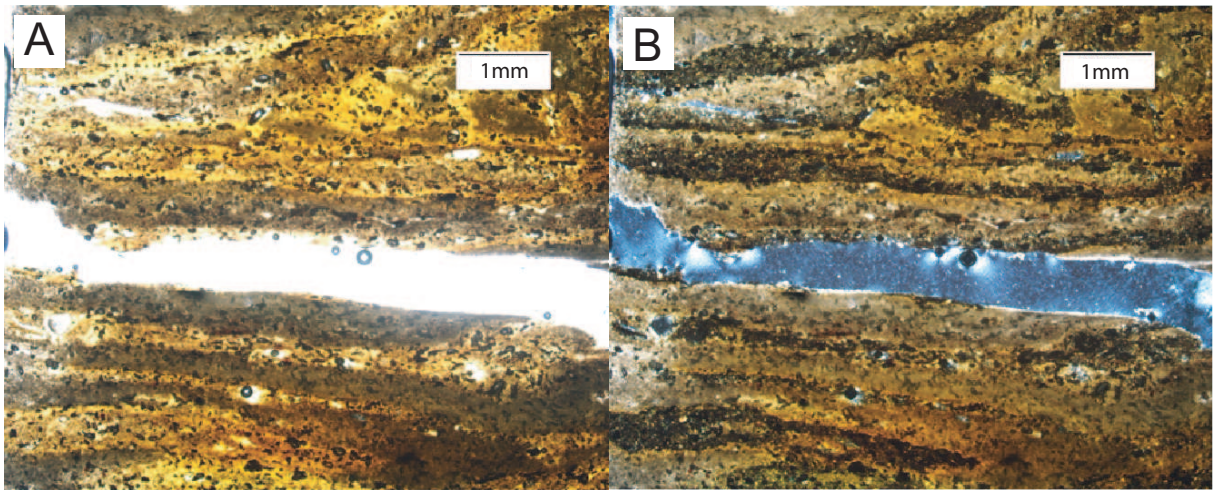


Abbildung C.4: Dünnschliffphotos aus einer Tiefe von ∼13.5 cm im Kern CA03-4 mit ungekreuzten (A) und gekreuzten (B) Polarisatoren. Die makroskopisch im Kern dunkel gefärbten A1-Lagen sind im Dünnschliff hell grün-braun, transparent (A) bzw. dunkel (B) gefärbt. In der Mitte des Dünnschliffs hat es einen Riss, welcher bei der Entnahme der Sedimentprobe parallel zur Lamination entstanden ist.

Die B1-Lagen sind meist hell gelblich bis gräulich gefärbt. Einzelne Lagen können aber auch markant orange oder sogar rosarot gefärbt sein. In Smear Slides ist die Dominanz des Kalkanteils deutlich zu erkennen. Daneben findet sich wenig organisches Material. Diatomeen, Kleinkrebse und siliziklastische Komponenten treten ähnlich häufig wie bei den A1-Lagen auf. Der Lithotyp B1 bildet teilweise recht dicke Lagen und konnte deshalb gut beprobt werden (Proben 6, 7, 9, 13, 16 und 34; Abbildung C.13). Die B1-Lagen haben abgesehen von den B3-Lagen die höchsten gemessenen Kalkgehalte (80 bis 86%). Der Anteil an organischem Kohlenstoff hingegen ist relativ gering (2.5 - 4,5%).
Es wurden auch mehrere B1/A1-Mischproben mit dem Coulometer gemessen. Bei diesen Messungen nehmen die Kalkgehalte im Vergleich zu den „reinen“ B1-Lagen deutlich ab und die organischen Kohlenstoffgehalte sind tendenziell etwas höher.
Die B1/A1-Lagen finden sich v.a. in den ersten 1.4 m des zusammengesetzten Kerns. Der

Bereich ∼328 - 372 cm (Proben 32 - 35) wurde auch zum Lithotyp B1/A1 gezählt. Betrachtet man die Coulometer-Daten der Proben 32 - 35 sind sie den anderen B1/A1 Lagen in Bezug auf den Kalk- und den organischen Kohlenstoff-Gehalt sehr ähnlich (Abbildung C.13). Es gibt aber auch einige Unterschiede zu den typischen B1/A1-Lagen. Es finden sich in Smear Slide-Proben viel weniger bis gar keine Diatomeen und Kleinkrebsreste. Die Gesamtdichte des Sedimentes ist höher, und es findet sich in einer Tiefe von ∼3,5 m ein deutlicher Ausschlag in der magnetischen Suszeptibilitätskurve. Bei einer manuellen Nachmessung der magnetischen Suszeptibilität konnte die genaue Stelle gefunden werden. Es fand sich hier eine erstaunliche Anhäufung siliziklatischer Komponenten. Neben bis mm grossen Quarzkörnern fanden sich auch kleine grünliche schiefrige Gesteinsbruchstücke (ev. Verrucano).

Lithotypen B2 und A2

Der Lithotyp A2 wird durch schwarz bis dunkelgraue Lagen gebildet. Es handelt sich makroskopisch meist um relativ homogene Lagen ohne deutliche feine Schichten. Der organische Kohlenstoffgehalt ist mit ∼4.5 - 16.5% hoch. Die B2-Lagen sind sehr ähnlich wie die A2-Lagen, sie haben aber eine hellere, grau bis braune Farbe. Mehrere cm dicke A2- und B2-Lagen kommen alternierend vor. In beiden Lithotypen finden sich hie und da Muschelschalenbruchstücke, helle „flockige“ Karbonat-Anreicherungen und organische Makroreste (Holzfragmente, Nadeln, Samen, Blattreste) (Abbildung C.5). Die organischen Markroreste sind meistens sehr gut erhalten geblieben. In Smear Slides lassen sich teilweise sehr viele Diatomeen und Kleinkrebsreste erkennen. Der Calcit tritt häufig in flockigen Agglomeraten bzw. Anhäufungen mit organischem Material auf. Siliziklastische Komponenten sind auffindbar aber nicht häufig.

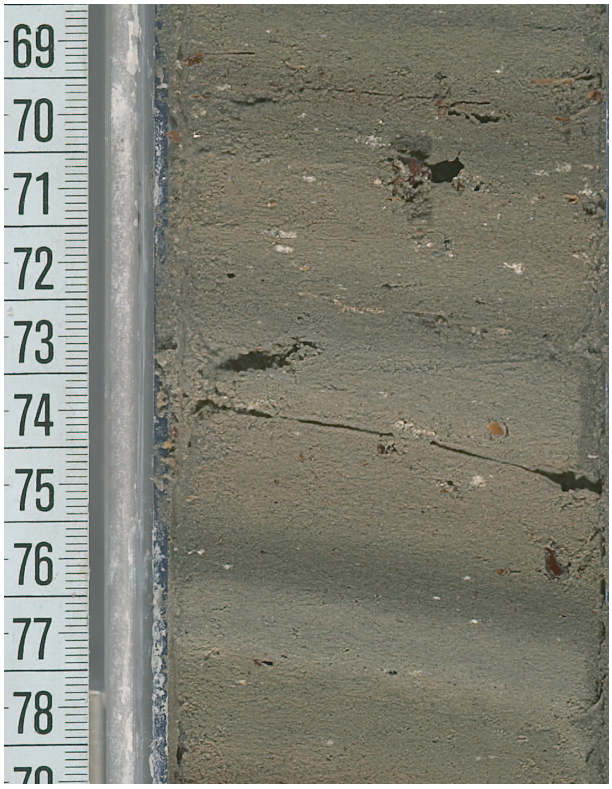


Abbildung C.5: Sediment des Lithotyps B2/A2 aus einer Tiefe von 180.5 - 191 cm (Kern CA04-1 1B). Bei den hell weissen Flecken handelt es sich teilweise um Calcit-Anreicherungen, teilweise um Muschelschalen.

Die beiden Lithotypen B2 und A2 sind im ternären Kalk, Corg vs. „Rest“-Diagram (Abbildung C.13) nicht klar voneinander zu trennen. Tendenziell sind die A2-Lagen aber dunkler gefärbt, reicher an organischem Kohlenstoff und ärmer an Kalk als die B2-Lagen. Im Vergleich zu den A1-Lagen haben die A2- und B2-Lagen mehr organischen Kohlenstoff und einen geringeren Kalkgehalt. Besonders häufig kommen die Lithoypen B2 und A2 in einer Tiefe von ∼113 - 247 cm vor.

Lithotyp A3



Abbildung C.6: Sediment des Lithotyps A3 aus einer Tiefe von 255 - 258 cm (Kern CA04-1 1C).

Die höchsten organischen Kohlenstoffgehalte im ganzen Kern von bis 25.7% wurden in den Sedimenten des Lithotyps A3 gemessen. Einzelne Lagen sind stark an organischen Makroresten angereichert. Es finden sich Blatt- und Holzfragmente, zahlreiche Nadeln (von verschiedenen Baumarten, ev. von Fichten und Föhren), Flugsamen und Fruchtkapseln. Diese sind in der Regel hervorragend erhalten geblieben. Aufgrund der vielen organischen Makroreste sind meistens keine Sedimentstrukturen erkennbar. Teilweise lässt sich eine feinere Schichtung erahnen.
Die Kalkgehalte sind mit ∼26 - 40% im Vergleich zu den anderen Lithotypen eher gering. Der Restanteil (Anteil am Gesamtgewicht ohne den Kalk- und organischen Kohlenstoff-Anteil) ist recht gross.
Besonders häufig kommt der Lithotyp B3 in einer Tiefe von 207 - 263 cm vor.

Lithotyp B3

Sedimente des Lithotyps B3 konnten nur an zwei Stellen beschrieben werden. Eine spezielle grobkörnige Lage findet sich in einer Tiefe von 67.5 cm im zusammengesetzten Kern (Probe 10; Abbildung C.7, A). In dieser Lage treten zahlreiche kalkige Komponenten auf. Sie lassen sich meist einfach zwischen den Fingern zerreiben. Manchmal sind die Komponenten stengelförmig bzw. tubusförmig und scheinen in der Mitte eine Hohlform oder dunkles ev. organisches Material zu enthalten (Abbildung C.7, C). Diese Lage ist in ihrer Art einzigartig und lässt sich zur Korrelation der Kerne CA03-2, CA03-4 und CA04-2 1A verwenden.

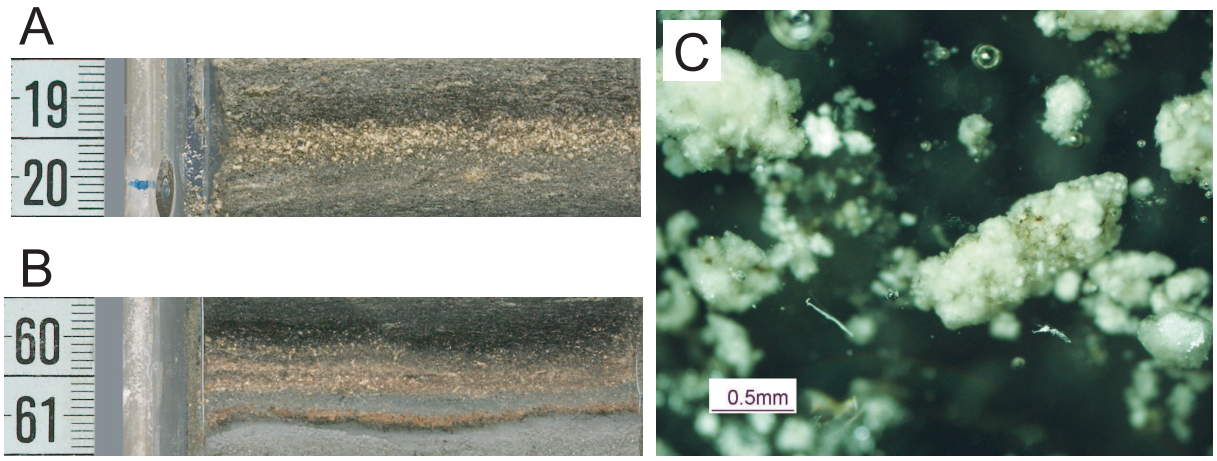


Abbildung C.7: Bilder von Sedimenten des Lithotyps B3 aus einer Sedimenttiefe von 66.5 - 68.5 (A) und 107,5 - 109.5 cm (B) (Kern CA03-2). (C) Vergrösserte Ansicht der Lage (A) in einem Smear Slide. Deutlich sind tubusförmige Komponenten aus Calcit erkennbar (siehe auch Abbildung E.7).

Auch innerhalb einer rosaroten Lage (Tiefe ∼108.5 cm im zusammengesetzten Kern, Probe 16) konnten solche kalkige Komponenten gefunden werden (Abbildung C.7, B). Bei dieser rosaroten Lagen wurde eine erhöhte Korngrösse gemessen (Abbildung C.12). Beide Lagen fallen mit Dichtemaxima zusammen. Betrachtet man den Kalk der tubusförmigen Komponenten in Smear Slides (Abbildung C.7,C), lassen sich deutlich grosse Calcitkristalle (∼40 μm) mit ev. Wachstumsstreifen erkennen.
Die Probe 10 besteht mit ∼95% fast nur aus Kalk. Die Probe 16 hat mit 86% den zweitgrössten Kalkanteil aller gemessenen Proben. Es wurde für die Probe 10 ein δ^{13}C Wert von -1.8‰, und damit der Minimalwert aller Proben im Lag la Cauma gemessen. Die Probe 16 ist mit 0.4‰ bedeutend schwerer.

Lithotypen B4 und A4

Die alternierenden hellbraunen bis weisslichen B4- und dunkelbraunen bis schwarzen A4-Lagen (Abbildung C.8) erinnern stark an die B1/A1-Lagen. Die einzelnen Microlaminae sind dabei öfters deutlich feiner als 1 mm. Organische Makroreste sind nicht selten, und sie sind manchmal in Lagen angereichert, in denen dann keine feine Schichtung mehr erkennbar ist.
In Smear Slides konnten teilweise sehr viele Diatomeen und einige Krebsreste nachgewiesen werden. Siliziklastische Komponenten kommen vor. In Dünnschliffen erinnern die feinen Schichten an die bereits beschriebene Situation bei den A1/B1-Lagen. Die im Kern dunklen A4-Lagen sind ohne Polarisator recht transparent mit hellgrün-brauner Farbe. Betrachtet man die gleichen Lagen mit dem Analysator werden sie dunkel (Abbildungen referenz Interpretationsteil). Da die B4 und A4-Lagen oft weniger als 1 mm dick sind,

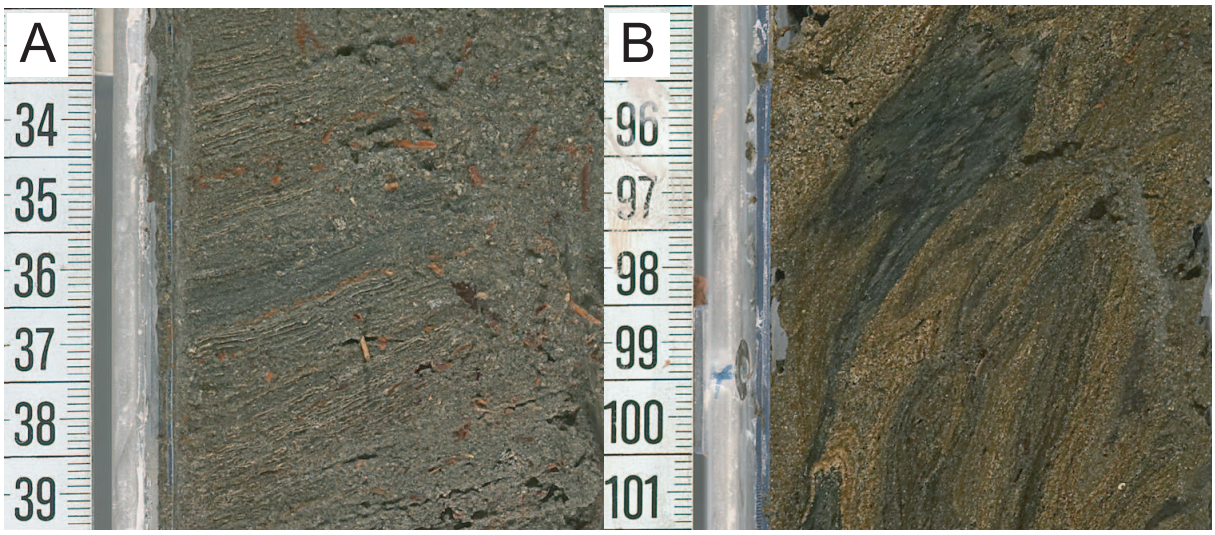


Abbildung C.8: (A) Sediment des Lithotyps B4/A4 aus einer Tiefe von 312.5 - 319.5 cm mit deutlicher hell/dunkel Mirkrolamination (Kern CA04-1 2A). (B) Deformierte Sedimente der Lithotypen B4/A4 und B1/A1 aus einer Sedimenttiefe von 374.5 - 381.5 cm (Kern CA04-1 2A).

konnten sie nicht einzeln beprobt werden. Mischproben der beiden Lithotypen (Proben 29, 30, 31 und 36) zeigen einen Kalkgehalt zwischen 35 und 40% und einen organischen

Kohlenstoffgehalt zwischen 9 und 16%. Der organische Kohlenstoffgehalt ist also hoch, der Kalkgehalt relativ gering. Der Anteil an nicht Kalk und nicht organischem Kohlenstoff am Gesamtgewicht des Sedimentes („Rest“, Abbilung C.13) ist im ganzen Kern am grössten. B4/A4-Lagen treten in einer Tiefe von ∼262 - 328 cm und 372 bis 390,5 cm auf.

Lithotyp C

In einer Sedimenttiefe von ∼108 bis 112 cm findet sich eine einzigartige Sedimentabfolge (Abbildung C.9, A). Den grössten Anteil dieser Abfolge wird durch eine graue „Hauptlage“ (Proben 17 und 18; Abbilung C.13) mit einem Kalkgehalt von ∼65 - 71.5% gebildet. Der Corg-Gehalt von 3.2 - 3.5% ist im Vergleich zu anderen Lagen tief. Es lassen sich makroskopisch aber kleine organische Reste erkennen. In Smear Slides finden sich viele Diatomeen und nur wenige siliziklastische Körner. Von Auge lassen sich keine klaren Korngrössentrends erkennen. Im obersten Teil der grauen Hauptlage ist jedoch eine sehr feinkörnige Schicht erkennbar.

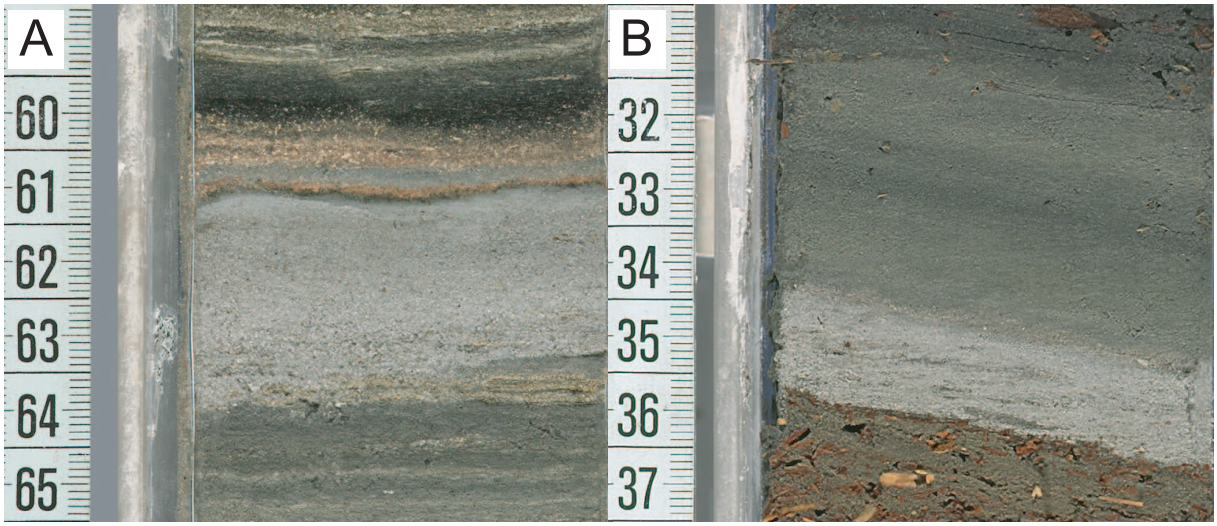


Abbildung C.9: Sedimente des Lithotyps C aus einer Tiefe von 106.5 - 113.5 cm (Kern CA03-2)(A) bzw. 243 - 250 cm (Kern CA04-1 1C) (B).

Über der grauen „Hauptlage“ folgen mehrere Schichten, die zu den Lithotypen B3 und B1/A1 gezählt wurden. Zuerst lassen sich je eine mm feine schwarze und rötliche Lage erkennen. Darüber folgt eine hellgraue Lage, welche der mächtigeren grauen „Hauptlage“ gleicht. Im obersten Teil ist dann ein rötliches Sediment mit weissen z.T. tubusförmigen Komponenten (B3-B1, Probe 16; Abbildung C.7, B) und mit feinen schwarzen Lagen (A1) zu erkennen, welche bereits besprochen wurden.
Diese ganze Sedimentabfolge ist mit einer deutlichen Zunahme in der Dichte verbunden. Die magnetische Suszeptibilität zeigt hingegen kein besonderes Signal.
Von dieser Sedimentabfolge wurden auch Korngrössenanalysen gemacht (Abbildung C.12). Die Qualität der Messungen war wohl wegen dem organischen Material und den Corg-Calcit-Agglomeraten nicht so gut (Anhang A.12). Die Korngrösse scheint im Vergleich zu den sie umgebenden Sedimenten tendenziell geringer zu sein. Die Sedimentabfolge scheint einen etwas höheren Anteil an Ton aufzuweisen. Innerhalb der grauen „Hauptlage“ findet sich zuoberst ein sehr feinkörniges Sediment. Gegen unten

nimmt die Korngrösse nicht kontinuierlich wieder zu.
Ein zweite auffallend hellgrau gefärbte Lage findet sich in einer Sedimenttiefe von 246.5 bis 249 cm (Probe 27; Abbildung C.9, B). Sie kontrastiert deutlich mit dem gegen unten folgenden Sediment des Lithotyps A3 (Probe 28). Der Kontakt zwischen den beiden Sedimenten mit unterschiedlichen Lithotypen ist scharf. Gegen oben geht die hellgraue Lage fliessend in eine B2-Lage über (Probe 26). Innerhalb der hellgrauen Lagen lassen sich an einigen Stellen schwach dunkelgraue bis schwarze Lagen erkennen. In einem Smear Slide der hellgrauen Lage ist Calcit deutlich die dominierende Spezies. Daneben finden sich viele Diatomeen. Silziklastische Komponenten sind vorhanden aber nicht häufig. Die Probe 27 hat einen relativ hohen Kalkanteil von 74.5% und einen relativ geringen Corg-Anteil von 4.2%.

Biogene Komponenten

In den Sedimenten des Lag la Cauma konnten in Smear Slides und Dünnschliffen ausser in den untersten ∼60 cm meistens recht viele Diatomeen gefunden werden (Abbildung C.11, A und B). Es lassen sich viele Gattungen und Arten unterscheiden (Tabellenabbildung C.10). Gehäusereste von Kleinkrebsen sind teilweise häufig und lassen sich auch im untersten Teil des Kerns immer wieder finden. Bis mehrere mm grosse Muschelschalen finden sich v.a. in einigen B2/A2-Lagen, welche im Lithologischen Profil (Anhang C.6) beschrieben sind. Nebenbei lassen sich auch immer wieder chitinöse, transparente Gehäusereste (Insekten, ev. Ostracoden?) entdecken.
Pflanzliche Makroreste wie verschiedenartige Nadeln, Holzfragmente, Blätter, Fruchtkapseln und Pollen sind in gewissen Lagen häufig. Der Erhaltungszustand dieser Reste ist auch in den ältesten Sedimenten oft erstaunlich gut.

Tiefe [cm]	Gattung	Art/Variation	Lebensraum	Nährstoffindikation	Einschätzung Hürlimann	Gesamteindruck
1,5	Cymbella	ehrenbergii	Aufwuchs	Nährstoff tolerant	eher nährstoffarmes Wasser	vermutlich nährstoffarmer Zustand
7	Stauroneis	cf. phoenicentron	Aufwuchs	Nährstoff tolerant		
22,5	Cymbella	ehrenbergii	Aufwuchs	Nährstoff tolerant	eher nährstoffarmes Wasser	
22,5	Neidium	alpinum	Aufwuchs	oligotroph		
67,5	Amphora	sp.	Aufwuchs	-		
67,5	Neidium	alpinum	Aufwuchs	oligotroph		
188.5	Gomphonema	sp.	Aufwuchs	-		
188.5	Navicula	oblonga	Aufwuchs	Nährstoff tolerant	eher nährstoffarmes Wasser	
188.5	Amphora	sp.	Aufwuchs	-		
314	Amphora	sp.	Aufwuchs	-		
	Cyclotella	cyclopuncta oder comensis	Plankton	mesotroph-oligotroph		
	Cymbella	ehrenbergii	Aufwuchs	Nährstoff tolerant	eher nährstoffarmes Wasser	
	Epithemia	sp.	Aufwuchs	-		
	Navicula	cf. pseudotuscula	Aufwuchs	mesotroph-oligotroph		

Abbildung C.10: Übersicht zu den von J. Hürlimann bestimmten Diatomeen und ihrer Nährstoffindikation im Lag la Cauma.

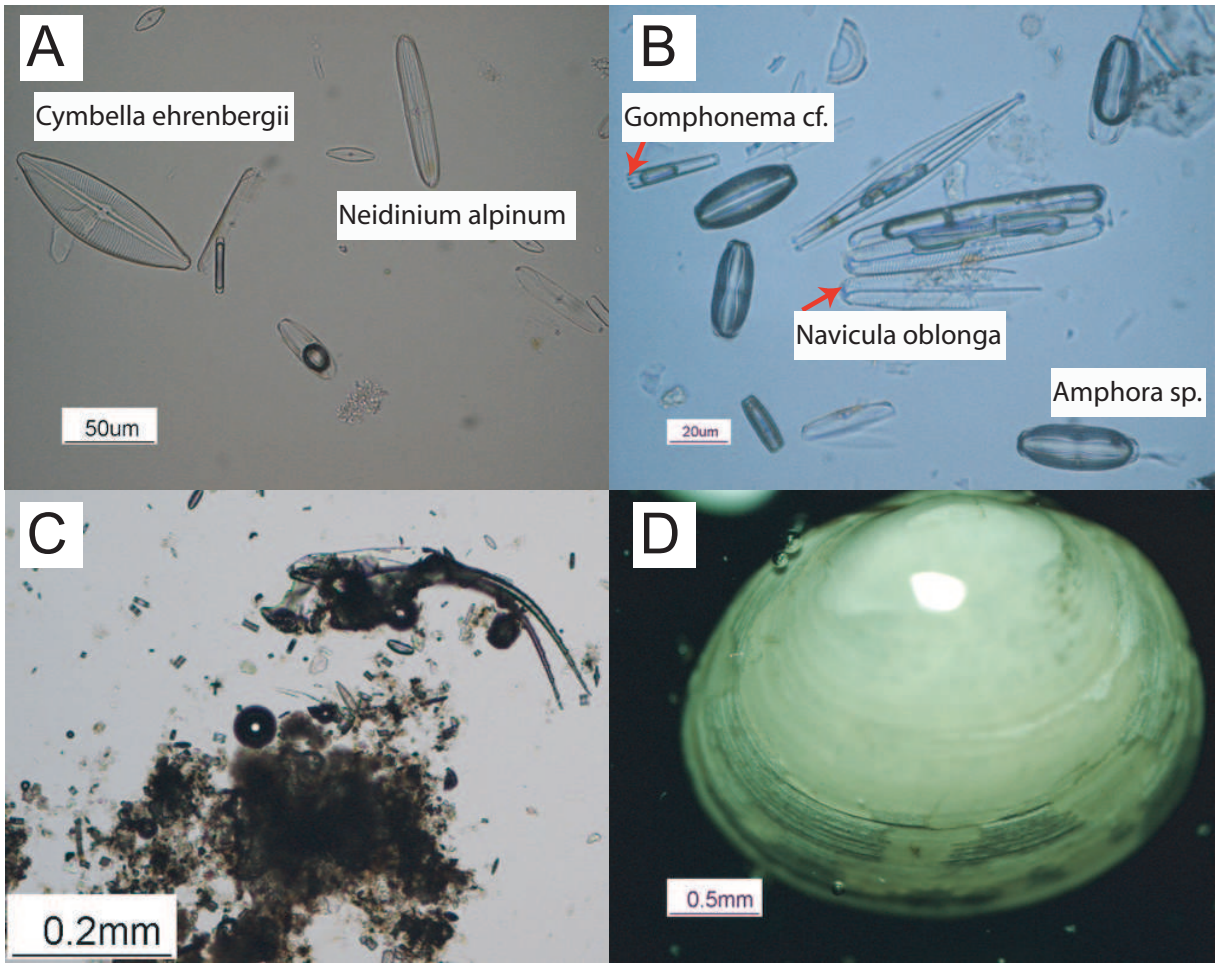


Abbildung C.11: Übersicht zu biogenen Komponenten im Lag la Cauma: (A) Diatomeen, Sedimenttiefe: 22.5 cm (Kern CA03-4). (B) Diatomeen, Sedimenttiefe: 188.5 cm (Kern CA04-1 1B). (C) Kleinkrebs, Sedimenttiefe: 15 cm (Kern CA03-4). (D) Muschel, Sedimenttiefe: 126 cm (Kern CA04-1 1B).

C.6 Lithologisches Profil des zusammengesetzten Kerns Lag la Cauma

Legende

Lithotypen-Farbcode (Hintergrund)

- A2
- A3
- B1
- B2
- B3
- B4
- C

Lithotypen-Beschriftungscode

B1/A1	Geschichtete Abfolge der Lithtypen B1 und A1
B2-A2	Mischung der Lithotypen B2 und A2
B1(-A2)	Lithotyp B1 dominiert, Lithotyp A2 ist untergeordnet vorhanden (vermischt mit B1)

Grenzen zwischen Lithotypenabschnitten

- ——— Erkennbare, gerade Grenze
- - - - - - - - Fliessender Übergang

Lithotypen-Laminationsindex (Muster über Hintergrund)



1. Feinlamination deutlich erkennbar



2. Feinlamination nur teilweise erkennbar



3. Lamination mit dickeren (>5mm) Lagen



4. Lamination undeutlich erkennbar

5. Keine Lamination



X. Deformierte Lamination

* Mikrodeformation

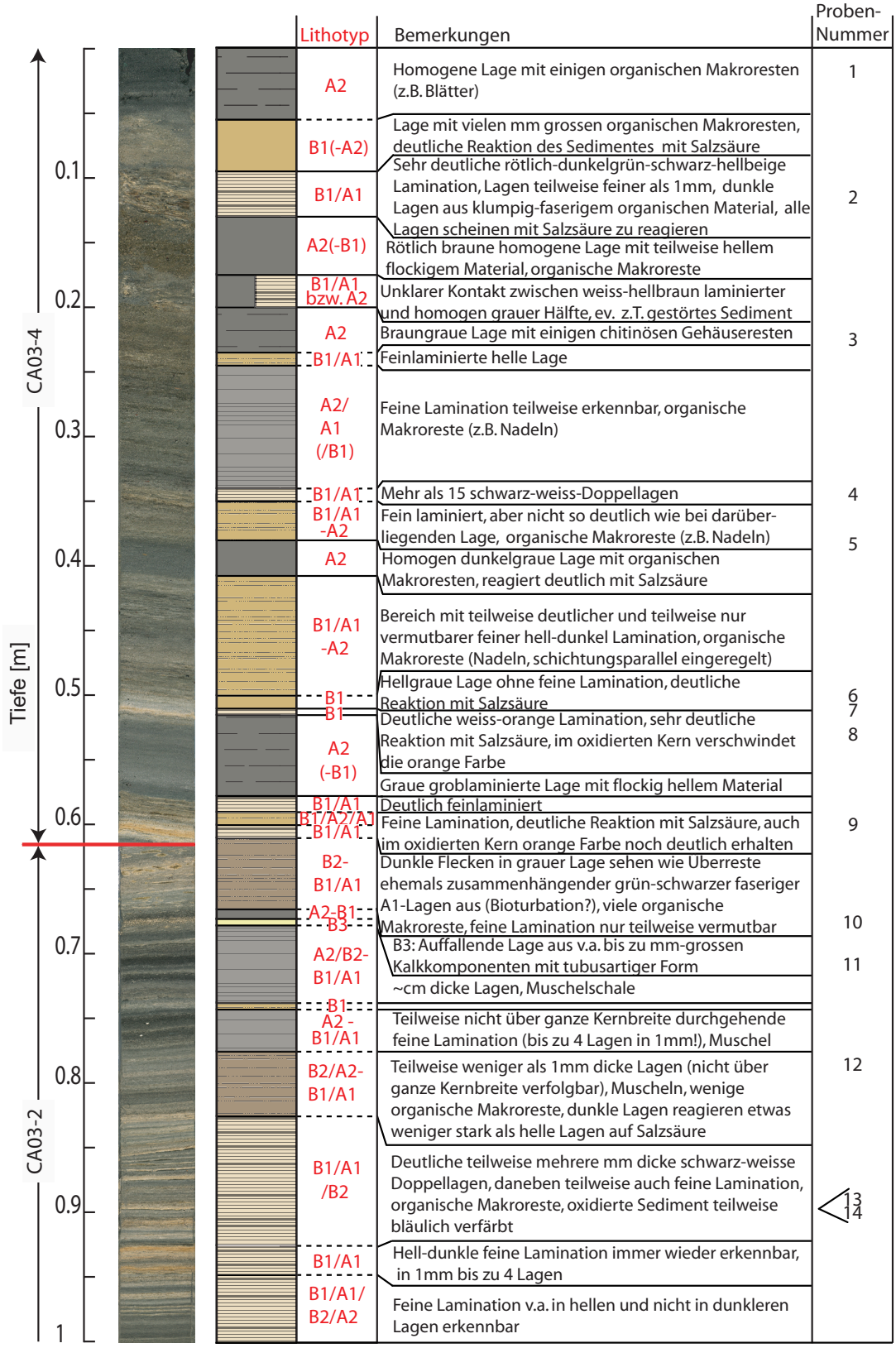
Probennummern

Die Probennummern bezeichnen die Stellen, an denen Proben für organische und inorganische Kohlenstoffmessungen und z.T. auch Isotopenmessungen genommen wurden. Die Proben mit schwarz gefärbten Nummern wurden in den abgebildeten Kernen des zusammengesetzten Kerns genommen. Die grün gefärbten Probennummern 16-19, 31 und 37 stammen nicht von den abgebildeten Kernen, wurden aber an einer gemäss der Kern-Korrelation (siehe Anhang A4) entsprechenden Stelle genommen.

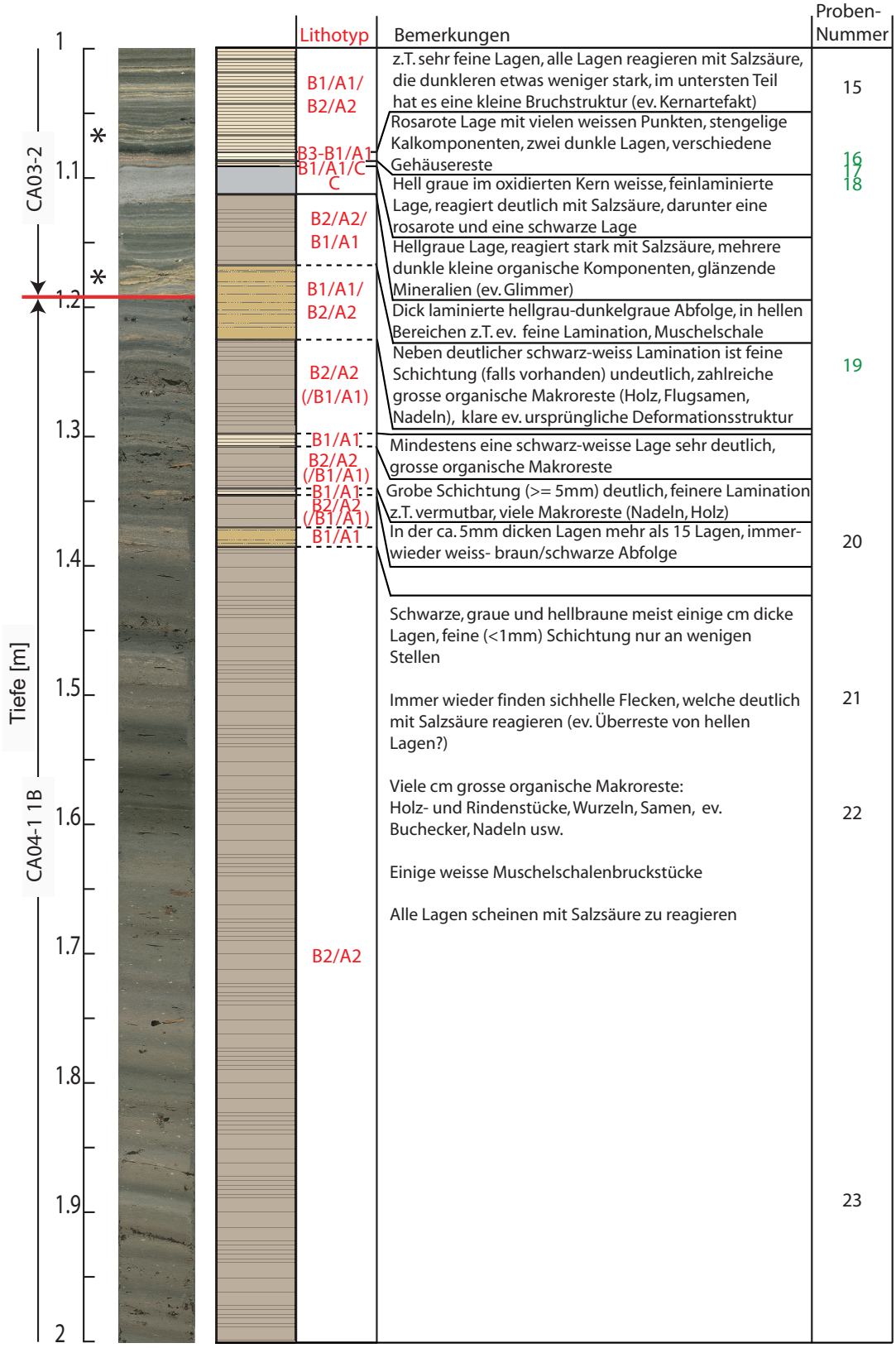
Kerngrenzen

- Kerngrenze, welche zwei ursprünglich in einem Kern zusammenhängende Kernsektionen trennt
- Kerngrenze, zwischen verschiedenen Kernen
- Ende des zusammengesetzten Kerns

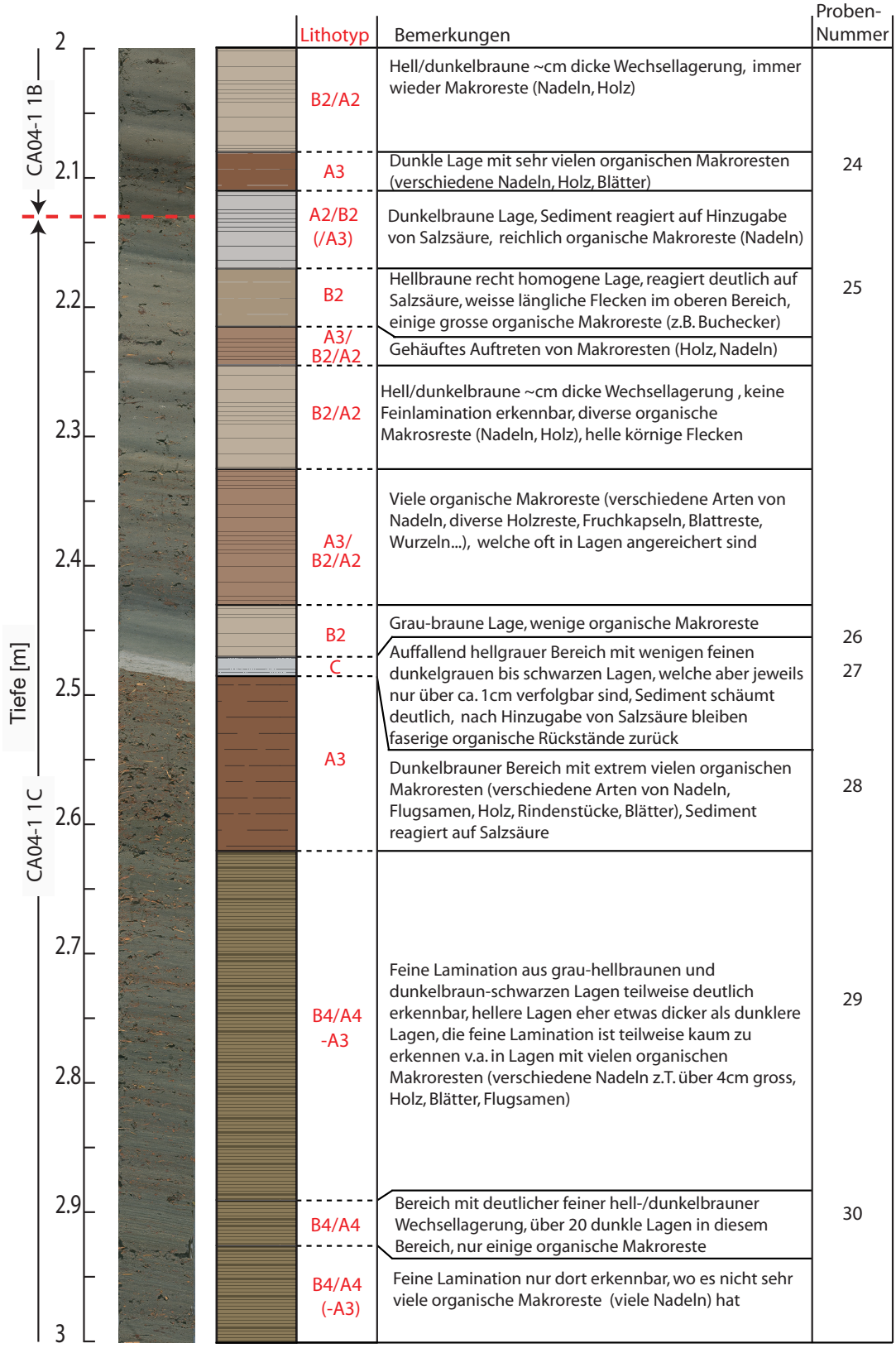
Lithologisches Profil: 1. Sektion



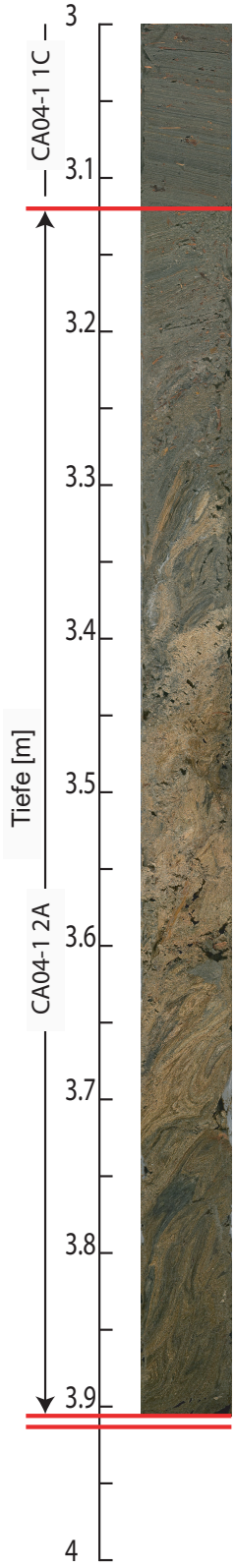
Lithologisches Profil: 2. Sektion



Lithologisches Profil: 3. Sektion



Lithologisches Profil: 4. Sektion

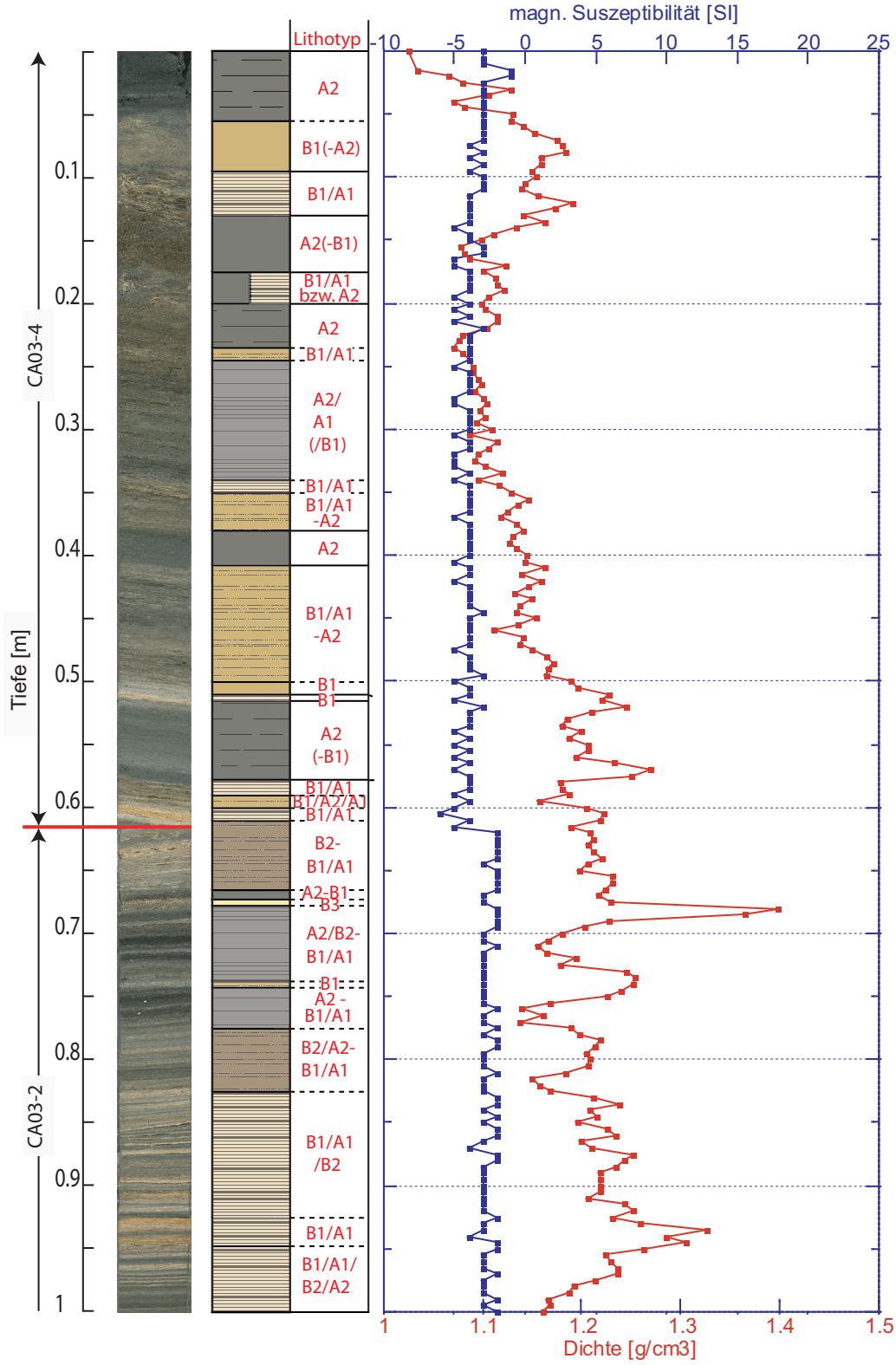


Lithotyp	Bemerkungen	Proben-Nummer
B4/A4 (-A3)	Deutlich fein graubraun/dunkelbraun laminiert, immer wieder organische Makroreste (Nadeln, Holz, Blätter), teilweise hat es dunkle Lagen, welche fast nur aus organischen Makroresten bestehen, Sediment reagiert mit Salzsäure Im unteren Teil teilweise deutlich fein schwarz/weiss laminiert (ähnlich wie B1/A1-Lagen weiter oben im Kern), Lagen sind teilweise feiner als 0.25mm, viele organische Makroreste (Nadeln, Flugsamen (sehr gute Erhaltung), Holz, Blätter)	31
B4/A4 (-A3)	Deformierte Lage, teilweise noch schwarz/weiss laminierte Pakete erkennbar, immer wieder organische Makroreste	
B1/A1	Der ganze Bereich ist stark deformiert, immer wieder lassen sich feine Lagen in verschieden Farbtönen (weiss, orange, gelb, schwarz, grau) finden, gewisse Bereiche sind stark gestört und homogenisiert, andere Bereiche zeigen kompliziert verfaltete feine Laminationen Immer wieder organische Makroreste: Holz (bis zu 8cm lange Ästchen), vereinzelt Nadeln, Blätter (siehe Datierungen)	32 33 34 35
B4/A4 -B1/A1	Feine Schichten sind stark verfaltet, der Anteil an dunklen feinen Schichten ist gross, gelborgange feine Schichten (B1) sind aber auch erkennbar, nur vereinzelt grosse organische Makroreste (aber vorhanden: siehe Datierungen), unterster Teil sehr dunkel, im Binokular kann man wenige schiefrige z.T. grünliche Gesteinsbruchstücke finden, Sediment schäumt deutlich	36

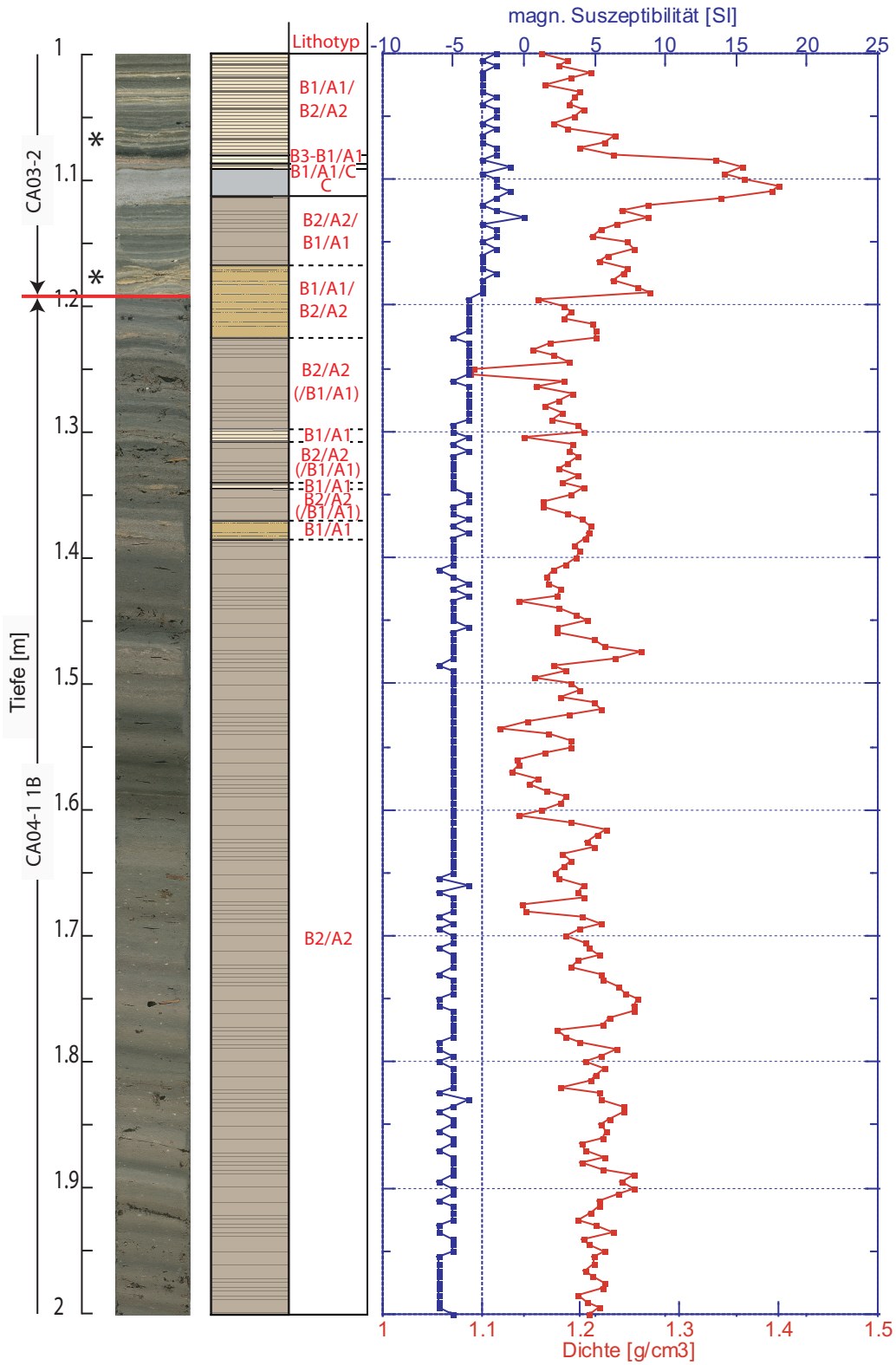
Kalkstein Basis des Kern CA04-2 2A: 37

C.7 MSCL Daten

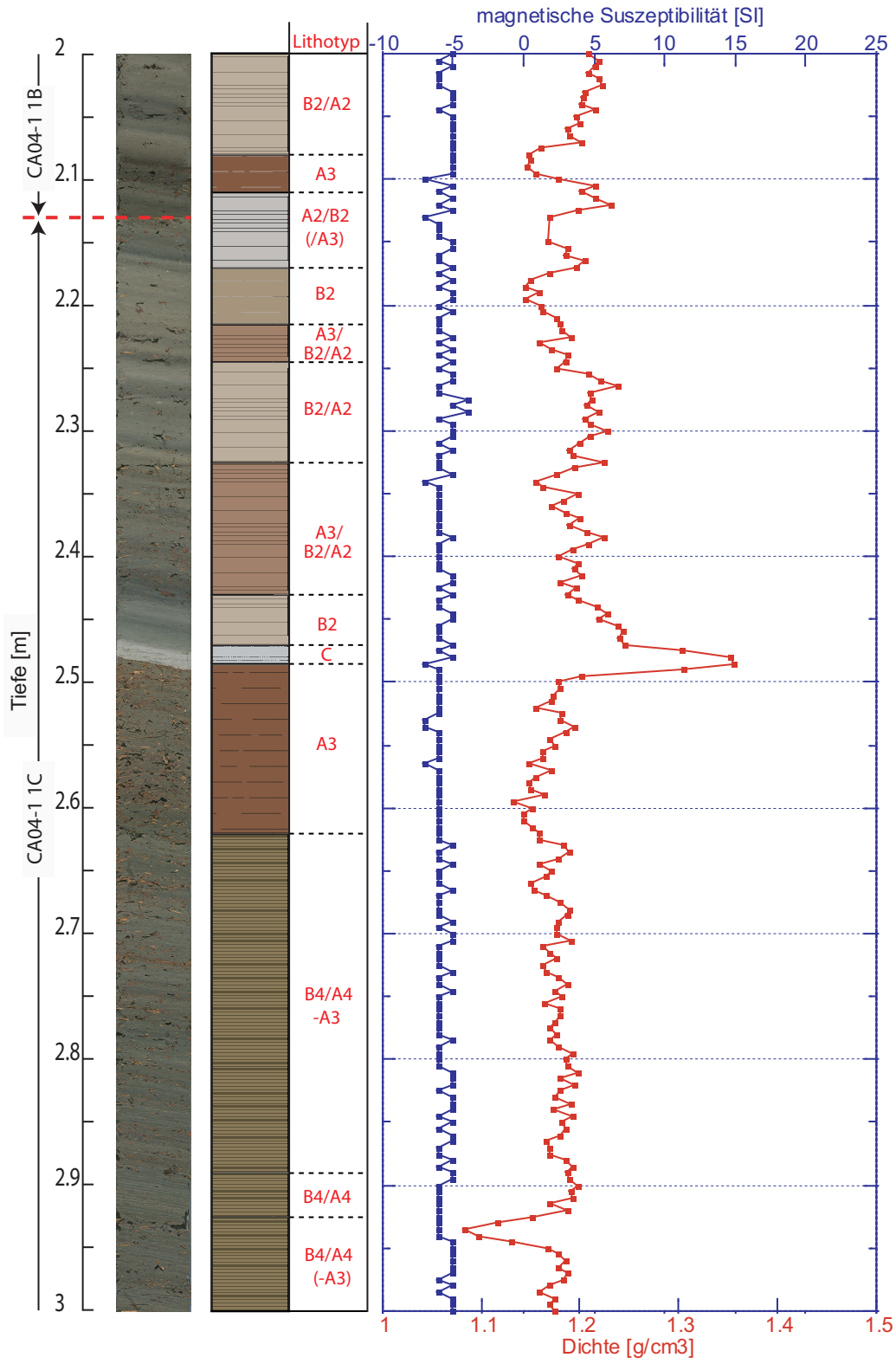
Dichte und magnetische Suszeptibilität: 1. Sektion



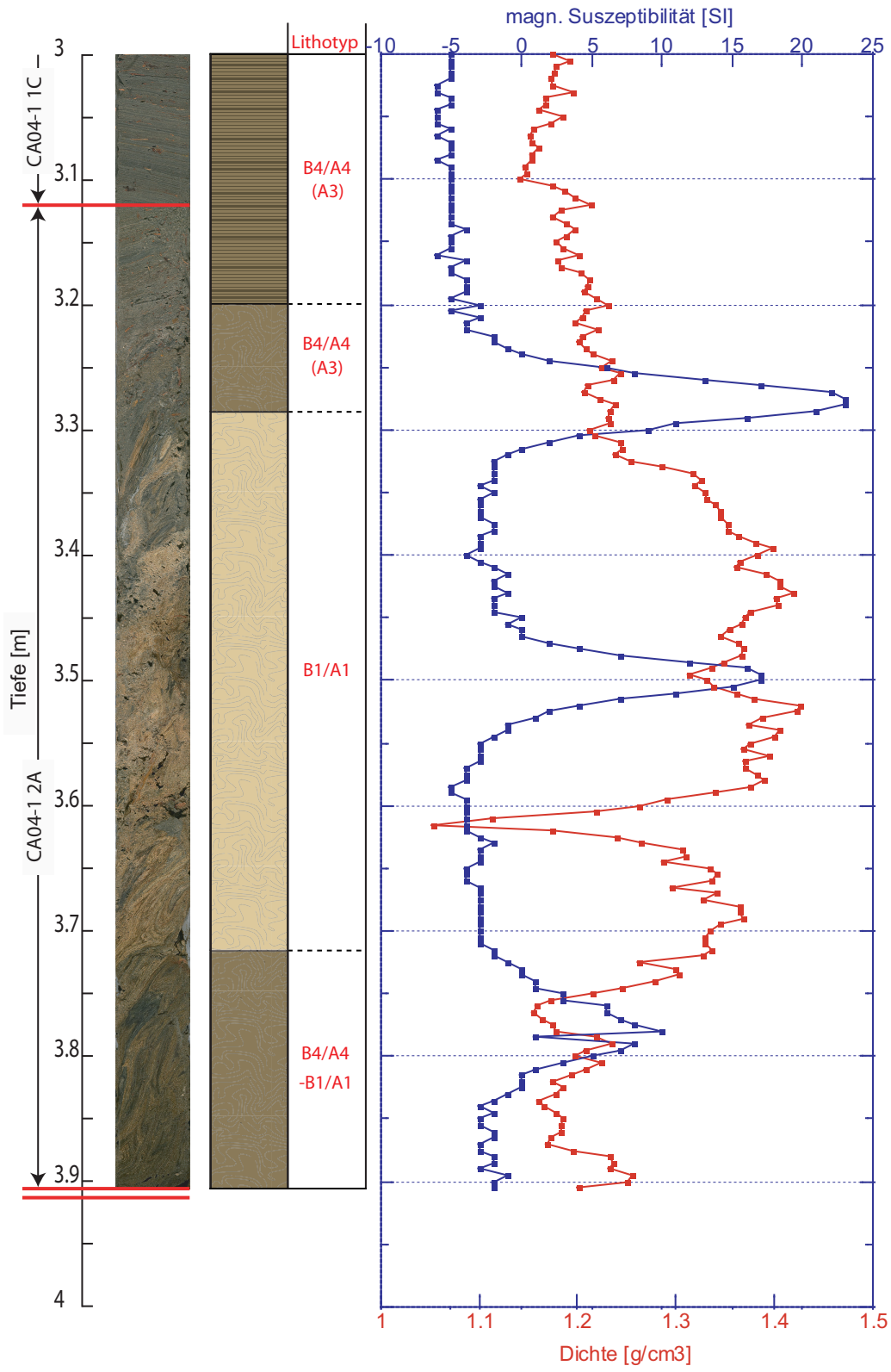
Dichte und magnetische Suszeptibilität: 2. Sektion



Dichte und magnetische Suszeptibilität: 3. Sektion



Dichte und magnetische Suszeptibilität: 4. Sektion



C.8 Korngrössenanalyse: Lithotyp C

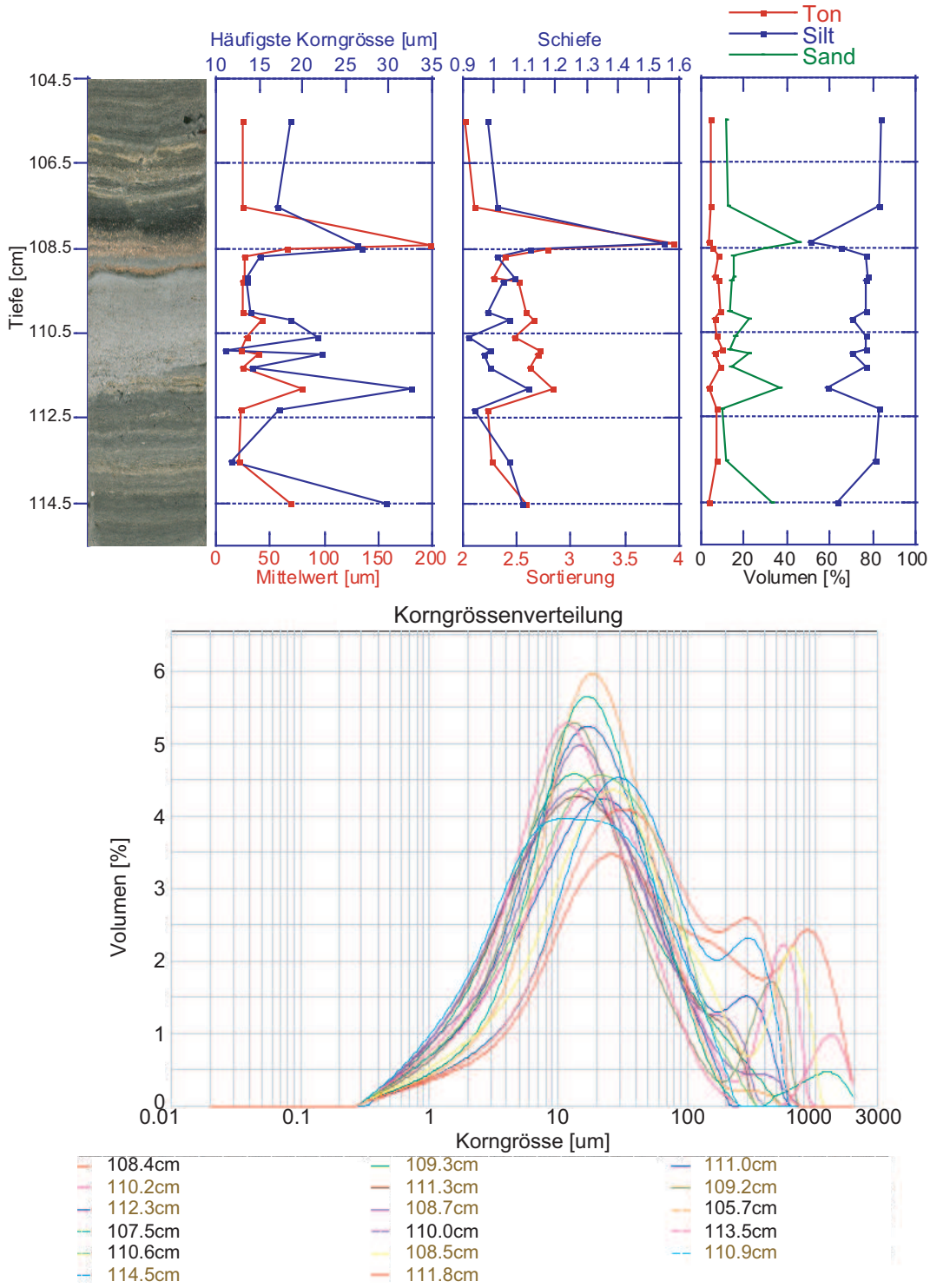


Abbildung C.12: Korngrössenanalyse der auffälligen Lage des Lithotyps C aus einer Sedimenttiefe von 105.5 - 114.5 cm (Kern CA03-2; Lithologisches Profil: 2.Sektion, Anhang C.6). Bei den braungefärbten Messtiefen war der Residuum-Wert (Anhang A.12) zwischen 1 und 1.8%, bei den restlichen Messwerten war er kleiner als 1%. Das Kernphoto ist in der Vertikalen zweifach gestreckt worden.

C.9 Geochemische Daten

Lithotypen des Lag la Cauma in einem ternären Kalk, Corg vs. „Rest“-Diagramm

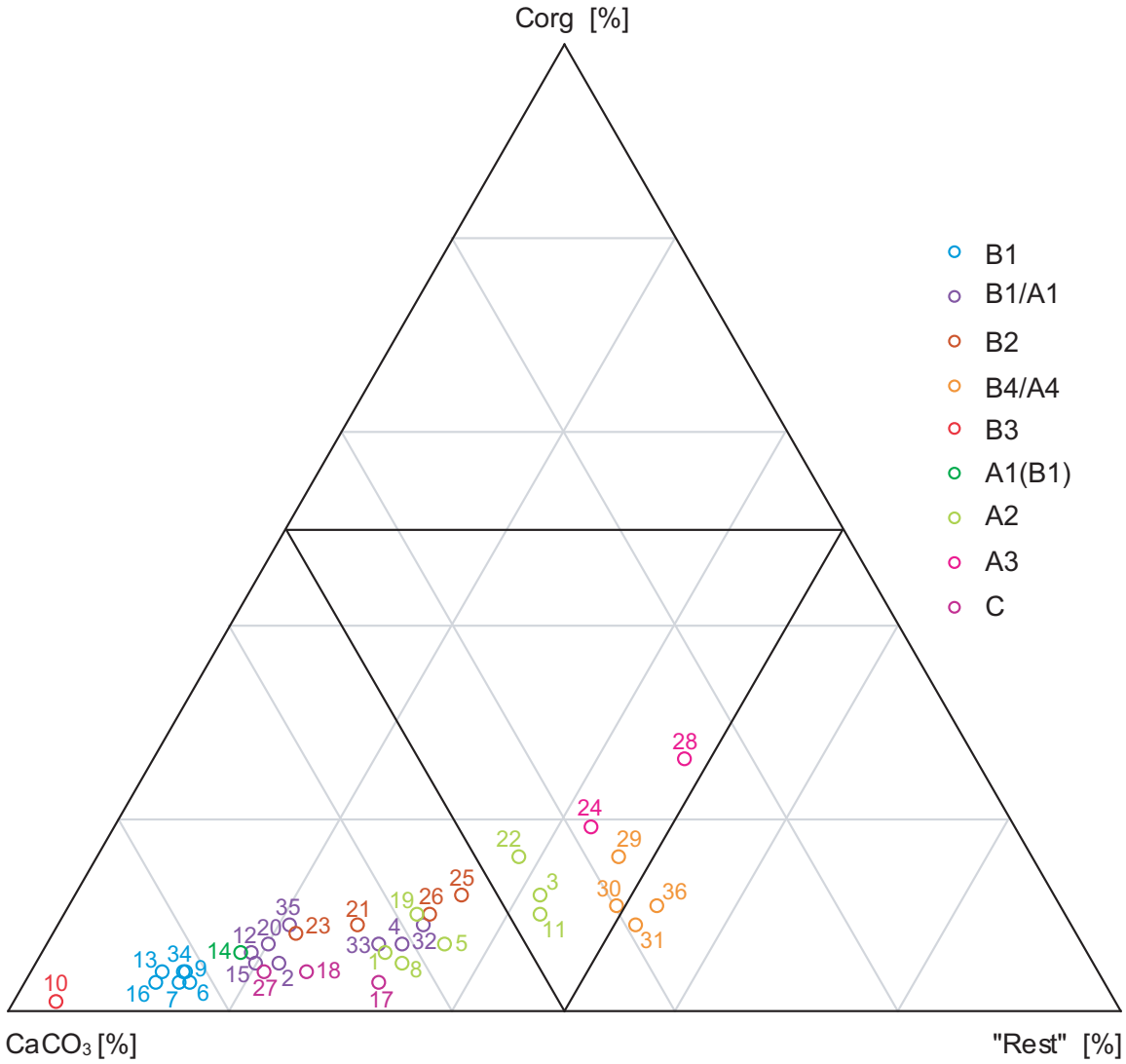


Abbildung C.13: Lithotypen des Lag la Cauma in einem ternären Diagramm mit den Endgliedern Kalk, organischer Kohlenstoff und dem „Rest“. Die Angaben sind in Gewichtsprozenten. Die Probeentnahmestellen und die genauen Messwerte aller Probennummern finden sich im Anhang C.6 und auf der übernächsten Seite. Die Messgenauigkeit der Daten wird im Anhang A.10 besprochen.

Isotopische Signatur (δ^{13}C vs. δ^{18}O) der Lag la Cauma Lithotypen

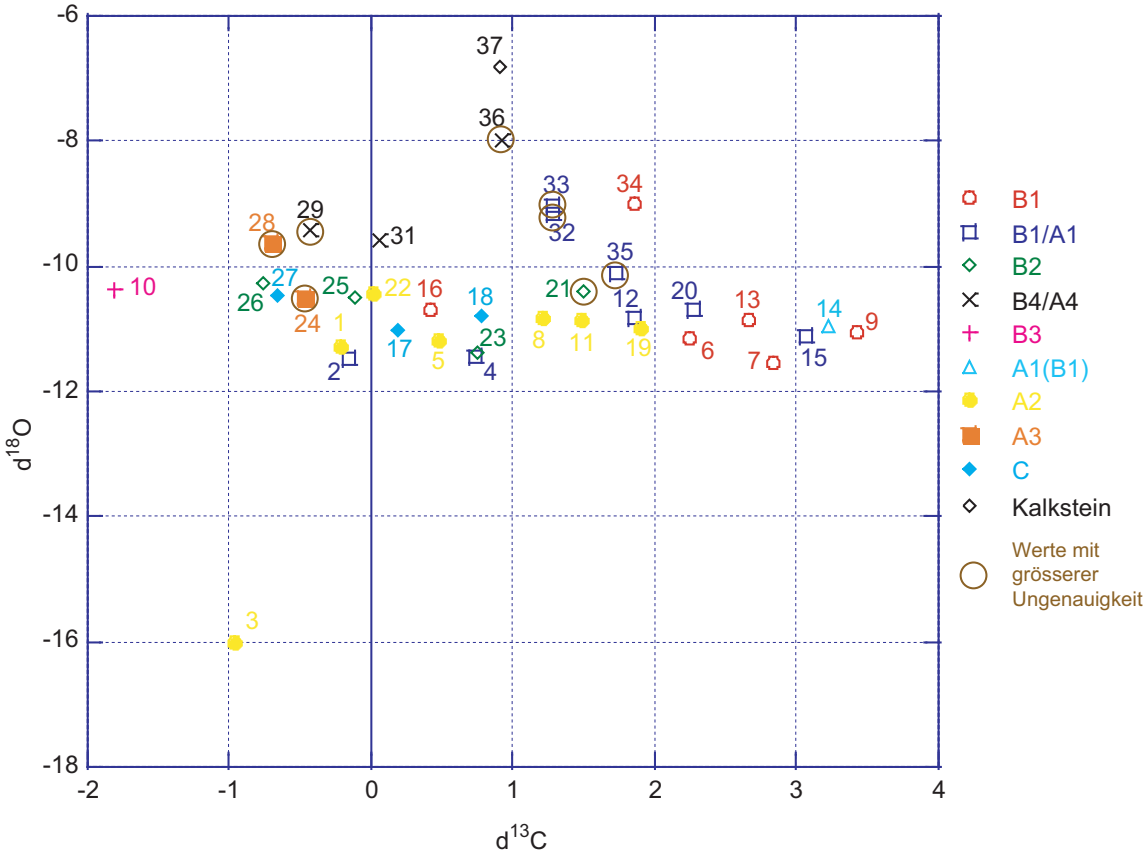


Abbildung C.14: Sauerstoff und Kohlenstoff Isotopen-Signatur der Sedimentproben des Lag la Cauma. Alle Angaben sind relativ zum Standard VPDB. Die Probeentnahmestellen und die genauen Messwerte aller Probennummern finden sich im Anhang C.6 und auf der nächsten Seite. Die Messgenauigkeit der Daten wird in Anhang A.11 besprochen.

Coulometer und Isotopen-Daten

Nr.	Tiefe [cm]	Messbereich [+/- cm]	Kern	Lithotyp	TIC [%]	CO_3^{2-} [%]	**$CaCO_3$ [%]**	TC [%]	**C_{org} [%]**	**"Rest" [%]**	**$d^{13}C$ [‰]**	**$d^{18}O$ [‰]**
1	1,8	0,8	CA03-4	A2	7,5	37,6	62,7	13,7	6,2	31,1	-0,2	-11,3
2	11,5	0,5	CA03-4	B1/A1	8,8	44,0	73,4	13,7	4,9	21,7	-0,2	-11,5
3	22,5	0,5	CA03-4	A2	5,6	27,8	46,3	17,6	12,1	41,7	-1,0	-16,0
4	34,5	0,5	CA03-4	B1/A1	7,3	36,7	61,2	14,5	7,2	31,6	0,7	-11,4
5	38,3	0,8	CA03-4	A2	6,8	34,0	56,7	13,6	6,8	36,5	0,5	-11,2
6	50,0	0,5	CA03-4	B1	9,8	49,2	82,0	13,0	3,2	14,8	2,2	-11,1
7	50,8	0,3	CA03-4	B1	9,9	49,7	82,9	13,1	3,1	14,0	2,8	-11,5
8	53,0	0,5	CA03-4	A2	7,5	37,3	62,2	12,2	4,7	33,0	1,2	-10,8
9	60,0	0,5	CA03-4	B1	9,7	48,7	81,1	14,2	4,5	14,4	3,4	-11,1
10	67,5	0,5	CA03-2	B3	11,4	57,0	94,9	12,3	0,9	4,1	-1,8	-10,4
11	70,8	0,3	CA03-2	A2	5,6	28,2	47,0	15,8	10,2	42,8	1,5	-10,9
12	78,5	0,5	CA03-2	B1/A1	9,0	44,9	74,8	15,0	6,0	19,2	1,9	-10,8
13	89,4	0,2	CA03-2	B1	10,1	50,3	83,8	14,3	4,2	12,0	2,7	-10,8
14	89,7	0,1	CA03-2	A1(B1)	9,2	45,8	76,3	15,2	6,0	17,6	3,2	-10,9
15	103,0	0,3	CA03-2	B1/A1	8,9	44,7	74,6	14,2	5,2	20,2	3,1	-11,1
16	108,5	0,5	CA04-2 1B	B1 (-B3)	10,3	51,6	86,0	12,8	2,5	11,5	0,4	-10,7
17	109,5	0,5	CA04-2 1B	C	7,8	38,9	64,8	10,9	3,2	32,1	0,2	-11,0
18	110,5	0,5	CA04-2 1B	C	8,6	42,8	71,3	12,1	3,5	25,1	0,8	-10,8
19	124,5	0,5	CA04-1 1B	A2	6,9	34,7	57,8	17,2	10,3	32,0	1,9	-11,0
20	137,8	0,3	CA04-1 1B	B1/A1	8,8	43,9	73,2	15,6	6,8	19,9	2,3	-10,7
21	150,2	0,4	CA04-1 1B	B2	7,7	38,7	64,5	16,3	8,6	26,9	1,5	-10,4
22	159,1	0,4	CA04-1 1B	A2	5,5	27,5	45,9	21,8	16,3	37,9	0,0	-10,4
23	189,0	0,5	CA04-1 1B	B2	8,4	42,0	70,0	16,5	8,1	21,8	0,7	-11,4
24	209,0	0,5	CA04-1 1B	A3	4,6	23,0	38,3	23,7	19,1	42,6	-0,5	-10,5
25	218,5	0,5	CA04-2 1C	B2	6,4	31,9	53,2	18,2	11,8	35,0	-0,1	-10,5
26	245,5	0,5	CA04-2 1C	B2	6,9	34,3	57,2	16,8	10,0	32,8	-0,8	-10,3
27	248,1	0,4	CA04-2 1C	C	8,9	44,7	74,5	13,1	4,2	21,3	-0,7	-10,5
28	257,0	0,5	CA04-2 1C	A3	3,2	15,9	26,5	28,9	25,7	47,8	-0,7	-9,6
29	273,5	0,5	CA04-2 1C	B4/A4	4,4	22,0	36,6	20,6	16,2	47,2	-0,4	-9,4
30	290,0	0,5	CA04-2 1C	B4/A4	4,7	23,7	39,5	15,3	10,6	49,9		
31	310,5	0,5	CA04-1 2A	B4/A4	4,7	23,5	39,2	13,9	9,2	51,6	0,1	-9,6
32	329,8	1,8	CA04-1 2A	B1/A1	6,9	34,7	57,8	15,8	8,8	33,4	1,3	-9,1
33	335,0	0,5	CA04-1 2A	B1/A1	7,6	37,8	63,0	14,8	7,2	29,7	1,3	-9,0
34	340,0	1,0	CA04-1 2A	B1	9,9	49,4	82,4	13,4	3,5	14,1	1,9	-9,0
35	368,8	0,8	CA04-1 2A	B1/A1	8,4	41,9	69,8	17,7	9,3	20,9	1,7	-10,1
36	389,5	0,5	CA04-1 2A	B4/A4	4,3	21,5	35,8	15,4	11,1	53,1	0,9	-8,0
37	Basis des Kerns CA04-2 2A			Kalkstein				10,8			0,9	-6,8

Anhang D

Lag la Cresta

D.1 Einführung

Der Lag la Cresta liegt westlich von Trin Mulin in einer kleinen länglichen Senke des Flimser Bergsturzmaterials. Die Gemeindegrenze zwischen Flims und Trin verläuft gerade durch die Mitte des Sees, der heute in Privatbesitz ist. Ausser im Norden ist der Lag la Cresta von Wald umgeben, da bietet sich ein malerischer Anblick (Abbildung D.1).
Der Wasserzufluss verläuft unterirdisch entlang von Sickerwegen. Er könnte am Westufer verlaufen, da dieses wie beim Lag la Cauma nie zufriert [Bonanomi et al., 1994]. Der Seespiegel bleibt übers Jahr hindurch relativ konstant. Der See hat einen oberirdischen Abfluss (∼0 - 50 l/s), der im Winter trockenfällt [Bonanomi et al., 1994]. Im Sommer fliesst das Wasser in den Flem. Wasser fliesst aus dem Lag la Cresta unterirdisch übers ganze Jahr hindurch ab (∼40 - 50 l/s) [Bonanomi et al., 1994].
Der See ist relativ untief (max. 15 m), und sein Boden ist von zahlreichen Blöcken bedeckt. In der Nähe des Ufers finden sich auch Baumstämme. Das Wasser des Lag la Cresta ist klar. Bei der Kurzkernkampagne konnten Wasserpflanzen am Seegrund nachgewiesen werden.
Es wurde zweimal versucht, den Lag la Cresta zu entwässern, um Kulturland zu gewinnen [Clopath, 2003]: Im Jahre 1828 wurde erfolglos versucht, den Lag la Cresta mit einem Tunnel zu entleeren. Um 1865 ist es Trinser Bauern gelungen, drei Viertel des Sees zu entleeren. Nördlich des See ist noch heute ein Graben erkennbar, der für diesen Zweck ausgehoben wurde. Der sichbar gewordene Seeboden war mit Steinen, Geröll und „Kalksinter“ bedeckt und für eine landwirtschaftliche Nutzung ungeeignet [Kirchen-Lendi, 1981]. Man liess den See 25 Jahre in diesem Zustand. Um 1890 wurde der Graben zugeschüttet und der See wieder gefüllt.



Abbildung D.1: Aufnahme vom Lag la Cresta mit Blick in Richtung Süden.

D.2 Batyhmetrische Karte

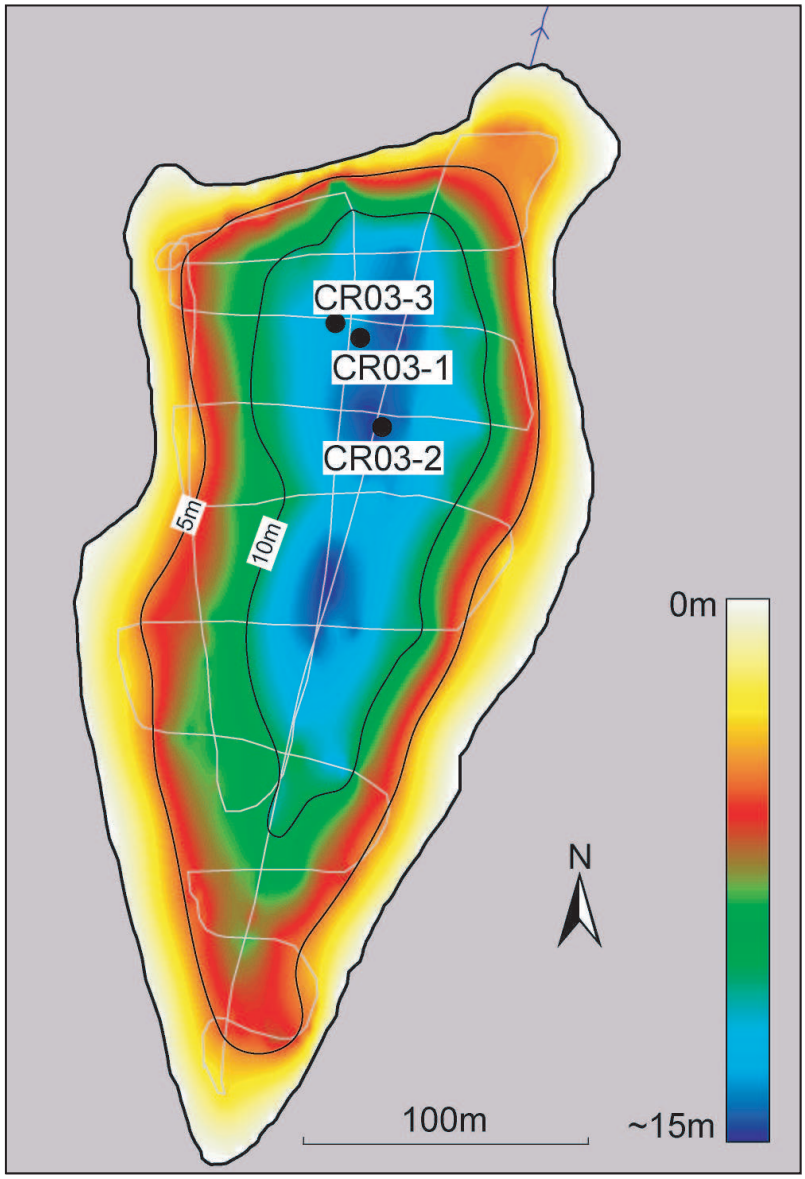


Abbildung D.2: Bathymetrische Karte des Lag la Cresta mit Isobathen und Kurzkernentnahmestellen. Der Lag la Cresta hat nicht so steile Hänge wie der Lag la Cauma. Es finden sich fast auf dem ganzen Seegrund grosse Felsblöcke. Die maximale Wassertiefe beträgt ungefähr 15 m. Der Seespiegel bleibt relativ konstant [Bonanomi et al., 1994] auf ∼844 m.ü.M. . Die hellgrauen Linien zeigen die Bootsfahrspur während der seismischen Untersuchung am 23. Juli 2003.

D.3 Photos der geöffneten Kerne im Überblick

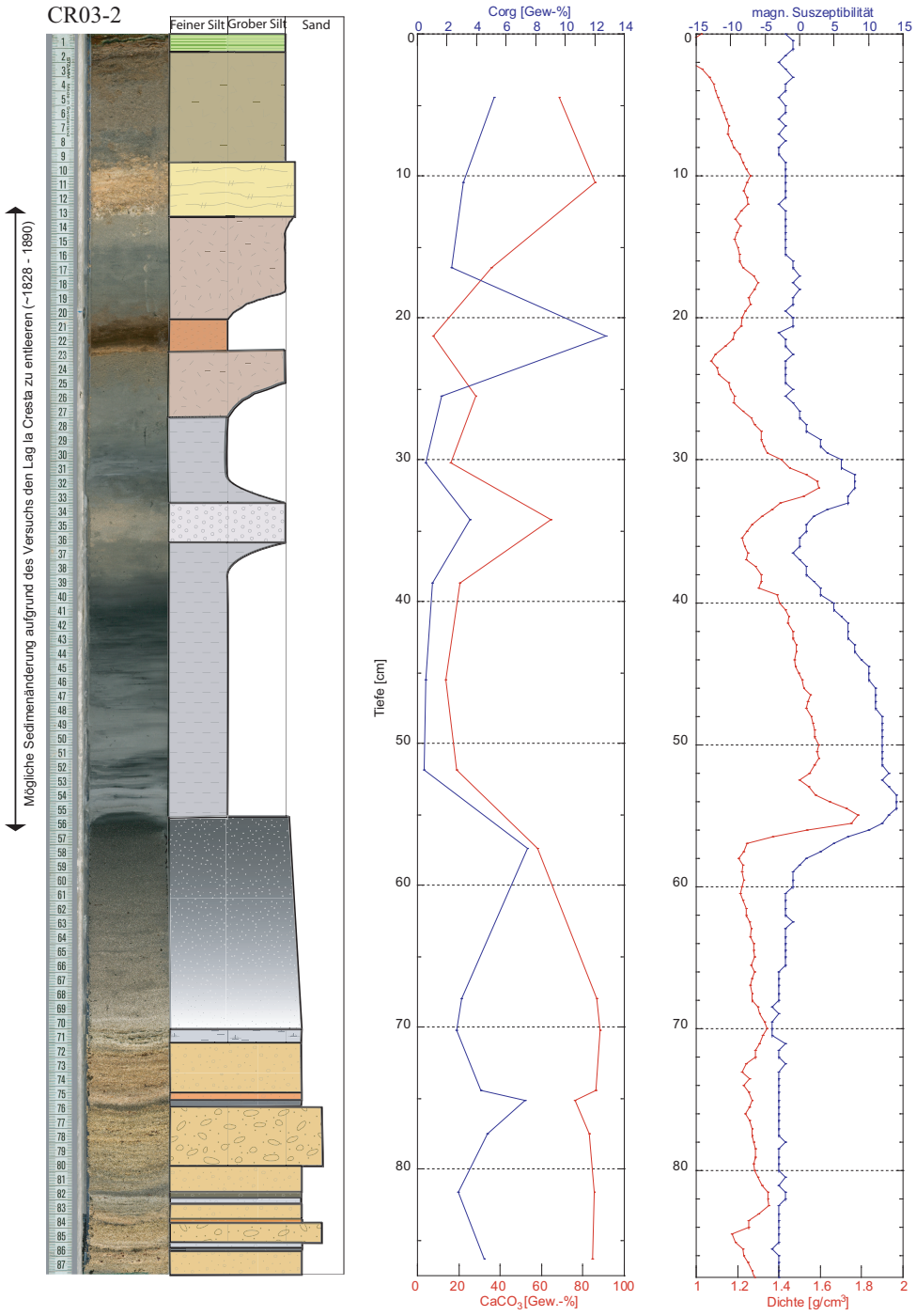
CR03-2



CR03-3



D.4 Lithologisches Profil CR03-2



Coulometer Daten Lag la Cresta

Tiefe [cm]	Messbereich [+/- cm]	Kern	TIC [%]	CO_3^{2-} [%]	**$CaCO_3$ [%]**	TC [%]	**Corg [%]**	**"Rest" [%]**
4,5	0,5	CR03-2	8,2	41,1	68,5	13,4	5,2	26,3
10,5	0,5	CR03-2	10,3	51,5	85,9	13,4	3,1	11,0
16,5	0,5	CR03-2	4,3	21,6	36,0	6,6	2,3	61,7
21,3	0,5	CR03-2	0,9	4,5	7,6	13,6	12,7	79,7
25,5	0,5	CR03-2	3,4	16,9	28,2	5,0	1,7	70,1
30,25	0,6	CR03-2	2,0	9,8	16,3	2,5	0,6	83,2
34,25	0,6	CR03-2	7,8	38,8	64,7	11,3	3,6	31,7
38,65	0,6	CR03-2	2,5	12,5	20,8	3,5	1,0	78,2
45,5	0,5	CR03-2	1,7	8,3	13,8	2,2	0,6	85,7
51,85	0,5	CR03-2	2,3	11,3	18,9	2,7	0,5	80,7
57,45	0,6	CR03-2	7,0	34,8	58,0	14,4	7,5	34,5
68	0,5	CR03-2	10,4	52,1	86,9	13,4	3,0	10,1
70,2	0,5	CR03-2	10,6	53,0	88,4	13,3	2,7	8,9
74,4	0,4	CR03-2	10,4	51,9	86,5	14,7	4,3	9,2
75,1	0,3	CR03-2	9,1	45,7	76,2	16,4	7,3	16,5
77,5	0,5	CR03-2	10,0	49,9	83,1	14,7	4,7	12,1
81,65	0,6	CR03-2	10,2	51,2	85,4	13,0	2,7	11,9
86,3	0,5	CR03-2	10,2	50,9	84,9	14,7	4,5	10,6

D.5 SEM und Smear Slide Bilder

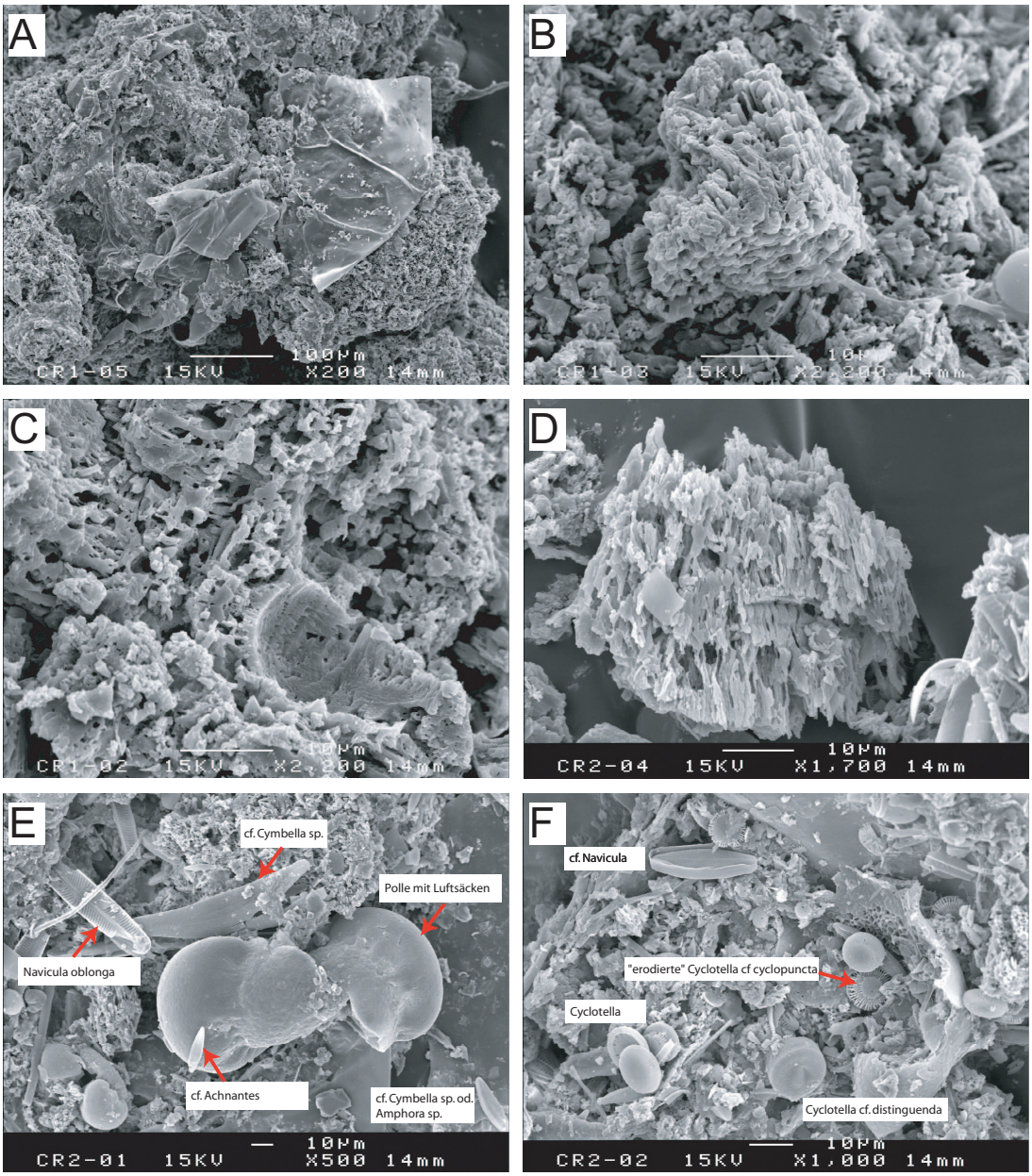


Abbildung D.3: SEM Bilder des Kurzkerns CR03-2 aus ∼70 cm (CR1) und ∼86,5 cm Tiefe (CR2). ***A:*** *Transparenter biogener Rest (ev. Insektenrest aus Chitin).* ***B-D:*** *Poröser, lagig bis gitterartiger Calcit, in C lässt sich der Abdruck einer herausgelösten Komponenten erkennen.* ***E-F:*** *Zahlreiche Diatomeen und ein grosser Luftsack-Pollen.*

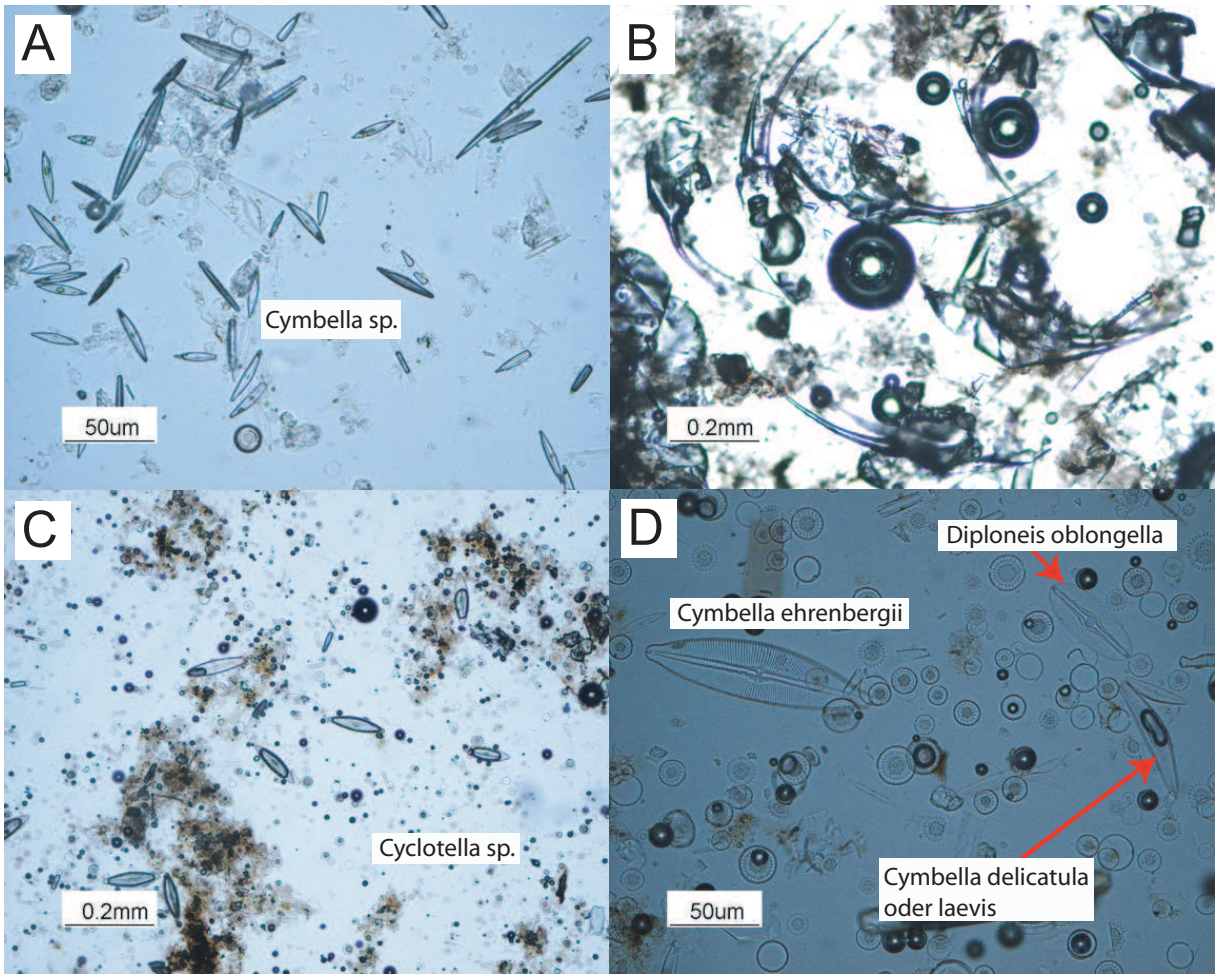


Abbildung D.4: Übersicht zu biogenen Komponenten im Lag la Cresta (Kern CR03-2): (A) Zahlreiche Diatomeen der obersten Lage des Kurzkerns (0 - 5 mm). Gemäss Beobachtungen von J. Hürlimann ist diese Schicht sehr reich an Diatomeen, Resten von Zooplankton, Pollen und Blaualgen. (B) Viele Kleinkrebse (Zooplankton), Sedimenttiefe: 0 - 5 mm. (C und D) Diatomeen, Sedimenttiefe: 21.5 - 22.5 cm, diese einzigartige braune Schicht (Anhang D.4) weist eine einmalige Anreicherung an u.a. zentrischen Diatomeen auf.

Tiefe [cm]	Gattung	Art/Variation	Lebensraum	Nährstoffindikation	Einschätzung Hürlimann	Gesamteindruck
0-0,5	Cymbella	sp.	Aufwuchs	-		vermutlich nährstoffarmer Zustand
21.5-22.5	cf. Cyclotella	sp.	Plankton	-		
21.5-22.5	cf. Cyclotella	sp.	Plankton	-		
21.5-22.5	Cymbella	ehrenbergii	Aufwuchs	Nährstoff tolerant	eher nährstoffarmes Wasser	
21.5-22.5	Cymbella	delicatula oder laevis	Aufwuchs	oligotroph		
21.5-22.5	Diploneis	oblongella	Aufwuchs	mesotroph-oligotroph		
70	Achnanthes	sp.	Aufwuchs	-		
70	Amphora	sp.	Aufwuchs	-		
70	Cymbella	sp.	Aufwuchs	-		
70	Navicula	oblonga	Aufwuchs	Nährstoff tolerant	eher nährstoffarmes Wasser	
86,5	Cyclotella	sp.	Plankton	-		
86,5	Cyclotella	distinguenda	Plankton	oligotroph		
86,5	Cyclotella	cf. cyclopuncta	Plankton	mesotroph-oligotroph		
86,5	Navicula	sp.	Aufwuchs	-		

Abbildung D.5: Übersicht zu den von J. Hürlimann bestimmten Diatomeen und ihrer Nährstoffindikation im Lag la Cresta.

Anhang E

Interpretation ausgewählter Aspekte

E.1 Sedimentologische Interpretation der Dichte, der magnetischen Suszeptibilität und des „Restanteils“

Dichte und Zusammensetzung der Sedimente Mit hohen Dichten fallen tendenziell Sedimente mit folgenden Eigenschaften zusammen (in Klammern werden Lithotypen-Beispiele genannt [1]):

- Sedimente mit hohem, mindestens teilweise authigenem Kalkgehalt (CA: B3, C, z.T. B1)
- Proben mit hohem detritischen Kalkgehalt (GR: 3, 4, 1c) (Auf die Unterscheidung von detritischem und authigenem Kalk wird in den folgenen Kapiteln noch eingegangen)
- Proben mit hohem Gehalt an siliziklastischem Detritus (GR: fast alle 1a/1b)

Mit sehr tiefen Dichten fallen tendenziell folgende Lagen zusammen:

- Proben mit hohem Gehalt an organischem Kohlenstoff (CA: 3A; GR: 2c)

Sobald die Sedimente mit organischem Material vermischt werden, sinkt die Dichte. Verschiedene Dichtetrends der 1a/1b-Lagen lassen sich mit dem variierenden Gehalt an organischem Material erklären. So nimmt z.B. in der 1a/1b-Lage der Sedimenttiefe 386 - 390 cm (Lithologisches Profil der 4. Sektion, Anhang B.6) die Dichte gegen unten mit zunehmendem Anteil an makroskopisch sichtbaren organischen Komponenten deutlich ab. Dies leuchtet ein, da organisches Material im Vergleich zu Kalk viel weniger dicht ist.

Die Aussage der magnetischen Suszeptibilität In den Sedimenten des Lag Grond und des Lag la Cresta verläuft die magnetische Suszeptibilitätskurve mit einigen Ausnahmen tendenziell parallel zur Dichtekurve. Magnetische Mineralien werden sich vor allem im siliziklastischen Detritus finden, dessen Dichte auch hoch ist. In den von Quintnerkalk deutlich dominierten Lithotypen 4 sind die SI-Werte tief, im Quintnerkalk scheint es also nicht viele magnetische Mineralien zu geben. Organisches Material ist nicht magnetisch. Die magnetische Suszeptibilitätskurve könnte also als ein Mass für den Anteil an siliziklastischem Detritus interpretiert werden.
Im Lag la Cauma bleibt die magnetische Suszeptibilität bis in eine Tiefe von ∼320 cm auf tiefem Niveau mehr oder weniger konstant um -1 bis -6 SI. In der letzten Kernsektion wurden aber drei Höchstwerte (bis fast 25 SI) gemessen (Dichte und magnetische Suszeptibilität: 4. Sektion, Anhang C.7). In einer Sedimenttiefe von 3.5 m (mittlerer der drei magnetischen Höchstwerte) konnte bei einer manuellen Nachmessung tatsächlich eine erhöhte magnetische Suszeptibilität in einer an siliziklatischen Komponenten angereicherten Schicht festgestellt werden. Bei den anderen beiden Stellen konnte keine magnetischen Höchstwerte mehr gefunden werden. Dies kann aber mit der Genauigkeit der Nachmessung zusammenhängen.

[1] CA: Lag la Cauma; GR: Lag Grond

Welche Gesteine der Flimser Bergsturzmasse könnten reich an magnetischen Mineralien sein? Es kommen wohl vor allem Verrucanogesteine in Frage. Auf dem Flimserstein konnten Vererzungen in den oft rötlich verfärbten Verrucanogrünschiefern beobachtet werden (Kartierbericht, Anhang G). Gerade in der Gegend von Flims Waldhaus, nördlich des Lag la Cauma, sind an der Oberfläche des Flimser Bergsturzmasse besonders viele Verrucanotrümmer feststellbar (siehe Karte in Bonanomi et al. [1994]). Wenige schiefrige verrucanoartige Gesteinsbruchstücke liessen sich unter dem Binokular im Seesediment finden. Magnetische Suszeptiblitäthöchstwerte könnte man also als Zeiten erhöhten siziliklastischen Inputs interpretieren. Beim Lag la Cauma kommen diese nur in den untersten ∼65 cm vor.

Die Interpretation des „Restanteils“ In den Sedimentproben des Lag la Cauma und Lag Grond wurde der organische Kohlenstoffgehalt und der Kalkgehalt in Gewichtsprozenten bestimmt (Anhänge B.9, C.9 und D.4). Woraus aber besteht der übrige Gewichtsanteil, der „Rest“ der Proben? Der Restanteil muss sich hauptsächlich aus siliziklastischem De-

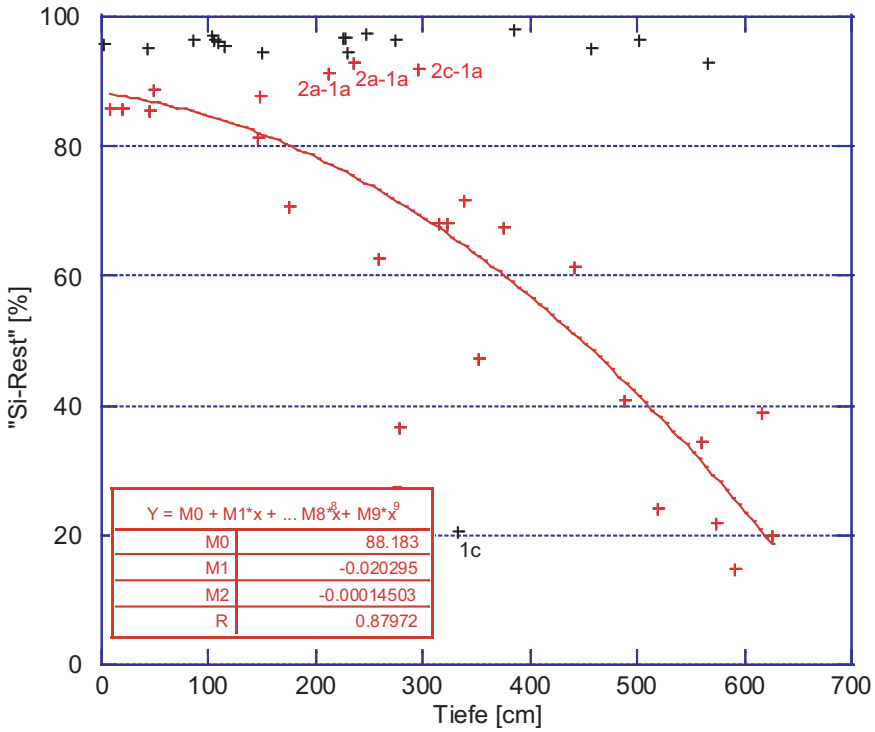


Abbildung E.1: Veränderung des Si-Restes [Gew.-%] im Lag Grond mit der Sedimenttiefe. Die schwarzen Kreuze zeigen Probenwerte der Lithotypen 1a, 1b und 1c. Die roten Probenwerte zeigen die Messwerte der Lithotypen 2 und 3. Würde man bei der polynomischen Trendlinie die Proben 2a-1a und 2a-1c nicht berücksichtigen, wäre das Bestimmtheitsmass R noch besser.

tritus, biogenem opalinem Quarz (Diatomeen) und dem organischem Material ohne den Kohlenstoffanteil zusammensetzen. Im organischen Material kommt neben Kohlenstoff v.a. Sauerstoff, Stickstoff, Phosphor und Wasserstoff vor. Man kann organisches Material vereinfacht mit der chemischen Formel $C_{106}\ H_{263}O_{110}N_{16}P_1$ (Algen; modifiziert nach Kelts and Hsü, 1978) umschreiben. Gemäss den atomaren Massen der Elemente (C = ∼12 u, H = ∼1 u, O = ∼16 u, N = ∼14 u, P = ∼31 u) macht der Kohlenstoff ungefähr 36% der

gesamten Masse an organischem Material aus. Ein gemessener organischer Kohlenstoffanteil von 10% entspricht also einem totalen organischen Massenanteil von ungefähr 28%. Es lässt sich somit ein Restanteil abschätzen, welcher nur aus silizklastischem Detritus und opalinem Quarz besteht und hier als „Si-Rest“ (Si für Silizium) bezeichnet wird.
Wie veränderte sich der „Si-Restanteil“ am Gesamtgewicht der Sedimentproben über die Zeit? In dieser Arbeit wurden die Kerne nicht regelmässig und in konstanten Abständen beprobt, weshalb nur grobe Trends beschrieben werden können. Es wird angenommen, dass die siliziklastischen Komponenten in der Regel einen grösseren Anteil am „Si-Rest“ haben als die opalinen Komponenten (Diatomeen). So finden sich z.B. in der Probe 36 (Lithotyp B4/A4) des Lag la Cauma so gut wie keine Diatomeen, der „Si-Rest“ beträgt aber mehr als 30%. Es gibt aber auch Proben, in welchen Diatomeen sehr häufig sind. Die Unterscheidung zwischen siliziklastischem und opalinem „Si-Rest“ müsste noch eingehender untersucht werden.

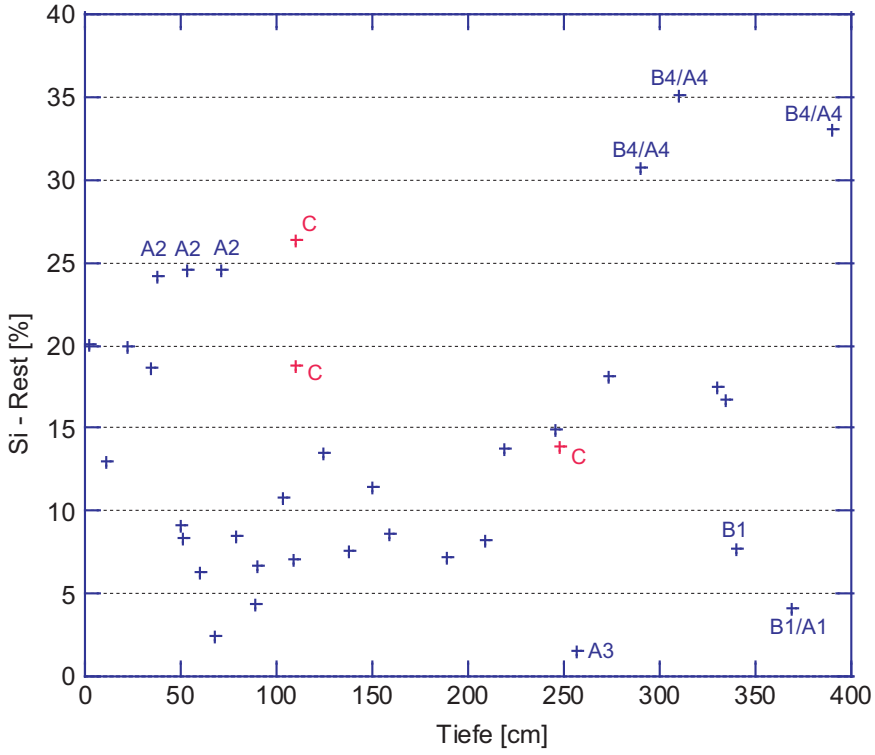


Abbildung E.2: Veränderung des Si-Restes [Gew.-%] im Lag la Cauma mit der Sedimenttiefe. Die blauen Kreuze zeigen alle Sedimentproben im Lag la Cauma ausser jene des Lithotyps C (rote Kreuze).

In der Abbildung E.1 wurde der „Si-Rest“ der Lag Grond Sedimentproben gegen die Tiefe aufgezeichnet. Lässt man die 1a/1b und 1c-Proben ausser Acht, erkennt man ein tendenzielles Ansteigen dieses Restanteils mit abnehmender Tiefe. Dies könnte auf eine zunehmende Erosion im Einzugsgebiet des Lag Grond bzw. einen abnehmenden Karbonatgehalt im Sediment hinweisen. Die Zunahme des siliziklastischen Anteils zeigt sich auch im dominierenden Lithotyp des Hintergrundsedimentes. Während im unteren Teil des Kerns v.a. der organisch reiche Lithotyp 2c dominiert, wird er gegen oben vom kalkreicheren Lithotyp 2b abgelöst. Schliesslich dominiert der siliziklastischere Lithotyp 2a im

obersten Teil des Kernes.
Auch für die Sedimentproben des Lag la Cauma wurde der „Si-Rest“ gegen die Tiefe aufgezeichnet (Abbildung E.2). Der „Si-Rest“ ist bei den meisten Proben geringer als im Lag Grond. Auf den ersten Blick lässt sich in der Abbildung E.2 nur schwer ein Trend feststellen. Tendenziell scheinen die „Si-Reste“ in einer ersten Phase von der Basis des zusammengesetzten Kerns bis in eine Sedimenttiefe von 50 - 70 cm abzunehmen. Anschliessend (< 50 - 70 cm) nehmen sie in einer zweiten Phase wieder zu. Die höchsten „Si-Reste“ wurden in den B4/A4-Lithotypen im untersten Teil des Kerns gefunden. Das Absinken des „Si-Restes“ in der ersten Phase könnte mit einer gesteigerten Karbonatproduktion und/oder mit einer Abnahme des detritischen Eintrags zusammenhängen. Das Wiederansteigen des „Si-Restes“ in der zweiten Phase könnte mit einem antrophogenen Einfluss erklärt werden. Für fundiertere Aussagen müssten noch genauere Untersuchungen durchgeführt werden.

E.2 Sedimentationsprozesse im Lag Grond

E.2.1 Herkunft bzw. Entstehung des Kalkes im Lag Grond

Einführung

Kalkige Sedimente können grundsätzlich durch vier Prozesse gebildet werden [Kelts and Hsü, 1978]:

1. Klastischer Input von allochthonem Karbonat
2. Biogene Produktion von Karbonat (z.B. kalkige Schalen oder Skelette)
3. Authigene (autochthone), biogen induzierte Karbonatproduktion
4. Frühdiagenetische Karbonatreaktionen

Die authigene lakustrine Karbonatproduktion (Punkt 3) lässt sich v.a. auf biochemische Prozesse zurückführen. Durch erhöhte Bioproduktivität (Photosynthese) wird dem Wasser CO_2 entzogen, der pH steigt und die Karbonatsättigung nimmt zu. Im Sommer ist die Karbonatübersättigung ausserdem höher als im Winter, da die Löslichkeit des Calcits und die gelöste Menge an CO_2 und H_2CO_3 mit zunehmender Temperatur des Wassers abnehmen [Chondrogiani, 1992]. Da die gemessenen Mg/Ca molaren Verhältnisse [KLGR, 1994 - 2005] in allen drei Seen immer kleiner als 2 sind, könnte primär Calcit und nicht Dolomit, Mg-Calcit oder Aragonit ausfallen [Kelts and Hsü, 1978].
Wie sind die kalkigen Sedimente im Lag Grond entstanden? Es werden wohl v.a. der klastische Input und die authigene Kalkproduktion eine Rolle spielen. Biogene Kalkschalen sind mit der Ausnahme von ein paar Schneckenschalen nicht vorhanden. Frühdiagenetische Karbonatreaktionen sind nicht auszuschliessen, aber wohl nicht die Hauptquellen des Karbonates. Die Lithotypen 3 und 4 bestehen zu einem grossen Anteil aus makroskopischen allochthonen Kalkklasten der Flimser Bergsturzmasse. Die Lithotypen 1 bzw. 2 des Lag Grond haben aber Kalkgehalte zwischen nur 0.5 und 2.5% bzw. zwischen 2 und 25.2%.

Im Haupteinzugsgebiet des Baches, welcher in den Lag Grond fliesst, ist nur sehr wenig Kalk aufgeschlossen (Anhang B.1). In den Sedimenten der Lithotypen 1 und 2 könnte also authigenes, biogen induziertes Karbonat vorhanden sein. Eine Unterscheidung des allochthonen und autochtonen Kalkes ist nicht einfach. Aufgrund der Morphologie der Karbonatkörner in den Smear Slides konnte der detritische nicht eindeutig vom authigenen Kalk getrennt werden. Es soll nun beschrieben werden, wie sich die beiden Kalkarten anhand ihrer Sauerstoff- und Kohlenstoff-Isotopenzusammensetzung unterscheiden lassen. Ausserdem wird berechnet, ob der heutige Lag Grond im Sommer in Bezug auf Calcit überhaupt übersättigt ist.

Isotopensignatur des Karbonates

Aufgrund der δ^{18}O- und δ^{13}C-Werte der Karbonatproben des Lag Grond lassen sich zwei „Isotopengruppen“ unterscheiden (Abbildung B.17). Die erste Isotopengruppe wird durch die Proben der Lithotypen 3 und 4 gebildet. Diese haben δ^{18}O-Werte zwischen -3.2 und -8,2‰ und δ^{13}C-Werte zwischen 1.3 und 2,7‰. Sie unterscheiden sich damit deutlich von den Proben der Lithotypen 1 und 2, welche die zweite Isotopengruppe bilden. Diese hat tendenziell isotopisch leichtere δ^{18}O und fast immer leichtere δ^{13}C (< 0‰) Werte. Die beiden Proben 28 und 38 bilden die Ausnahmen. Sie gehören zu den Lithotypen 1 und 2, ihre isotopische Zusammensetzung entspricht aber der ersten Isotopengruppe.
Die Proben 44 und 45 der ersten Isotopengruppe sind isotopisch am schwersten. Sie zeigen die isotopische Sauerstoff- und Kohlenstoff-Zusammensetzung des Quintnerkalks, welche natürlich eine gewisse Variabilität aufweist (vergleiche mit Probe 37 vom Lag la Cauma, Abbildung C.14). Der Calcit der zweiten Gruppe ist isotopisch deutlich leichter. Isotopenanalysen im Zürichsee zeigten, dass die authigenenen Seekreide Calcite negative δ^{13}C-Werte von -4 bis -5‰ aufweisen, was auf einen hohen Anteil an biologisch rezykliertem Kohlenstoff im Calcit hinweist [Kelts and Hsü, 1978]. Solche δ^{13}C-Werte konnten bei der zweiten Isotopengruppe auch gemessen werden. Die isotopische Signatur der zweiten Gruppe weist also auf eine mindestens teilweise authigene Entstehung des Kalkes im See hin. Die meisten Proben mögen aus einer Mischung von isotopisch schwerem Quintnerkalk und isotopisch leichtem authigenem Kalk bestehen.
Die Probe Nummer 38 wurde dem Lithotyp 2c zugeordnet, fällt aber isotopisch in die erste Isotopengruppe. Diese Probe wurde aus einer Sedimenttiefe von $\sim$560 cm entnommen und stammt somit aus einem frühen Stadium des Sees. Man kann sich gut vorstellen, dass nach dem Flimser Bergsturz noch lange viele Quintnerkalkbruchstücke leicht erodierbar um den See lagen und in den jungen See gespült wurden. Die ältere Probe (Probe 39) des Lithotyps 1a (interpretiert als Flutlage, Kapitel E.2.2) hat aber bereits eine im Vergleich zum Quintnerkalk unterschiedliche δ^{13}C Signatur. Im „Haupt-Einzugsgebiet“ des Lag Grond scheint also schon früh der Quintnerkalk nicht dominant aufzutreten.
Die zweite Ausnahme ist die Probe 28, die einzige Lage des Lithotyps 1c. Sie hat zwar eine ähnliche Farbe wie die 1a/1b-Lagen, sie besteht aber zu $\sim$77% aus Kalk, während die 1a/1b-Lagen Kalkgehalte von < 2.5% aufweisen. Der Calcit dieser Lage hat fast die gleiche isotopische Zusammensetzung wie die Probe 28 des Lithotyps 3c und fällt damit in die erste Isotopengruppe. Auf diese Lage wird im Kapitel E.2.2 noch weiter eingegangen.

Datum	Lag Grond	Karbonathärte [fH°]	Temperatur [°C]	pH	HCO_3^- [mg/l]	SI_{Calcit}	IAP/K_{Calcit}
05. Juli 2003	Bach	14	12,9	8,3	163,1	0,65	4,5
	See	13,7	22	8,2	159,1	0,66	4,6
28. Juli 2003	Bach	14,2	12,7	8	168,3	0,37	2,4
	See	15,7	21,8	8,2	181,8	0,76	5,8
06. Aug 2001	Bach	12,9	11,5	8,2	152,0	0,46	2,9
	See	12,9	19,8	8,2	150,5	0,59	3,9
14. Aug 2000	Bach	13,1		8,2	152,6	0,61	4,1
	See	13,6	22	8,1	159,1	0,57	3,7
04. Aug 1999	Bach	14,3	12,2	8,2	167,9	0,55	3,6
	See	14,1	20	8,3	162,8	0,74	5,6
30. Juni 1998	Bach	14,3	14	8,4	164,6	0,78	6,0
	See	13,5	23	8,5	151,1	0,94	8,6
10. Juni 1997	Bach	13,6	10,6	8	161,4	0,31	2,0
	See	12,7	20,2	8,3	146,6	0,69	4,9
01. Sept 1997	Bach	14	12,8	8,3	163,1	0,64	4,4
	See	13,9	20,3	8,1	162,9	0,55	3,5
05. Juni 1996	Bach	12,1	11,8	8,2	142,6	0,43	2,7
	See	12,1	18,6	8,2	141,5	0,53	3,4
13. Juli 1995	Bach	13,5	12,8	8,2	158,4	0,54	3,5
	See	12,9	23,3	8,6	141,9	1,01	10,2
13. Juni 1994	Bach	12,6	8,3	8,6	144,0	0,77	5,9
	See	12,8	13,5	8,7	142,4	0,94	8,8

Abbildung E.3: Wasserchemie Lag Grond: Chemische Analysewerte wurden den Badeseeberichten des Kantonalen Labors und der Lebensmittelkontrolle Graubündens entnommen [KLGR, 1994 - 2004]. Die Bikarbonatkonzentration und der Sättigungsindex in Bezug auf Calcit wurden mit dem Programm Aquachem berechnet.

Kalk-Kohlensäure Gleichgewicht im Seewasser

In den drei Flimser Bergsturzseen werden durch das Kantonale Labor und die Lebensmittelkontrolle Graubündens meist jährlich Badeseeberichte mit Untersuchungen zur Wasserqualität durchgeführt [KLGR, 1994 - 2004]. Aufgrund der Daten dieser Berichte soll berechnet werden, ob das Seewasser in Bezug auf Calcit über- oder untersättigt ist.
Für diese Frage ist die „Härte“ des Wassers entscheidend. Die Gesamthärte gibt den Gehalt an den beiden Erdalkalien CaO + MgO im Wasser an [Hölting, 1992]. Sie lässt sich in eine temporäre Härte bzw. Karbonathärte (jene Härte, welche beim Kochen durch Säureverbrauch verschwindet) und die permanente Härte bzw. Resthärte (jene Härte, welche nach dem Kochen noch vorhanden ist) unterteilen. Die Karbonathärte (= Säureverbrauch) gibt den HCO_3^- ($+CO_3^{2-}$) aller Kationen v.a. Alkalien und Erdalkalien an und entspricht der Säurekapazität bzw. Alkalinität.
Die Gesamthärte des Oberflächenwassers vom Lag Grond bewegt sich zwischen 13.1 und 16.2 °fH (französische Härtegrade). Wasser mit einer Gesamthärte von 7 bis 15 wird in der Schweiz als weich bezeichnet. Aus dem Säureverbrauch (bzw. Karbonathärte) konnte mit dem Programm Aquachem Version 5.0 in Abhängigkeit vom pH, der Temperatur und der Konzentration weiterer Ionen (Chlorid, Nitrat, Sulfat, Nitrit, Ammonium, Magnesium) die HCO_3^--Konzentration bestimmt werden (Tabellenabbildung E.3).

Unter Berücksichtigung der Bikarbonat- und Ca^+-Konzentration, der Konzentration weiterer Ionen, dem pH und der Temperatur konnte dann mit dem gleichen Programm der Sättigungsindex SI (Formel E.1, beachte bei diesem Programm wird der SI mit dem log nicht dem ln berechnet) in Bezug auf Calcit berechnet werden (Tabellenabbildung E.3). Ist das Ionenaktivitätsprodukt (IAP) grösser als die Gleichgewichtskonstante (K), kann das entsprechende Mineral ausfallen.

$$Saettigungsindex \quad SI = log \quad \frac{\overbrace{Ionenaktivitaetsprodukt}^{IAP}}{\underbrace{Gleichgewichtskonstante}_{K}} \tag{E.1}$$

Bei den Badeseeberichten fehlten jeweils Messungen der Na^+ und K^+-Konzentrationen, was einen Einfluss auf die thermodynamischen Berechnungen haben kann.
Es zeigt sich deutlich, dass alle Wässer positive Sättigungsindizes besitzen. Das Seewasser ist in 9 von 11 Fällen stärker übersättigt als das Bachwasser. Eine maximale Übersättigung von 10.2 konnte für das Jahr 1995 berechnet werden. Im Zürichsee, in welchem eine durch Microphyten induzierte, authigene Kalkproduktion im offenen Wasser nachgewiesen ist, konnte im Oberflächenwasser (5 m) ein Ansteigen der Übersättigung von 1.26 im April auf 11 (!) im Juni gemessen werden [Kelts and Hsü, 1978].
Aufgrund der Hydrochemie des Lag Grond ist eine authigene Kalkbildung wahrscheinlich. Es konnten im Oberflächenwasser für gewisse Jahre ähnlich hohe Übersättigungen in Bezug auf Calcit wie im Zürichsee nachgewiesen werden. Über das ganze Jahr verteilte regelmässige Messungen eventuell in unterschiedlicher Wassertiefe wären sehr aufschlussreich.

Schlussfolgerung zur Kalkentstehung bzw. -herkunft im Lag Grond

Die Lithotypen 3 und 4 werden grösstenteils durch Quintnerkalkdetritus des Flimser Bergsturzes dominiert. Das schwere Isotopensignal des Quintnerkalks zeichnet sich auch deutlich in denjenigen Lithotypen ab, bei welchen makroskopisch keine Kalkklasten erkennbar sind. Der Kalkanteil der Lithotypen 1 und 2 (ausser 1c) hat jedoch eine andere Quelle. Einerseits ist im Einzugsgebiet des kleinen Bachs, welcher in den Lag Grond fliesst, nur sehr wenig Kalkstein aufgeschlossen. Andererseits weisen die isotopisch leichten Messwerte des Lithotyps 1 und 2 auf eine authigene Bildung des Calcites hin. Die Annahme einer authigenen Kalkproduktion wird durch die im Seewasser berechneten hohen Übersättigungen von bis zu 10.2 unterstützt. Der Lag Grond ist sehr untief und besteht im Vergleich zu grösseren Seen nur aus einem litoralen Milieu. Die Kalkbildung im untiefen Wasser kann durch die assimilatorische Tätigkeit von Phytoplankton oder Makrophyten induziert werden [Chondrogiani, 1992] (siehe auch gleichnamiges Kapitel im Anhang E.3). Calcit kann direkt aus dem Oberflächenwasser ausfallen oder es können sich z.B. Calcitkrusten an Makrophyten bilden (Abbildung E.4, A). Es gibt Hinweise, dass es auch im Lag Grond zur Bildung von Calcitkrusten an Makrophyten kommen könnte. Es konnte in einer Sedimenttiefe von ∼5 cm ein Wasserpflanzenrest beobachtet werden. In einer Sedimenttiefe von 277 cm konnte eine Oogonie (Abbildung E.4, B) gefunden werden. Seit den 1960er Jahren, vor der Einsetzung der Graskarpfen, kam es ausserdem zu einem starken „Krautwuchs“ im Lag Grond (unveröffentlichter Bericht von C. Buchli (FORNAT AG, Zernez)).

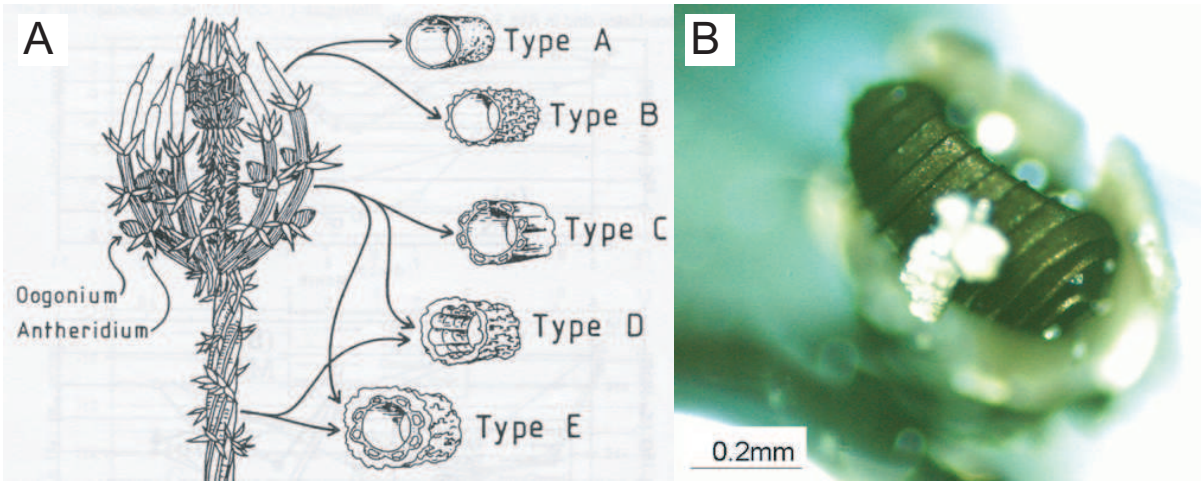


Abbildung E.4: (A) Zuordnung der verschiedenen Calcit-Krusten-Typen auf eine Characee (Chara tomentosa aus Krause (1976), modifiziertes Schema nach Behbehani (1987)*; *siehe bei Chondrogiani, 1992). (B) Oogonie eventuell einer Characee mit teilweise abgebrochener Calcit-Umkrustung (unscharfer heller Bereich) aus einer Sedimenttiefe von 277 cm (Lithotyp 2c, Kern GR05-2A).*

Makrophyten scheinen also im Lag Grond vorgekommen zu sein. Tubusförmige Kalkreste oder weitere Oogonien konnten aber nicht nachgewiesen werden.
Es ist denkbar, dass bei der authigenen Kalkbildung im Lag Grond Makrophyten eine Rolle spielen. Die berechneten hohen Übersättigungen lassen aber auch auf eine Kalkausfällung aufgrund der CO_2-Assimilation von Phytoplankton schliessen. Das Ausmass und die dominierende Art der authigenen Kalkausfällung werden wie die Kalkgehalte über die Zeit variieren.

E.2.2 Interpretation des Lithotyps 1

Lithotyp 1a/1b - Flutlagen

Viele Eigenschaften des Lithotyps 1a/1b im Allgemeinen sprechen für eine Entstehung dieser Lagen in Zusammenhang mit starken Niederschlägen bzw. verstärkter Erosion im Einzugsgebiet des Lag Grond:

- Die Lagen des Lithotyps 1a/1b unterscheiden sich farblich und in ihrer Zusammensetzung von den anderen Lithotypen. Sie bestehen fast nur aus siliziklastischen Komponenten wie sie im Einzugsgebiet der kleinen Bachs des Lag Grond zu finden sind. Sie sind mit Dichtehöchstwerten assoziiert.

- Der Mittelwert aller Korngrössen und die häufigste Korngrösse des Lithotyps 1a/1b sind kleiner als beim Lithotypen 2 (Abbildung B.15). Dies könnte mit dem oft geringeren Gehalt an Diatomeen der 1a/1b-Lagen zusammenhängen. Die mit dem Mastersizer untersuchte 1a/1b-Lage zeigt v.a. Sortierungswerte zwischen 0.9 und 1 und ist damit moderat bis schlecht sortiert [Tucker, 2001]. Im Vergleich zum Lithotypen 2 ist sie aber besser sortiert.

- Die Sedimente des Lithotyps 1a/1b weisen deutliche Sedimentstrukturen auf. Es lassen sich oft gradierte Lagen finden (Abbildung B.4), wie sie von Ablagerungen durch Suspensionsströme bzw. Turbidite bekannt sind. Dabei lagern sich zuerst die grösseren Komponenten und dann die feineren Komponenten ab. Gradierungen sind v.a. in den 1b-Lagen erkennbar. In der Abbildung B.16 ist bei den Proben 17 - 19 und 8 - 11 (mit Pfeilen gekennzeichnet) erkennbar, wie mit zunehmender Tiefe (bzw. höherer Probennummer) der organische Gehalt zunimmt und der Kalkgehalt abnimmt. Der Kalkgehalt ist gemäss der Isotopensignatur authigen. Dieser authigene Kalk könnte bei einem Unwetter im See aufgewirbelt und umgelagert worden sein. Die makroskopisch beobachtete (v.a. farbliche) Gradierung hängt wohl in erster Linie vom zunehmenden Anteil und von der zunehmenden Grösse der organischen Komponenten mit zunehmender Tiefe ab. Auf eine 1b-Lage folgt meistens gegen oben eine 1a-Lage, ein helles und feinkörniges Sediment. Diese Lage wird wohl als letzte Ablagerung eines Hochwasserereignisses entstehen, wenn sich noch die letzten Feinanteile langsam aus der Suspension absetzen. Oft lassen sich innerhalb einer 1a/1b-Lage mehrere gradierte 1a/1b-Abfolgen finden. Dies gilt z.B. für die mit dem Mastersizer untersuchte 1a/1b-Lage (Abbildung B.15). In dieser Lage nimmt die Korngrösse nicht kontinuierlich mit der Tiefe zu, sondern es sind makroskopisch und in der mit dem Mastersizer gemessenen Korngrössenkurve mehrere „gradierte Abfolgen“ erkennbar. Diese Abfolgen könnten mehreren Pulsen eines Hochwasserereignisses oder verschiedenen Ereignissen entsprechen.

- Die 1a/1b-Lagen sind oft gegen unten klar abzugrenzen und gehen gegen oben fliessend in die Hintergrundsedimente des Lithotyps 2 über. Ein klarer Kontakt gegen die darunterliegenden Sedimente ist mit dem durch ein Hochwasserereignis plötzlich bewirkten Änderung in der Sedimentzufuhr gut zu erklären. Leicht gewellte Kontakte könnten auch auf eine anfängliche wohl geringe Erosion durch Unterwasserströmungen hindeuten. Es wird nach einer Überschwemmung noch längere Zeit viel Sediment leicht erodierbar im Einzugsgebiet liegen. Es dauert also eine Zeit bis die „normale“ Hintergrundsedimentation wieder dominiert, was den fliessenden Übergang der 1a/1b-Lagen gegen oben gut erklären kann.

Im Gegensatz zur Erklärung der 1a/1b-Lagen als Flutlagen könnte man sie aufgrund ihrer Sedimentstrukturen auch als durch Unterwasserrutschungen umgelagerte Seesedimente interpretieren. Die Zusammensetzung der 1a/1b-Lagen spricht aber gegen eine solche These, da sich die 1a/1b-Lagen deutlich von den Sedimenten des Lithotyps 2, der „normalen“ Hintergrundsedimentation im See, unterscheiden. Ausserdem ist das Relief im See für bedeutende Unterwasserrutschungen zu gering.
Für eine Interpretation der 1a/1b-Lagen als Flutlagen spricht ausserdem ein helle typische 1a/1b-Lage im obersten Teil des Kurzkerns GR03-4, welcher im Sommer 2003 entnommen wurde. Diese 1a/1b-Lage wurde mit grösster Wahrscheinlichkeit während und nach den Starkniederschlägen des vorhergehenden Jahres gebildet. Vom 14. bis 16. November 2002 wütete ein Unwetter mit Starkniederschlägen im Bündner Oberland, welche mehrere Rutschungen auslösten. Die Niederschlagstageswerte für Flims betrugen gemäss der MeteoSchweiz für den Zeitraum vom 14. bis 18.11.05 (46.1, 33.7, 65.3, 0 und 15.3 mm). Die Niederschlagstageswerte für Ilanz betragen gemäss der Meteo Schweiz für den Zeitraum vom 14. bis 18.11.05 (70, 58, 75, 0 und 25 mm). Der 3-Tageshöchstwerte vom 14. - 16.11.02



Abbildung E.5: Nach den Starkniederschlägen im November 2002 verlässt der kleine Bach sein Bett. (A) Blick auf die von Schutt bedeckte Badewiese nordöstlich des Lag Grond. (B) Nahaufnahme der von Geröll bedeckten Wiese. Photos: T. Cadruvi

ist erstaunlich hoch. Wiederkehrperioden dieses Unwetters sind wegen der relativ kleinen zur Verfügung stehenden Messreihe (seit ∼1900) nur unsicher zu berechnen. Für den 24-stündigen Niederschlag in den Hauptniederschlagsgebieten des Kantons Graubünden wurden Wiederkehrperioden im Bereich von 70 - 150 Jahre abgeschätzt (BWG, 2002; Zeller et al., 1976). Für Disentis und Hinterrhein ergaben sich für den 48-stündigen Niederschlag Wiederkehrperioden von über 500 Jahren [BWG, 2002]. Laax gehört wohl nicht zu den Orten mit den extremsten Niederschlägen. Da die Unwetter aber sogar 3 Tage dauerten, kommen für die Starkniederschläge in der Region um Laax hohe Wiederkehrperioden von mehreren hundert Jahren in Frage. Der kleine Zufluss des Lag Grond verliess während des Unwetters sein Bachbett und überschwemmte die Badewiese, welche von Geröll bedeckt wurde (Abbildung E.5). Es mussten nach dem Unwetter mehr als 1000 m^3 Geröll von der Wiese entfernt werden (pers. Mitt. T. Cadruvi). Der See verfärbte sich vom in den See gespülten Sediment hellbraun. Das eingespülte Sediment setzte sich nach und nach und bildete wohl die oberste 1a/1b-Lage im Kern GR03-4.
Die Häufigkeit und Mächtigkeit der Sedimente des Lithotyps 1 variieren mit der Kerntiefe deutlich (Abbildung E.6). Die Lagen des Lithotyps 1 wurden in der Abbildung E.6 entsprechend der Kernbeschreibung (Anhang B.6) in Ereignislagen unterteilt. Es ist sehr schwierig bis unmöglich festzustellen, welche Lagen durch einzelne kurze Ereignisse, und welche Lagen durch die Akkumulation von mehreren Ereignissen möglicherweise über viele Jahre entstanden sind. Ein Balken in der Abbildung E.6 darf deshalb nicht als ein Hochwasserereignis interpretiert werden. Die Mächtigkeit einer 1a/1b-Lage hängt von verschiedenen Faktoren ab.

- Einerseits spielt die Stärke des Ereignisses eine Rolle. Das Unwetter von 2002 erzeugte eine mehrere cm mächtige Lage.

- Mit zunehmender Versenkungstiefe kann das Sediment etwas kompaktiert werden. Eine solche Kompaktion sollte sich in der Regel in einer zunehmenden Dichte in grösserer Versenkungstiefe zeigen. Ein solcher Trend kann aber nicht festgestellt werden.

- Die Vegetationsbedeckung im Einzugsgebiet des Lag Grond hat einen Einfluss auf die Erodierbarkeit des Bodens. Die Bodenerosion ist höher bei geringerer Vegetationsbedeckung.

- Die Mächtigkeit einer Flutlage hängt von der Position im See ab. Die sich aufgrund der Korrelation entsprechenden 1a/1b-Lagen können sich in ihrer Mächtigkeit deutlich unterscheiden (A3-Abbildung Kernkorrelation Lag Grond, Anhang B.2). Im Kern GR03-4 ist die mächtigste Sequenz von 1a/1b-Lagen über ∼25 cm verfolgbar. Im Langkern GR05 hingegen ist die gleiche Sequenz mehr als doppelt so dick (gelbgrün markierter Bereich in A3-Abbildung Kernkorrelation Lag Grond). In diesem Beispiel nimmt also die Mächtigkeit der 1a/1b-Lage mit zunehmender Seetiefe zu.

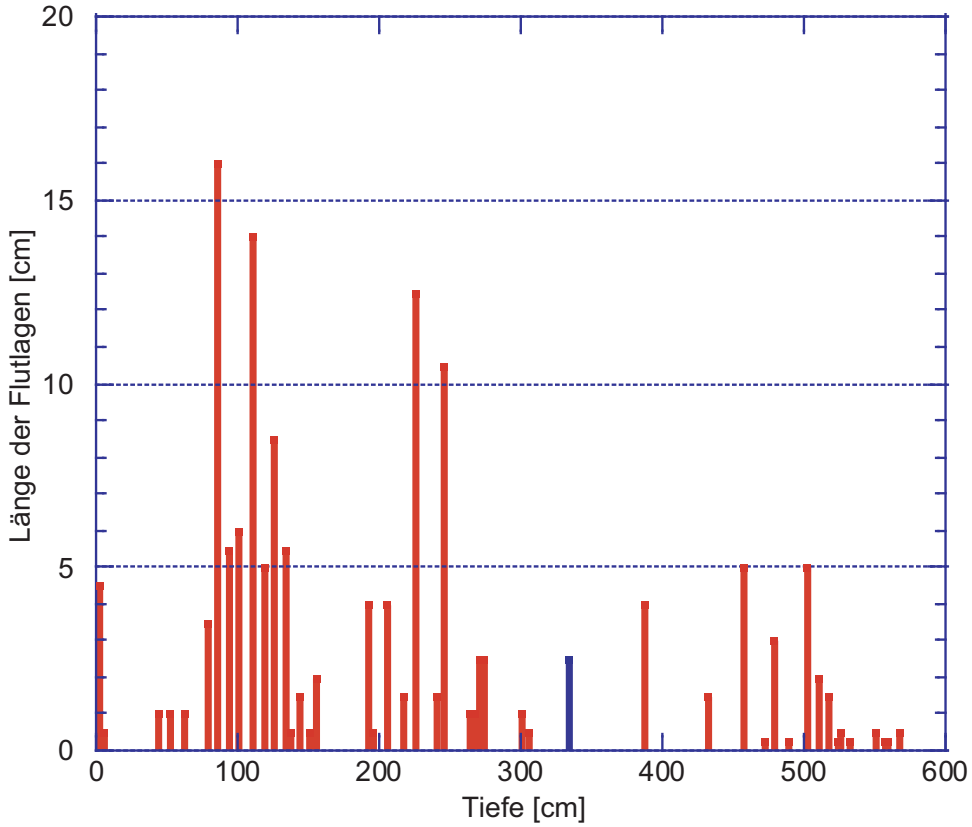


Abbildung E.6: Mächtigkeit der 1a/1b-Lagen mit zunehmender Kerntiefe des Lag Grond (rote Balken). Der blaue Balken stellt die 1c-Lage dar.

In einer Sedimenttiefe von 510 - 570 cm (Abbildung B.7) wurden sehr viele aber nur geringmächtige 1a-Lagen abgelagert. Sie treten deutlich als weisse Streifen aus den sie umgebenden dunklen 2c-Sedimenten hervor. Es handelt sich um die ältesten und wohl am stärksten kompaktierten Sedimente. Die Kompaktion der Sedimente spielt wahrscheinlich eher eine untergeordnete Rolle. Vielleicht sind die Lagen auch weniger mächtig, weil der See ursprünglich grösser war, und so das eingeschwemmte Material auf eine grössere Fläche verteilt und weiter weg vom kleinen Delta (d.h. distaler) abgelagert wurde. Seen in der Umgebung tendieren zur Verlandung (Lag digl Oberst, Lag Setg). Der Lag Grond könnte sich z.B. weiter gegen Norden, wo sich heute der Schilfgürtel befindet, erstreckt haben. Der Seespiegel kann gemäss heutiger Topographie aber nicht höher als bei 1020 m.ü.M.

(heutiger Seespiegel: ∼1016 m.ü.M.) gelegen haben, da er sonst gegen Süden ausgelaufen wäre. In einen See abgelagerte Sedimente findet man bis mindestens in einer Tiefe von 6.3 m. Der Lag Grond könnte also mit dem heutigen Seespiegelniveau maximale Wassertiefen von bis zu 12 m erreicht haben.
Eine besonders auffällige Häufung von 1a/1b-Lagen findet sich in einer Kerntiefe von 77 bis 135 cm (Abbildung E.6). Eine solche Häufung dieses Lithotyps lässt sich wohl nicht nur mit verstärktem Niederschlag erklären. Im grössten Teil des Holozäns war die Region um Laax wohl bewaldet. Der Mensch rodete die Wälder, was zu einer verstärkten Erosion im Einzugsgebiet des Lag Grond führte. Vielleicht lässt sich also diese Häufung der 1a/1b-Lagen mit dem anthropogenen Umgestaltung der Landschaft in Verbindung bringen. Man kann das Alter des Sedimentes in einer Tiefe von 77 cm mit den durchgeführten Datierungen (Tabellenabbildung E.12) im untersten Teil des zusammengesetzten Kerns nur sehr grob abschätzen. Geht man von einer gleichbleibenden Sedimentationsrate von 0.5 mm/Jahr des Hintergrundsediments aus (Kapitel E.4.2), braucht es für die Ablagerung von 69 cm authigenem Sediment (77 cm abzüglich 8 cm detritische 1a/1b-Sedimente) ungefähr 1400 Jahre. Die erhöhte Erosion hätte also schon vor dem 7. Jahrhundert stattgefunden. Diese Altersangabe ist aber sehr vage, und eine AMS-Datierung in der Nähe wäre sehr wünschenswert.
Die Sedimente des Lithotyps 1a/1b können also Hinweise auf Starkniederschläge und verstärkte Erosion im Einzugsgebiet des Lag Grond geben. Im Gegensatz dazu stellen die Sedimente des Lithotyps 2 die „normale Hintergrundsedimentation“ mit einem höheren Gehalt an authigenem Kalk und organischem Kohlenstoff dar. Zur Ablagerung der Sedimente des Lithotyps 2 brauchte es wohl viel mehr Zeit als für jene des Lithotyps 1.

Lithotyp 1c

In einer Tiefe von 330 cm findet sich ein helle Lage, welche farblich wie die 1a-Lagen aussieht. Im Gegensatz zu den 1a-Lagen besteht sie aber zu ∼77% aus Kalk (Probennummer 28) und definiert die einzige Lage des Lithotyps 1c (Abbildung B.5, A). Der Gehalt an organischem Material ist mit ∼0.8% sehr gering. Der unterste Teil der 1c-Lage ist etwas braungrauer, was auf einen etwas höheren Anteil an organischem Material hindeuten könnte. Es lassen sich einzelne Diatomeen finden. Die Isotopensignatur des Karbonates ist fast gleich wie jene des Lithotypen 3c (Probennummer 42) und fällt in die erste Isotopengruppe (Kapitel E.2.1), welche durch den isotopisch schweren Quintnerkalk definiert wird (Abbildung B.17).
Es wurden ∼11 cm über (Probennummer 27) und 2 cm unter (Probennummer 29) der 1c-Lage Proben entnommen und chemisch untersucht. Diese haben einen deutlich geringeren Kalkgehalt und einen höheren Gehalt an organischem Kohlenstoff, und gehören zum Lithotypen 2b. Die Isotopensignatur des vorhanden Kalkes ist leicht und fällt in die zweite Isotopengruppe, welche authigenen Calcit anzeigt. Gegen unten grenzt sich die 1c-Lage deutlich über einen leicht gewellten scharfen Kontakt ab. Gegen oben geht sie eher fliessend in das 2b-Sediment über.
Innerhalb der 1c-Lage nimmt die Tonfraktion mit der Tiefe ab und die Sandfraktion mit der Tiefe zu (Abbildung B.14). Die Lage ist also schwach gradiert. Sie ist noch schlechter sortiert als das sie umgebende Sediment. Die häufigste Korngrösse und der Mittelwert aller Korngrössen unterscheidet sich fast nicht von den 2b-Lagen.
Die 1c-Lage hat eine ähnliche Farbe und ähnliche Sedimentstrukturen wie die 1a/1b-

Lagen, es könnte sich also auch um eine Art Flutlage handeln. Das z.B. bei einem Starkniederschlagsereignis mobilisierte Material, kann aber wegen der Zusammensetzung unmöglich aus dem gleichen Einzugsgebiet wie die 1a/1b-Lagen oder aus dem See selbst kommen, da die 1c-Lage zur Hauptsache aus siltigem Quintnerkalk besteht. Das Material kann aufgrund der heutigen Topographie fast nur von Norden eingeschwemmt worden sein, wo noch heute Flimser Bergsturzmasse ansteht. Die 1c-Lage fällt in eine Zeit, in der 1a/1b-Flutereignisse nicht häufig sind (Abbildung E.6).
Geht man von einer gleichbleibenden Sedimentationsrate von 0.5 mm/Jahr des Hintergrundsediments aus (Kapitel E.4.2) und rechnet die 1a/1b-Lagen nicht zu diesem Hintergrundsediment, resultiert ein Alter von ∼4200 cal. y BP. Dieses Alter entspricht aber nur einer sehr groben Abschätzung. Vielleicht kam es zu einem späten, in diesem Gebiet letzten grossen Schlammstrom bzw. Murgang innerhalb der Bergsturzmasse, dessen Ausläufer auch einen Weg in den Lag Grond fanden. Vielleicht ereignete sich auch ein grosser Nachsturz. Die 1c-Lage bleibt rätselhaft.

E.3 Sedimentationsprozesse im Lag la Cauma und Lag la Cresta

E.3.1 Herkunft bzw. Entstehung des Kalkes im Lag la Cauma (und Lag la Cresta)

Einführung

Der Lag la Cauma und Lag la Cresta haben ausgenommen vom oberflächlichen Abfluss des Lag la Crestas eine sehr ähnliche Hydrologie. Sie liegen beide in von Wald umgebenen Senken der Flimser Bergsturzmassen. Die Sedimente der beiden Seen haben in mehreren Sektionen viele Gemeinsamkeiten in Bezug auf Zusammensetzung und Sedimentstrukturen. Es wird deshalb davon ausgegangen, dass die Kalkbildung in beiden Seen vergleichbar ist. Der Kalkanteil variiert in den Sedimentproben des Lag la Cauma zwischen 26.5 und 95% (Anhang C.9) und ist damit sehr hoch. Er macht bei den meisten Proben den Hauptanteil des Probengewichtes aus (Abbildung C.13). Im Lag la Cresta variiert der Kalkgehalt stärker (7.6 - 88.4%), er ist aber teilweise auch sehr hoch.
Wie im Lag Grond wird davon ausgegangen, dass die kalkigen Sedimente durch klastischen Input von allochthonem Karbonat und durch authigene, biogen induzierte Karbonatproduktion entstehen. Die biogene Produktion von Karbonat in Form von z.B. Schalen wird wohl mengenmässig klein sein. Nur in wenigen Schichten konnten im Lag la Cauma Muschelschalen häufiger gefunden werden.
Die beiden Seen sind von Flimser Bergsturzmasse umgeben, welche zum grössten Teil aus Quintnerkalkbruchstücken aller Korngrössen (von Feinstaub bis hausgrossen Blöcken) besteht. Ein gewisser Anteil an detritischem Kalk gelangt in den See. Wie gross ist aber dieser Anteil? Oberflächlich kann wohl nur bei sehr starken Niederschlägen Material in den See gespült werden, da es bei beiden Seen keinen dauerhaften oberflächlichen Zufluss gibt. Der detritische Kalk müsste also mit dem Grundwasser, wohl in Feinstfraktion, in den See gelangen. Die unterirdischen Zu- und Abflüsse liessen sich nicht genauer lokalisieren [Bonanomi et al., 1994]. Beim Tauchgang im Frühling 2004 konnten südlich der Insel

des Lag la Cauma Löcher im Sediment beobachtet werden (pers. Mitt. F. Anselmetti und S. Bernasconi), über welche Wasser zu- und abfliessen könnte. Im Lag la Cauma scheinen der Zufluss und das Versickern des Wassers grösstenteils eher „diffus“ zu verlaufen, so dass ein grösserer unterirdischer Materialtransport schwierig vorzustellen ist.
Authigener und detritischer Kalk sollten u.a. aufgrund der Sauerstoff- und Kohlenstoff-Isotopenzusammensetzung und der Oberflächenmorphologie der Karbonatkörner unterscheidbar sein [Kelts and Hsü, 1978].

Morphologie der Karbonatkörner

Aufgrund der mit den Smear Slides beobachteten Morphologie der Karbonatkörner konnte meistens kein eindeutiger Schluss über deren Herkunft gezogen werden. In den Sedimenten des Lithotyps B3 traten hingegen sehr schön gewachsene Karbonatkristalle auf (Abbildung E.7), welche eine polyhedrale Morphologie mit mutmasslichen Wachstumsstrukturen aufweisen. Diese Karbonatkristalle weisen eindeutig auf eine authigene Bildung im See hin. In diesen Sedimenten finden sich auffällige, bis mehr als 1 mm grosse, hohlzylinderförmige Komponenten, welche sich zwischen den Fingern einfach zerreiben lassen. Es handelt sich mit grösster Wahrscheinlichkeit um Karbonatkonretionen biochemischer Entstehung, welche v.a. im untiefen Wasser entstehen (Chondrogiani, 1992; Magny, 1992). Gemäss Magny [1992] bestehen kalkige Komponenten in lakustrinen Kalken, welche grösser als 0.2 mm sind, v.a. aus Karbonatkonkretionen biochemischen Ursprungs.Beim Kurzkern CRO3-2 vom Lag la Cresta wurden von zwei Sedimentproben SEM Bilder erstellt (Abbildung D.3). Neben Diatomeen, Pollen und Chitinresten lässt sich viel poröser Kalk mit oft gitterartigem, eventuell auch geschichtetem Aufbau erkennen. Im Bild C der Abbildung D.3 weist ein Hohlraum darauf hin, dass sich der Kalk um einen jetzt herausgelösten Gegenstand gebildet haben muss. Es lassen sich keine deutlichen individuellen Kristalle finden. Kelts and Hsü [1978] beschreiben, dass lakustrine Süsswasserkreide-Kristalle im Allgemeinen porös und eine Art ”geschichtete Kuchen“-(layer-cake) oder „schluderige Mauerwerk“-(sloppy brickwork) Struktur besitzen. Calcitkrusten von Pflanzen haben typischerweise poröse, fragile und gewöhnlich nicht geschichteten Strukturen [Kelts and Hsü, 1978]. Lösungserscheinungen in einem untersättigten Wasser am Grund des Sees und Rekristallisation im Sediment können die Form der Kristalle weiter verändern.

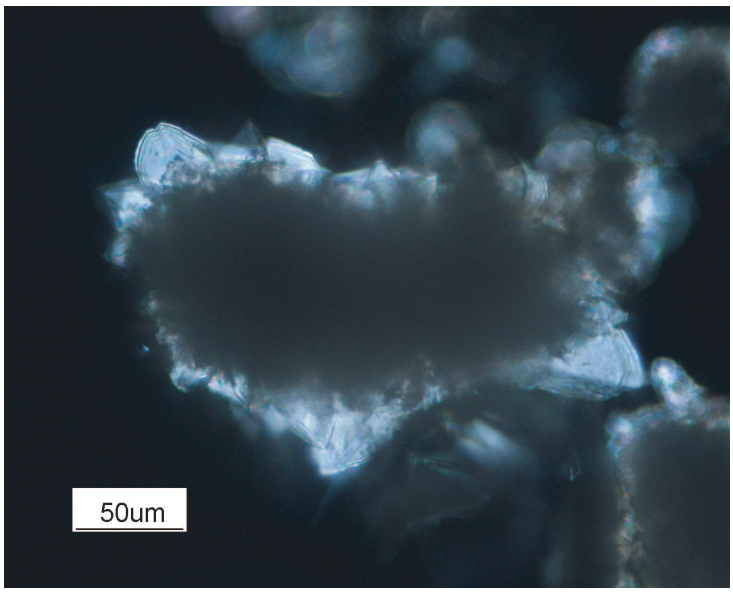


Abbildung E.7: Smear Slide Bild des Calcits der tubusförmigen Komponenten (Abbildung C.7), bei denen es sich um Calcitkrusten aus verkalkten Characeen handeln könnte. Die Probe stammt aus einer Sedimenttiefe von 66.5 - 68.5 cm (Kern CA03-2).

Isotopensignatur des Karbonates

Fast alle gemessenen δ^{18}O der Proben vom Lag la Cauma finden sich in einem relativ engen Bereich zwischen -9 und -12‰ (Abbildung C.14). Nur die Proben 3, 36 und 37 (Kalkstein) sind ausserhalb dieses Bereichs. Der Karbonatanteil der Probennummer 10 (Lithotyp B3), welcher aufgrund der Morphologie der Calcitkristalle authigen ist, hat ein δ^{18}O von -10.4‰, also einen Wert gerade ungefähr in der Mitte des besprochenen Bereichs. Diese Probe zeigt, dass es sich aufgrund der ähnlichen δ^{18}O-Signatur auch bei den meisten anderen Proben um authigene Calcite handeln könnte. In authigenen Calcitkrusten des Bodensees wurden noch leichtere δ^{18}O-Werte zwischen -12 und -15.5‰ gemessen [Chondrogiani, 1992].
Die Isotopenfraktionierung zwischen Calcit und dem Wasser, aus welchem der Calcit ausfällt, ist abhängig von der Temperatur. Ist die isotopische Sauerstoffzusammensetzung des Wassers und des daraus ausgefällten Calcits bekannt, kann man den Fraktionierungsfaktor α (Formel E.3) und damit die Temperatur, bei welcher die Calcit-Ausfällung stattfand, berechnen (Formel E.4; Kim and O'Neil, 1997). Die VPDB-Angaben müssen in SMOW-Angaben umgerechnet werden (Formel E.2). Die Temperaturangaben müssen in der Einheit Kelvin eingesetzt werden.
Isotopenmessungen an Wasserproben vom Lag la Cauma zeigen einen δ^{18}O von ca. -12,2‰ (Isotopenmessung im Rahmen der Umfahrung Flims von 2003 durch U. Schotter, Universität Bern) bzw. zwischen -13,57 und -14,95‰ (SMOW) [Bonanomi et al., 1994]. Aus der isotopischen Zusammensetzung der ersten Karbonatprobe (-11.3‰ VPDB) und der Wasserprobenmessung von 2003 (-12,2‰ SMOW) ergibt sich gemäss der Formel E.4 eine Wassertemperatur von ∼9.6°C.

$$\delta^{18}\mathrm{O}_{\mathrm{VSMOW}} = 1.03091 \cdot \delta^{18}\mathrm{O}_{\mathrm{VPDB}} + 30.91 \tag{E.2}$$

$$\alpha(Calcit - H_2\mathrm{O}) = \frac{1000 + \delta_{\mathrm{Calcit}}}{1000 + \delta_{\mathrm{H_2O}}} \tag{E.3}$$

$$1000 \cdot ln\alpha(Calcit - H_2\mathrm{O}) = 18.03 \cdot (10^3\mathrm{T}^{-1}) - 32.42 \quad [\mathrm{KimandO'Neil},\ 1997] \tag{E.4}$$

Verwendet man schwerere Werte für die Calcitprobe und/oder leichtere Isotopenzusammensetzungen für das Seewasser, so wird die Isotopenfraktionierung grösser. Die mit der Formel E.4 berechnete Temperatur würde damit noch kleiner als 9.6°C, da die Isotopenfraktionierung bei geringeren Temperaturen grösser ist. Die Kalkausfällung wird am meisten durch hohe Wassertemperatur und grosse Bioproduktivität begünstigt. Das Wasser des Lag la Cauma kann an der Oberfläche mindestens bis zu 22.4°C warm werden [KLGR, 1994 - 2004]. Man erwartet also, dass die berechneten Temperaturen höher als 9.6°C sein sollten. Die gemessenen isotopischen Werte der Karbonate sind also für eine rein authigene Bildung des Calcites zu schwer.
Die isotopische Zusammensetzung von Quintnerkalkbruchstücken wurde bei einer Probe im Lag la Cauma (Probennummer 37) und bei mehreren Proben im Lag Grond (Probennummern 44 - 45) gemessen. Die δ^{18}O Messungen betragen ∼-7‰ bzw. zwischen ∼-6 und -4‰. Mit authigenem Calcit vermischter detritischer Calcit würde also die δ^{18}O-Signatur des Gesamtkarbonates schwerer machen. Die gemessene isotopische δ^{18}O Signatur der Lag la Cauma Sedimentproben könnte man also mit einer Mischung von authigenem und detritischem Kalk erklären.

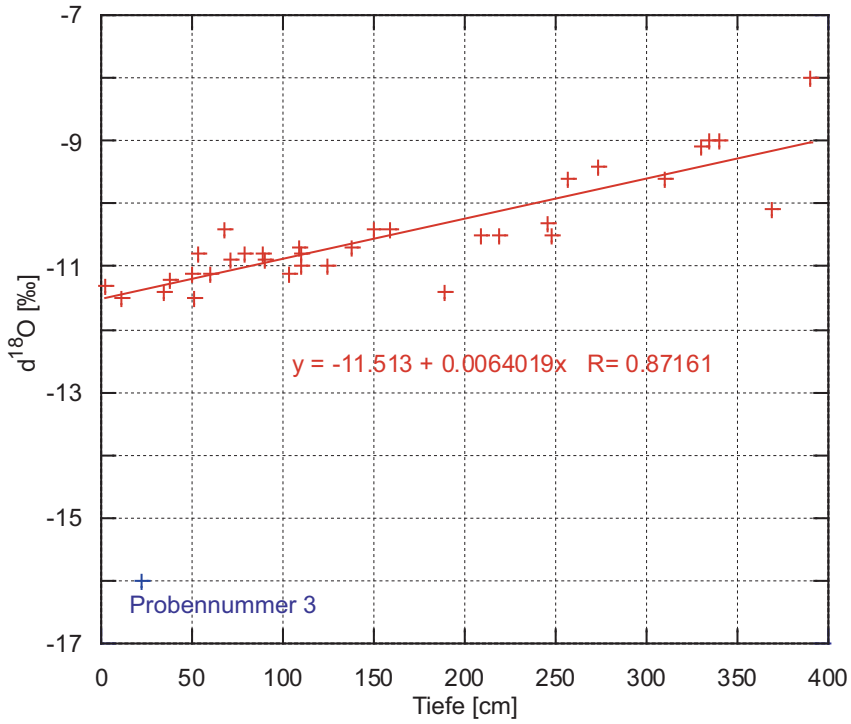


Abbildung E.8: Mit zunehmender Tiefe nehmen die $\delta^{18}O$-Werte zu. Die lineare Regression wurde aufgrund aller Werte ausser der Probenummern 3 (blaues Kreuz) und 37 (Kalkstein) berechnet.

Spannenderweise nehmen die δ^{18}O-Werte mit zunehmender Tiefe fast linear zu (Abbildung E.8). Ausgenommen von diesem Trend ist die Probennummer 3, deren istotopische Signatur sich deutlich von den anderen unterscheidet (Abbildung C.14). Der sehr tiefe δ^{18}O Wert lässt sich möglicherweise mit frühdiagenetischen Prozessen erklären. Der beobachtete lineare Trend könnte eventuell darauf hinweisen, dass der detritische Anteil am Gesamtkalk mit der Zeit immer mehr abnahm. Vielleicht kommt es aber im Sediment auch zu einer mit der Tiefe zunehmenden Rekristallisation (bei tieferen Temperaturen). Die δ^{13}C-Werte der Lag la Cauma-Sedimentproben bewegen sich zwischen -1.8‰ (Probe 10) und 3.4‰ (Probe 9). Vor allem die Sedimentproben der Lithotypen B1, B1/A1 und A1(B1) weisen tendenziell isotopisch schwere δ^{13}C-Werte auf. Im Zürichsee konnten in Seekreide-Kalciten negative δ^{13}C-Werte von -4 bis -5‰ gemessen werden , was auf einen hohen Anteil an biologisch rezykliertem Kohlenstoff im Calcit hinweist [Kelts and Hsü, 1978]. Im Bodensee wurden in authigenen Calcitkrusten δ^{13}C-Werte von ∼-1.5 bis -4.5‰ gemessen [Chondrogiani, 1992]. Ausser der Probe 10 (Lage mit tubusförmigen Kalkkomponenten) haben im Lag la Cauma alle analysierten Proben einen istotopisch schwereren δ^{13}C Wert als -1‰. Detritische Quintnerkalkbruchstücke haben eine schwere Kohlenstoff-Isotopenzusammensetzung. Es könnte sein, dass die Kohlenstoff- Isotopenzusammensetzung der möglichen authigenen Karbonate noch stark durch die Signatur des Quintnerkalks (Reservoireffekt) beeinflusst ist. Der schwerste bei Quintnerkalken gemessene δ^{13}C Wert beträgt aber „nur“ 2.7‰ (Probe 45, Lag Grond). In der Sedimentprobe 9 des Lithotyps B1 wurden aber sogar 3.4‰ gemessen. Vielleicht hängen diese hohen δ^{13}C mit Isotopenfraktionierungen bei der Degradation von organischem Material zusammen. So kann bei der Methanogenese isotopisch sehr schweres CO_2 entstehen, welches im sekundär gebildeten Calcit eingebunden werden kann.

Kalk-Kohlensäure Gleichgewicht im Seewasser

Wie beim Lag Grond wurden auch für den Lag la Cauma und den Lag la Cresta Badeseeberichte zur Wasserqualität vom Kantonalen Labor und Lebensmittelkontrolle zur Verfügung gestellt [KLGR, 1994 - 2004]. Aufgrund der Daten dieser Berichte sollte untersucht werden, ob gemäss dem Kalk-Kohlensäure-Gleichgewicht Kalk direkt aus dem Seewasser authigen entstehen kann.
Die Gesamthärte des Oberflächenwassers bewegt sich zwischen 12.6 und 15.1°fH (Lag la Cauma) bzw. 10.1 und 22.1 °fH (Lag la Cresta). Die Seewässer entsprechen also den schweizerischen Härtestufen weich (> 7 - 15) bzw. mittelhart (> 15 - 25).
Für den Lag la Cauma und den Lag la Cresta wurden wie beim Lag Grond (Kapitel „Kalk-Kohlensäure Gleichgewicht im Seewasser“ im Anhang E.2.1) die Sättigungsindizes in Bezug auf Calcit berechnet.
Es zeigt sich deutlich, dass alle Wässer positive Sättigungsindizes aufweisen. Die Übersättigungen variieren für den Lag la Cauma zwischen 2.3 und 7.6 und für den Lag la Cresta zwischen 2 und 7.1. Übersättigungen von 7 sind hoch, im Lag Grond und Zürichsee wurden aber höhere Werte berechnet [Kelts and Hsü, 1978]. Über das ganze Jahr verteilte regelmässige Messungen eventuell in unterschiedlicher Wassertiefe wären sehr aufschlussreich.

	Datum	Karbonathärte [fH°]	Temperatur [°C]	pH	HCO_3^- [mg/l]	SI_{Calcit}	IAP/K_{Calcit}
Lag la Cauma	05. Juli 2004	11,5	21,4	8,5	129,5	0,74	5,5
	28. Juli 2003	11	21	8,4	125,9	0,61	4,0
	06. Aug 2001	10,2	20	8,5	115,9	0,62	4,2
	14. Aug 2000	10,2	21	8,5	115,6	0,65	4,4
	04. Aug 1999	10,7	20	8,4	122,9	0,57	3,7
	10. Juni 1997	10,7	21	8,2	124,5	0,43	2,7
	01. Sept 1997	10,4	19,6	8,4	119,4	0,54	3,5
	05. Juni 1996	10,4	19,8	8,2	121,5	0,36	2,3
	17. Juli 1995	11,1	21,7	8,4	126,8	0,61	4,1
	06. Juli 1994	11,2	22,2	8,7	121,7	0,88	7,6
Lag la Cresta	06. Juli 2004	14,5	19,4	7,9	174,6	0,34	2,2
	21. Juli 2003	15,5	22	7,8	183,2	0,30	2,0
	19. Aug 2002	14,5	18,4	8,2	168,5	0,59	3,9
	30. Juli 2001	14,4	20	8	169,2	0,42	2,6
	27. Juli 2000	14,5	19,2	8,2	168,2	0,61	4,0
	04. Aug 1999	14,1	18,2	8,1	164,9	0,49	3,1
	10. Juni 1997	13,9	19,4	8,2	160,3	0,64	4,4
	01. Sept 1997	14,6	19,8	8,2	169,0	0,63	4,2
	05. Juni 1996	14,2	17,8	8,2	165,0	0,57	3,8
	17. Juli 1995	14,9	22	8,2	172,0	0,66	4,6
	13. Juni 1994	14,9	14,4	8,5	168,4	0,85	7,1

Abbildung E.9: Aufgrund der Daten der Badeseeberichte [KLGR, 1994 - 2004] (v.a. Temperatur, pH, Karbonathärte) konnten die Sättigungsindizes für verschiedene Jahre berechnet werden.

Schlussfolgerung zur Kalkentstehung bzw. -herkunft im Lag la Cauma und Lag la Cresta

Im Lag la Cauma konnten die Sedimente des Lithotyps B3 aufgrund der Morphologie der Karbonatkörner als authigen identifiziert werden. Die mit SEM abgebildeten Karbonatkörner des Lag la Cresta weisen wohl auch auf einen authigenen Ursprung der Karbonates hin. Die δ^{18}O-Signatur des authigenen B3-Karbonates ist ähnlich wie bei den meisten anderen Proben, welche also aufgrund der δ^{18}O-Signatur auch authigen sein könnten. Fast alle Proben sind um 2 - 4‰ leichter als die gemessenen Kalksteinproben, welche das allochthone Karbonat definiert. Die Berechnung einer Paläo-Temperatur aufgrund der δ^{18}O-Werte ergibt unrealistisch tiefe Temperaturen für eine authigene Calcitausfällung. Das δ^{18}O des Calcit könnte wegen zugemischtem detritischem Karbonat etwas zu schwer sein. Dieser Anteil könnte aufgrund der δ^{18}O-Signatur mit der Zeit tendenziell abgenommen zu haben. Die δ^{13}C-Werte sind oft erstaunlich schwer und schwierig zu erklären. Eventuell spielen Reservoireffekte (Signatur des Quintnerkalks) und Fraktionierungen bei der Degradation von organischem Material eine Rolle.
Da der Lag la Cauma und der Lag la Cresta relativ untief sind, und Licht wegen dem sauberen Grundwasser bis in grosse Wassertiefen eindringt, kann man einen grossen Teil dieser Seen als litoral bezeichnen. Die Calcitausfällung in diesen beiden untiefen Seen muss also mit dem litoralen Bereich von grösseren Seen verglichen werden.
Die Calcitausfällung kann durch die assimilatorische Tätigkeit der Mikrophyta im „offenen Wasser“ wie z.B. beim Zürichsee begünstigt werden. Die berechneten Übersättigungen des Oberflächenwassers im Lag la Cauma und Lag la Cresta sind nicht extrem hoch. Das Seewasser ist aber immerhin bis zu siebenfach in Bezug auf Calcit übersättigt. Eine Kalkausfällung im Seewasser, induziert durch die CO_2-Assimilation von Microphyta, erscheint möglich. In den Sedimenten konnten auch zahlreiche Diatomeen (Plankton und Aufwuchsformen) gefunden werden. Mit ausgeprägten Algenblüten ist jedoch in solch sauberen, oligotrophen Seen nicht zu rechnen. Das Wasser ist in beiden Seen auch meistens sehr klar.
Kalk kann kann auch als eine Art Karbonatkruste an Makrophyten wie z.B. Characeen entstehen. Die assimilatorische Tätigkeit dieser Pflanzen kann zu einer lokal sehr hohen Übersättigung und zur Bildung von Calcit führen. Im Lag la Cauma konnten in den B3-Lagen solche Calcitkrusten nachgewiesen werden. Beim Tauchgang im Lag la Cauma konnten jedoch keine entsprechenden Wasserpflanzen beobachtet werden, diese waren aber mindestens als die B3-Lagen entstanden vorhanden. Ausserdem beschreibt G. Theobald im Jahre 1862 die Flora am und im Lag la Cauma folgendermassen (Theobald, 1862, p. 323): “Nahe dabei wachsen Epipogium Gmelini, im See Hypnum elodes und mehrere Charen“. Das Auftreten von Wasserpflanzen im Lag la Cauma scheint sich stark veändert zu haben. Nahe dabei Im Lag la Cresta wurde bei der Kurzkernentnahme vom Grund Wasserpflanzen mitgerissen.
Im grössten Teil der Sedimente beider Seen finden sich keine grossen tubusähnlichen Kalkkomponenten oder Karbonatkrusten, sondern v.a. feinkörnige Karbonate. Nach Kelts and Hsü [1978] ist aber feinkörniger Mikrit speziell charakteristisch für Kalk von Makrophyten-Verkrustungen. Gemäss Magny [1992] ist die Grösse der tubusähnlichen Komponenten ($> 0.2\,\mathrm{mm}$) ein Indiz für die Entstehungstiefe im See. Grosse tubusähnliche Komponenten entstehen durch Verkrustung von Charophyten-Stengel (Charaphycea = Armleuchteralgen, Grünalgen) in untiefem Wasser ($< 5.5\,\mathrm{m}$). Kleine Komponenten entstehen

v.a. im etwas tieferen Wasser, am Abhang der „Küstenplattform“, wo viele Characeen (Grünalgenfamilie) auftreten. Wenn sich Characeen in tieferem Wasser entwickeln, sind die Prozesse, welche für die Verkrustung verantwortlich sind, (insbesondere aufgrund der Temperatur) weniger aktiv, was in unvollständig entwickelten Verkrustungen resultiert (pers. Mitt. M. Magny).
Daneben kann es aber auch in filamentösen Blaugrünalgenmatten zur Kalkausfällung kommen [Kelts and Hsü, 1978] (siehe nächstes Kapitel), welche z.B. zur Bildung von Onkoiden führen kann. Onkoide konnten zwar nicht beschrieben werden, eine durch Algenmatten bewirkte Kalkausfällung könnte aber auch eine Rolle spielen.
Es kommen schliesslich mehrere Prozesse für die Bildung des authigenen Kalkes in Frage. Die dominierende Art der Kalkausfällung und der Anteil des detritischen Kalkes wird sich mit der Zeit in den beiden Seen auch verändert haben, da die Zusammensetzung und Struktur ihrer Sedimente stark variieren.

E.3.2 Entstehung der feinen Lamination im Lag la Cauma (und Lag la Cresta)

Die Lithotypen B1/A1 und B4/A4 weisen teilweise eine sehr feine Mikrolamination auf (Anhang C.5). Dabei folgt meistens auf eine schwarze, organisch reiche Schicht eine helle, kalkreiche Schicht (Abbildung E.10). Vor der nächsten dunklen Lage lässt sich manchmal eine graue „Mischlage“ beobachten (Abbildung E.10, C und D). In allen Lagen treten Diatomeen auf. In der Abbildung E.10 (A und B) lässt sich in der kalkreichen B1-Lage eine ausgeprägte Diatomeenlage beobachten. Die Arten lassen sich mit dem Photo nicht bestimmen, es treten aber Arten des Planktons und des Ufers (=Aufwuchsarten, Phytobenthos) auf (pers. Mitt. J. Hürlimann). Die Mächtigkeit der einzelnen B1/A1 und B4/A4-Lagen variiert von mehreren mm bis kleiner als 0.2 mm. Die B1/A1 und B4/A4-Lagen unterscheiden sich in ihrer chemischen Zusammensetzung. Die B1/A1-Lagen haben höhere Kalkgehalte als die B4/A4-Lagen, welche einen relativ grossen „Restanteil“ besitzen (Abbildung E.2). Die Abfolge von dunkel/hellen-Doppellagen ist aber bei beiden offensichtlich die gleiche. Dies lässt einen ähnlichen Entstehungsprozess vermuten.
Im Lag la Cresta finden sich im obersten und untersten Teil des Kerns sehr ähnliche Microlaminae. In den obersten 2 cm des Kurzkerns CR03-2 lassen sich mehrere Abfolgen von dunklen und hellen Lagen bestimmen, welche den B1/A1-Lagen stark ähneln (Abbildung E.11, A). Die oberste, jüngste der dunklen Lage ist nicht schwarz sondern (noch) dunkelgrün. Beim Kernen löste sich diese Lage in Form einer Matte (Abbildung E.11, B). Herr J. Hürlimann (Aquaplus, Zug) hat eine Probe dieser Schicht untersucht und sehr viele Diatomeen, Reste von Zooplankton, Pollen und Blaualgen gefunden. Er geht davon aus, dass sich auf dem Seegrund eine Diatomeen-Blaualgenhaut bilden kann, welche jeweils braun-bläulich-schwarz gefärbt ist. Die fadenförmigen Blaualgen und die Matrix von den Kieselalgen, kokkalen Blaualgen, etc. ergeben dann eine Struktur einer Matte oder einer ablösbaren Haut.
Das wiederholte Auftreten der dunkel/hell-Sedimentabfolge lässt eine Saisonalität vermuten. Im Zürichsee wurden Varven beschrieben, bei welchen im späten Herbst und Winter Lagen reich an organischem Substrat, Blaugrünalgen, Eisensulfiden (Grund für die dunkle Färbung) und feinem Mineraldetritus entstehen [Kelts and Hsü, 1978].

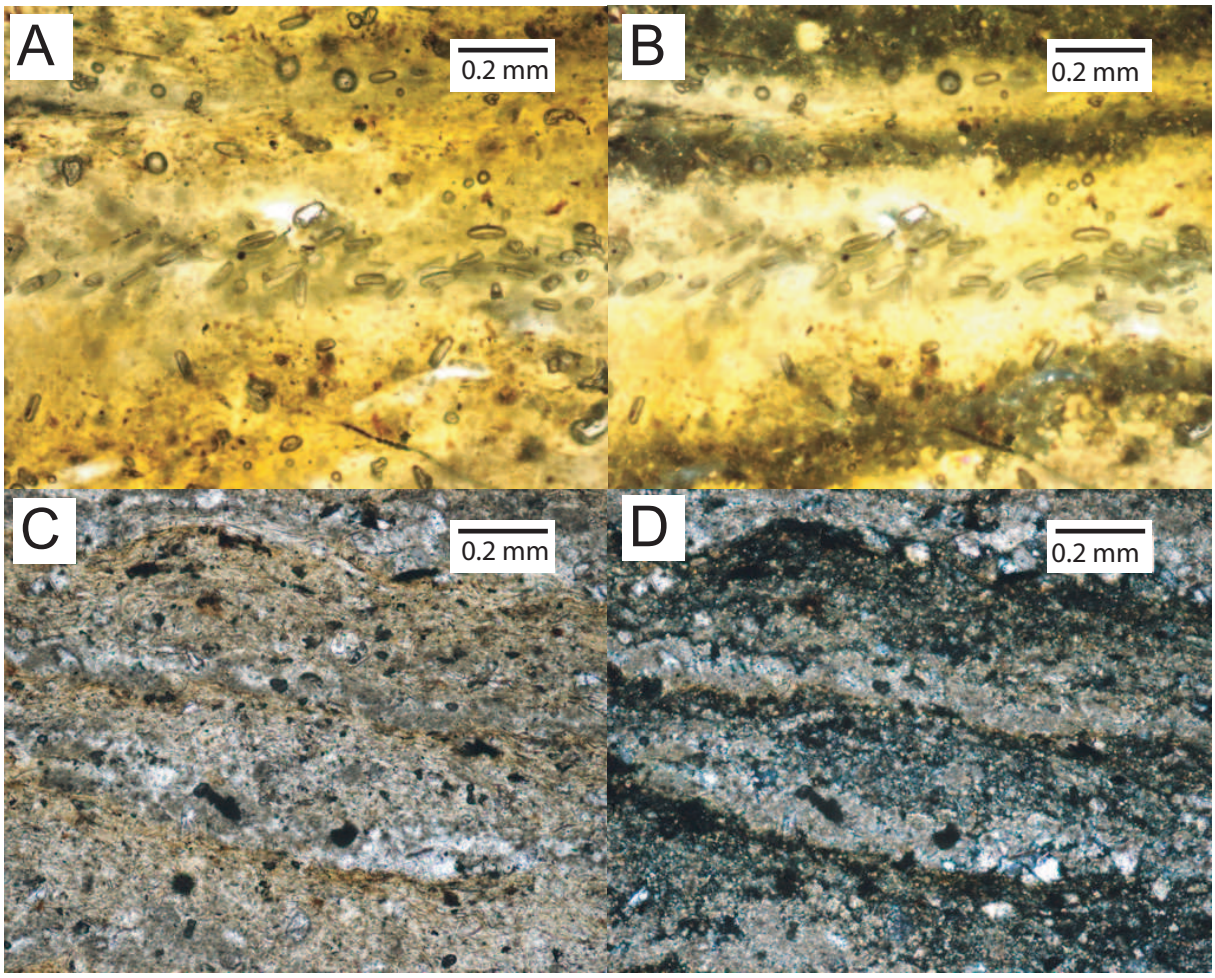


Abbildung E.10: Dünnschliffphotos aus einer Tiefe von ∼13.5 cm (Lithotyp 1a/1b, Kern CA03-4, siehe auch Abbildung C.4) und ∼317.5 cm (Lithotyp B4/A4, Kern CA04-1 2A, siehe auch Abbildung C.8) mit ungekreuzten (A, C) und gekreuzten (B, D) Polarisatoren. Die Corg-reichen A1-Lagen werden im Gegensatz zu den kalkreichen B1-Lagen unter gekreuzten Polarisatoren dunkel. In der grössten B1-Lage findet sich in der Mitte eine Anhäufung von Diatomeen (ovale Komponenten).

Im Frühling und Sommer kommt es zu Diatomeen-Blüten, und viel Calcit (zuerst in gröberer Fraktion, dann Mikrit) wird abgelagert. Der Calcit dieser Lagen entsteht dabei im Oberflächenwasser des Zürichsees, induziert durch die CO_2-Assimilation der Algenblüten. Eine typische Jahreslage ist ∼2 bis 5 mm mächtig.
Die B1/A1 und B4/A4-Abfolgen könnten theoretisch auch Jahreslagen sein. Die Kalkübersättigung hängt hier aber wohl nicht nur von planktische Algenblüten, sondern auch von Makrophyten und Algenmatten ab. Die Bildung von Onkoiden aus Kalk wurde mit dem saisonalen Niederschlag von Kalk über filamentösen Blaugrünalgenmatten in Verbindung gebracht [Kelts and Hsü, 1978].
Aufgrund der AMS-Datierungen können keine Jahreslagen bewiesen werden, da zwischen zwei Datierungen die dunkel/hell-Lagen nie kontinuierlich ausgezählt werden können. Es lassen sich aber hypothetische Sedimentationsraten von 0.1 bis 0.7 mm/Jahr berechnen (Abbildung E.13). Diese Sedimentationsraten entsprechen der Dicke der meisten beobachteten B1/A1- bzw. B4/A4-Doppellagen recht gut.

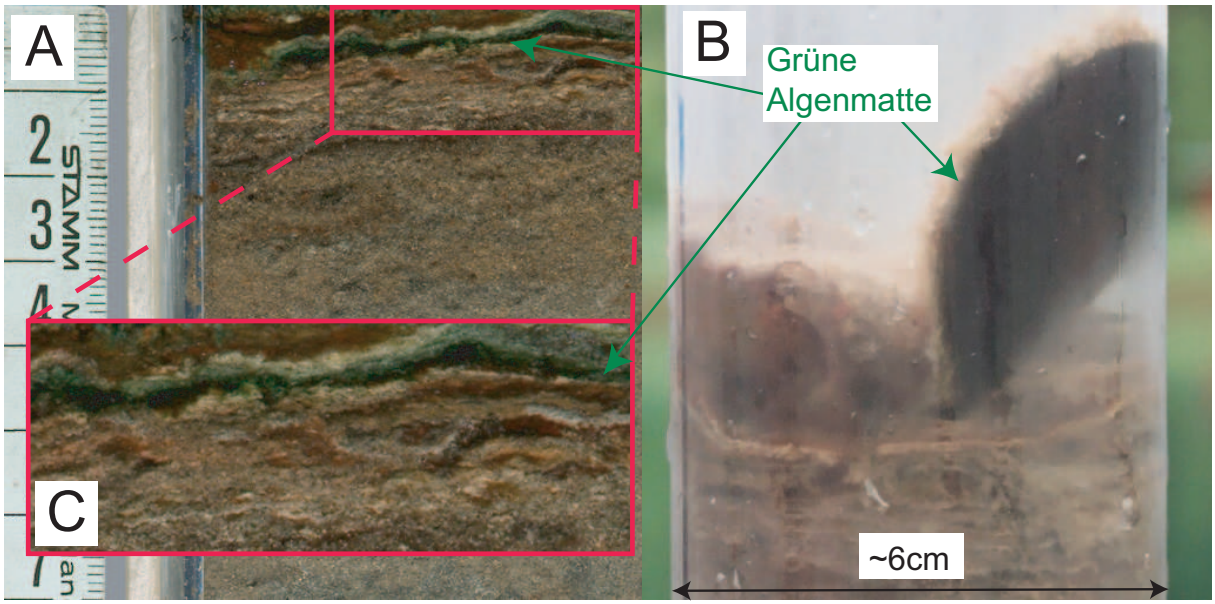


Abbildung E.11: Algenmatte im Lag la Cresta: (A und C) Sedimentausschnitt des obersten Teils des Kurzkerns CR03-2. (B) Gerade nach der Kurzkernentnahme löst sich im obersten Teil des Kerns CRO3-2 eine Algenmatte.

Die Lithotypen B1/A1 und B4/A4 lassen sich mit den hier vorgestellten Daten nicht als Jahreslagen beweisen. Es könnte auch eine grössere Periodizität hinter diesen Lagen stehen. Algenmatten mögen bei der Entstehung der Microlaminae eine wichtige Rolle spielen.

E.3.3 Feine Lamination versus homogene Schichten

Die feinen Lagen lassen sich nur in gewissen Sektionen des zusammengesetzten Kerns finden. Die Erhaltung der Microlaminae bedarf einiger Kriterien (modifiziert nach Kelts and Hsü [1978]):

- Keine Bioturbation wegen anoxischen Bedingungen
- Keine Bioturbation wegen mangelnder Nährstoffe (z.B. Brienzer See)
- Keine starken Strömungen am Seegrund
- Keine exzessive Gasproduktion bei der Degradation von organischem Material

Sedimente des Lithotyps A3 und B4/A4 haben sehr hohe Gehalte an organischem Kohlenstoff (bis zu 25.7%). Mehrere tausend Jahre alte Makroreste weisen einen sehr guten Erhaltungszustand auf. Bereits in geringer Sedimenttiefe müssen reduzierende Bedingungen vorgeherrscht haben, sonst wären die organischen Makroreste zersetzt worden. Die Wassersäule oberhalb der Sedimente muss deshalb aber nicht anoxisch gewesen sein. In diesen Sedimenten ist die Lamination sehr gut erhalten geblieben. Aufgrund des reduzierenden Milieus und der Toxizität von Sulfiden kam es zu keiner Bioturbation.

In den Kernen des Lag la Cauma treten auch homogene Lagen auf. Einerseits könnte der Prozess, welcher zu den regelmässigen dunkel/hell-Lagen führt, nicht aktiv gewesen sein z.B. wegen Änderungen der klimatischen Bedingungen (Temperatur) oder der Nährstoffzufuhr. Andererseits könnte das Sediment homogenisiert worden sein. Die B2/A2-Lagen sind z.B. deutlich weniger geschichtet als die B1/A1-Lagen. Einige der B2/A2-Lagen sind chemisch aber recht ähnlich wie B1/A1-Lagen (Abbildung C.13). Theoretisch könnte es sich bei den A2/B2-Lagen um homogenisierte B1/A1-Lagen handeln.
Eine Homogenisierung durch Bioturbation ist denkbar, aber schwierig nachzuweisen. Zum Beispiel in einer Sedimenttiefe von ∼64 cm findet man unterbrochene, zerstückelte B1/A1-Lagen, welche eventuell mit einer Bioturbation zusammenhängen. Vielleicht weist auch das häufigere Auftreten von Muscheln in den A2/B2-Lagen auf geänderte Sauerstoffbedingungen und Bioturbation an der Wasser/Sediment-Grenze hin. Die obersten Sedimente der Lag la Cauma-Kerne sind relativ homogen (grau markierter Bereich in A3-Abbildung Kernkorrelation Lag la Cauma, Anhang C.4), es finden sich keine Algenmatten. Im Lag la Cauma konnten im flachen Wasser Krebse beobachtet werden, diese könnten das Sediment durchwühlen und homogenisieren. Möglicherweise haben auch Taucher die obersten Sedimente im Lag la Cauma gestört.
In einigen Kernen des Lag la Cauma lassen sich grosse Erosionslücken nachweisen, welche mit Unterwasserströmungen und der dadurch bewirkten Sedimentumlagerungen erklärt werden könnten. Möglicherweise führen Unterwasserströmungen zu homogenen Lagen in sonst laminierten Sedimentsektionen.

E.3.4 Entstehung der zwei Lithotyp C-Lagen

In einer Sedimenttiefe von ∼108 - 112 cm („obere Lage“) und 246.5 - 249 cm („untere Lage“) konnten zwei einzigartig hellgraue Lagen mit dem Lithotyp C beschrieben werden (Anhang C.5). Es gibt noch wenige andere, feinere Lagen, welche man eventuell zu diesem Lithoyp zählen könnte (z.B. in einer Sedimenttiefe von 51 cm).
Die Sedimente des Lithotyps C haben einen relativ tiefen Anteil an organischem Material und einen Kalkgehalt von 65 bis 75% (Proben 17, 18, 27, Abbildung C.13). Die δ^{13}C und δ^{18}O-Zusammensetzung der gemessenen Proben des Lithotyps C (Abbilung C.14) ähneln derjenigen der anderen Lithotypen und variieren von der Isotopensignatur des gemessenen Kalksteins (Probe 37).
Aufgrund der Korngrössenanalysen unterscheiden sich die C-Lagen nicht deutlich von dem sie umgebenden Sediment. Sie weisen aber jeweils im obersten Teil eine feinkörnige Lage auf (Abbildung C.12). Diese könnte als eine Ablagerung der feinsten Fraktion aus der Suspension (wie die 1a-Lage im Lag Grond) interpretiert werden. Die C-Lagen weisen also ähnliche Farben und Sedimentstrukturen wie die 1a/1b-Flutlagen des Lag Grond auf. Sie unterscheiden sich aber deutlich in ihrer Zusammensetzung. Während die C-Lagen v.a. authigenen Kalk aufweisen, bestehen die 1a/1b-Lagen fast nur aus siliziklastischen Komponenten. Die C-Lagen sind auch reicher an Diatomeen als die 1a/1b-Lagen. Die Zusammensetzung der C-Lagen scheint sich also im Gegensatz zu den 1a/1b-Lagen nicht stark vom normalerweise abgelagerten Seesediment zu unterscheiden. Natürlich wäre hier eine bessere Quanitfizierung des detritischen und authgienen Karbonates wünschenswert. Aufgrund der hier vorgestellten Beobachtungen könnte es sich bei den C-Lagen um im

See umgelagertes Seesediment handeln. Seesedimente können durch starke Strömungen oder durch kleine „Unterwasser-Rutschungen“ (slumps) im See umgelagert werden. Ablagerungen des Litorals könnten dabei in das tiefere Becken gespült worden sein.
Geht man von einer konstantanten Sedimentation in der Zeit zwischen den Datierungen ETH-27773 und ETH-29991 (Tabellenabbildung E.12) aus, resultiert eine Sedimentationsrate von ∼0.7 mm/Jahr. Mit diesen Annahmen lässt sich das Alter der „unteren Lage“ auf ungefähr 5300 cal. y BP grob abschätzen. Auf ähnliche Weise lässt sich auch für die „obere Lage“ ein grobe Altersabschätzung machen. Mit einer Sedimentationsrate von ∼0.5 mm/Jahr (ETH-27774, ETH-27772, Tabellenabbildung E.12) ergibt sich ein Alter von ungefähr 2800 bis 2700 cal. y BP.
Auch die B3-Lagen könnten auf Massenbewegungen im See hindeuten, da grosse tubusförmige Calcitkrusten nur in geringen Wassertiefen gebildet werden. Der zusammengesetzte Kern stammt aber aus dem tiefsten Bereich des Sees. Die tubusförmigen Calcitkrusten könnten also in die tieferen Bereiche des Sees gespült worden sein. Bei einem extremen Seespiegeltiefststand könnten diese Calcitkrusten aber auch in situ entstanden sein.

E.4 Altersmodell

E.4.1 Vollständigkeit des „Sedimentarchivs“

Obwohl die Kerne CA04-1, CA04-2, CA03-2 und CA03-4 in einem Radius von ∼15 m entnommen wurden (Abbildung C.2), finden sich grosse Unterschiede in ihren Sedimentabfolgen (A3-Abbildung Kernkorrelation Lag la Cauma, Anhang C.4): Die oberste relativ homogene Lage hat je nach Standort eine ganz unterschiedliche Mächtigkeit. Beim Kern CA04-1 fehlen im Vergleich zum Kern CA04-2 im obersten Teil mehr als 70 cm Sediment. Beim Kern CA03-2 ist in einer Sedimenttiefe von ∼12 cm eine deutliche Erosionsdiskordanz zu erkennen. Miteinander korrelierbare Lagen variieren deutlich in ihrer Mächtigkeit. Die Sedimentationsrate scheint sich schon über kurze Distanz zu verändern. Wie lässt sich dies erklären?

- Einerseits spielt die geringe Grösse dieser Seen sicher eine Rolle. Eine Zone ruhiger, „pelagischer“, ungestörter Sedimentation wie in einem grösseren See ist nicht vorhanden.

- Die Hydrolgie könnte ein wichtiger Faktor sein. Das Wasser strömt im Lag la Cauma und Lag la Cresta aus bis heute nicht genau lokalisierten Stellen hervor. Die Stärke des Zuflusses variiert saisonal und führt beim Lag la Cauma zu starken Wasserspiegelschwankungen. An den Hängen und zum Teil auch noch am Seegrund sind zahlreiche grosse Felsblöcke vorhanden. Weitere Blöcke im tieferen Teil mögen von Sediment bereits bedeckt worden sein. Die (früher oder noch) aus dem Sediment herausragenden Blöcke beeinflussen die Strömungsrichtungen des Wassers und bestimmen Hochzonen ohne Ablagerung und Depressionen, welche als Sedimentfallen dienen können. Die Strömungsrichtungen können mit der Zeit variieren.

- Es wurde gezeigt, dass die Kalkbildung stark von der biogenen Produktivität abhängt. Algenmatten- und Makrophytenbewuchs mögen sich mit der Zeit verändern und auch lokal unterschiedlich sein.

- Sedimentumlagerungen z.B. durch Trübeströme können in kurzer Zeit Sediment erodieren und ablagern. Im Lag la Cauma gibt es Indizien, dass im untiefen Wasser gebildetes Sediment ins tiefere Wasser gespült werden (B3- und C-Lagen).

Beachtet man also dieses dynamische, komplexe, kleine Sedimentationssystem mit sehr unruhiger Morphologie, werden die beobachteten Unterschiede in der sedimentären Aufzeichnung erklärbar.
Es finden sich auch bei den Kurzkernen im Lag Grond Unterschiede bei den Sedimentmächtigkeiten einander entsprechender Schichten (A3-Abbildung Kernkorrelation Lag Grond, Anhang B.4). Natürlich ist hier die Hydrologie ganz anders als bei den durch Grundwasser gespiesenen Seen, denn ein Bach schüttet von Norden her Material in ein kleines Delta.

E.4.2 Sedimentationsraten

Aufgrund der AMS-Datierungen (Tabellenabbildung E.12) können im Lag la Cauma Sedimentationsraten berechnet werden (Abbildung E.13). Diese müssen aber, wie im vorherigen Kapitel erwähnt, vorsichtig interpretiert werden, da die Korrelation der Kerne nicht eindeutig ist, Unterwasserströmungen die Mächtigkeiten der Schichten stark beeinflussen können und die Sedimentation nicht immer kontinuierlich ist. Die C-Lagen wurden von der Gesamtsedimentmächtigkeit nicht abgezogen. Interpretiert man diese als durch ein kurzes Ereignis umgelagerte Sedimente, würden die Sedimentationsraten in der entsprechenden Sektion noch etwas kleiner.
Die Sedimentationsraten bewegen sich zwischen 0.1 und 0.7 mm/Jahr (Abbildung E.13). Es handelt sich bei den Minimalwerten um tiefe Sedimentationsraten. Dies ist aber in einem oligotrophen See ohne oberflächlichen Zufluss nicht überraschend. Die tiefsten Sedimentationsraten finden sich im ältesten Teil. Vielleicht hängt dies mit mit einer möglichen Kompaktion und der beobachteten Deformation im untersten Teil des Kerns zusammen.
Auch im Lag Grond können Sedimentationsraten bestimmt werden, es ist aber eine grössere Anzahl unsicherer Annahmen nötig. Im ältesten organisch reichen Sediment des Lag Grond konnte kein für eine Datierung geeignetes Material gefunden werden. Der Beginn der normalen Hintergrundsedimentation ohne Kalkklasten in einer Tiefe von 570 cm muss aus dem Alter ETH-30638 (9026 - 8428 cal. y BP) abgeschätzt werden. Es wird davon ausgegangen (Kapitel E.4.4), dass in den Sedimenten oberhalb der Datierung bis zum Beginn der normalen organisch reichen Hintergrundsedimentation nicht viel Zeit steckt.

	Kernsektion	Tiefe OK Kernsektion [cm]	Tiefe Zus. Kern [cm]	Proben Nr.	Material	AMS-^{14}C Alter [y BP]	d^{13}C (‰)	Kalibrierung mit Programm CALIB REV 4.4.2 [Stuiver and Reimer, 1993; Stuiver et al. 1998]			
								2 sigma-Bereiche			1 sigma-Bereich
								kalib. Alter [BC]	Relativ area under probability distribution	kalib. Mittelwert [y BP]	kalib. Mittelwert [y BP]
Lag la Cauma	**CA03-4***	90	90	UZ-5019/ETH-27774	grösseres Holzstück	2315 +/- 50	-21.5 ± 1.2	520 - 336	64,1%	2380 +/- 95	2330
								324 - 202	35,7%	2210 +/- 65	
	CA03-2*	73	127	UZ-5017/ETH-27772	feiner Ast	2915 +/- 50	-20.0 ± 1.2	1262 - 972	97,7%	3070 +/-150	3020
	CA03-2*	88	178,5	UZ-5018/ETH-27773	Hölzchen	3880 +/- 55	-25.0 ± 1.2	2474 - 2198	98,6%	4290 +/-140	4330
	CA04-1 2A+	26	319,5	ETH-29991	6-7 Nadeln	5525 +/- 60	-27.0 ± 1.2	4462 - 4248	98,1%	6310 +/- 110	6320
	CA04-1 2A+	65	358,5	ETH-29992	grosses Holzstück bzw. Ast	6600 +/- 60	-25.6 ± 1.2	5637 - 5471	99,6%	7500 +/-90	7480
	CA04-1 2A+	85 - 88	380	ETH-29993	Fragmente eine Blattes	8165 +/- 65	-24.7 ± 1.2	7352 - 7049	96,9%	9150 +/-150	9080
	CA04-1 2A+	94 - 95	388	ETH-29994	Mix aus Samen, Blättern, Nadeln…	8540 +/- 65	-26.6 ± 1.2	7682 - 7515	90,6%	9550 +/- 85	9520
								7505 - 7479	5,1%		
Lag Grond	**GR05-3B+°**	46.5 - 49.5	618,5	ETH-30638	Mix aus Holzstückchen, Blätterresten…	7900 +/- 120	-19.7 ± 1.2	7076 - 6478	100%	8730 +/- 300	8690
	GR05-3C+	20	660	ETH-30637	Holzfasern	8320 +/- 65	-21.5 ± 1.2	7537 - 7282	83,3%	9360 +/- 130	9350
								7273 - 7180	16,3%		

* Die für die Altersbestimmung erforderliche Präparierung und Aufbereitung des Probenmaterials erfolgte im Radiokarbonlabor des Geographischen Institutes der Universität Zürich (GIUZ).

\+ Die für die Altersbestimmung erforderliche Präparierung und Aufbereitung des Probenmaterials erfolgte im AMS Radiokarbonlabor des Instituts für Teilchenphysik ETH Zürich durch I. Hajdas.

° Die Probe war sehr klein, was einen relativ grossen Fehler zur Folge hat.

Alle kalibrierten Alter wurden auf 10 Jahre gerundet.

Abbildung E.12: Zusammenstellung aller AMS-Daten.

Nimmt man ein Alter zwischen 8500 und 8000 cal. y BP für den Beginn der organisch reichen Hintergrundsedimentation an, so resultieren Sedimentationsraten zwischen 0,71 mm/Jahr und 0,67 mm/Jahr. Interpretiert man die Lagen 1a/1b als Flutlagen, so steckt in diesen nur wenig Zeit. Die Gesamtmächtigkeit aller 1a/1b-Lagen beträgt in etwa 150 cm. Zählt man die 150 cm von der totalen Sedimentmächtigkeit (570 cm) ab, ergeben sich Sedimentationsraten zwischen 0.53 und 0.49 mm/Jahr für die normale Hintergrundsedimentation. Diese Sedimentationsraten sind ähnlich wie diejenigen vom Lag la Cauma. Dies ist erstaunlich, da der Lag Grond im Gegensatz zum Lag la Cauma einen oberflächlichen Zufluss besitzt. Die authigene Kalkproduktion ist im Lag Grond aber wohl geringer.

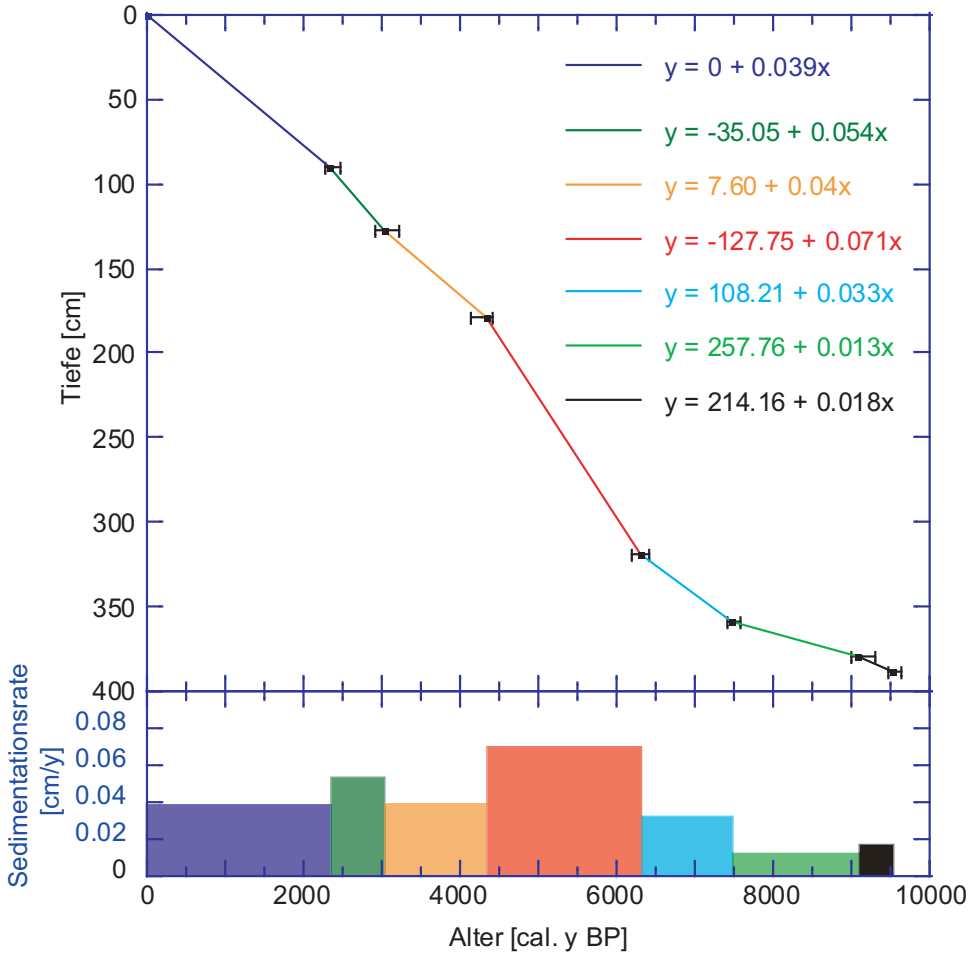


Abbildung E.13: AMS-Altersdaten des Lag la Cauma mit Sedimentationsraten. Die Fehlerbalken der Altersdatenpunkte stellen die 2σ-Wahrscheinlichkeitsbereiche dar (Tabellenabbildung E.12). Die Altersdatenpunkte zeigen den Mittelwert der 1σ-Wahrscheinlichkeitsbereiche.

E.4.3 Alter des Flimser Bergsturzes

Die Region um Flims wurde von zahlreichen Geologen untersucht und die Literatur zum Flimser Bergsturz ist sehr umfangreich. Einen guten Überblick findet sich bei Poschinger, von et al. [2005]. Besonders umstritten war das Alter des Flimser Bergsturzes. Aufgrund

von morphologischen Betrachtungen und aufgrund des Auftretens von Moränenmaterial, Erratikern, Schottern und Bodenhorizonten auf den Bergsturzmassen wurde der Flimser Bergsturz lange Zeit dem Spätglazial zugeordnet (Heim, 1932; Abele, 1974; Nabholz, 1987).
In den letzten Jahren wiesen mehrere Untersuchungen auf ein frühholozänes Alter hin (sofern nicht anders erwähnt, wurden die Datierungen wie die Alter vom Lag la Cauma und Lag Grond kalibriert (2σ-Konfidenzintervall, [Stuiver and Reimer, 1993]). Die kalibrierten Alter wurden auf zehn Jahre genau gerundet):

- Pollenanalysen durch E. Grüger an Seeablagerungen am direkten Kontakt mit der Sturzmasse bei Quadras (Südöstlich Schluein) und von Stillwasserablagerungen bei Rueun (westlich Ilanz) ergaben ein Altersabschätzung von 8500 - 8000 uncal.(?) y BP [Poschinger, von and Haas, 1997].

- Poschinger, von and Haas [1997] datierten drei Holzproben aus Kiesen, welche mit Bergsturzablagerungen an der Basis des Versamer Tobels verzahnt waren. Es wurden ^{14}C-Alter von 8790 +/- 85 uncal. y BP (9970 - 9580 cal. y BP), 8015 +/- 290 uncal. y BP (9540 - 8330 cal. y BP) und 8415 +/- 215 y BP (9920 - 8930 cal. y BP) gemessen. Diese Alter sind Maximalalter, denn die Holzstücke könnten auch schon vor dem Bergsturz in die Kiese abgelagert worden sein [Poschinger, von and Haas, 1997].

- Schneider et al. [2004] datierten ebenfalls Holzfragmente von der Basis der distalen Bergsturzablagerungen im Versamer Tobel. Es wurde ein ^{14}C-Alter von 8360 +/- 85 uncal. y BP gemessen. Dies entspricht einem kalibrierten Alter von ∼9530 - 9230 cal. y BP. Schneider et al. [2004] geben ein kalibriertes Alter von 9487 cal. y BP (?) für den Flimser Bergsturz an.

- Vorläufige Oberflächenexpositionsalter-Analysen in der Abrissfläche des Flimser Bergsturzes weisen auf ein früholozänes Alter hin (pers. Mitt. S. Ivy-Ochs an K. Thuro). Ausserdem scheint der Taminser Bergsturz ein sehr ähnliches Alter wie der Flimser Bergsturz (+/- 1000 Jahre) zu besitzen (pers. Mitt. von S. Ivy-Ochs an Poschinger, von [2005]).

- Schneider et al. [2004] brachten eine auf ∼9400 cal. y BP datierte klastische Flutlage in Verbindung mit dem Ausbrechen des durch den Flimser Bergsturz aufgestauten ersten Ilanzer Sees (näheres siehe unten).

Die in dieser Arbeit durchgeführten Datierungen bestätigen ein früholozänes, boreales Alter:

- Es wurden keine Seesedimente gefunden, die auf einen glazialen Einfluss schliessen lassen.

- Für das tiefste beprobte Seesediment im Lag la Cauma wurde ein kalibriertes Alter von 9630 - 9460 cal. y BP (ETH 29994) gemessen. Eine Kalibration durch G. Bonani mit dem Program CalibETH [Niklaus et al., 1992] ergab einen sehr ähnlichen Altersbereich von 9630 - 9470 cal. y BP (2σ Konfidenzintervall). Dieses Alter stellt ein Minimalalter des Flimser Bergsturzes dar (Abbildung E.14).

- Für ein in den unsortierten Bergsturzablagerungen unter dem Lag Grond gefundenes Holzfragment wurde ein Alter von 9490 - 9230 cal. y BP gemessen. Eine Kalibration mit dem Program CalibETH [Niklaus et al., 1992] durch G. Bonani ergab das gleiche Alter. Dieses Alter stellt ein Maximalalter des Flimser Bergsturzes dar (Abbildung E.14).

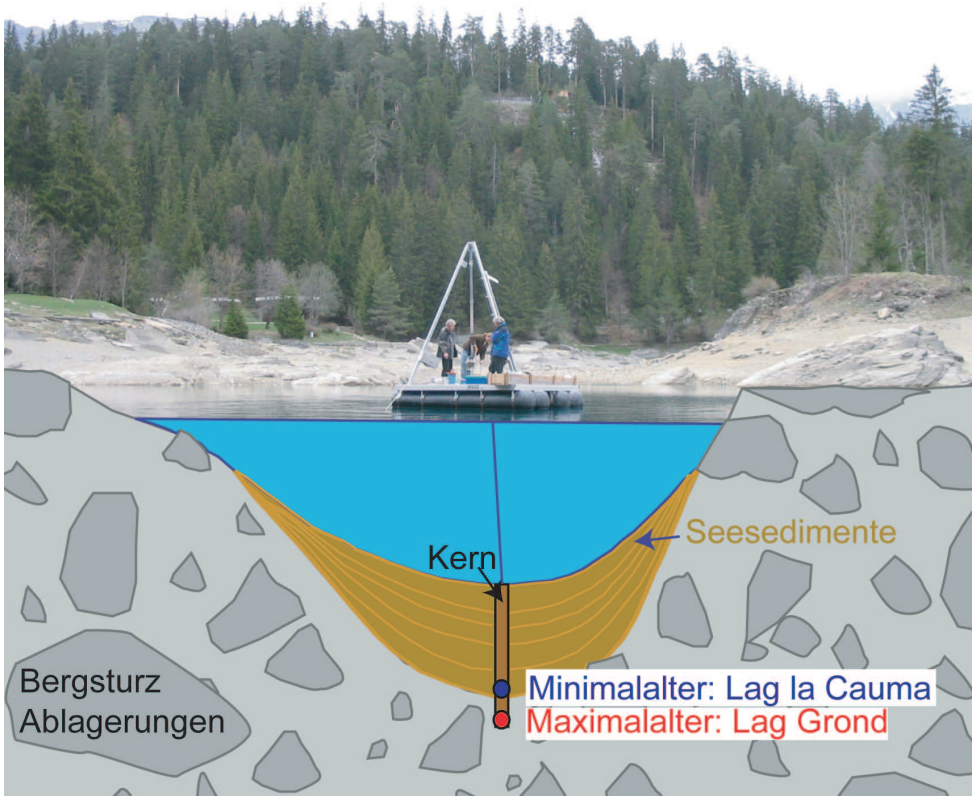


Abbildung E.14: Schema zur Erklärung des Minimal- und Maximalalters. Der Flimser Bergsturz muss sicher älter als das älteste Seesediment im Lag la Cauma sein (blauer Punkt). Der Flimser Bergsturz muss jünger als das in den Bergsturzablagerungen datierte Holz sein (roter Punkt).

Aufgrund dieser Daten und der angewendeten Kalibration hat sich der Flimser Bergsturz in der Zeit zwischen 9490 und 9460 cal. y BP ereignet. Nur diese Zeitperiode befindet sich sowohl im Zeitfenster des Minimal- als auch des Maximalalters (2σ-Konfidenzintervall). Dieses Zeitfenster widerspricht keinem der oben aufgeführten Datierungen (Poschinger, von and Haas, 1997; Schneider et al., 2004) und präzisiert das Alter des Ereignisses. Die kalibrierten Angaben der Datierungen können sich mit verbesserten, zukünftigen Kalibrationsprogrammen noch ändern. Das angegebene Zeitfenster ist um etwa 100 Jahre älter als jenes von Poschinger, von [2005] (9350 - 9250 cal. y BP). Radiokarbondatierungen im frühen Holozän sind wegen den Plateau-Altern mit einigen Unsicherheiten verbunden [Wessels, 1998].
Eine Eisüberfahrung der Flimser Bergsturzmassen ist aufgrund des bestimmten Alters ausgeschlossen. Dies wird auch durch den z.T. sehr frischen Eindruck der Bergsturzablagerungen und die nicht zusammenhängende, extrem dünne Moränendecke (Remenyik, 1959; Poschinger, von and Haas, 1997) unterstützt. Die Moränenablagerungen (sofern es sich wirklich um Moräne handelt) und Erratiker müssen bei den Sturzereignissen mitgerissen worden sein. Abele [1997] konnte bei den postglazialen Bergstürzen von Köfels und

Tschirgant ebenfalls glaziale Sedimente auf den Bergsturzmassen beschreiben, weshalb er als einer der ersten und im Gegensatz zu früheren Äusserungen an der Eisüberfahrung der Flimser Bergsturzmassen durch den Vorderrheingletscher zweifelte (nicht jedoch an der Eisüberfahrung durch den Segnas Gletscher).
In einigen geologischen Karten ist das Gebiet rund um den Lag Grond als Moräne des Vorderrheingletschers mit kristallinen Erratika auf den Bergsturztrümmern eingezeichnet [Bonanomi et al., 1994]. Die unsortierten Quintnerkalkbrekzien unterhalb des Lag Grond wurden als Flimser Bergsturzmaterial bestimmt. Theoretisch könnte man diese Ablagerungen auch als Moräne aus glazial mobilisiertem Bergsturzmaterial halten. Dieses Lockergestein ist aber gemäss der Datierung ETH-30637 ungefähr 8730 +/- 130 cal. y BP alt. Es müsste also im Postglazialen in der Nähe von Laax noch einen Gletscher gegeben haben, was nicht realistisch ist [Jordi, 1986].

Auslösungsmechanisums des Bergsturzes Es wurde lange davon ausgegangen, dass sich der Flimser Bergsturz als direkte Folge des Rückzuges des Vorderrheingletschers wegen der Übersteilung des Tales und der fehlende Stütze des Eises löste. Nun müssen neue Erklärungen gefunden werden. Eine Instabilität in den Kalkmassen (Gleitfläche) könnte sich durch Bildung von Klüften, Karsthohlräumen, Bruchzonen und aufgrund des Rückgangs des Permafrostes über Jahrhunderte langsam aufgebaut haben.
Als Auslösungsmechanismen des eigentlichen Sturzes kommen u.a. folgende Ursachen in Frage:

- Periode starker Niederschläge (Porenwasserdrucke steigen, effektive Reibung wird kleiner, Wasser als „Schmiermittel“ in Gleitfläche, Kluftwasserschub)
- Überdurchschnittliche (Sommer-) Temperaturen, welche zum Auftauen des Permafrostes führen [Tinner et al., 2005]
- Erdbeben

In einem erstaunlich ähnlichem Zeitraum wie der Flimser Bergsturz scheint sich auch ein grosser Bergsturz im Kandertal ereignet zu haben. Dieser grosse Bergsturz (∼800 mio m^3) stürzte zwischen 10950 und 8950 cal. y BP, wahrscheinlich um 9550 cal. y BP zu Tale [Tinner et al., 2005]. In der Zeitperiode von ungefähr 11000 - 9300 cal. y BP wurden auch im Seelisberg Seeli (Zentralschweiz) Hinweise auf Massenbewegungen gefunden [Monecke, 2004]. Dapples et al. [2003] haben fünf Phasen erhöhter Massenbewegungen in den schweizerischen West- und Ostalpen definiert. Das Flimser Bergsturzereingis scheint nicht in eine dieser fünf Phasen zu fallen. Die erste der fünf Phasen war im Präboreal (11500 - 10250 cal. y. BP), also vor dem Flimser Bergsturz. Die zweite Phase ist viel später (6250 - 4800 cal. y BP).
Eine theoretische Häufung von Massenbewegungen könnte durch einen Wechsel im Klima bewirkt worden sein. Wie lässt sich die Zeitperiode von ∼9400 - 9500 paläoklimatologisch einordnen?

- Untersuchungen von Leemann [1993] am Lej da Silvaplana zeigten glaziale Bedingungen bis ∼9400 cal. (?) y BP und anschliessend von von 9400 - 3300 cal. (?) y BP eine fast eisfreie Periode im Einzugsgebiet des Sees.

- In mitteleuropäischen Seen (Jura, fränzösische Alpen, schweizerisches Mittelland) fällt die Zeit zwischen 9550 und 9150 cal. y BP mit einer Periode erhöhter Seespiegelstände zusammen [Magny, 2004]. Im See Le Locle (Jura) fallen Seespiegelhochstände mit einer Zunahme im jährlichen Niederschlag und einer Abnahme der Sommertemperatur zusammen [Magny, 2004].

- Gemäss Haas et al. [1998] entspricht der Zeitraum zwischen 8600 und 8150 uncal. y BP einer kalten und feuchten Periode (CE-2) innerhalb des Holozäns. Die beiden entscheidenden Alter im Lag la Cauma und Lag Grond (8540 +/- 65 uncal. y BP, 8320 +/- 65 uncal. y BP) fallen in diesen Zeitraum.

- Tinner et al. [2005] beschreibt die Zeitperiode von 9950 - 9450 cal. y BP als frühes nacheiszeitliches Klimaoptimum. Diese Wärmephase wurde vermutlich durch eine erhöhte Sonneneinstrahlung bewirkt.

Die entsprechende Zeitperiode wird also je nach Quelle paläoklimatologisch etwas unterschiedlich eingeordnet, wobei hier natürlich das Problem der ungenauen Datierungen und der Alterskalibration eine Rolle spielt. Die entsprechende Zeitphase scheint jedenfalls eher reich an Niederschlag gewesen zu sein. Tinner et al. [2005] vermutet, dass die früholozänen Bergstürze mit starken und teilweise abrupten Anstiegen der (Sommer-)Temperatur zusammenhängen. Ein besseres Verständnis der Ursachen dieser früholozänen Bergstürze ist sehr wichtig, um mögliche Auswirkungen der Klimaerwärmung im Alpenraum besser abschätzen zu können.

E.4.4 Was geschah nach dem Flimser Bergsturz?

Die Flimser Bergsturzmassen bildeten einen Riegel im Vorderrheintal und stauten einen See auf, den sogenannten Ilanzer See. Je nach Autor werden mehrere Ilanzer Seen unterschieden [Abele, 1970]. Aufgrund der heutigen Topographie hätte ein See mit einem Seespiegel über ∼1020 m.ü.M. den Laaxer See miteingeschlossen.

- Abele [1970] beschreibt Deltas des Laaxer Bachs auf ∼820 m.ü.M. und Deltas des Glenners bei Ilanz auf einer Höhe von ∼780 m.ü.M. . Er schliesst auf einen Seespiegel bei ∼800 m.ü.M. des jüngeren Ilanzer Sees. Der ältere Ilanzer See war jedoch höher aufgestaut.

- Wassmer et al. [2004] schätzt den maximalen Seespiegel aufgrund morphologischer Elemente und Seesedimenten bei Duvin im Lugnez auf 1175 m.ü.M. . Die Seesedimente bei Duvin können aber bis jetzt nicht eindeutig dem Ilanzer See zugeordnet werden. Es könnte sich auch um ältere Ablagerungen handeln. Gemäss Wassmer et al. [2004] konnte der Ilanzer See an zwei Stellen ausfliessen. Einerseits an der Stelle, wo sich der Vorderrhein in die Bergsturzmasse eingetieft hat. Andererseits über den kleinen „Pass“ bei Murschetg (1108 m.ü.M.) nördlich von Laax. Das Wasser hätte sich dann über die längliche Senke, in welcher sich auch der Lag la Cauma befindet, einen Weg Richtung Osten gesucht.

- Schneider et al. [2004] fanden in zwei Kernen vom Bodensee zwei klastische Lagen, welche sich von allen sonst in diesem See beprobten Ablagerungen unterscheiden.

Zwischen den beiden Lagen findet sich jeweils eine 1 bis 1.5 mm dicke helle siltige Lage, in welcher nach Schneider et al. [2004] höchstwahrscheinlich nur einige Jahre Zeit stecken. Die klastischen Lagen scheinen durch hyperpycnale Strömungen abgelagert worden zu sein. In anderen Kernen des Bodensees konnten die Lagen nicht gefunden werden. Die Datierung der Lagen ist schwierig, es konnten keine Holzfragmente gefunden werden. Die Lagen wurden aufgrund einer hochauflösenden Korrelation anhand des Karbonatgehaltes auf ein Alter von ∼9400 cal. y BP datiert [Wessels, 1998]. Gemäss Schneider et al. [2004] staute der Flimser Bergsturz einen ersten Ilanzer See. Er schätzt den maximalen Seespiegel dieses Sees aufgrund der heutigen topographischen Oberfläche auf ∼1100 m.ü.M. . Schnelles Entleeren des Sees führte zu einer riesigen Flut, welche die erste klastische Lage erzeugte. Der erste Ilanzer See lief in einigen Jahren bis Zehnern von Jahren aus. Bald darauf kam es zum Taminser Bersturz, welcher einen zweiten Ilanzersee bis auf ∼700 m.ü.M. aufstaute. Bald brach auch der zweite Damm und eine erneute Fluwelle erzeugte die zweite klastische Lage. Es stellt sich nun aber die entscheidende Frage, durch welchen See dann die bei Laax und Ilanz beschriebenen Deltaablagerungen und die Seeablagerungen im Raume Sagogn entstanden sind. Diese liegen höher als 700 m.ü.M. [Abele, 1970]. Poschinger, von [2005] schätzt, dass alleine die Ablagerung der bei der Ruine Schiedberg bis Sagogn aufgeschlossenen 18 m geschichtete Seesedimente (∼760 m.ü.M.) mindestens mehrere 100 Jahre dauerte. Die gesamten Seesedimente sind aber scheinbar über 100 m mächtig [Poschinger, von, 2005]!

- Poschinger, von [2005] ist sich sicher, dass der Seespiegel des Ilanzer Sees nie höher als 936 m.ü.M. gewesen ist. Auf dieser Höhe befindet sich ein kleiner Pass von Carnifels/Erlacresta (an Versamer Strasse), der aufgrund von morphologischen Betrachtungen nie überspült worden sei. Poschinger, von [2005] geht davon aus, dass sich ein Seespiegel höher als 820 m.ü.M. nur sehr kurzzeitig halten konnte, da der Damm bereits früh nach dem Flimser Bersturz brach.

Der Lag la Cauma (997 m.ü.M.) liegt hinter dem Hügelzug La Mutta und kann nicht Teil eines Ilanzer Sees gewesen sein. Im Lag la Cauma scheint sich relativ kurz nach dem Sturz bereits authigenes, organisch reiches Seesediment zu bilden. Wenn Wasser vom Ilanzer See über Murschetg (nördlich von Laax) abgelaufen ist, muss aufgrund der heutigen Topographie die Senke, in welcher sich der Lag la Cauma befindet, von diesem Ereignis betroffen gewesen sein. Ein solcher Ausfluss müsste also aufgrund den Datierungen im Lag la Cauma vor 9630 - 9460 cal. y BP (ETH 29994) stattgefunden haben. An der Basis des Lag la Cauma konnten keine Hinweise auf entsprechende Flutablagerungen gefunden werden. Es konnte von der durch das Kerngerät nicht durchdringbaren Oberfläche nur ein Kalkstein entnommen werden.

Im Lag la Grond konnte eine sedimentäre Abfolge bis in die Flimser Bergsturzablagerungen beprobt werden. Auf die unsortierten, teilweise noch zusammengepressten, teilweise aufgelockerten Bergsturzablagerungen (Lithotyp 4) folgen gegen oben ∼70 cm mächtige, sortierte Ablagerungen aus hauptsächlich Quintnerkalkklasten (Lithotyp 3) (Abbildung E.15). Die Korngrösse der Kalkklasten variiert von Kies bis zu feinem Silt. Es lassen sich mehrere gradierte Lagen unterscheiden. Die beobachteten Sedimenstrukuren weisen auf ein lakustrines Ablagerungsmilieu hin. Ausgenommen des obersten Teils der Sektion konnten keine Diatomeen oder Kleinkrebsreste gefunden werden.

Nach dem Flimser Bergsturz muss es für einige Zeit zu bedeutenden Massenbewegungen gekommen sein. Das Bergsturzmaterial war noch nicht konsolidiert. Einige Hänge in den Bergsturzmassen oder im anstehenden Fels waren noch instabil. Es kam wohl auch zu einigen Nachstürzen. Die ganze Region war wahrscheinlich mit losem Schutt bedeckt, der z.B. bei stärkeren Niederschlägen leicht zu mobilisieren war. Die gradierten Lagen im Lag Grond können als durch Schlammströme und Murganablagerungen mobilisierte Bergsturzablagerungen interpretiert werden. Diese Massenbewegungen werden erwartungsgemäss „kurz“ nach dem Sturzereignis am häufigsten gewesen sein. Aus welcher Richtung könnten diese Massenbewegungen gekommen sein? Bereits die älteste 1a-Lage weist einen Kalkgehalt von nur 0.5% auf. Dies zeigt, dass im Einzugsgebiet westlich des Lag Grond, welches auch nicht im Ablagerungsraum des Bergsturzes liegt, wohl nie viel Kalk aufgeschlossen gewesen ist. Die Massenbewegungen, welche die gradierten Lagen erzeugten, müssen also von Norden oder Osten gekommen sein. Auch wenn der Lag Grond einmal Teil eines Ilanzer Sees gewesen sein sollte, wäre die Region um den Lag Grond aufgrund des Reliefs nie das Depotzentrum des Ilanzer Sees gewesen. Es muss sich bei den 3a/3b-Lagen um lokale Schüttungen bzw. Umlagerungen des Flimser Bergsturzmaterials handeln.
Die 3c-Lage unterscheidet sich von den 3a/3b-Lagen. Es lässt sich eine feine Schichtung erkennen (Abbildung B.10). Die Sedimentprobe 43 des Lithotyps 3c aus einer Sedimenttiefe von 617 cm hat einen Kalkgehalt von ∼60 %, welcher im Vergleich zu den anderen Proben des Lithotyps 3 (40, 41, 43) relativ gering ist (Abbildung B.16). Der Gehalt an organischem Kohlenstoff war ebenfalls gering (0.5%). Demnach beträgt der siliziklastische Anteil ungefähr 39%. Ausserdem findet sich im untersten Teil der 3c-Lage und dem obersten Teil der darunter folgenden 3a-Lage Höchstwerte der magnetischen Suszeptibilität. Die 3c-Lage scheint also einen hohen siliziklastischen Anteil zu besitzen. Ist die 3c-Lage als eine Art Stillwasserlage im Ilanzer See oder in einem individuellen Becken, einem Vorläufer des Lag Grond, entstanden? Der erhöhte Anteil an siliziklastischem Material in der 3c-Lage könnte sowohl vom Hinterrhein in den Ilanzer See transportiert worden sein als auch vom Einzugsgebiet des kleinen Baches stammen, welcher heute in den Lag Grond fliesst. Eine genauere Analyse der Mineralogie des siliziklastischen Anteils könnte die beiden Quellen vielleicht unterscheiden. Wahrscheinlich ist dies aber sehr schwierig, da im Einzugsgebiet des Lag Grond neben Verrucano v.a. altes Moränenmaterial des Vorderrheins ansteht.
Wieviel Zeit benötigte die Ablagerung der 3c-Lage? Aus einem ∼3 cm langen Bereich (617 - 620 cm) der 3c-Lage wurden kleine Holzfragmente und Blätterreste herausgeschlämmt und datiert. Die organischen Partikel haben ein Alter von 9030 - 8430 cal. y BP (ETH 30638). Die Probe war sehr klein, was einen relativ grossen Fehler zur Folge hat. Beträgt das Alter des Flimser Bergsturzes ∼9430 cal. y BP, so vergingen mindestens 400 Jahre bis zur Ablagerung der 3c-Lage. Geht man davon aus, dass die Ablagerung der 3a/3b-Lagen nicht viel Zeit benötigte, muss die Ablagerung der 3c Lage mindestens mehrere hundert Jahre in Anspruch genommen haben. Auch die Sedimentstrukturen und der hohe siliziklastische Anteil könnten für eine längere Bildungsdauer der 3c-Lage sprechen. Der Beginn der normalen Hintergrundsedimentation (Lithotyp 2) im Lag Grond kann also erste einige Jahrhunderte nach dem Bergsturz begonnen haben. Hier besteht ein grosser Unterschied zum Lag la Cauma, in welchem die Hintergrundsedimentation kurz nach dem Bergsturzereignis zu beginnen scheint!

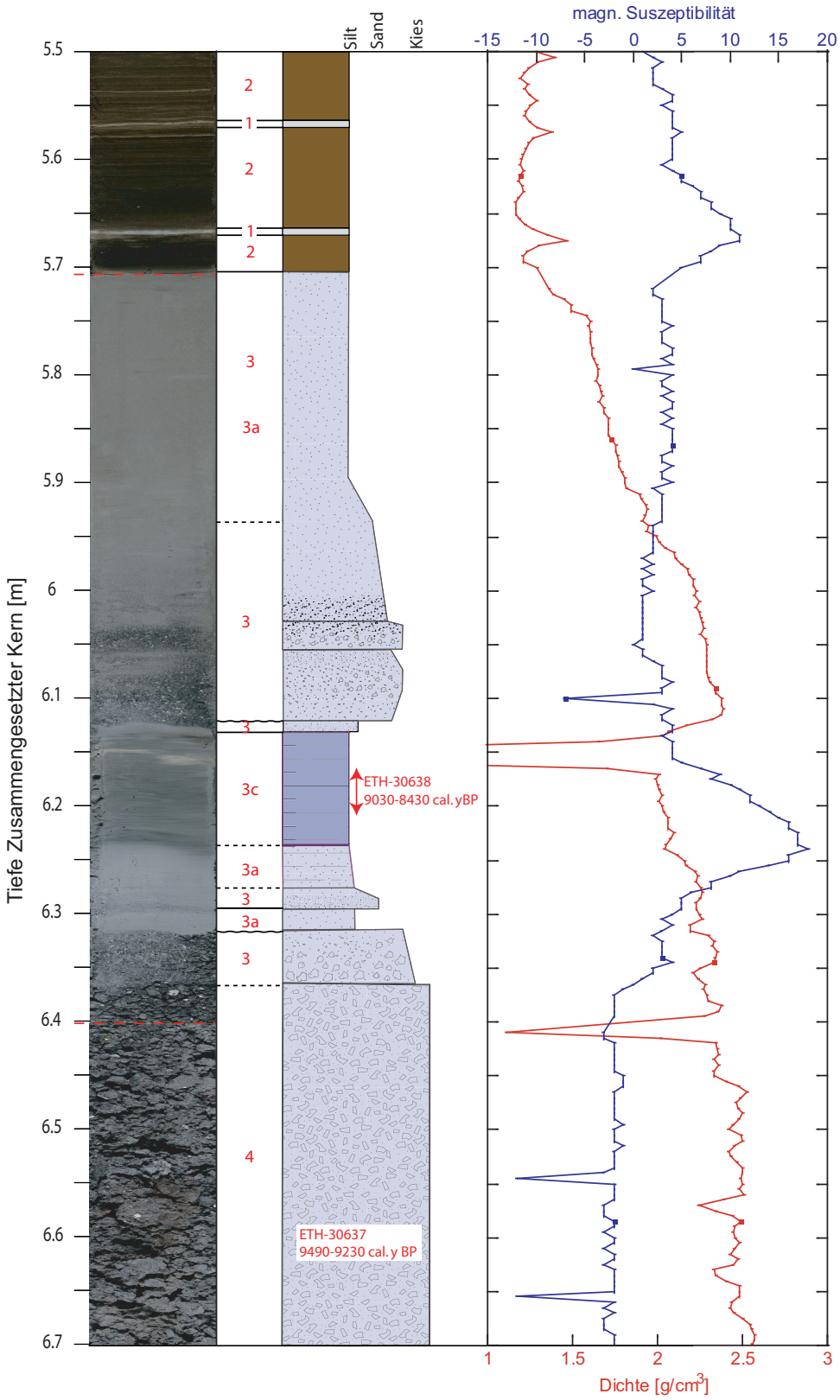


Abbildung E.15: Lithotypen, Korngrösse, Sedimentstrukturen, Dichtewerte, magnetische Suszeptibilität und Datierungen der Lag Grond-Sedimente aus einer Tiefe von 5.5 bis 6.7m. Das Kernphoto wurde in der Horizontalen zweifach gestreckt.

Die lezten 150 Jahre haben gezeigt, dass man bei der Interpretation morphologischer Elemente im Gebiet des Flimser Bergsturzes sehr vorsichtig sein muss. Der Seespiegel des Ilanzersees ist aufgrund morphologischer Argumente nicht einfach zu rekonstuieren. Wenn der Seespiegel des Ilanzer Sees ein Niveau von 1020 m.ü.M. erreichte, war der Lag Grond Teil des Ilanzer Sees. Dies könnte das verzögerte Einsetzen der organischen Hintergrundsedimentation im Vergleich zum Lag la Cauma und die Bildung der 3c-Lage erklären. Der Ilanzer See müsste dann aber wegen der Datierung in der 3c-Lage noch mehrere hundert Jahre auf einem so hohen Niveau stagnieren. Die oben beschriebenen Publikationen sind sich aber einig, dass mindestens der oberste Teil des Ilanzer Sees schnell ausgebrochen ist. Die Ablagerungen des Lithotyps 3 könnten auch in einem von Anfang an oder schon früh vom Ilanzer See getrennten, individuellen See, entstanden sein. Es ist dann aber schwierig zu erklären, weshalb die organisch reiche, normale Sedimentation im Vergleich zum Lag la Cauma so spät einsetzte. War die Region vor dem Damm instabiler und von mehr Massenbewegungen betroffen als diejenige hinter dem Damm?

Anhang F

Schlussfolgerung und Ausblick

F.1 Schlussfolgerung

Sedimentation im Lag Grond

- Die siliziklastischen hellen Lagen (Lithotyp 1a/1b) des Lag Grond lassen sich aufgrund der Zusammensetzung und der Sedimentstrukturen als Flutlagen interpretieren. Die jüngste 1a/1b-Lage lässt sich mit dem Unwetter vom November 2002 in Verbindung bringen. Die grösste Anhäufung von Flutlagen findet sich in einer relativ geringen Sedimenttiefe von ∼80 bis 135 cm, welche eventuell auf einen anthropogenen Einfluss hinweist.

- Die organisch reichen Sedimente des Lithotyps 2 bilden das "normale" lakustrine Hintergrundsediment. Im Lag Grond scheint der detritische Anteil im Lithotypen 2 mit der Zeit zuzunehmen.

- Der Kalkanteil der Lithotypen 1 und 2 ist wohl grösstenteils authigen. Einerseits hat dieser Kalkanteil eine isotopisch viel leichtere Signatur als der Quintnerkalk. Andererseits ist im Einzugsgebiet des kleinen Bachs, welcher in den Lag Grond fliesst, nur sehr wenig Kalkstein aufgeschlossen. Der authigene Kalk entsteht in einem litoralen Milieu, in welchem das Seewasser im Sommer bis zu zehnfach übersättigt sein kann. Die authigene Kalkbildung wird bei höheren Temperaturen durch die CO_2-Assimilation von Algen (Diatomeen) und Makrophyten induziert.

- Die Entstehung der einzigen kalkigen Flutlage (Lithotyp 1c), welche in ihrer Farbe und Sedimentstruktur dem Lithotyp 1a/1b gleicht, aber v.a. aus siltigem Quintnerkalk besteht, bleibt unklar. Möglicherweise weist sie auf eine späte Massenbewegung in der Flimser Bergsturzmasse oder einen Nachsturz hin.

- Der Lithotyp 3 besteht grösstenteils aus Quintnerkalkdetritus des Flimser Bergsturzes. Mehrere gradierter Lagen sind Indizien für Massenbewegungen nach dem Flimser Bergsturz. Die Ablagerung der leicht geschichteten 3c-Lage könnte im Gegensatz zu den gradierten 3a/3b-Lagen eine längere Zeit ruhiger Sedimentation anzeigen. Die dicht mit Gesteinsstaub zusammengebackenen Quintnerkalkklasten des Lithotyps 4 werden als Flimser Bergsturzablagerungen interpretiert.

- Datierungen organischen Materials in der 3c-Lage und eines Holzstücks in den Bergsturzablagerungen (Lithotyp 4) ergeben frühholozäne Alter. Schätzt man den Beginn der authigenen Sedimentation auf 8500 - 8000 cal. y BP, so resultieren im Lag Grond Sedimentationraten von 0.7 bzw. 0.5 mm/Jahr je nach dem, ob man die Mächtigkeit der 1a/1b-Flutlagen mitrechnet oder nicht.

- Es ist fraglich, ob der im Vergleich zum Lag la Cauma späte Beginn authigener Sedimentation im Lag Grond mit dem Ilanzer See zusammenhängt, der unter Umständen die Ablagerung der Lage des Lithotyps 3c erklären könnte. Die Festsetzung des maximalen Seespiegels des Ilanzer Sees aufgrund morphologischer Beobachtungen ist sehr schwierig. Die Datierung von organischem Material der 3c-Lage zeigt, dass die Ablagerung der Lithotyp 3-Sedimente einige Jahrhunderte in Anspruch genommen hat. Ein jahrhundertelanges Verharren des Ilanzer Seespiegels auf dem hohen Niveau des Lag Grond (1020 m.ü.M.), erscheint aber eher als unrealistisch, was gegen eine Bildung der 3c-Lage im Ilanzer See spricht.

Sedimentation im Lag la Cauma und Lag la Cresta

- Die Sedimente des Lag la Cauma bestehen zur Hauptsache aus Karbonat, welches aufgrund von isotopischen und morphologischen Analysen mindestens teilweise authigen entstanden sein muss. Ausserdem fanden sich in den B3-Lagen tubusförmige Calcitkonkretionen, welche als Verkrustungen an Makrophyten authigen entstehen. Im Seewasser wurden bis zu siebenfache Übersättigungen an Calcit berechnet, was v.a. durch die CO_2-Assimilation der Makrophyten, des Planktons und der Blaugrünalgenmatten am Seegrund in einem litoralen Milieu entstehen kann.

- Die regelmässigen hell(kalkreich)/dunkel(Corg-reich)-Abfolgen der Lithotypen B1/A1 und B4/A4 weisen auf eine Periodizität in ihrer Entstehung hin. Mit den hier vorgestellten Daten lassen sich keine Jahreslagen bzw. Warven beweisen. Hinter der regelmässigen Signatur könnte auch eine andere Periodizität stehen, wobei Algenmatten eine entscheidende Rolle gespielt haben könnten. Hinweise auf Algenmatten konnten im Lag la Cresta in den jüngsten, fein geschichteten Sedimenten gefunden werden.

- Die Zusammensetzung, die magnetische Suszeptibilität und eventuell auch die isotopische Sauerstoffzusammensetzung des Karbonates der Seesedimente weisen auf einen erhöhten detritischen Eintrag in den Anfängen des Lag la Cauma hin.

- Die schwierige Korrelation aller gewonnenen Kerne ist ein Indiz für ein lokal schnell wechselndes Sedimentationsmilieu. Sieben Datierungen zeigen aber trotzdem eine konsistente Alterszunahme mit zunehmender Sedimenttiefe im zusammengesetzten Kern. Unter Annahme gleich bleibender Sedimentation zwischen zwei Datierungen resultieren Sedimentationsraten von 0.1 bis 0.7 mm/Jahr.

Alter des Flimser Bergsturzes (etwa 9490 bis 9460 cal. y BP)

Die ältesten Datierung des Seesediments im Lag la Cauma (∼9630 - 9460 cal. y BP) definiert ein Minimalalter des Flimser Bergsturzes. Das datierte Holz (9490 - 9230 cal. y BP) in den Flimser Bergsturzablagerungen unter dem Lag Grond gibt ein Maximalalter. In beiden Seen wurden keine Sedimente gefunden, welche auf einen glazialen Einfluss hindeuten. Die kalibrierten (2σ Konfidenzintervall, Stuiver and Reimer [1993]) Minimal- und Maximalter überschneiden sich in einem Zeitbereich von ∼9460 - 9490 cal y BP, welches dem Alter des Flimser Bergsturz entsprechen sollte. Dieser Zeitbereich ist in Einklang mit anderen datierten Hölzern aus der Flimser Bergsturzmasse (Poschinger, von and Haas, 1997; Schneider et al., 2004). Diese Datierungen in den Flimser Bergsturzseen bestätigen ein früholozänes, boreales Alter und engen das Alter des Flimser Bergsturzes weiter ein.

Das Studienobjekt Flimser Bergsturz zeigt eindrücklich, wie grundlegend und schnell sich die Interpretation derselben Ablagerungen ändern kann. Es ist erstaunlich, wie sich die Puzzleteile der geologischen Einzelbeobachtungen zu unterschiedlichen Gesamtbildern des Ereignisablaufs zusammenfügen lassen. Eines ist sicher, unzählige Puzzleteilchen warten noch auf eine Entdeckung, und das Gesamtbild des Flimser Bergsturzes und seiner Auswirkungen wird immer spannender.

F.2 Ausblick

In dieser Arbeit wurde die erste limnogeologische Untersuchung der drei Bergseen Lag Grond, Lag la Cauma und Lag la Cresta vorgestellt. Folgende Untersuchungen und Fragestellungen wären für die Zukunft spannend:

- Eine systematische Untersuchung (Präparation, Einbettung und Lichtmikroskopie bei Ölimmersion und 1000-facher Vergrösserung) der z.T. sehr reichen Diatomeen-Vergesellschaftung könnte wertvolle Informationen zur ökologischen Entwicklung dieser Seen und der Region im Holozän liefern. Das gleiche gilt für eine pollenanalytische Untersuchung.

- Aus zeitlichen Gründen wurden Sedimentproben für chemische Untersuchungen nicht systematisch und in kurzen Intervallen genommen. Detailliertere Messungen könnten neue Trends aufzeigen.

- Die Trennung des authigenen vom detritischen organischen Material aufgrund von z.B. Stickstoff-Isotopen wäre für die Erklärung der Entstehung der Sedimente hilfreich.

- Wünschenswert wäre auch eine XRD (X-Ray Diffraction)-Untersuchung des siliziklastischen Anteils der Sedimente, um die Mineralzusammensetzungen zu bestimmen und den opalinen vom siliziklastischen Quarz zu trennen. Vielleicht würde eine solche Untersuchung auch neue Einsichten zur Entstehung des Lithotyps 3 im Lag Grond geben.

- Regelmässige Messungen der Wasserchemie über das ganze Jahr in verschiedener Wassertiefe wären für ein besseres Verständnis der Bildung der feinen Schichten und des Kalkes in den Seen nötig.

- Eine bessere zeitliche Kontrolle aufgrund von AMS-Messungen in den Sedimenten des Lag Grond wäre wünschenswert. So könnten der Beginn der authigenen Sedimentproduktion im Lag Grond und die Alter der Flutlagen besser bestimmt werden. Dies könnte auch zu einer besseren Abschätzung von Wiederkehrperioden extremer Niederschlagsereignisse wie jenes von 2002 über Zeitperioden führen, in denen keine meteorologischen Aufzeichnungen vorhanden sind.

- Ein längerer Kern des Lag la Cresta wäre sehr spannend. Es wird aber wohl schwierig werden die Sedimenttaschen zwischen all den Blöcken zu finden.

- Eine sedimentologische Untersuchung der Seesedimente des Ilanzer Sees wäre sicher sehr aufschlussreich. Eine solche Untersuchung könnte bei einer detaillierten Beschreibung der über 18m aufgeschlossenen Seesedimente bei der Ruine Schiedberg (Sagogn) [Poschinger, von, 2005] beginnen.

Literaturverzeichnis

Abele, G. (1970). Bergstürze und Flutablagerungen im Rheintal westlich Chur. *Der Aufschluss*, (11):345 – 359.

Abele, G. (1974). *Bergstürze in den Alpen : ihre Verbreitung, Morphologie und Folgeerscheinungen*, volume 25 of *Wissenschaftliche Alpenvereinshefte*. München.

Abele, G. (1997). Rockslide movement supported by the mobilization of groundwater-saturated valley floor sediments. *Z. Geomorph. N. F.*, 41(1):1 – 20.

Bonanomi, Y. P., Müller, E. R., Nabholz, W. K., and Scheiwiller, H. (1994). *Zur Hydrogeologie des Bergsturzgebietes im Raum Flims*. Geologische Berichte. Landeshydrologie und -geologie, Bern.

Büchi, U. (1978). Zur Geologie von Laax. In *Laax, eine Bündner Gemeinde*, pages 307 – 314. Veröffentlichung der Stiftung "Pro Laax".

Büchi, U. and Büchi, G. (1978). Zur Urgeschichte von Laax und seiner Umgebung. In *Laax, eine Bündner Gemeinde*, pages 315 – 340. Veröffentlichung der Stiftung "Pro Laax".

BWG (2002). Die Niederschlagsverhältnisse beim Unwetter von November 2002 in der Schweiz. Bericht der Tergeso AG im Auftrag des Bundesamtes für Wasser und Geologie.

Chondrogiani, C. (1992). *Stabile Kohlenstoff-Isotope in hochproduktiven Litoralflächen des Bodensees - Indikation für die Kopplung physikalischer, biologischer und geochemischer Prozesse im Kohlenstoff-Kreislauf*. PhD thesis, Ruprecht-Karls-Universität Heidelberg.

Clopath, J. (2003). In juvel che havess bunamein piars si'aua. In *TRIN In portret dil vitg Ein Portrait des Dorfes*, pages 183–189.

Dapples, F., Oswald, D., Raetzo, H., Lardelli, T., and Zwahlen, P. (2003). New records of Holocene landslide activity in the Western and Eastern Swiss Alps: Implication of climate and vegetation changes. *Eclogae geol. Helv.*, 96:1 – 9.

Gilli, A. (1999). Die Sedimente der Schwendiseen (Wildhaus, Toggenburg): Rekonstruktion von Umweltveränderungen. Master's thesis, ETH Zürich.

Haas, J., Richoz, I., Tinner, W., and Wick, L. (1998). Synchronous Holocene climatic oscillations recorded on the Swiss Plateau and at timberline in the Alps. *Holocene*, 8(3):301 – 309.

Heim, A. (1932). *Bergsturz und Menschenleben*. Beiblatt zur Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich.

Hölting, B. (1992). *Hydrogeologie: Einführung in die allgemeine und angewandte Hydrogeologie*. Enke, Stuttgart.

Jordi, U. (1986). *Glazialmorphologische und Gletscher-geschichtliche Untersuchungen im Taminatal und im Rheintalabschnitt zwischen Flims und Feldkirch*. PhD thesis, Geographisches Institut der Universität Bern.

Kelts, K. and Hsü, K. (1978). Freshwater Carbonate Sedimentation. In Lerman, A., editor, *Lakes - Chemistry, Geology, Physics*. Springer Verlag, New York, Berlin, Heidelberg.

Kim, S.-T. and O'Neil, J. (1997). Equilibrium and nonequilibrium oxygen isotope effects in synthetic carbonates. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61:3461 – 3475.

Kirchen-Lendi, E. (1981). Über das Geheimnis der Flimserseen. *Terra Grischuna*, 6:376 – 381.

KLGR (1994 - 2005). Badeseeberichte Lag la Cauma, Lag la Cresta und Lag Grond des Kantonalen Labors und Lebensmittelkontrolle Graubündens.

Lancini, A. (2004). Proglaziale Sedimentation im Oberaar- und Grimselstausee. Master's thesis, ETH Zürich.

Last, W. M. and Smol, J. P. (2002). *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments; Physical and Geochemical Methods*, volume 2. Kluwer Acacemic Publishers, Dordrecht, Bosten, London.

Leemann, A. (1993). *Rhytmite in alpinen Vorgletscherseen - Warvenstratigraphie und Aufzeichnung von Klimaveränderungen*. PhD thesis, ETH Zürich.

Magny, M. (1992). Holocene lake-level fluctuations in Jura and the northern subalpine ranges, France: regional pattern and climatic implications. *Boreas*, 21:319–334.

Magny, M. (2004). Holocene climate variability as reflected by mid-European lake-level fluctuations and its probable impact on prehistoric human settlements. *Quaternary-International*, 113:65 – 79.

Monecke, K. (2004). *Earthquake-induced deformation structures in lake deposits - A late Pleistocene to Holocene paleoseismic reocord for Central Switzerland*. PhD thesis, ETH Zürich.

Nabholz, W. (1987). Der späteiszeitliche Untergrund von Flims. *Mitt. d. Naturforschenden Ges. Luzern*, 29:273–289.

Niklaus, T., Bonani, G., Simonius, M., Suter, M., and Wolfli, W. (1992). Calibeth - an Interactive Computer-Program for the Calibration fo Radiocarbon-Dates. *Radiocarbon*, 34(3):483 – 492.

Oberholzer, J. (1942). Geologische Karte des Kantons Glarus 1:50‘000: unter Benützung früher veröffentlichter Karten und Neuaufnahmen von A. Ochsner, H.J. Fichter, W. Brückner, A. Jeannerte, Th. Hügi. Schweizerische Geotechnische Kommission, Spezialkarte Nr. 117.

Pollet, N., Cojean, R., Couture, R., Schneider, J.-L., Strom, A. L., Voirin, C., and Wassmer, P. (2005). A slab-on-slab model for the Flims rockslide (Swiss Alps). *Can. Geotech. J.*, 42:587–600.

Pollet, N. and Schneider, J.-L. (2004). Dynamic disintegration processes accompanying transport of the Holocene Flims sturzstrom (Swiss Alps). *Earth and Planetary Science Letters*, 221:433–448.

Poschinger, von, A. (2005). Der Flimser Bergsturz als Staudamm. *Bull. angew. Geol.*, 10(1):33 – 47.

Poschinger, von, A. and Haas, U. (1997). Der Flimser Bergsturz, doch ein warmzeitliches Ereignis? *Bull. angew. Geol.*, 2(1):35–46.

Poschinger, von, A., Wassmer, P., and Maisch, M. (2005). The Flims Rockslide; History of Interpretation and New Insights. In Evans, S. G., Scarascia-Mugnozza, B., Strom, A., and Hermanns, R., editors, *Massive Rock Slope Failure*, Dordrecht. Kluwer Academic Publishers.

Remenyik, T. (1959). Geologische Untersuchung der Bergsturzlandschaft zwischen Chur und Rodels (Graubünden). *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 52(1):179–216.

Rothwell, R. (1989). *Minerals and mineraloids in marin sediments an optical identification guide*. Elsevier Applied Science, London.

Salis, von, G. (1998). Single channel high-resolution seismic profiling of lakes in Switzerland and West Africa. Master’s thesis, ETH Zürich.

Schneider, J.-L., Pollet, N., Chapron, E., Wessels, M., and Wassmer, P. (2004). Signature of Rhine Valley sturzstrom dam failures in Holocene sediments of Lake Constance, Germany. *Sedimentary Geology*, 169:75–91.

Schneider, J.-L., Wassmer, P., and Ledésert, B. (1999). La Fabrique interne des dépôts du sturzstrom de Flims (Alpes suisses); caractéristiques et implications sur les mécanismes de transport. *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la terre et des planètes*, 328:607–613.

Stuiver, M. and Reimer, P. (1993). Extended (super 14) C data base and revised CALIB 3.0 (super 14) C age calibration program. *Radiocarbon*, 35 (1):215 – 230.

Stuiver, M., Reimer, P., Bard, E., Beck, J., Burr, G., Hughen, K., Kromer, B., McCormac, F., van-der Plicht, J., and Spurk, M. (1998). INTCAL98 radiocarbon age calibration, 24000-0 cal BP. *Radiocarbon*, 40 (3):1041 – 1083.

Theobald, G. (1862). *Naturbilder aus den Rhätischen Alpen. Ein Führer durch Graubünden*. Chur, 2nd edition.

Tinner, W., Kaltenrieder, P., Soom, M., Zwahlen, P., Schmidhalter, M., Boschetti, A., and Schlüchter, C. (2005). Der nacheiszeitliche Bergsturz im Kandertal (Schweiz): Alter und Auswirkungen auf die damalige Umwelt. *Eclogae geol. Helv.*, 98:83 – 95.

Tucker, M. (2001). *Sedimentary Petrology.* Blackwell Science Ltd, 3rd edition.

Wassmer, P., Schneider, J., Pollet, N., and Schmitter-Voirin, C. (2004). Effects of the internal structure of a rock-avalanche dam on the drainage mechanism of its impoundment, Flims sturzstrom and Ilanz paleo-lake, Swiss Alps. *Geomorphology*, 61:3 – 17.

Wessels, M. (1998). Late-Glacial and postglacial sediments in Lake Constance (Germany) and their palaeolimnological implications. *Arch. Hydrobil. Spec. Issues Advanc. Limnol.*, 53:411 – 449.

Zeller, J., Geiger, H., and Röthlisberger, G. (1976). *Starkniederschläge des schweizerischen Alpenrandgebietes*, volume 1 (Kanton Graubünden). Eidgenössische Anstalt für das forstliche Versuchswesen, Birmensdorf.

Anhang G

Quartärgeologische Kartierung des oberen Teils der Gleitfläche des Flimser Bergsturzes

Quartärgeologische Kartierung des oberen Teils der Gleitfläche des Flimser Bergsturzes

Flims, Graubünden, Schweiz

Kartierbericht

Gaudenz Deplazes

Eidgenössische Technische Hochschule Zürich (ETH)
Departement Erdwissenschaften
Geologisches Institut

Betreuer:
Prof. Dr. rer. nat. Kurosch Thuro

Oktober 2005

© Copyright 2005
Der Autor erlaubt hiermit das Kopieren dieser Diplomarbeit für den privaten und persönlichen wissenschaftlichen Gebrauch. Die Vervielfältigung und der Gebrauch der Diplomarbeit zu kommerziellen Zwecken ist ausdrücklich verboten. Von den Ergebnissen gefunden in dieser Diplomarbeit Gebrauch machend, soll den normalen wissenschaftlichen Methoden des Zitats gefolgt werden.

© Copyright 2005
The author hereby agrees that the diploma theses may be copied and used for private and personal scholarly use. However, this is to emphasize that the making of multiple copies of the thesis or use of the theses for commercial purposes is strictly prohibited. When making use of the results found in this thesis, the normal scholarly methods of citation are to be followed.

Inhaltsverzeichnis

1 Einführung **1**

1.1 Problemstellung und Arbeitsziele 1

1.2 Überblick des Kartiergebietes 4

1.2.1 Geographischer Überblick 4

1.2.2 Geologisch-tektonischer Überblick 5

1.2.3 Der Flimser Bergsturz 5

2 Methodik **7**

3 Ergebnisse **10**

3.1 Stratigraphie 10

3.1.1 Übersicht Stratigraphie 10

3.1.2 Verrucano 10

3.1.3 Quintnerkalk 13

3.1.4 Oehrlikalk 15

3.1.5 Betliskalk 16

3.1.6 Kieselkalk 16

3.1.7 Drusbergschichten 17

3.1.8 Schrattenkalk 17

3.1.9 Garschella (ehemaliges Gault) 18

3.1.10 Seewer- und Amdenerschichten 18

3.1.11 Bürgenschichten 19

3.1.12 Quartär 19

3.2 Tektonik 20

3.2.1 Falten, Überschiebungen und Brüche 20

3.2.2 Nord-Süd, Ost-West und Flimserstein-Profile 22

3.3 Gleitfläche 22

3.3.1 Morphologie und Lithologie der Gleitfläche 22

3.3.2 Schrammen, Riefen 23
3.3.3 Karsterscheinungen 26
3.4 Die Segnasbachebenen und ihre Umgebung 28
3.4.1 Beobachtungen 30
3.4.2 Interpretation 42
3.5 Hangbewegungsphänomene 50
3.5.1 Nackentälchen und Gebirgszerreissung 50
3.5.2 Gebirgszerreissung 52
3.5.3 Toppling 53
3.5.4 Nachstürze 54

4 Diskussion und Zusammenfassung **55**

Literaturverzeichnis **57**

A Beilagen **59**

Kapitel 1

Einführung

1.1 Problemstellung und Arbeitsziele

Der Flimser Bergsturz wurde bereits von vielen Geologen studiert (Abschnitt 1.2.3), doch es fehlte eine vollständige detaillierte quartärgeologische Kartierung des obersten Bereiches der Gleitfläche. Diese Lücke soll mit dieser Arbeit geschlossen werden.



Abbildung 1.1: Blick auf das Kartiergebiet oberhalb Flims von Süden. Auf der rechten Seite ist der Flimserstein erkennbar. Oben links ragen die Tschingelhörner in den Himmel. Der helle weisse Abhang dazwischen stellt den oberen Teil der Gleitfläche des Flimser Bergsturzes dar. Photo: K.Thuro.

Das Auftreten, die Morphologie und die Abgrenzung der Gleitfläche von der Umgebung sollen untersucht werden. Folgende Fragen sind dabei von besonderem Interesse: Wie verändert sich das Einfallen der Gleitfläche? Hat die Gleitfläche einen treppenförmigen Aufbau? Kann ein lithologischer Wechsel innerhalb der Gleitfläche festgestellt werden? Lässt sich ein Trend in der Verkarstung der Gleitfläche feststellen?
Ein besonderes Augenmerk soll auf die Region nördlich und östlich der Segnashütte (2102 m.ü.M.) gelegt werden. Inwiefern lassen sich hier Bergsturzablagerungen, Moränenablagerungen, Alluvionen oder anstehender Fels finden? Lässt sich eine Variation in der Zusammensetzung dieser Ablagerungen finden? Welche Entstehungsmöglichkeiten dieser Ablagerungen gibt es?
Als Grundlage für die Kartierung des anstehenden Gesteines wurde die Diplomarbeit von T. E. Felder „Geologie des Segnaskessels (Vorderrheintal, GR)“ (Felder, 1973; Bürgisser and Felder, 1974) verwendet. T. E. Felder kartierte auch in einem Massstab 1:10’000. Die von ihm vorgestellte Stratigraphie und die strukturgeologischen Betrachtungen wurden grösstenteils übernommen.

1.2 Geographisch-geologisch-tektonischer Überblick des Kartiergebietes

1.2.1 Geographischer Überblick

Das Kartiergebiet liegt im Vorderrheintal ∼20 km östlich von Chur, der Hauptstadt des Kantons Graubünden. Von Flims aus ist es mit der Bergbahn gut erreichbar. Die Stationen Naraus (1840 m.ü.M.) und Cassons (2634 m.ü.M.) bilden die nordöstliche bzw. südöstliche Ecke des Kartiergebietes. Die östliche Begrenzung wird durch den Crap da Flem bzw. den Flimserstein gebildet, eine von weitem sichtbare markante Felswand (Abbildung 1.1). Im Nordwesten wird das Kartiergebiet durch die Obere und Untere Segnasebene begrenzt. Von dort hat man einen herrlichen Blick auf die markanten Tschingelhörner. Nördlich der Oberen Segnasebene befindet sich der Segnas Gletscher. Das Kartiergebiet wird im westlichen Teil durch den Segnasbach (Ual Segnas) entwässert.

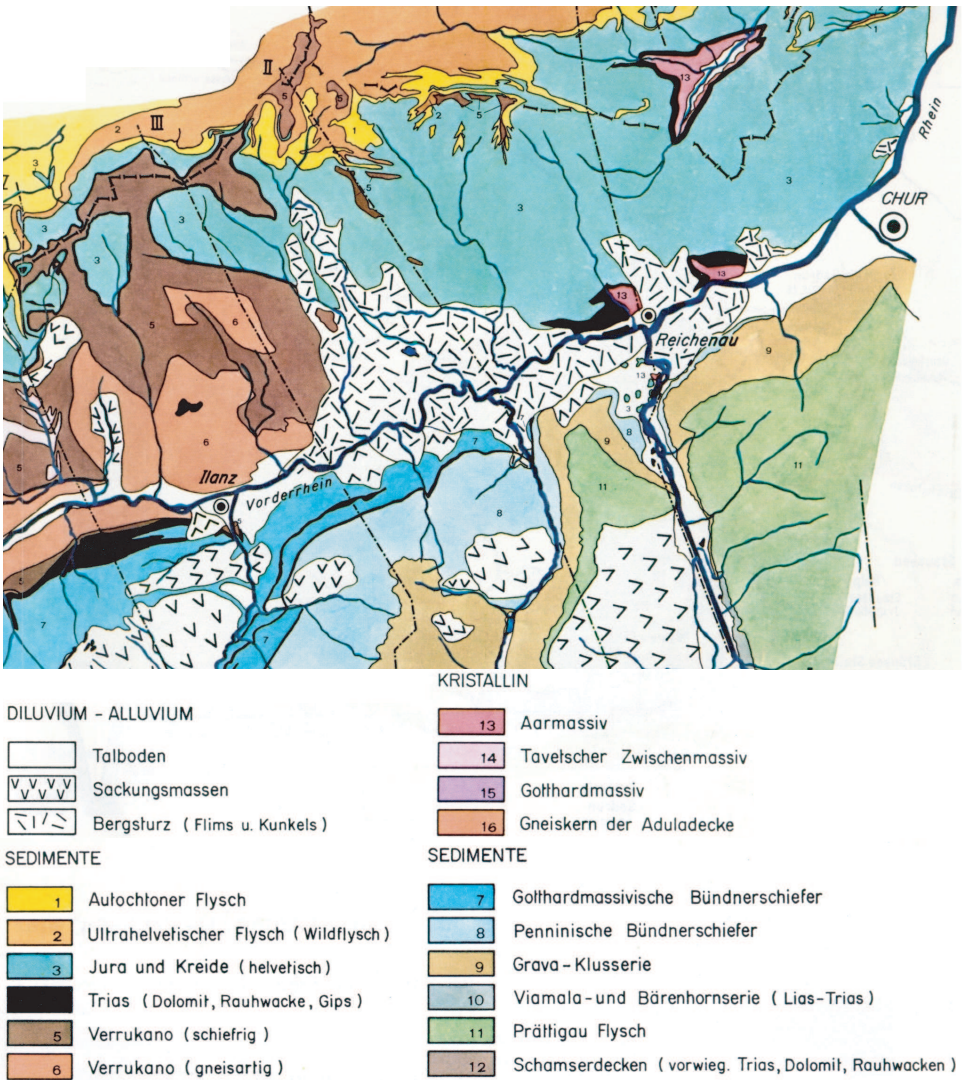


Abbildung 1.2: Ausschnitt aus der geologischen Übersichtskarte 1:200'000 [Weber, 1970].

1.2.2 Geologisch-tektonischer Überblick

Eine tektonische Karte des Gebietes findet sich in der Arbeit „Zur Geologie der Vorabgruppe“ von Wyssling [1950]. Das Kartiergebiet liegt im parautochthonen Helvetikum (Abbildung 1.2). Es sind Ablagerungen der Vorab-Tschepp-Decke vom oberen Jura bis in die Kreide aufgeschlossen. Besonders landschaftsprägend sind die mehreren 100 m mächtigen markanten Quintnerkalke aus dem Malm. Diese liegen auf gerinmächtigeren tieferen Jura- und Triasablagerungen, welche mehr oder weniger konkordant über dem „autochthonen“ Aarmassiv (Tafel 3, Profil 7 und 8 in Oberholzer [1933]) folgen. Auf dem Crap la Tgina, dem Fil de Cassons und auch am hier kartierten Teil des Flimsersteins finden sich Formationen aus der Kreide. Gegen Norden ist parautochthoner Flysch aufgeschlossen, welcher wie die Vorab-Tschepp-Decke zu den Calanda-Einheiten gehört [Wyssling, 1950]. Im nordwestlichen Teil ist über der Glarner Hauptüberschiebung Verrucano aufgeschlossen, welcher zur Mürtschendecke gezählt wird [Oberholzer, 1933]. Gegen Süden folgen nach den mächtigen Ablagerungen des Flimser Bergsturzes (Abbildung 1.3) nordpenninische Bündnerschiefer.

1.2.3 Der Flimser Bergsturz

Der Flimser Bergsturz ist der grösste bekannte Bergsturz der Alpen. Betrachtet man die Kinematik des Sturzes, handelt es sich um einen Sturzstrom (bzw. Felsgleitung, „rock avalanche“). Da aber in der gängigen Nomenklatur Hangbewegungen, welche mehr als 1 km^3 bewegten, als Bergsturz bezeichnet werden, wird in diesem Bericht immer vom „Flimser Bergsturz“ die Rede sein. Der Flimser Bergsturz war das Studienobjekt zahlreicher zum Teil sehr berühmter Geologen, und entsprechend gross ist auch die Anzahl der veröffentlichten Berichte über dieses Thema und Gebiet. Poschinger, von et al. [2005] hat einen guten kurzen Überblick über die Geschichte der Interpretation des Flimser Bergsturzmaterials zusammengestellt. Als einer der ersten erkannte A. Heim die seltsam zerbrochenen Gesteine in der Region um Flims als Bergsturzmassen. Gegen diese Interpretation gab es anfänglich noch Widerstand [Oberholzer and Heim, 1934], heute ist sie jedoch unbestritten. Abele [1974] schätzte das Hohlvolumen des Abbruchsgebietes auf $\sim$13 km^3 und das Volumen des Ablagerungsgebietes auf $\sim$9 km^3. Da das Volumen nur schwierig zu rekonstruieren ist, wird oft ein relativ grosser Bereich von 10 - 15 km^3 angegeben (Heim, 1932; Bonanomi et al., 1994). Die Sturzmassen bedecken eine Fläche von mehr als 51 km^2 [Abele, 1974]. Sie bilden eine Art Dreieck mit Ilanz, Reichenau und dem hier kartierten Gebiet als Ecken des Dreiecks (Abbildung 1.3). Die in südlicher Richtung gleitenden Massen brandeten am Gegenhang auf, und man findet sie sogar bis weit ins Versamer Tobel hinein [Moor, 2003]. Der Rhein wurde durch die Sturzmassen aufgestaut, und es bildete sich der sogennante „Ilanzer See“ [Poschinger, von, 2005]. Beim Säsagit oberhalb von Tamins löste sich ein weiterer Bergsturz. Die genaue zeitliche Abfolge des Flimser Bergsturzes, des Taminser Bergsturzes und der dabei möglichen entstehenden Seen ist umstritten. Hierzu findet sich in der Diplomarbeit von Kippel [2002] eine gute Zusammenstellung der unterschiedlichen Theorien unter spezieller Berücksichtigung der Entstehung der Bonaduzer Schotter. Schliesslich erodierte der Rhein eine Schlucht in die Sturzmassen, die berühmte Ruinaulta (Rheinschlucht) entstand. Da Moränenmaterial und Erratiker auf den Bergsturzmassen gefunden wurde, ging man bis vor kurzem davon aus, dass die Bergsturzmassen noch vom Vorderrheingletscher überfahren worden

seien. Es wurde auch postuliert, dass mehrere Lokalgletschter, wie z.B. der Segnasgletscher über die Gleitfläche und die Bergsturzablagerungen vorgestossen seien und Moränen zurückgelassen hätten [Jordi, 1986]. Auf dieses Thema wird im Abschnitt 3.4.2 noch weiter eingegangen.
Nabholz [1987] konnte bei Bohrungen in den Schuttmassen noch 5 Bodenbildungshorizonte beschreiben und meinte damit das mehrfache Vor- und Zurückgehen einer Gletscherzunge nachweisen zu können. Dies wurde aber auch bestritten, es könnte sich auch um vorwürmzeitliche Bildungen handeln [Poschinger, von and Haas, 1997]. Die von Poschinger, von and Haas [1997] gemessenen Holzproben aus Kiesen unter Bergsturzmaterial im Versamer Tobel und die Datierungen von Sedimenten aus dem Lag Grond und Lag la Cauma zeigen nämlich deutlich ein früholozänes Alter des Flimser Bergsturzes.

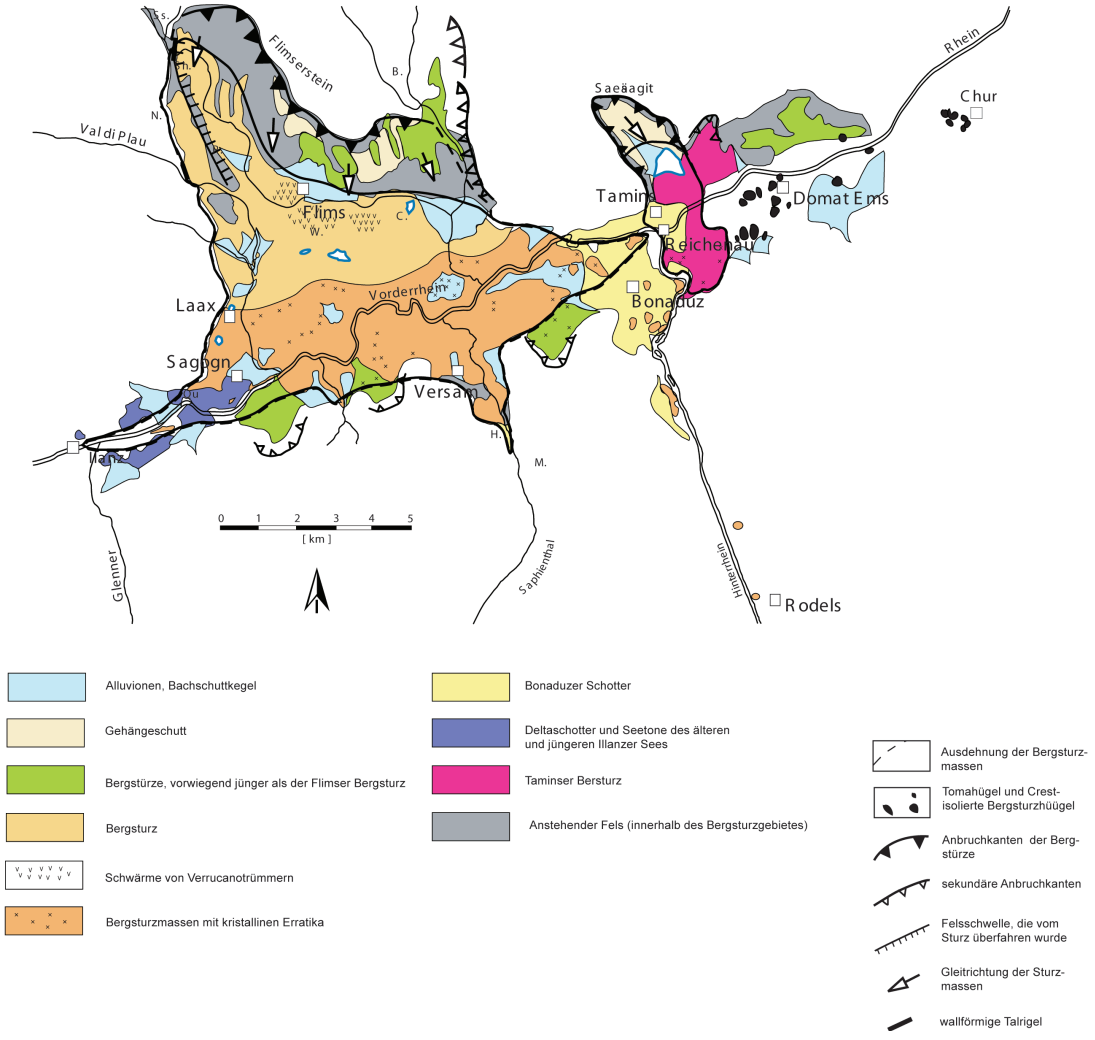


Abbildung 1.3: Geologische Kartenskizze des Flimser Bergsturzgebietes bearbeitet von K. Thuro auf der Grundlage von Bonanomi et al. [1994]. Nach Gsell, R. (1918), Oberholzer, J (1920), Leupold, W. (1942), Remenyik, T. (1959), Pavoni, N. (1968), Scheller, E. (1970), Abele, G. (1979 und 1974), Hantke, R. (1980) und Nabholz, W. (1954 - 1986).

Kapitel 2

Methodik

Als Grundlage der Kartierung diente die auf 1:10'000 vergrösserte 1:25'000 Karte Flims (Blatt 1194) der swisstopo (Bundesamtes für Landestopographie).
Das Einfallen der Gleitfläche wurde systematisch mit einem Geologen-Kompass eingemessen. Koordinaten von Messstandorten und wichtigen Aufschlüssen wurden mit dem GPS 12XL Personal Navigator von GARMIN 1998 gemessen. Es stellte sich im nachhinein fest, das fälschlicherweise im GPS das Koordinatennetz „european 1950" anstatt „ch1903" eingestellt gewesen war. Es wurden aber während der Kartierung viele Kontrollmessungen gemacht, d.h. bei charakteristischen Punkten wie Bergstationen oder Wegkreuzungen wurden die GPS Koordinaten notiert. Diese konnten mit der aus den Karten herausgelesenen Koordinaten verglichen werden. Aufgrund von mehr als 40 solcher Messungen konnte eine systematische Koordinatenverschiebung von ungefähr dx = -10 m und dy = +40 m festgestellt werden.



Abbildung 2.1: Nicht verkarstete, gut erhaltene Gleitfläche bei Aufschluss G12 im nordöstlichen Teil der Gleitfläche. Im Hintergrund ist der Flimserstein zu erkennen.

Bei allen in diesem Bericht verwendeten Koordinaten wurde also zu den mit dem GPS gemessenen y-Werten 40 m dazugezählt, bzw. bei allen x-Werten 10 m abgezählt. Die Höhe wurde zusätzlich noch mit einem Victorinox Altimeter überprüft. Jeder Messstandort wurde mit einem Kürzel bezeichnet und auf der Geomorphologisch-strukturgeologischen Karte eingetragen (Anhang A). Um einen Anhaltspunkt für die Qualität der eingemessenen Fläche zu geben, wurden die Messungen gewertet (siehe Legende der Geomorphologisch-strukturgeologischen Karte (Anhang A)). Je höher die Wertung (rotgefärbte Messungen), desto besser schien die Messung die ursprüngliche Gleitfläche zu approximieren (Abbildung 2.1). Je tiefer die Wertung (grüngefärbte Messungen), desto mehr schien es sich um eine neuere Kluftfläche oder eine durch Karst veränderte Fläche zu handeln. Es wurde teilweise auch ein Messpunkt notiert, wenn z.B. wegen zu starker Verkarstung keine Fläche eingemessen werden konnte (Blaugefärbte Messungen). An einer Messstelle wurden im Umkreis einiger Meter jeweils zwei bis drei Messungen durchgeführt, um statistisch einen besseren Wert zu erhalten. Messungen ausserhalb der Gleitfläche sind schwarz gefärbt.
Der Unterschied zwischen anstehender Gleitfläche und quartärer Schuttbedeckung ist natürlich fliessend. War die Gleitfläche immer wieder in der Wiese sichtbar, wurde eine durchgehende Gleitfläche kartiert. War jedoch eine dichtere Geröll- od. Felssturz-Bedeckung vorhanden, wurde diese in der Regel als Quartärbedeckung kartiert, auch wenn die Gleitfläche sicher unter der Quartätbedeckung anstehend war. Wie gering die Quartärbedeckung war, liess sich zum Teil schön bei Bacheinschnitten feststellen. Die im Feld gezeichnete Karte wurde mit dem Programm CorelDRAW(R)-Version 11.0 digitalisiert.

Kapitel 3

Ergebnisse

3.1 Stratigraphie

3.1.1 Übersicht Stratigraphie

Die Stratigraphie wurde grundsätzlich von Felder [1973] übernommen, wobei aber die Zementsteinschichten, Troskalke, Korallogenen Quintnerkalke und Malmbrekzien nicht in der dort vorgestellten Form kartiert werden konnten. Sie wurden in dieser Kartierung im Quintnerkalk zusammengefasst. Die Stratigraphie wurde etwas vereinfacht und nicht so

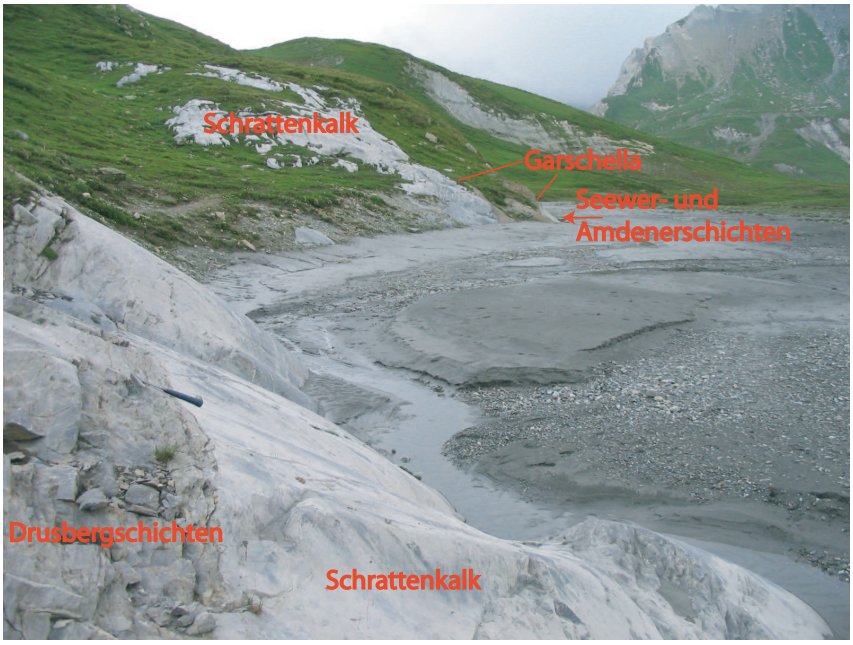


Abbildung 3.1: Beim Aufschluss 78 am südlichen Ende der Unteren Segnasebene lässt sich von links nach rechts folgende Abfolge erkennen: Drusbergschichten - Schrattenkalk - Garschella - Seewer - und Amdenerschichten.

detailliert wie durch andere Autoren untersucht. Für genauere Angaben sei hier vor allem auf die Arbeit von Felder [1973] verwiesen. Besonders soll auf das detaillierte Profil von Segnas Sura hingewiesen werden, bei dem die Gesteine von Felder [1973] auch mit

Dünnschliffen untersucht wurden. Weitere lithologische Beschreibungen wurden v.a. den Werken von Blumenthal [1911] und Wyssling [1950] entnommen. Betrachtet man die Belegsammlung der Diplomarbeit von Felder [1973], welche an der ETH Zürich zugänglich ist, wird klar, dass gewisse Kalke unterschiedlicher Kreideformationen makroskopisch sehr ähnlich aussehen können. Die Zuordnung im Felde ist deshalb ohne sichtbare stratigraphische Abfolge teilweise nicht eindeutig. Es werden in den folgenen Abschnitten kurz die wichtigsten Merkmale der verschieden Formationen aufgelistet. Die Beschreibungen der Gesteine aus der Kreide und dem Tertiaer basieren v.a. auf den Beobachtungen auf dem Crap la Tgina. Ein besonders schöner Aufschluss der Übergänge Drusberschichten - Schrattenkalk - Garschella - Seewer - bzw. Amdenerschichten findet sich am südlichsten Ende der Oberen Segnasebene (Abbildung 3.1). Die Kalke östlich des Crap la Tgina sind gerade beim Kontakt mit der Glarner Hauptüberschiebung teilweise stark verändert worden und schwierig zu bestimmen. Durch den Überlagerungsdruck bei der Alpenfaltung wurden die darunterliegenden Gesteine des Juras und der Kreide metamorphisiert (ca. Grünschieferfazies, pers. Mitt. K. Thuro)). Die Mächtigkeiten der verschiedenen Formationen variierten teilweise stark und wurden grob abgeschätzt angegeben.

3.1.2 Verrucano

Permischer Verrucano lässt sich anstehend im nordöstlichen Teil des Kartiergebietes antreffen. Es handels sich um einen grünen Serizit-Chlorit-Schiefer mit z.T. häufigen bis zu 10 cm dicken weiss-braunen Dolomit- und Quarz-Lagen bzw. Adern. Die Quarz-Lagen wittern weniger stark zurück als der sie umgebende Schiefer. Sie sind meistens parallel zu der Schieferung angeordnet, es gibt aber auch Adern, welche schräg oder senkrecht zur Schieferung stehen. In den quarzreichen Lagen finden sich z.T. Hämatit und Limonit. Der Quarz ist teilweise grobkristallin ausgebildet. Der Schiefer bricht in mm dünne Plättchen und wittert grau-grün bis orange (Limonit) an. Wyssling [1950] verfasste eine detaillierte Beschreibung und Zuordnung der verschiedenen Verrucanogesteine dieser Region.



Abbildung 3.2: Typischer Verrucano: Serizit-Chlorit-Schiefer mit Dolomit-Quarzadern (in der Nähe der Wegkreuzung nördlich des Punktes 2570 m.ü.M. auf dem Flimserstein).

3.1.3 Quintnerkalk

Typischer Quintnerkalk

Es wurde in der hier vorgestellten Kartierung auf eine Unterscheidung von Troskalken (Tithon) und Quintnerkalken verzichtet. Bereits Blumenthal[1911, p.18] hatte geschrieben: „Innerhalb unseres Gebietes ist eine Abtrennung des Tithons vom Malm kein durch stratigraphische oder lithologische Gründe gefordertes Bedürfnis“. Die Troskalke sollten eher heller als die Quintnerkalke sein und teilweise Korallen führen. Ich konnte jedoch keine solchen Korallen von Auge identifizieren und liess die Unterscheidung fallen. Felder [1973] hatte in diesen Kalken auch keine Korallen gefunden. Auch die Zementsteinschichten, welche auf die Troskalke folgen sollten, wurden weggelassen. Einzig unterhalb der überschobenen Oehrlikalks westlich von Ils Cugns konnte ein dünnplattiger feinkörniger Kalk erkannt werden, bei welchem es sich um die Zementsteinschichten handeln könnte. Quintnerkalkvarietäten wie Malmbrekzien und korallogene Kalke konnte im Feld nicht als durchgehende Horizonte nachgewiesen werden. Korallen wären vielleicht in einem Dünnschliff erkennbar, im Feld sind sie in diesen Schichten scheinbar schwierig bis gar nicht zu finden.

Beim typischen Quintnerkalk (Abbildung 3.3), Hochgebirgskalk oder Malmkalk handelt es sich um einen hellblau-grau anwitternden recht homogenen oft gebankten Kalk. Der Quintnerkalk kann sehr hell und im Vergleich zu anderen Kalken markant herauswittern. Im frischen Bruch ist er blau-grau gefärbt. Es konnten keine Fossilien gefunden werden. Es lassen sich manchmal deutlich Lagen erkennen, welche wohl sedimentären Ursprung haben.
Vor allem im untersten Bereich der Gleitfläche finden sich auch Quintnerkalke, welche einen „marmorartigen“ metamorphen Eindruck machen. An einer Stelle konnte ein scheinbar mylonitisierter Quintnerkalk gefunden werden. Zwischen einzelnen Kalklagen wurden wohl einzelne Kalkklasten geschert und rotiert.



Abbildung 3.3: Typischer homogener gebankter Quintnerkalk.

Quintnerkalkbrekzien

Auf der Gleitfläche treten immer wieder verschiedene Arten von Brekzien auf. Ein zusammenhängendes Auftreten der gleichen Brekzienart ist nicht festzustellen. Die entdeckten einzelnen Vorkommen dieser Brekzien wurden auf den beiligenden Karten nicht eingezeichnet.
Bei einigen Brekzien konnte man schwach noch einen ursprünglich zusammenhängenden Kalkstein bestimmen (Abbildung 3.4, links). Der Kalkstein schien in viele Stücke zerbrochen, die dabei entstandenen Hohlräume wurden aber wieder mit meistens hellweissem Kalk zementiert worden. Es könnte sich hierbei um tektonisierte Quintnerkalke handeln. Bei einigen Brekzien war der Abstand zwischen den Klasten schon etwas grösser, und sie waren mehr oder weniger angerundet. Diese Stücke erinnerten an sedimentäre Brekzien. Felder [1973] geht davon aus, dass es sich meistens um nicht sedimentäre sondern um Dolomitisationsbrekzien handelt. Eine besondere Quintnerkalkvarietät zeigte zwischen den Klasten deutlich rotgefärbte Zemente (Abbildung 3.4, rechts). Die rote Färbung stammt wohl von feinem Hämatit bzw. Limonit. Sie lassen sich v.a. an Erosionskanten, an sogenannte „Treppenstufen“ der Gleitfläche finden.



Abbildung 3.4: Tektonische Brekzie (links) und rötliche Brekzie (rechts) im Quintnerkalk der Gleitfläche.

Kalk mit Quarz-Komponenten

Über die ganze Gleitfläche verteilt lassen sich deutlich herauswitternde schwarz bis weiss gefärbte Bereiche finden.

Teilweise sind es kleine heraustretende cm grosse plattige runde „Körner“ (Abbildung 3.5). An anderen Stellen bilden sich mehrere Meter grosse aus dem „normalen“ sie umgebenden Quintnerkalk heraustretende kleine, buckelige Hügel. Die Komponenten sind oft stark zerbrochen bzw. zerklüftet. Oft sind sie von einem feinen Calcit-Adernetzwerk durchzogen. Bei der Verwitterung bleiben schliesslich die quarzreichen Bereiche eckig und zerfurcht heraustretend zurück. Im frisch angebrochenen Handstück lassen sich die quarzreichen Bereiche od. Komponenten nur schwer vom „normalen Quintnerkalk“ unterscheiden. Der hohe SiO_2 Anteil wird sich wohl vor allem diagenetisch angereichert haben. Der SiO_2 könnte zum Beispiel von Kieselschwammnadeln oder Diatomeen stammen.



Abbildung 3.5: Quintnerkalk mit herausragenden Quarzkomponenten in der Gleitfläche.

3.1.4 Oehrlikalk

Teilweise ist der Oehrlikalk fast nicht vom Quintnerkalk zu unterscheiden. Der Kalk ist tendenziell ein bisschen dunkler als der Quintnerkalk. In der Formation Oehrlikalk wurden recht unterschiedliche Kalke zusammengefasst.
Es handelt sich teilweise um einen dunkelgrau-blauen Kalk, welcher stark durchadert (ev. je nach tektonischer Beanspruchung) ist und etwas rötlich anwittern kann. Eine Varietät des Oehrlikalkes aber unterscheidet sich deutlicher vom Quintnerkalk. Sie bricht in cm dicke Kalkplatten, welche im Geröll auffallen. Die Oberfläche dieser Kalkplatten ist mit zahlreichen dunklen Komponenten (Abbildung 3.6), wohl v.a. kleinen z.T. stengeligen, biogenen Überresten (z.B. Bryozooen, Muschelbruchstücke, Echinodermen) übersät. Auch feine mergelige Lagen konnten gefunden werden. Im stratigraphisch obersten Bereich des Oehrlikalks lassen sich Echinodermenkalke finden. Die Mächtigkeit des Oehrlikalkes beträgt ungefähr 20 m.



Abbildung 3.6: Dunkelblauer Oehrlikalk mit vielen biogenen Komponenten.

3.1.5 Betliskalk



Abbildung 3.7: Blau-grauer Betliskalk mit wenigen gelb-orange herauswitternden Kompoenten.

Zwischen dem Oehrlikalk und dem Kieselkalk findet sich ein weiterer blau-grau anwitternder Kalk, welcher wie bei Felder [1973] als Betliskalk kartiert wurde. Die frische Bruchfläche ist dunkel blau-grau gefärbt. Es lassen sich viele glänzenden Flächen in der frischen Bruchfläche finden, welche als Calcit-Einkristalle von Echinodermenglieder interpretiert wurden. Der Betliskalk ist also ein Echinodermenkalk. Erkennbar sind auch unterschiedlich häufige gelb-orange herauswitternde verkieselte Komponenen (Abbildung 3.7). Einige davon sind als mehrere cm grosse Korallen identifizierbar. Im stratigraphisch unteren Teil kommen auch runde biogene mit Calcit-Zement gefüllte Formen vor, welche wohl Muscheln und Schnecken darstellen. Felder [1973] hat diese Lage wohl noch zum Oehrlikalk gezählt. Blumenthal [1911] bezeichnete diese muschelreichen, spätigen Kalken als Valangienkalke. Die Mächtigkeit des Betliskalks ist mit weniger als 5 m eher gering.

3.1.6 Kieselkalk



Abbildung 3.8: Rot-braun gefärbter Kieselkalk mit Phosporit- und Muschelreichen Lagen.

Der Übergang vom Betliskalk zum Kieselkalk ist teilweise im Felde deutlich ausgebildet und im Querschnitt seltsam gezackt. Der Kieselkalk zeigt eine Variation von verschiedenen teilweise kondensierten Lagen (Abbildung 3.8). Westlich des Punktes 2424 m.ü.M. auf dem Crap la Tgina konnte folgende Abfolge festgestellt werden. Zuunterst findet sich ein ∼30 cm dicker „Aufarbeitungshorizont“ mit einer cm dicken herauswitternden rot-schwarzen Zone. Es folgt ein fossilreicher (Muscheln, Korallen) Echinodermenkalk mit schwarzen Körnern. Darüber folgen mehrere Meter eines rostbraun-oliv anwitternden Echinodermenkalkes bzw. einer Echinodermenbrekzie. Darin befinden sich zahlreiche schwarze und rote Komponenten, die hier als Phosphorit- und Pyritknollen interpretiert werden. Die schwarzen Knollen sind teilweise in Lagen angereichert. Die angewitterten Kalke haben oft eine sandig raue Oberfläche. Im Echinodermenkalk finden sich auch immer wieder organe-braune herauswitternde mehrere cm grosse Fossilien (Muschelschalen, sternförmige Seelileinstielglieder).

Daneben kann z.B. beim Tschengel dil Gori auch ein weiss-braun „knolliger“ Horizont gefunden werden. Die Knollen schäumten bei Hinzugabe von Salzsäure nicht, und sie wittern heraus.
Nach Felder [1973] fehlt auf dem Crap la Tgina der eigentliche Kieselkalk primär und kann neben den Aufarbeitungshorizonten nur die Echinodermenmbrekzie gefunden werden. Der Kieselgehalt des hier beschriebenen Kieselkalkes ist also gar nicht besonders hoch. Die Mächtigkeit der Kieselkalke beträgt beim Crap la Tgina vielleicht 10 m.

3.1.7 Drusbergschichten

Zwischen Kieselkalk und Drusbergschichten lässt sich im Felde wieder eher schwierig eine Grenze ziehen. Es handelt sich um grau-braun anwitternde, dünnplattige bis grobbankige Kalke mit blau-grauer Bruchfarbe. Es finden sich auch hier cm grosse rostige Knollen. Die angewitterte Kalkoberfläche ist lagig und z.T. löchrig. In den Drusberschichten fallen immer wieder mehr als 10 cm grosse, oft unförmige, orange-gelb herauswitternde, verkieselte Komponenten auf (Abbildung 3.9). Hie und da sind diese in Lagen stark konzentriert. Diese mögen den von Felder [1973] beschriebenen Austernlagen in den Drusberschichten entsprechen. Auch Blumenthal [1911] beschreibt das massenhafte, bankweise Auftreten von verkieselten Austern als charakteristisches Merkmal für den oberen Teil der Drusberschichten. Im Feld konnten auch verkieselte Korallen und Echinodermenkalke gefunden werden. Zwischendurch sind die Drusbergschichten aber fast fossilleer.



Abbildung 3.9: Drusbergschichten mit gelber heraustretender verkieselter Austerschale.

3.1.8 Schrattenkalk

Als Schrattenkalk wurde ein blau-grau anwitternder, relativ homogener, kompakter, sehr dickbankiger Kalk mit mehr oder weniger weissen Calcit-Adern bestimmt (Abbildung 3.10, links). Er ist im Felde oft als heller und verwitterungsresistenter herausstehender Kalk zu erkennen. Zwischen den Drusberschichten und dem Schrattenkalk lässt sich am südlichen Ende der Oberen Segnasebene ein deutlicher Kontakt finden (Abbildung 3.10, rechts). Der Schrattenkalk erinnert an die helle Quintnerkalkvarietät und ist meistens fossilleer. Im unteren Teil sind aber an einer Stelle kleine weisse längliche Strukturen sichtbar, welche rekristallisierte Nerineen darstellen könnten. Felder [1973] beschreibt grössere Nerineen im Schrattenkalk am Übergang zu den Drusberschichten. Blumenthal [1911] beschreibt den Schrattenkalk als oft stark metamorphisierten kristallinischen Kalk. Der Schrattenkalk habe eine Mächtigkeit von vielleicht 10 m.



Abbildung 3.10: Übergang von Drusbergschichten zu Schrattenkalk am südlichen Ende der Oberen Segnasebene (in der Nähe des Aufschlusse 78) (rechts) und Detailphoto von Schrattenkalk (links).

3.1.9 Garschella (ehemaliges Gault)

Am südlichen Ende der Oberen Segnasebene findet sich ein messerscharfer Kontakt zwischen Schrattenkalk und der Garschellaformation (Abbildung 3.11, links). Die Garschellaformation beginnt mit einem ∼10 cm mächtigen schwarzen „Kondensationshorizont“. Es folgt ein braun anwitternder Kalk mit hellbraunen z.T. zurückwitternden Knauern oder Knollen. Im Bruch ist der Kalk dunkel blau-grau gefärbt, und es finden sich feine und dicke helle Calcitadern. Es treten auch cm grosse rostig anwitternde wohl Pyritkörner auf. Felder [1973] beschreibt auch noch einen „glaukonitischen“ Sandkalk mit phosphoritisierten Fossiltrümmern (u.a. Turriliten). Im östlichen Teil des Crap la Tgina fand ich auch einige Fossilien (Schnecken, ev. auch Belemniten). Die Garschella-Formation hat eine variierende Mächtigkeit, im südlichsten Bereich der Oberen Segnasebene wurden ∼4 m gemessen.

3.1.10 Seewer- und Amdenerschichten

Beim Aufschluss am südlichen Ende der Oberen Segnasebene folgt auf die Garschellaformation ein gelb-orange-grau anwitternder Kalk (Abbildung 3.11, rechts). Er bildet sowohl relativ gerade kompakte Wände als auch dünnplattig zurückwitternde Erosionskanten. Teilweise ist die angewitterte Oberfläche sehr löchrig. Im Handstück zerfällt das Gestein in dünne blau-graue Platten mit teilweise glänzenden Flächen (Serizit) und kleine dunklen Komponenten auf den Plattenoberflächen. Von Auge erkennbare Fossilien konnten nicht gefunden werden. Felder [1973] schreibt, dass es unklar sei, ob in dieser Region überhaupt noch echte Amdenerschichten zu finden seien. Er beschreibt, dass der Kalk teilweise jedoch immer mergeliger werde.



Abbildung 3.11: Übergang von Schrattenkalk zu Gesteinen der Garschellaformation am südlichen Ende der Oberen Segnasebene (links). Gut zu erkennen ist der rostig anwitternde „Kondensationshorizont“. Gelblich-braun anwitternde dünnplattige im Bruch blau-graue Seewerschichten (rechts).

3.1.11 Bürgenschichten

Nördlich des Crap la Tgina und den Seewer- und Amdenerschichten finden sich Ablagerungen aus dem Tertiär. Es lassen sich mehrere Rücken und Tälchen mit verschieden kompetenen Gesteinen finden. Einerseits tritt ein Gestein mit z.T. sehr vielen cm grossen, im Schnitt flach ovalen, kalkigen gelb-orangen Fossilien auf. Felder [1973] beschreibt diesen als Assilinengrünsand (Assilina spira) (Abbildung 3.12, links). Diese Fossilien können herauswittern, wodurch ein löchriger Fels entsteht. In diesen Assilinengrünsanden finden sich teilweise auch mehrere cm dicke Quarz-Adern. Immer wieder hat es auch grosse teilweise stark zerfallene Pyritkörner. Daneben findet sich auch ein schiefriges Gestein mit zahlreichen (teilweise fast gesteinsbildenden) um 0.5 cm grossen Fossilien, welches Felder [1973] als Biomirkit (mit Nummuiliten, Assilinen und Discocylinen) bestimmt hat (Abbildung 3.12, rechts). Der Übergang zum Seewerkalk ist nicht immer eindeutig und teilweise fliessend. Gegen Norden beschreibt Felder [1973] dann das auftreten von blättrigen Globigerinenschiefern, d.h. hellgrau anwitternden Mergelschiefern mit schwarzen Pünktchen (Globigerinen) auf den Schieferungsflächen.
Man findet diese verschiedenen Lithologien teilweise recht nahe beieinander.

3.1.12 Quartär

Da das Quartär eigentlich das Hauptthema dieser Kartierung ist, wird es in den folgenden Abschnitten noch eingehender diskutiert. Es wurden grundsätzlich Hangschutt, Alluvionen und Blöcke verschiedener Grösse (grösser und kleiner als 0.5 m) kartiert. Morphologisch wurden zudem Nackentälchen, Erosionskanten und -rinnen und Flussterrassen unterschieden. Im Süden geht die Skipiste durch das Kartierebiet.



Abbildung 3.12: Assilinengrünsand (links) mit zahlreichen gelben ovalen zurückwitternden Assilinen. Biomikrit (rechts) mit zahlreichen Fossilien (z.B. Nummuliten, Assilinen und Discocyclinen).

3.2 Tektonik

3.2.1 Falten, Überschiebungen und Brüche

Blumenthal [1911] beschreibt in seinem Werk der Geologie der Ringel-Segnesgruppe schön, wie man von der Unteren Segnasebene Richtung Osten blickend, die sogenannte Segnas Sut-Falte erkennen kann. Auf der geologischen Karte beim Crap la Tgina (Anhang A) und im N-S-Profil (Anhang A) ist erkennbar, dass die nach Süden einfallenden Kreideschichten verkehrt liegen. Blumenthal [1911] stellte auch fest, dass die Segnas Sut- und die Flimsersteinfalte (scheinbar besser erkennbar von Bargis aus, d.h. an der Ostwand des Flimsersteins) einander entsprechen.
Felder [1973] hatte auf dem Crap la Tgina zwei Überschiebungen kartiert, welche übernommen wurden. Für eine detailliertere Interpretation der Tektonik des Crap la Tgina und auch des Bereichs östlich davon, sei hier auf seine Arbeit verwiesen. Gegen Osten, in der Nähe des Fil de Cassons, wird es immer schwieriger, die Gesteine zu bestimmen. Die Gesteine wurden hier stark durch die Glarner Hauptüberschiebung metamorphisiert bzw. mylonitisiert, und die Kreidegesteine scheinen kompliziert ineinander geschoben. Blumenthal [1911, p. 34] sagt dazu : „Was nun über dieser kleinen Gaultmulde folgt, spricht einer jeden genaueren Entzifferung Hohn.“ Man könnte eventuell von tektonischem Mélange sprechen. Der Übergang von Kreideschichten zum überschobenen Verrucano lässt sich gut beim Fil des Cassons südöstlich vom Punkt 2674.4 m.ü.M. untersuchen (Abbildung 3.13). Auf die Verrucanoablagerungen folgt ein weisser Marmor, der im oberen Bereich teilweise orange verfärbt wurde. Die Gesteine wurden hier deutlich metamorph überprägt. Wahrscheinlich kam es zu einer Rekristallisation des Kalkes. Der weisse Marmor geht fliessend in den darunter anstehenden „normalen Schrattenkalk“ über.

Der auffallendste Bruch im Kartiergebiet lässt sich oberhalb der Pala da Pors finden. Er ist auch von weitem erkennbar und versetzt die Gesteinsabfolge am Flimserstein (Anhang A). Die Störung lässt sich auch aus der Nähe gut erkennen und untersuchen, denn der Wanderweg verläuft direkt im von der Störung gebildeten Einschnitt. Blumenthal [1911] beschreibt diese Störung und stellt fest, dass sie jünger sein muss als die Glarner Hauptüberschiebung, da sie den Verrucano scheinbar auch durchdringe. In der Störungzone lässt sich ein wohl mitgerissenens Schrattenkalkpaket erkennen. Die Gesteine scheinen sich gegen die Störung hin orange-rot zu verfärben. Es lassen sich schliesslich eine stark orange verfärbte Störungsbrekzie und auch klare glatte Rutschflächen finden.

3.2.2 Nord-Süd, Ost-West und Flimserstein-Profile

Oberholzer [1933] erstellte zahlreiche Profile durch die sogenannten Glarner Alpen und das angrenzende Graubünden. In Hinsicht auf den Flimserstein sind v.a. zwei Profile (Tafel 3, Profile 7 und 8) interessant. Er kartierte eine Abfolge von in etwa Quintnerkalk, Zementsteinschichten, Oehrlikalk, Valanginienkalk, Kieselkalk, Drusbergschichten, Lochsitenkalk und Verrucano. Ein ähnliches Profil findet sich bei Wyssling[1950, Tafel 3], wobei hier z.B. die Lochsitenkalke nicht mehr wie bei Oberholzer [1933] eingezeichnet sind. Wyssling [1950] beschreibt auch die Gesteine des Profils am Flimserstein, wobei er sowohl Korallenkalk als auch Zementsteinschichten erwähnt. Helbling [1938] machte ein Profil der Ost- und Nordwand des Flimsersteins, welches ein sehr komplizierteres Bild

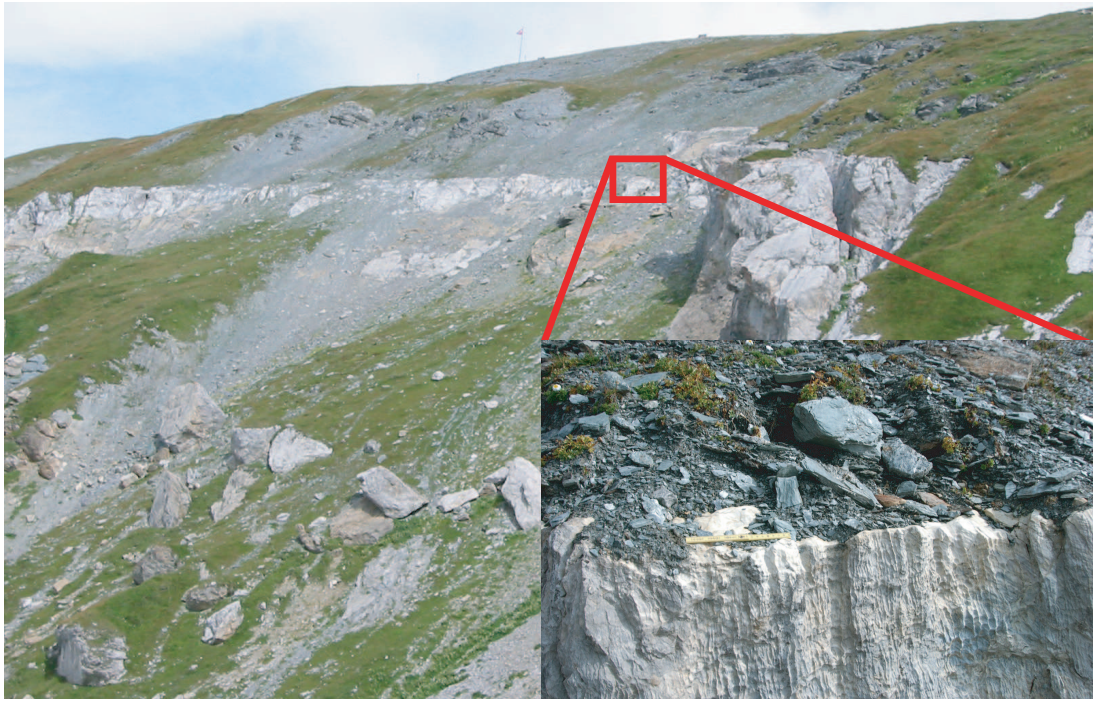


Abbildung 3.13: Auf die Kreideschichten überschobener Verrucano unterhalb der Bergstation Cassons. Im Detailphoto rechts unten erkennt man, wie der Schrattenkalk am Kontakt zum Verrucano metamorphisiert wurde. Detailphoto: K.Thuro.

vieler ineinandergeschobenen Schichten zeigt. Schliesslich hat auch Felder [1973] den obersten Teil des Flimsersteins kartiert. Den besten Einblick in die Gesteine hat man entlang des Weges zwischen den Punkten 2514 m.ü.M. und 2570 m.ü.M., entlang der vorher beschriebenen Störung, welche die lithologische Abfolge deutlich versetzt.
In diesem Kartierungsbericht wird eine vereinfachte Interpretation des obersten Teils der Flimsersteinwand ohne Detailuntersuchung der Gesteine gegeben (Anhang A).
Felder [1973] hat eine ganze Serie von Nord-Süd-Profilen durch den Crap la Tgina gelegt. Diese wurden als Vorlage für das beiligende Nord-Süd-Profil (Anhang A) benutzt. Beim Ost-West-Profil mussten das Einfallen der Kreideschichten und auch die Schichtmächtigkeiten grob abgeschätzt werden, da ein Einmessen der Schichten südlich der beschriebenen Störungszone nicht möglich war. Eine Messung konnte jedoch bei Aufschluss 55 gemacht werden. Die Bankung im Quintnerkalk westlich der Unteren Segnasebene wurde aufgrund der Messung 107 abgeschätzt.

3.3 Gleitfläche

3.3.1 Morphologie und Lithologie der Gleitfläche

Schaut man von der Bergstation Naraus Richtung Nordwesten fällt einem eine helle weisse Fläche in der Landschaft auf, welche von manch einem Wanderer im ersten Augenblick als Schneefläche gedeutet wird. Es handelt sich jedoch um eine anstehende Kalkplatte, welche hier als die Gleitfläche des Flimser Bergsturzes kartiert wurde. Sie wird im Norden von der Krete des Crap la Tgina und des Fil de Cassons begrenzt. Die Gleitfläche streicht im nordwestlichsten Teil in die Luft aus. Im östlichen Teil verschwindet sie unter Schuttablagerungen. Die Abrisskante der Flimser Bergsturzes wurde entlang dieser Krete und entlang des Flimsersteines grob abschätzend eingezeichnet. Sie ist in Wahrheit wohl um einiges komplexer, kann aber nur schwierig rekonstruiert werden. Sie wurde nicht durchgehend kartiert. Denn nördlich von „Ils Cugns“ lässt sich in einem Abschnitt keine morphologische Abrisskante erkennen. Im Osten verschwindet die Gleitfläche im Gebiet der Pala da Porcs und weiter südlich davon unter Hangschutt. Es ist nicht erstaunlich, dass die Gleitfläche hier so stark von Schutt bedeckt ist, da vom noch heute steilen Gelände um den Fil de Cassons und den Flimserstein viel Material herunter stürzen kann. Im Westen wird die Gleitfläche durch einen morphologischen Wall nördlich der Segnashütte und weitere Ablagerungen abgegrenzt, auf welche im Abschnitt 3.4.2 noch weiter eingegangen wird. Auch im südlichsten Bereich des kartierten Gebietes konnte noch anstehender Quintnerkalk der Gleitfläche gefunden werden.
Die eigentliche Gleitfläche besteht also ausser im nördlichsten Bereich nur aus Quintnerkalk. Rätselhaft bleiben die bei Aufschluss 92 bei „Ils Cugns“ gefundenen Kreideablagerungen. Eventuell handelt es sich um eine abgerutschte Platte.
Der gewichtete Mittelwert (rote Messungen werden dreifach gezählt, grüne Messungen nur einfach) aller gemessenen Orientierung auf der Gleitfläche beträgt ungefähr 181/25. Die Gleitfläche fällt also im Mittel mit ∼25° gegen Süden ein. Die Einfallsrichtung kann aber lokal um z.T. mehr als 20° vom Mittelwert abweichen. Es wurden Einfallswinkel zwischen 17° und 34° gemessen. Heim [1932] hatte auf der grossen „Kalkfelsflächen“ ein Gefälle von 13.5° gegen SSE gemessen.

Auffällige Erosionskanten in der Gleitfläche wurden auch kartiert. Diese könnten als Stufen der Gleitfläche interpretiert werden. Diese Erosionskanten sind oft gerade, teilweise sind sie aber auch stark gerundet, wohl aufgrund rückschreitender Erosion durch Wasser. Bei mehreren solcher Erosionskanten folgen nach einer kleinen Depression kleine Hügel oder Wälle (Abbildung 3.14). Loses Material wird wohl hauptsächlich während des Winters durch Lawinen und Schneebretter gegen das Tal transportiert. Vielleicht entstehen hierbei diese Senken und Wälle.
Die von Heim [1932] beschriebenen „häufigen Einlagerungen von etwas mergeligem Kalk“ konnten im Quintnerkalk nicht gefunden werden. Auch die in manchen geologischen Karten dieser Gegend eingezeichnete stratigraphische Abfolge von z.B. normalem Quintnerkalk, Malmbrekzien, Korallogenem Quintnerkalk zu Troskalken konnte wie bereits erwähnt so nicht kartiert werden. Von Auge erkennbare Korallen konnten nicht eindeutig bestimmt werden. Die Gleitfläche scheint zwar einige Stufen zu machen (siehe weiter unten), da aber die Blöcke entlang von Bankungen abgeglitten zu sein scheinen, bleibt man über weite Bereiche in der gleichen Lage. Die oben beschriebenen Varietäten mögen auf ursprüngliche sedimentologische Unterschiede oder unterschiedliche tektonische Beanspruchungen zurückgeführt werden.



Abbildung 3.14: Kalkplatten der Gleitfläche auf die gegen Süden eine kleine Senke und eine wallförmige Erhebung folgen.

3.3.2 Schrammen, Riefen

Unter Riefen bzw. Schrammen sind in dieser Arbeit Kratzspuren auf der Gleitfläche gemeint, die durch das Ritzen von Geröllen und Gesteinsplatten während des Flimser Bergsturzes entstanden. Die Unterscheidung zu Rinnen, die nur im Zusammenhang mit Karst entstanden sind, ist schwierig. Natürlich bilden die Riefen bevorzugte Rinnen, entlang welchen Wasser fliessen kann, was zu verstärkter Lösung des Kalkes entlang dieser Riefen führt und deren Form verändert. Im Extremfall können Karren entstehen.
Wie könnte man Riefen von rein durch Karst entstandenen Rinnen unterscheiden?
Sind Rinnen über einige Meter hangabwärts verfolgbar und treten sie lateral gehäuft, auf einer frisch aussehenden Kalkplatte und in einer gewissen Regelmässigkeit auf, so ist dies eher ein Indiz für Riefen (Abbildung 3.15). Ausserdem sollten Riefen natürlich auch

in die gleiche Richtung wie die lokal anstehende Gleitfläche einfallen. Die Riefen haben oft einen dreieckigen Querschnitt mit geraden Kämmen, während Karren eher unebene Kämme haben und oft gebogen sein sollten. Normale Karren zeigen wohl seltener eine solche Regelmässigkeit in ihrem Auftreten und in ihrer Orientierung wie die Riefen. So könnten sich z.B. entlang von vertikalen Klüften auch leicht schräg zum Einfallen der Gleitfläche Karren bilden.
Im Feld wurden von mir Riefen an den Aufschlüssen G12 (westlich von Pala da Porcs, auf einer Höhe von ∼2300 m.ü.M.) und G22 - G23 (östlich Tschenghel dil Gori, auf einer Höhe von ∼2220 m.ü.M.) eingemessen. Die Riefen bei G12 zeigt ein Einfallen von ∼192-25 (Linear). Die lokale Gleitfläche um G12 fällt mit ∼195/26 etwas anders als die durchschnittliche Gleitfläche. Die Riefen von G23 - G24 zeigen eine Orientierung von ∼179-25, also ähnlich wie die durchschnittliche Gleitfläche.
Auf der Gleitfläche können auch immer wieder weiss gefärbte Schrammen beobachtet werden, die wohl in den letzten Jahren und Jahrzehnten entstanden. Dieser Schrammen mögen wohl hauptsächlich durch das Ritzen von Geröllen entstehen, welche mit herunterrutschenden Schneebrettern oder Lawinen transportiert werden.

3.3.3 Karsterscheinungen

Die Stärke der Verkarstung der Gleitfläche variiert sehr stark. Betrachtet man die geomorphologisch-strukturgeologische Karte (Anhang A) lassen sich jedoch einige Tendenzen feststellen. Die roten Einfallszeichen, welche geringe Verkarstung anzeigen, treten gehäuft oberhalb einer Höhe von 2100 m.ü.M. und im westlichen Bereich der Gleitfläche auf. Eine der am frischesten aussehenden Flächen lässt sich um die Aufschlüsse G22 - G23 finden, wo auch Riefen kartiert wurden. Es finden sich aber auch im nordwestlichen Bereich der Gleitfläche stark durch Karst verwitterte Bereiche wie z.B. beim Aufschluss G19. Gegen Osten und vor allem gegen Süden nimmt die



Abbildung 3.15: Riefen bzw. Schrammen auf der Gleitfläche bei Messstellt G23.

Verkarstung tendenziell zu. Im Val Margieuna, im südlichsten Teil des Kartiergebietes, ist die Kalkoberfläche zwischen der Vegetationsbedeckung immer schwieriger zu finden, und sie weist teilweise tiefe Spalten auf (3.16, links oben). Hier wird auch die Unterscheidung zwischen Schutt, Felssturzablagerung und anstehender Kalkplatte besonders undeutlich. Die Verkarstung kann ganz unterschiedlich ausgebildet sein. Gewisse Kalkflächen sind mit „scharfkantigen“ Karren überzogen (3.16, rechts oben). Andere Flächen weisen wenige sehr grosse Rinnen auf. Hie und da bilden sich mäandrierende wellige Strukturen in den Rinnen (3.16, links unten). Es finden sich auch durch viele rauh angewitterte Höcker geprägte Flächen (3.16, rechts unten). Wahrscheinlich werden die Höcker durch Härtlinge gebildet, welche im Vergleich zum Umgebungsmaterial weniger schnell gelöst werden können. Es lassen sich auch mehrere Meter tiefe Karstlöcher und wenige kleine Karstquellen auffinden, die auf einen mindestens teilweise unterirdischen Abfluss des Regenwassers hindeuten.



Abbildung 3.16: Karsterscheinungen der Gleitfläche: Karstspalten im südlichen Teil der Gleitfläche bei Aufschluss 25 (links oben). Karren mit scharfen Kämmen in der Nähe von der Messstelle G15 (rechts oben). Mäandrierende Karstkarren nach Messstelle G4 (links unten). Hügelig verkarstete Gleitfläche in der Nähe der Messstelle G32.

Wie aber könnte man den beobachteten Trend im Grad der Verkarstung erklären? Einerseits spielt sicher die Vegetation eine Rolle. Pflanzen scheiden verschieden Arten von Säuren (Huminsäuren) aus und werden die Kalklösung beschleunigen. So könnte man die zunehmende Verkarstung mit zunehmendem Pflanzenbewuchs in tieferen Lagen erklären. Wieso aber macht der nordwestliche Teil der Gleitfläche noch so einen frischen Eindruck? Einerseits hat es hier fast nur sehr wenig Pflanzen (gegen Osten nehmen die Wiesenflächen eher zu). Vielleicht war dieser Teil auch noch längere Zeit von einer schützenden Schuttschicht bedeckt? Die Schuttbedeckung nimmt aber eigentlich gegen Osten eher zu, da vom nördlichsten Teil des Flimsersteins immer wieder Material herunterstürzt. Oberflächendatierungen würden in dieser Hinsicht sicher weiterhelfen.

3.4 Die Segnasbachebenen und ihre Umgebung

Die Entstehung der Ablagerungen und der Morphologie rund um die Segnasbachebenen östlich der Camona da Segnas bzw. der Segnashütte ist unterschiedlich interpretiert worden. Auf der Detailkarte (Abbildung 3.17 und 3.28) werden zwölf verschiedene geologische und morphologische „Elemente“ unterschieden. Diese sollen zuerst einzeln beschrieben werden. Anschliessend soll diskutiert werden, wie man diese „Puzzleteile“ zusammenfügen und interpretieren könnte.

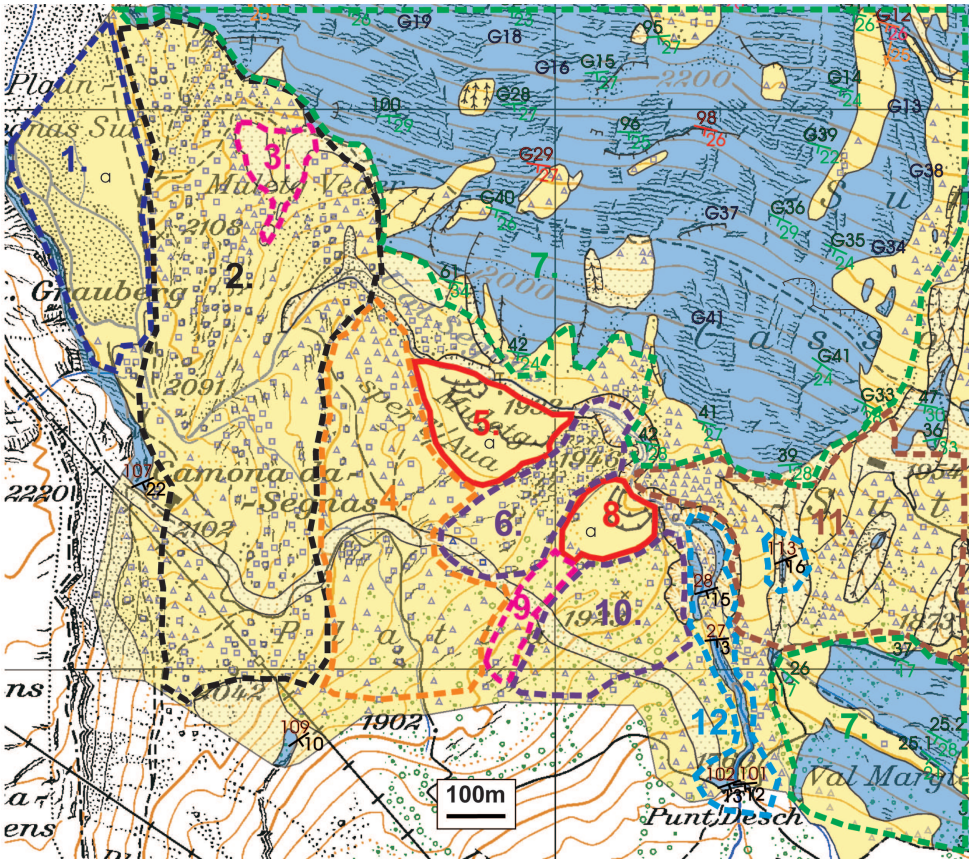


Abbildung 3.17: Detailkarte des Gebietes östlich der Segnashütte mit den 12 morphologischen Elementen (siehe auch Abbildung 3.28).

3.4.1 Beobachtungen

Element 1.: Plaun Segnas Sut, Untere Segnasebene

Die Untere Segnasebene ist von unzähligen kompliziert verflochtenen zum Teil trocken gefallenen mäandrierenden Flussarmen durchzogen. Zahlreiche Terrassen zeigen ältere Flussläufe an. Der Verlauf des Flusses scheint sich immer wieder dynamisch zu ändern. Diese Ebene ist durch fluviatile Aufschotterung im Vorfeld des Segnasgletschers entstanden. Vielleicht bestand hier einmal ein See.

Element 2.: 1. Wall, Ablagerungen aus hellen Kalken östlich der Unteren Segnasebene

Oft über 5 m grosse hell weiss bis grau anwitternde Kalkblöcke bilden eine bereits von weitem sichtbare wallförmige Erhebung (Abbildung 3.18). Diese verläuft ungefähr von Norden nach Süden. Es handelt sich bei den Blöcken fast ausschliesslich um Quintnerkalke beziehungsweise Schrattenkalke. Zwischen den Blöcken öffnen sich teilweise grosse Hohlräume. Viele Blöcke sind stark zerklüftet oder gebankt. Eine bevorzugte Orientierung der Riesenblöcke lässt sich aus der Nähe nicht erkennen. Vielmehr scheinen diese wild durcheinander geworfen. Aus grösserer Distanz sieht es so aus, wie wenn die oft plattigen Blöcke den Wall wie Schuppen bedecken würden. Der Segnasbach hat sich gerade nördlich der Segnashütte durch diesen Wall eingetieft, er bildet aber keine Einschnitte, bei denen feinkörniges Material zum Vorschein kommt, wie sie später den Segnasbacheinschnitten (Element 6. und 10.) noch beschrieben werden.



Abbildung 3.18: Element 2., 1. Wall aus Quintner- bzw. Schrattenkalk-Blöcken am Ende der Unteren Segnasebene.

Element 3.: Flache Eintiefung in Ablagerungen aus hellen Kalken

Die Ablagerungen des 1. Walles sind generell von nur spärlicher Vegetation bedeckt. Im auf der Detailkarte (Abbildung 3.17) rosa eingezeichneten Bereich hingegen findet sich eine kleine von Gras bedeckte „Mulde“ (Abbildung 3.19). In der Mitte der Mulde liegen einige grosse Blöcke. Die Mulde hat einen schmalen Ausläufer gegen Süden. Man findet zwischen der Grasbedeckung v.a. eckiges ev. schwach angerundetes Grobkies.



Abbildung 3.19: Element 3., kleine Mulde unterhalb des westlichen Teils der Gleitfläche.

Element 4.: Ablagerungen aus verschiedenartigen Kalken

Unterhalb der Ablagerungen aus hellen Kalken (Element 2.) lassen sich ähnliche Ablagerungen aus wild durcheinander geworfenen Blöcken finden. Diese haben jedoch eine geringere Durchschnittsgrösse und bestehen nicht nur aus „einheitlichen“ weissen Kalken. Einige Kalkblöcke erinnern an Oehrlikalke oder Drusbergkalke. Aus grösserer Distanz haben diese Ablagerungen eine fast braune Anwitterungsfarbe, und sie sind deutlich stärker von Vegetation überwachsen als Element 2. Der Übergang zum Element 6., dem Wall südlich der Oberen Segnasbachebene, und zum Element 2. ist fliessend. Die einzelnen Blöcke dieses Elementes 4. scheinen stärker zerfallen zu sein als bei den darüberliegenden Ablagerungen aus vor allem helleren Kalken (Element 2.).

Element 5.: Obere Segnasbachebene, „Muletg sper l’Aua“

Folgt man dem Lauf des Segnasbachs (Ual Segnas), welcher weiter südlich zum Flem wird, gegen Süden, so fällt einem eine kleine Ebene auf. Diese wird hier als „Obere Segnasbachebene“ bezeichnet. Die Ebene sticht aus den sie im Norden, Westen und Süden umgebenden

grobblockigen Ablagerungen (Elemente 4. und 6.) deutlich hervor und ist grasbedeckt. Innerhalb der Ebene sind nur sehr wenige grössere Blöcke zu finden. Sie ist deutlich über kleine Abhänge in bis zu 5 kleine Ebenen unterteilbar (Abbildung 3.20), wobei die tiefste Ebene auch am nächsten beim heutigen Segnasbachlauf liegt. Auf der östlichen Seite des Segnasbaches lassen sich die kleinen Treppenstufen ebenfalls finden. Die kleinen Ebenen sind über Stufen miteinander verbunden, welche deutliche Kurven aufweisen. Bei geeigneten Lichtverhältnissen lassen sich aus der Distanz mehrere geschwungene Linien innerhalb v.a. der mittleren Ebenen erkennen. Die „Ebene“ selbst ist aus der Nähe betrachtet recht uneben, und es lassen sich mehrere einige Meter breite Senken, wohl Schlucklöcher, finden. Der Segnasbach hat sich ein bisschen in die tiefste Ebene eingefressen, wodurch am westlichen Ufereinschnitt die Sedimente der Ebene betrachtet werden können. Es handelt sich um Lockergesteine mit eckigen bis angerundeten Komponenten. Auch innerhalb der Ebene lassen sich angerundete Gerölle finden. Das Lockergestein lässt sich als ein Flussschotter ansprechen. Die Rundung ist oft nicht deutlich, da ja der Transportweg noch nicht weit ist. Die kleinen Ebenen wurden als Flussterrassen kartiert, während die geschwungenen Linien v.a auf der mittleren Ebene ehemalige Flussläufe zeigen könnten.



Abbildung 3.20: Element 5., Obere Segnasbacheben mit deutlich erkennbaren Terrassen und alten mäandrierenden Flussläufen. Der Wall auf der linken Seite ist das Element 6.

Element 6.: 2. Wall und Oberer Segnasbacheinschnitt

Die Obere Segnasbachebene ist gegen Südosten von einem Wall begrenzt. Der Segnasbach hat einen mehrere Meter tiefen Einschnitt in diesen Wall erodiert (Abbildung 3.22). Diese Erosion erlaubt uns einen Einblick in den inneren Aufbau dieses Walles. Der Segnasbach fliesst heute im südlichsten und tiefsten Teil des Anschnitts auf festem gebanktem Kalk, dessen Bankung bei Aufschluss 42 eingemessen wurde. Beim Aufschluss 41 auf der Gleitfläche gleich oberhalb des Segnasbacheinschnittes wurde auch die Bankung eingemessen. Die beiden Bankungen weisen eine ähnliche Orientierung von ∼195/27 (Aufschluss 41) bzw. 189/28 (Aufschluss 42) auf. Auch lithologisch handelt es sich in etwa um den gleichen Quintnerkalk. Die bei Aufschluss 42 eingemessene Quintnerkalkplatte scheint eine Fortsetzung der Gleitfläche bei Aufschluss 41 zu sein. Die Ablagerungen des 2. Walles müssen also mindestens teilweise auf der Gleitfläche liegen.
Oberhalb des festen Kalkes kann auf beiden Seiten des Flusses ein grau anwitternde Ablagerung gefunden werden, welche sich auch weiter gegen Osten finden lässt. Auf der

südöstlichen Seite des Einschnittes lassen sich diese Ablagerungen am Klarsten erkennen. Sie bilden hier den Untergrund bis zur Oberkante des Terrains.

Es handelt sich um ein hellgrau bis dunkelgraues Material, welches sich fast wie Festgestein anschlagen lässt. Es macht einen sehr zerrütteten Anschein, hält aber doch so stark zusammen, dass sich eine relativ steile Böschung bilden kann (Abbildung 3.22). Teilweise scheint es sich um zusammenhängende dunkle Kalkpartien zu handeln, die extrem stark zerbrochen und zerklüftet sind. An anderen Stellen sieht das Material wie stark kompaktiertes Gesteinsmehl aus (Abbildung 3.21). Man könnte von einer Art „Kalkbrekzie“ sprechen. Immer wieder finden sich bis mehrere cm dicke helle weisse Zonen mit eckigen kleinen Körnern. Diese Zonen bilden ein kompliziertes Netzwerk und erinnern an kleine Bruchzonen, in denen Material zerkleinert und zerrieben wurde. Der Wall selbst ist deutlich von mehreren Metern grossen Blöcken bedeckt. Bereits aus grosser Distanz ist diese „Bedeckung“ als braun anwitternder Riegel westlich des Segnasbachs in der Landschaft zu erkennen. Betrachtet man diese Ablagerungen näher, bestehen sie fast ausschliesslich aus einem sehr plattig brechenden braun anwitternden Kalk. Dieser ist oft mit kleinen schwarzen Komponenten (ev. Fossilien) bedeckt und erinnert stark an Oehrlikalk.



Abbildung 3.21: Kalkbrekzie im Oberen Segnasbacheinschnitt. Es lässt sich deutlich eine hell weisse Gesteinsmehlzone mit Kalkklasten erkennen.



Abbildung 3.22: Element 6., Oberer Segnasbacheinschnitt. Der Segnasbach fliesst heute auf einer anstehenden Kalkplatte.

Die Blöcke sind oft stark zerfallen und bilden rundliche Schutthügel mit etwas festerem Kern. Erstaunlicherweise lassen sich so gut wie keine hellweiss anwitternde Kalke wie bei den Alblagerungen von Element 2. finden. Es lässt sich keine Grenze zwischen den grau anwitternden zerrütteten Ablagerungen unten und den grossen Blöcken darüber im Oberen Segnasbacheinschnitt erkennen. Grosse Blöcke können auch von oben abgerutscht sein und den möglichen Kontakt verdecken. Neben den grossen Blöcken hat es auch viel feines Material. Gegen oben hat der Schutt vermehrt eine braune Farbe, was mit der Bodenbildung erklärt werden kann.

Element 7.: Gleitfläche

Die Gleitfläche wurde im vorhergehenden Abschnitt 3.3 bereits besprochen. Auf der Detailkarte 3.17 ist sie in einen nördlichen und südlichen Teil unterteilt. Dazwischen ist sie von jüngeren Ablagerungen überdeckt worden (Abbildung 3.30). Der südlichere Teil ist stärker von Vegetation bedeckt und weist teilweise tiefe Karren auf (Abbildung 3.16, oben links).

Element 8.: Untere Segnasbachebene

Die südlichere Untere Segnasbachebene ist ähnlich wie die Obere Segnasbachebene (Element 4.), aber viel kleiner. Die Untere Segnasbachebene ist mit Gras überwachsen und zeigt zwei kleine Stufen, welche ebenfalls als Flussterrassen kartiert wurden. Es gibt also drei kleinere Ebenen mit einigen wenigen grösseren Blöcke. Der Übergang im Osten zu Element 9., der länglichen Depression, ist fliessend. Hier besteht ein Unterschied zur Oberen Segnasbachebene, welche gegen Osten klarer abgegrenzt ist.



Abbildung 3.23: Element 8., Untere Segnasbachebene mit mehreren Terrassen

Element 9.: Längliche Depression

Die Depression, in welcher die Untere Segnasbachebene liegt, scheint sich gegen Osten fortzusetzen. Dort wo sie die Skipiste quert, wurde sie teilweise aufgefüllt.

Element 10.: 3. Wall und Unterer Segnasbacheinschnitt

In diesem Element lassen sich von unten nach oben verschiedene Bereiche unterscheiden (Abbildung 3.24):



Abbildung 3.24: Element 10. Blick auf Unteren Segnasbacheinschnitt mit anstehender Kalkplatte, darüber einer „zerrütteten Kalkplatte“, welche von einem unsortierten Lockergestein überlagert wird.

Der Segnasbach frisst sich zur Zeit in eine scheinbar anstehende Kalkplatte ein, auf welche beim Element 12. weiter eingegangen wird.
Darüber folgen schwarz anwitternde Kalkblöcke bzw. eine in mehrere Stücke zerfallene „Kalkplatte“, welche sich von der westlichen zur östlichen Seite des Segnasbachs verfolgen lässt. Beim Aufschluss 40 (Abbildung 3.25, links) ist der Übergang zwischen den beiden „Kalkplatten“ erkennbar. Die obere gebankte Kalkplatte ist im untersten Teil stark zerrüttet, und die Bankung scheint teilweise sogar geschert bzw. verfaltet worden zu sein (Abbildung 3.25, rechts). Der Kalk ist in zahllose Stücke zerbrochen. Die Bruchzonen sind hellweiss bis hell gelb-orange gefärbt. Viele Bruchstücke des umgebenden Kalkes schwimmen in einer Art Gesteinsmehl, welches sich mit den Fingern zerreiben lässt. Gerade im Kontakt zwischen der anstehenden Kalkplatte und der darüberliegenden „Kalklatte“ findet sich eine solche bis zu mehreren cm dicke Lage. Diese Lage verschwindet aber teilweise auch, und an gewissen Stellen wurde sie herausgelöst, so dass eine cm dicke Lücke zwischen den beiden Kalkplatten zurückblieb. Die darunter anstehende Kalkplatte scheint viel weniger stark zerrüttet.
Ein spannender ähnlicher Aufschluss befindet sich im nördlichsten Teil des Unteren Segnasbacheinschnittes beim kleinen Wasserfall (Abbildung 3.26). Die Bankung des „Kalkblockes“ gerade östlich des Wasserfalles zeigt schräg in den Himmel, die Bankung des darunterliegenden Blockes fällt viel weniger stark ein. Zwischen den beiden Blöcken findet sich eine ∼10 cm mächtige „Gesteinsmehl-Reibungs-Brekzie“. An der Stelle, wo der obere und der untere Block zusammenkommen, wittert das Gestein deutlich zurück. Die Komponenten im Gesteinsmehl sind hier jedoch grösser als bei der vorher beschriebenen Bruchzone. Aus der Distanz von Süden gesehen (Abbildung 3.24) scheint die Bankung östlich und westlich des Flusses entgegengesetzt einzufallen. Man hat den Eindruck, dass eine grosse Kalkplatte in viele z.T. rotierte Einzelstücke zerfallen sei.

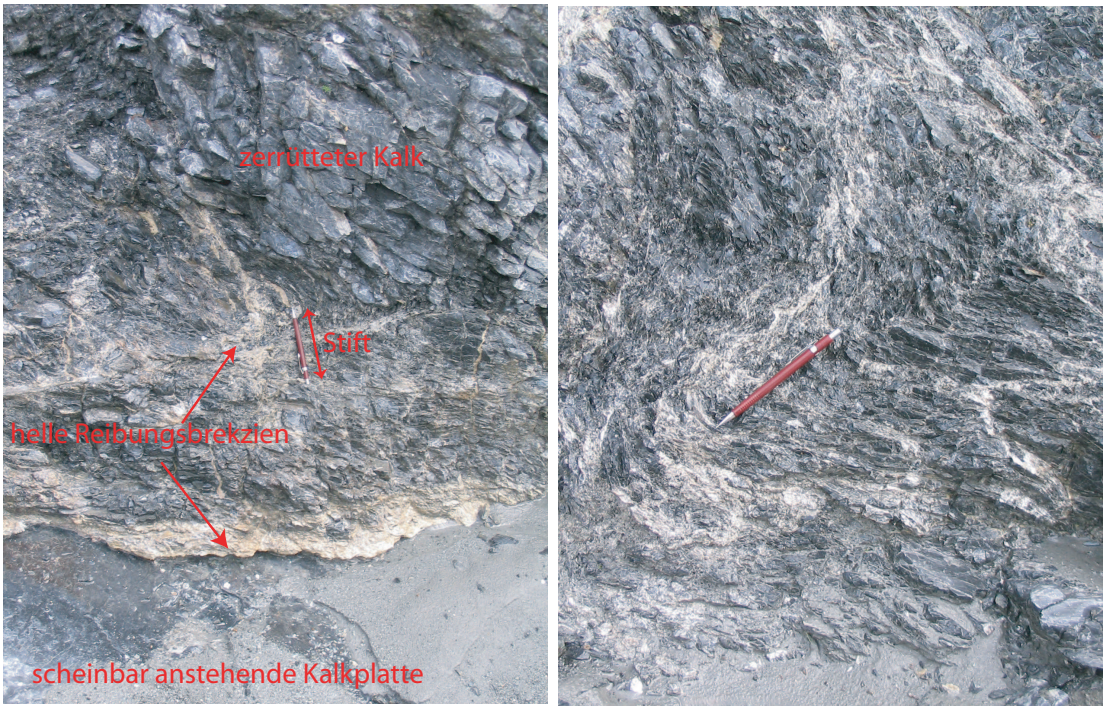


Abbildung 3.25: „Zerrüttete Kalkplatte“ mit hellen Reibungsbrekzien über scheinbar anstehender Kalkplatte (links). Deformierte Lagen in der „zerrütteten Kalkplatte“ (rechts).



Abbildung 3.26: Reibungsbrekzie im Unteren Segnasbacheinschnitt gerade unterhalb des Wasserfalls. Gut ist die unterschiedliche Bankung ober- und unterhalb der Reibungsbrekzie zu erkennen.

Auf die zerrüttete Kalkplatte folgt ein zurückwitterndes Lockergestein. Der Übergang ist auch von weitem aufgrund des Farbwechsels klar zu erkennen. Die Abbildung 3.27 zeigt den Übergang gerade oberhalb des kleinen Wasserfalls. Die Gesteinsfarbe ändert deutlich von dunkelgrau zu hellgrau und dann braun. Der Segnasbach lässt sich leider hier nicht überqueren. Aus der Distanz erscheint der Übergang als eine dünne helle messerscharfe weisse Linie. Das Lockergestein besitzt im untersten Bereich neben viel Feinmaterial Komponenten bis 30 cm. Darüber lassen sich auch immer mehr Felsblöcke erkennen. Die Korngrösse scheint gegen oben zuzunehmen.
Der 3. Wall ist von einem dichten Buschwald und von Bäumen bedeckt. Die abnehmende Vegetation von diesem Wall zum nächsten und zum Element 2. hängt wohl vor allem mit der zunehmenden Höhe zusammen.



Abbildung 3.27: Im Unteren Segnasbacheinschnitt ist der Übergang von „zerrütteter Kalkplatte“ zum darüberliegenden unsortierten Lockergestein als messerscharfe helle Linie ausgebildet.

Element 11.: Hügeliges Gelände

Östlich des Unteren Segnasbacheinschnittes folgt ein hügeliges Gelände, in dem teilweise unter einer mehrere Meter mächtigen Schuttbedeckung grössere Quintnerkalke (ev. grosse Blöcke) zum Vorschein kommen (z.B. Aufschluss 103 und östlich davon). Nördlich und südlich dieses Gebietes ist die Gleitfläche wieder anstehend. Es konnten zahlreiche Schutthänge kartiert werden. Man findet auch weissgrau zerbröseltes Kalkstaubmaterial mit zum Teil noch zusammenhängenden Kalksteinpartien, wie es bereits bei den Segnasbacheinschnitten beschrieben wurde (Abbildung 3.21). Das dort beschriebene brekzierte Material scheint sich also gegen Osten fortzusetzen.

Element 12.: Scheinbar anstehende Kalkplatte

Vom Unteren Segnasbacheinschnitt bis zu den Aufschlüssen 101/102 frisst sich der Segnasbach in eine (scheinbar) anstehende Kalkplatte ein, welche von Schutt bedeckt ist und sich in mehrere Lagen unterschiedlicher Bankung und Farbe unterteilen lässt. Der Segnasbach hat einen kleinen Cañon gebildet mit vielen Kolklöchern. Die Bankung variiert stark. Bei Aufschluss 101 lässt sich der Kalk in mm dicke Platten brechen. Die bei den Aufschlüssen 27, 29, 101, und 102 gemachten Messungen von Klüften bzw. Bankung zeigen eine Fallrichtung von ca. SSE und einen Fallwinkel zwischen 15° und fast horizontal. Aufgrund der Fallrichtung und des Fallwinkels könnte auch die Messung bei Aufschluss 113 (158/16) zu dieser Kalkplatte gehören, aber es könnte sich gerade so gut auch um eine weitere Kalkplatte oder einen Kalkblock handeln.

3.4.2 Interpretation

Wie sind nun die beschriebenen Elemente gebildet worden? Als morphologisch wirksame Kräfte kommen in erster Linie ein Gletscher wohl aus der Gegend um den Piz Segnas, der Flimser Bergsturz und Nachstürze in Frage.

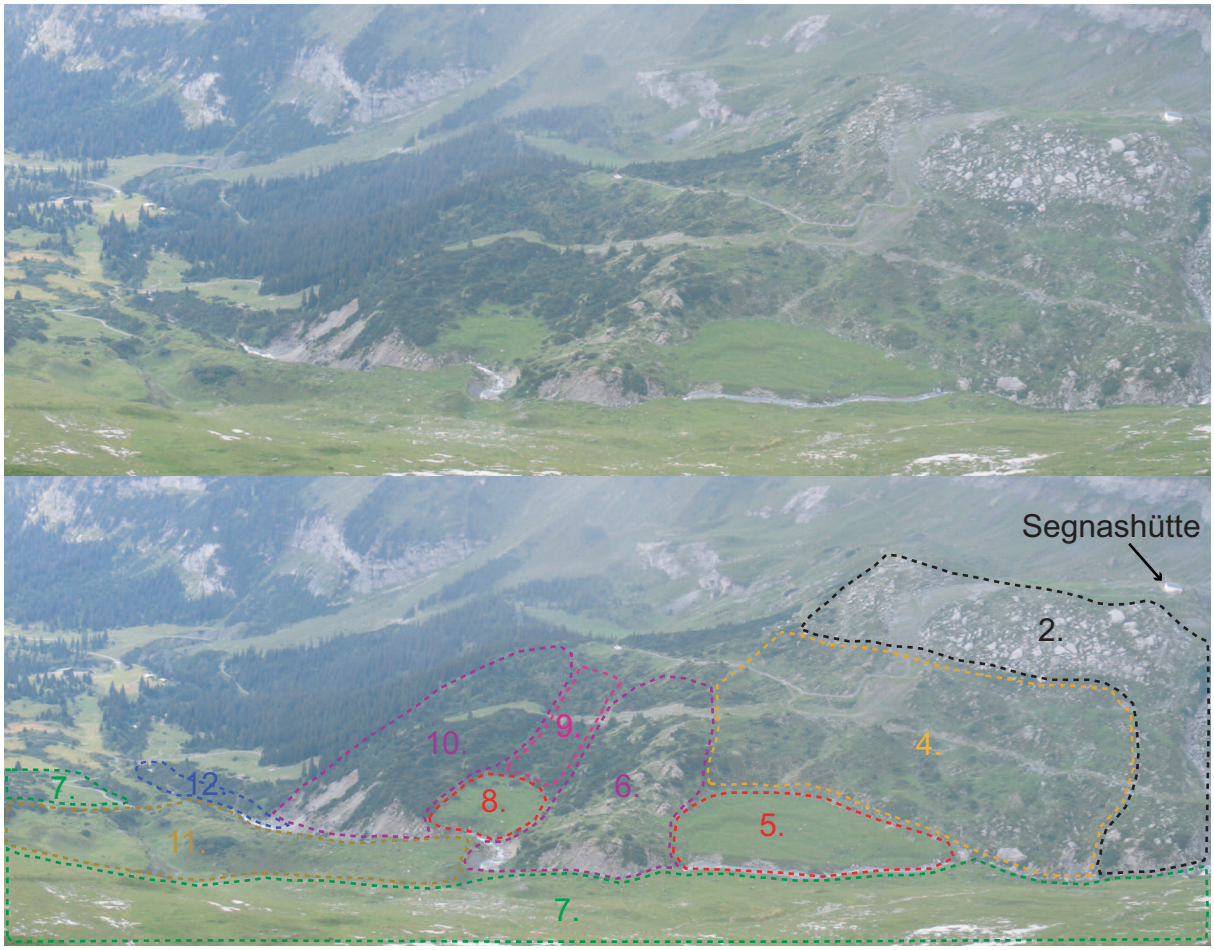


Abbildung 3.28: Panoramaphoto der Segnasbachebenen und ihrer Umgebung (siehe auch Abbildung 3.17). Beim unteren Bild wurden die morphologischen Elemente eingetragen.

Ältere Interpretationen

O. Ampferer hatte 1934 den 1. Wall am Ende der Unteren Segnasebene (Element 2.) als Endmoräne interpretiert (gemäss Abele, 1974, p.70). Oberholzer[1933, p.600] beschreibt bei diesem Wall „einen breiten Streifen von einheitlich geschichteten Malmplatten“. Er betrachtete diese jedoch als Bergsturzablagerung und erklärt die Situation folgendermassen: „Die Felsmasse war offenbar im Begriff, mit der übrigen Sturmasse abzugleiten, fand aber im letzten Augenblick wieder eine Gleichgewichtslage“. Abele[1974, p.70f.] beschreibt in der Region rund um die Segnashütte zwei eventuell drei Randwallgenerationen: Eine älteste Randwallgeneration könnte vom Hauptsturz aufgeschüttet worden sein und muss dann später vom Eis des Segnasgletschers überfahren worden sein. Die nächste Randwallgeneartion war mehrgliedrig und entstand während der frühen spätglazialen Vergletscherung. Entweder sie entstand mit dem Hauptsturz, womit sie mit der ersten Randwallgeneration zusammen fallen würde, oder sie entstand als Nachsturz. Die noch frisch aussehenden Bergsturzablagerungen bei Nagens (Abbildung 3.29) könnten bei einem Nachsturz vom Flimserstein über den in der Hauptsturznische gelegenen Segnasgletscher geschüttete worden sein. Der 1. Wall am südlichen Ende der Unteren Segnasebene (Element 2.) gehört zur dritten Randwallgeneration und wurde durch „einen Nachsturz aus dem Bereich der heute noch frisch aussehenden Gleitfläche der Alp Cassons“ gebildet. Abele [1997] be-



Abbildung 3.29: Blick von Nordosten auf Bergsturzablagerungen bei Nagens (SE der Segnashütte). Photo: K. Thuro.

schreibt, dass mindestens die Lokalgletscher von der Segnasgruppe und nur eventuell auch der Vorderrheingletscher die ursprüglichen Flimser Bergsturzmassen umgestaltet haben. Die beiden Wälle südlich der Segnasbachebenen (Elemente 6. und 10.) kartierte Abele [1974] als Bergsturzstufen bzw. als Abbruchskanten im Bergsturzmaterial. Oberholzer [1933] erklärte die Ablagerungen bei Nagens als über die bereits vorhandene Felswand südöstlich der Segnashütte überbrandete Ablagerungen des Flimser Bergsturzes.

Segnasbachebenen

Die Segnasbachebenen erinnern in ihrem Aussehen stark an die Untere Segnasebene, die bis heute fluviatil aufgeschüttet wird. Bei den verschiedenen kleineren Ebenen handelt es sich um Terrassen. Der Segnasbach könnte sich dabei in die von ihm selbst zum Beispiel bei Hochwasserereignissen gebildeten Aufschotterungen wieder eingetieft haben. Auf die mögliche Entstehung der Depressionen, in welchen sich die Segnasbachebenen bildeten, wird später eingegangen.

Glaziale Entstehung der Wälle?

Besonders schwierig ist die Erklärung der Wälle (Elemente 2., 6. und 10.), durch welche der Segnasbach sich einen Weg erodiert hat:
Einerseits könnte man diese Wälle als klassische Rückzugsmoränen des Segnasgletschers betrachten. Allgemeine Merkmale für Moränenmaterial wäre ein matrixgestüztes Gefüge mit hohem Feinanteil (Ton und Silt). Es ist nicht klar, wann der Segnasgletscher das letzte Mal in dieser Region um die Segnasbachebenen stand. Es wäre denkbar, dass der Segnasgletscher lokal nach dem Flimser Bergsturz nochmals vorgestossen ist. Die Orientierung der Wälle wäre in etwa senkrecht zu dem aus der Unteren Segnasebene hervorstossenden Glescher. Die Untere Segnasbachebene hat gegen Westen eine Fortsetzung (Element 9.), was den Eindruck eines Walles noch deutlich verstärkt. Die Obere Segnasbachebene hat keine vergleichbare Fortsetzung gegen Osten.

Entstehung des 1. Walles südlich der Unteren Segnasebene

Die Ablagerungen des Elementes 2. machen nicht den Eindruck von Moränenablagerungen. Es sind riesige scheinbar frisch abgebrochene Blöcke erkennbar, und der Feinanteil scheint relativ gering zu sein. Der Feinanteil könnte natürlich auch später ausgewaschen worden sein. Es ist aber festzustellen, dass sich nördlich der Segnashütte nicht ein Einschnitt mit sichtbar hohem Feinanteil gebildet hat, wie er bei den Segnasbacheinschnitten (Elemente 6. und 10.) beschrieben wurde.
Aufgrund der Beobachtungen unterscheiden sich die Ablagerungen des 1. Walles (Element 2.) und des darunterliegenden Materials (Element 4.) in ihren Lithologien und Blockgrössen. Die einheitliche Lihtologie des 1. Walles spricht gegen eine glaziale Entstehung. Es scheint doch eher unwahrscheinlich, dass der Gletscher mit einem lithologisch sehr schnell wechselnden Einzugsgebiet einheitlich mehr oder weniger nur eine Gesteinsart ablagern sollte. Gemäss der Kartierung von Oberholzer [1920] und Felder [1973] hat es im Einzugsgebiet des Segnasgletschers u.a. sehr viele Gesteine aus dem Tertiär, welche aber in diesem Wall nicht gefunden werden konnten. Es ist ausserdem auch fraglich, ob die Transportkraft so nahe beim Gletscher genügend gross ist, einen solchen Wall zu bilden.
Die Ablagerungen des 1. Walles sehen wie relativ frische Bergsturzablagerungen aus. Es könnte sich um einen Nachsturz auf die Ablagerungen des Elementes 4. handeln. Woher aber kam das Material? Noch nicht veröffentlichte Oberflächendatierungen von S. Ivy-Ochs sprechen für ein recht hohes Alter der westlichen Talflanken der Unteren Segnasebene (pers. Mittelung K. Thuro). Der Sturz kam wahrscheinlich nicht von

Westen. Das Material müsste also auch aufgrund der Orientierung des Walles aus Norden geschüttet worden sein. Es ist aber auch schwierig vorzustellen, dass sich soviel Material zwischen dem schon vorher vom Gletscher ausgehobelten Tal und der Gleitfläche im Westen noch längere Zeit hätte halten können und in diese Richtung gefallen wäre. Man findet im westlichsten Teil der Gleitfläche auch Rutschungsstriemen, welche nur durch den Hauptsturz selbst entstanden sein können. Vielleicht ist der 1.Wall auch einfach in einer späteren Phase des Flimser Bergsturzes entstanden. Beim Rutschen einer solch grossen Masse wie beim Flimser Bergsturz kann es auch zu vom Hauptstrom divergenten Bewegungen gekommen sein. So wie die vielen Blöcke östlich der Station Nagens als Ablagerungen eines vom Hauptstrom abgelenkten Sturzstromes interpretiert wurden (Abbildung 3.29). In ähnlicher Weise könnte jedoch eher in einer späteren Phase auch der 1. Wall entstanden sein.

Entstehung des 2. und 3. Walles südlich der Segnasbachebenen

Es wurde beim Unteren und Oberen Segnasbacheinschnitt im obersten Bereich ein unsortiertes Lockergestein mit Feinanteil bestimmt, welches theoretisch glazialen Ursprungs sein könnte. Lithologisch bestehen die beiden Wälle aus Kalken und Verrucanoblöcken, tertiäre Gesteine konnten nicht eindeutig nachgewiesen werden. Dies spricht eher gegen einen glaziale Entstehung, da im Einzugsgebiet der Gletscher viele tertiäre Gesteine anstehend sind. Der 3. Wall (Element 10.) scheint sich im hügeligen Gelände (Element 11.) gegen Osten fortzusetzen. Wäre der Wall glazial entstanden, müsste der Gletscher über die Gleitfläche geflossen sein. Es konnten aber keine klaren Spuren einer Gletscherüberfahrung auf der Gleitfläche gefunden werden.
Könnten die beiden Wälle auch als Berg- und Felststurzablagerungen erklärt werden? Wie konnten sich die Depressionen bilden, in welchen die beiden Segnasbachebenen liegen?
Bergsturzablagerungen können morphologisch sehr inhomogen aufgebaut sein. Es können sich immer wieder kleinere und grössere Depressionen und Wälle bilden. Betrachtet man den Flimserwald findet man auch solche Depression, in einer der grossen Depressionen bildete sich zum Beispiel der Lag la Cauma. Und diese Ablagerungen sind nicht noch einmal vom Eis überfahren worden.
Auch nordwestlich der Segnasbachebenen sind die möglichen Sturzablagerungen nicht homogen. So konnte z.B. eine kleine Mulde (Element 3.) in den Ablagerungen des 1. Walles beschrieben werden. Dessen Morphologie erinnert an die beiden Segnasbachebenen, wenn auch hier die deutlichen Schotterauffüllungen fehlen. Der kleine schmale Ausläufer gegen Süden könnte rein hypothetisch einen ehemaligen Flusslauf anzeigen. Auch gegen Westen ist über eine kleine Depression eine Verbindung zur Unteren Segnasebene denkbar.
Die Form und Lage der Depressionen, in denen heute die Segnasbachebenen liegen, ist aber doch recht erstaunlich. Ich vermute, dass es noch eine spezielle Ursache für diese Morphologie geben müsste.
Vielleicht hat sich ein Ur-Segnasbach in die Ablagerungen hineingefressen und diese ausgeräumt? Diese Möglichkeit ist eher unwahrscheinlich. Wieso hätte sich der Segnasbach gerade an dieser Stelle in dieser Form eingetieft?
Die Untere Segnasbachebene zeigt Richtung Osten noch eine Fortsetzung (Element 3.). Der Ursegnasbach suchte sich eventuell früher einen Weg durch diese kleine Eintiefung! Dieser Bach müsste nicht lange aktiv gewesen sein, und sein Flussbett könnte später auch teilweise wieder zugedeckt worden sein.

Viel aufschlussreicher für die Entstehung der beiden Wälle scheinen mir die beobachteten „zerrütteten Kalke“, welche jeweils den unteren Bereich der Wälle bilden. Diese zerrütteten Kalke mit den speziellen „Bruchzonen“ bzw. Reibungsbrekzien, Deformationen und ihrem z.T. seltsam hohen Gehalt an Gesteinsmehl erinnern stark an deformierte Kalke der Flimser Bergsturmasse z.B. in der Ruinaulta.
Interessanterweise kommen bei beiden Segnasbacheinschnitten auch scheinbar anstehende, unzerrüttete Kalke zum Vorschein. Die bei den Aufschlüssen 28, 27, 101, 102 und 103 eingemessenen Bankungen (Abbildung 3.17) in den scheinbar anstehenden Kalken zeigen eine mehr oder weniger konstante Einfallsrichtung. Die im Norden und Südosten eingemessene „normalen Gleitfläche“ hat hingegen eine andere Einfallsrichtung. Die scheinbar anstehenden Kalke fallen auch weniger stark ein als die „normale“ Gleitfläche. Die Messung beim Aufschluss 113 passt auch gut zu den Messungen in den scheinbar anstehenden, unzerrütteten Kalken. Es handelt sich aber bei der eingemessenen Kalkplatte eher um eine gleichsam eigenständige verschobene und zerrüttete Platte. Die Kalkplatte beim Aufschluss 26 (Abbildung 3.30) muss aufgrund ihres Einfallens wohl zu der weiter im Osten eingemessenen Gleitfläche gezählt werden (u.a. Aufschlüsse 37, 25, 28).



Abbildung 3.30: Blick in Richtung Osten auf die Gleitfläche unter geringer Bedeckung bei Aufschluss 26 (Element 7.).

Der Unterschied im Einfallen der scheinbar anstehenden Kalkplatte (Element 12.) zu der „normalen“ Gleitfläche (Element 7.) könnte auf eine grössere Stufe in der Gleitfläche hinweisen, aus der eine Art Gleitkeil herausrutschte. Diese Stufe könnte u.a. ein Grund für die spezielle in dieser Region beobachtete Morphologie sein.
Der harte scheinbar anstehende Kalk im Unteren Segnasbacheinschnitt (Element 12.) könnte aber auch eine grössere verschobene Platte darstellen und gar nicht wirklich anstehend sein. Diese grosse Platte könnte in einzelne Stücke zerfallen sein und Stufen gebildet haben. Das Einfallen dieser „Platte“ ändert von Norden nach Süden von $\sim$15° über fast horizontal zu $\sim$13° (auch wenn man natürlich die Messgenauigkeit in diesem

Gelände nicht überschätzen darf).
Die im Unteren Segnasbacheinschnitt beschriebene „zerrüttete Kalkplatte“ könnte beim Flimser Bergsturz abgerutscht und hier stecken geblieben sein. Sie wurde aber von anderen mächtigen Kalkplatten überfahren und zerrüttet.
Gibt es Hinweise auf solche Bewegungen zwischen den Platten?
Die immer wieder beobachteten hellen Zonen mit eckigen Gesteinbruchstücken erinnern an „fault gauges“ oder kataklasitische Störungsbrekzien. Ab jetzt werden sie hier als kohäsionlose „Reibungsbrekzien“ bezeichnet. Die Reibungsbrekzien in den Abbildungen 3.25 bzw. 3.26 weisen auf eine relative Bewegung zwischen der unteren und der oberen Kalkplatte hin.
Entlang der Hauptachse des Flimser Bergsturzes wurde im proximalen und basisnahen Bereich eine sogenannte „strukturierte Fazies“ in den Bergsturzablagerungen beschrieben (Schneider et al., 1999; Pollet and Schneider, 2004; Pollet et al., 2005). Diese strukturierte Fazies widerspiegelt eine Platte-versus-Platte Scherungsbewegung, und es lassen sich zwei Diskontinuitätstypen unterscheiden. Einerseits entstehen zur Bankung parallele Hauptdiskoninuitäten, welche von hoch fragmentierten siltigen bis sandigen kataklasitischen Kalksteinen unterlagert werden. Andererseits gibt es zu den Hauptdiskoninuitäten schräg stehende entgegen der Richtung des Transportes einfallende Brüche, welche die Hauptdiskontinuitäten nie schneiden. Distal und lateral findet man eine mehr unstrukturierte chaotische Brekzie.
Die Reibungsbrekzien in den Abbildungen 3.25 bzw. 3.26 könnten entlang solcher Hauptdiskontinuitäten gebildet worden sein. Die Kalkplatte rutschte ab, zerfiel entlang der zur Gleitfläche schiefen Bruchzonen in Einzelblöcke, diese rotierten und blieben stecken. Vielleicht blieb dieses Gesteinpaket aufgrund der möglichen Stufe in der Gleifläche gerade hier stecken. Vielleicht aber hat der riesige Bergsturz Kalkplatten auch in Tiefen noch relativ zueinander bewegt, welche heute nur in den Segnasbacheinschnitten sichtbar sind. Vielleicht wurden aber auch noch tiefer liegende Platten bewegt. Heute in dieser Gegend sichtbare scheinbar anstehende Kalkplatten könnten in Wahrheit selbst auch noch etwas verschoben worden sein.
Wie aber lassen sich die Ablagerungen auf der zerrütteten Kalkplatte erklären? Die messerscharfe weisse Linie (Abbildung 3.27) könnte auch eine Art Reibungsbrekzie darstellen, welche wiederum eine relative Bewegung zwischen dem zerrütteten Block und dem darüber schiessenden Material zeigen könnte. Die Sedimente oberhalb der weissen Linie zeigen eine Korngrössenzunahme gegen oben, ein Sortierungseffekt, welcher z.B. bei Murgangablagerungen beobachtet werden kann. Beim Lockergestein oberhalb der zerrütteten Platte handelt es sich also vielleicht um Sturzmaterial, welches auf die sich vorher relativ zueinander bewegenden Platten abgelagert hatte.
Der 2. Wall ist wie bereits gesagt lithologisch recht einheitlich. Es könnte sich theoretisch um einen verschobenen und heute zerfallenen Block handeln. Die Form des Walles ist aber doch ungewöhnlich für einen einzelnen Block und der Obere Segnasbacheinschnitt zeigt keinen Einzelblock.

Erste Schlussfolgerung

Es ist schwierig, ein Modell zu finden, welches alle Beobachtungen erklärt. Die Morphologie vor dem Flimser Bergsturz hatte sicher einen wichtigen Einfluss auf die heute aufgeschlossenen Landschaftsformen. Der Segnasgletscher hatte vor dem Flimser Bergsturz

eventuell auch weiter gegen Süden bereits eine Art Urtal gebildet. Die Talflanken westlich der heutigen Unteren Segnasebene entsprechen wahrscheinlich noch der ursprünglichen Talflanke. Die restliche ursprüngliche Topographie ist kaum rekonstruierbar. Es scheint jedenfalls, dass mit einem Platte-vs.-Platte Modell, möglichen Stufen in der Gleitfläche und Nachstürzen viele der beobachteten Phänomene erklärt werden können. Ein derartiges Modell ist aber nur aufgrund der Morphologie und der angewendeten Beobachtungsmethoden sehr schwierig zu beweisen.

3.5 Hangbewegungsphänomene

3.5.1 Nackentälchen und Gebirgszerreissung

Die nördlichste Begrenzung des Quintnerkalkes auf dem Crap la Tgina ist im Gelände sehr gut zu erkennen. Das NS-Profil (Anhang A) zeigt, dass diese Grenze entlang einer Überschiebung verläuft. Die Quintnerkalke bilden hier kompetente Lagen, welche sich aus dem übrigen Gelände hervorheben. Teilweise hat sich entlang dieser Grenze ein Nackentälchen gebildet. Ein Tälchen ist vor allem südöstlich des Punktes 2366 m.ü.M. und in der Nähe des Punktes 2497 m.ü.M. (Abbilung 3.31) erkennbar. Weiter östlich, nördlich des Fil de Cassons, stösst man auf ein weiteres Nackentälchen. Es bildet die Grenze zwischen dem überschobenen Verrucano und vor allem Seewerkalk und Schrattenkalk. Das Tälchen ist morphologisch deutlich erkennbar. Innerhalb des Tälchens findet man speziell strukturierte Böden mit ausgerichteten Steinen, welche wahrscheinlich im Zusammenhang mit Permafrost entstanden sind.
Eventuell lassen sich die einzelnen Nacketälchen miteinander verbinden. Die Verbindung ist aber im Felde nicht klar ersichtlich. Die beobachteten Nackentälchen sind an klare lithologische Übergänge bzw. Überschiebungen gebunden. Dies ist nicht überraschend, da solche Übergänge auch oft die Schwächzonen bilden.



Abbildung 3.31: Nackentälchen auf dem Crap la Tgina in der Nähe des Punktes 2407 m.ü.M. .

3.5.2 Gebirgszerreissung

Die Quintnerkalke südlich der beschriebenen Nackentälchen zeigen Gebirgszerreissungsphänomene. Die Kalke sind stark zerrissen, zerklüftet und verkarstet. Auch innerhalb des Verrucanos nördlich des Fil de Cassons konnten Gebirgszerreissungsphänomene festgestellt werden. Es bildeten sich Spalten in den überschobenen Verrucanogesteinen (Abbildung 3.32).
Die mehrere Meter grossen Blöcke im Schutthang südwestlich der Bergstation Cassons haben sich wahrscheinlich erst nach dem Flimser Bergsturz vom Grat gelöst. Es konnten kleinere Risse im Boden über diesen Blöcken beobachtet werden, welche auf eine mögliche Kriechbewegung hindeuten. Die Nackentälchen und die Gebirgszerreissung lassen auf Bewegungen im Hang schliessen.



Abbildung 3.32: Gebirgszerreissung im überschobenen Verrucano auf dem Fil de Cassons. Im Hintergrund ist die Bergstations Cassons erkennbar.

3.5.3 Toppling

In der Felswand westlich der Bergstation Cassons konnte das Phänomen des Topplings bzw. Überkippens beobachtet werden (Abbildung 3.33, links). Es ist deutlich zu sehen, wie sich ein grösserer Block von der Felswand löst. Es bildet sich ein Keil zwischen der Felswand und dem Block, welcher mit der Zeit grösser werden kann, so dass der Block nach unten kippen könnte.



Abbildung 3.33: Überkippender Block (Toppling) am nördlichen Ende des Flimsersteins in der Nähe der Bergstation Cassons (links). Abrissbereich und Ablagerungen eines relativ frischen Felssturzes am Flimserstein (rechts).

3.5.4 Nachstürze

Es ist zu erwarten, dass es nach dem Flimser Bergsturz zu Nachstürzen gekommen ist. Mögliche spätere Sturzmassen wurden im vorhergehenden Abschnitt zum Beispiel mit dem 1. Wall (Element 2.) besprochen. Entlang der Felswände des Flimsersteins löst sich bis heute immer wieder Material und bildet grosse Schutthänge. Die lithologische Zusammensetzung der Sturzmassen ist sehr variabel. Die auffälligen Verrucano-Blöcke konnten auch im südlichsten Teil des kartierten Gebietes gefunden werden. Ein frischer Felssturz ist in der Westwand im südlichen Teil des Flimsersteins gut erkennbar (Abbildung 3.33, rechts). Kleinere Blockstürze lassen sich auch auf der Gleitfläche erkennen, wie z.B. südlich des grossen Oehrlikalkbereiches auf dem Crap la Tgina. Oberholzer [1933] beschreibt mehrere kleinere Bergstürze, welche sich von der Südwand des Flimserstein lösten. Am 10.4.1939 zerstörte der Felssturz von Fidaz, welcher sich aus der S-Wand des Flimsersteins gelöst hatte, ein Kinderheim. Es verloren 18 Menschen ihr Leben [Abele, 1974].

Kapitel 4

Diskussion der Ergebnisse und Zusammenfassung

- Die Gleitfläche fällt im Mittel mit ∼25° gegen Süden ein. Lokal kann die Einfallsrichtung aber um mehr als 20° vom Mittelwert variieren. Der Einfallswinkel variiert zwischen 17° und 34°. Der oberste Teil der Gleitfläche ist im Vergleich zu den Angaben von Heim [1932] also steiler geworden. Es lassen sich Riefen erkennen, welche als Schrammen des Flimser Bersturzes interpretiert werden können.

- Es lässt sich ein zunehmender Trend der Verkarstung gegen Süden erkennen, der wohl vor allem mit dem Pflanzenbewuchs erklärt werden kann. Die „schützende“ Überdeckung durch Schutt mag auch eine Rolle gespielt haben.

- Die beschriebenen Hangbewegungsphänomene wie Gebirgszerreissung, Nackentälchen, Toppling und Nachstürze zeigen, dass bis heute der Grat nördlich der Gleitfläche und der Flimserstein in Bewegung sind.

- Die Frage der grösseren Nachstürze bleibt weiterhin offen. Es ist sicher anzunehmen, dass direkt nach dem Flimser Bergsturze noch sehr viel Material herumlag, welches dann in grösseren oder kleineren Ereignissen (z.B. in Murgängen) ins Tal transportiert wurde. Ob sich aber noch grössere Felsabschnitte lösten, ist schwierig zu beurteilen aber wahrscheinlich. Der 1. Wall, welcher die Untere Segnasebene begrenzt, könnte durch einen solchen eventuell sehr frühen Nachsturz gebildet worden sein, dessen Herkunft aber nicht ganz klar ist. Die jüngsten Datierungen zeigen ein früholozänes, boreales Alter des Flimser Bergsturzes, was gegen eine glaziale Bildung der Wälle am Ende der Unteren Segnasebene spricht (Poschinger, von and Haas, 1997; Datierungen in den Seen Lag Grond und Lag la Cauma durch F. Anselmetti und den Autor)

- Die Situation bei den Segnasbachebenen und Segnasbacheinschnitten ist komplex. Zerrüttete und deformierte Kalkplatten, mehrere kohäsionlose Reibungsbrekzien und deutlich unterschiedlich einfallende Kalkbankungen deuten darauf hin, dass es zwischen verschiedenen Kalkplatten zu Scherbewegungen gekommen ist. Auch im Segnasbach scheinbar anstehende Platten könnten noch etwas bewegt worden sein. In diesen obersten Ablagerungen des Flimser Bergsturzes können eventuell mehrere

Bewegungszonen unterschieden werden. Über sich eher langsam und nicht weit bewegenden Platten mögen sich schneller bewegende, zerrüttete und stärker rotierte Blöcke geschoben haben. In vertikalen Hohlräumen zwischen den Blöcken und auf den Blöcken würde sich Schuttmaterial schnell bewegen und zerreiben. Die Mischung aus verschobenen, rotierten und verschieden stark zerrütteten Kalkplatten und dem darauf vielleicht auch etwas später abgelagerten Schutt könnte eine wichtige Ursache für die heute komplexe Morphologie sein. Umlagerungen durch einen Ursegnasbach mit wechselndem Flussbett könnten auch noch zur Morphologie beigetragen haben.

- Die ursprünglichen Depressionen, in denen heute die Segnasbachebenen liegen, bleiben wie der Obere Segnasbachwall schwierig zu erklären. Über die Dynamik solch grosser Bergstürze ist noch wenig bekannt. Es darf aber doch angenommen werden, dass im Zusammenhang mit einem solch gewaltigen Ereignis auch einzigartige Ablagerungen und Morphologien entstehen können, die bei kleineren Stürzen in diesem Ausmasse nicht möglich wären. Die ursprünglichen Depressionen der Segnasbachebenen wurden durch Segnasbachschotter aufgefüllt, worauf u.a. die Terrassen hinweisen.

- Als Hauptbewegungsflächen wurden Bankungsfugen und nicht mergelige Kalklagen gefunden. Ein lithologischer Wechsel ausser der Varietäten des Quintnerkalks konnten nicht bestimmt werden. Da die Hauptmasse entlang von Bankungen abgerutscht ist, bleiben wir in grossen Bereichen in demselben Gestein.

Schliesslich hat die Eigendynamik dieses grossen Bergsturzes zu einzigartigen Ablagerungen geführt, welche wohl auch noch in der Zukunft einige Geologen beschäftigen wird. A. Heim sagte hierzu sehr schön (A. Heim, 1883 in Poschinger, von and Haas, 1997, p. 45): „Jede Erkenntnis weckt ja stets neue Fragen, und jede Untersuchung ist unvollständig und begrenzt, die Wahrheit aber ist unendlich, weil Alles in Zusammenhang steht. Jeder Besuch eines solchen Gebietes lehrt uns Neues und bereitet Aug und Geist neue Freuden. Brechen wir die Fragen ab und reisen nach Flims!“

Literaturverzeichnis

Abele, G. (1974). *Bergstürze in den Alpen : ihre Verbreitung, Morphologie und Folgeerscheinungen*, volume 25 of *Wissenschaftliche Alpenvereinshefte*. München.

Abele, G. (1997). Rockslide movement supported by the mobilization of groundwater-saturated valley floor sediments. *Z. Geomorph. N. F.*, 41(1):1 – 20.

Blumenthal, M. (1911). *Geologie der Ringel-Segnesgruppe*, volume NF 33 of *Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz*.

Bonanomi, Y. P., Müller, E. R., Nabholz, W. K., and Scheiwiller, H. (1994). *Zur Hydrogeologie des Bergsturzgebietes im Raum Flims*. Geologische Berichte. Landeshydrologie und -geologie, Bern.

Bürgisser, H. and Felder, F. (1974). Zur Geologie der Südabdachung der Segnas-Ringel-Gruppe (Vorderrheintal, Graubünden). *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 67(3):457–467.

Felder, T. E. (1973). Geologie der Segnaskessels (Vorderrheintal,Graubünden). Master's thesis, ETH Zürich.

Heim, A. (1932). *Bergsturz und Menschenleben*. Beiblatt zur Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich.

Helbling, R. (1938). *I. Die Anwendung der Photogrammetrie bei geologischen Kartierungen ; II. Zur Tektonik des St. Galler Oberlandes und der Glarneralpen*. Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz NF. Bern : Francke.

Jordi, U. (1986). *Glazialmorphologische und Gletscher-geschichtliche Untersuchungen im Taminatal und im Rheintalabschnitt zwischen Flims und Feldkirch*. PhD thesis, Geographisches Institut der Universität Bern.

Kippel, T. (2002). Die Kiese in der Bonaduzer Fazies (GR). Master's thesis, ETH Zürich.

Moor, R. (2003). Versamer Kiese. Master's thesis, ETH Zürich.

Nabholz, W. (1987). Der späteiszeitliche Untergrund von Flims. *Mitt. d. Naturforschenden Ges. Luzern*, 29:273–289.

Oberholzer, J. (1920). Geologische Karte der Alpen zwischen Linthgebiet und Rhein (Flumser-Alpen, Graue Hörner, Ringespitz, Calanda), 1:50000. Kartographia Winterthur A.G.

Oberholzer, J. (1933). *Geologie der Glarneralpen*. Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz. Francke, Bern.

Oberholzer, J. and Heim, A. (1934). Zu Otto Ampferers Gleitformung der Glarneralpen und Flimser Bergsturz. *Eclogae geologicae Helvetiae*, 27(2):507–516.

Pollet, N., Cojean, R., Couture, R., Schneider, J.-L., Strom, A. L., Voirin, C., and Wassmer, P. (2005). A slab-on-slab model for the Flims rockslide (Swiss Alps). *Can. Geotech. J.*, 42:587–600.

Pollet, N. and Schneider, J.-L. (2004). Dynamic disintegration processes accompanying transport of the Holocene Flims sturzstrom (Swiss Alps). *Earth and Planetary Science Letters*, 221:433–448.

Poschinger, von, A. (2005). Der Flimser Bergsturz als Staudamm. *Bull. angew. Geol.*, 10(1):33 – 47.

Poschinger, von, A. and Haas, U. (1997). Der Flimser Bergsturz, doch ein warmzeitliches Ereignis? *Bull. angew. Geol.*, 2(1):35–46.

Poschinger, von, A., Wassmer, P., and Maisch, M. (2005). The Flims Rockslide; History of Interpretation and New Insights. In Evans, S. G., Scarascia-Mugnozza, B., Strom, A., and Hermanns, R., editors, *Massive Rock Slope Failure*, Dordrecht. Kluwer Academic Publishers.

Schneider, J.-L., Wassmer, P., and Ledésert, B. (1999). La Fabrique interne des dépôts du sturzstrom de Flims (Alpes suisses); caractéristiques et implications sur les mécanismes de transport. *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la terre et des planètes*, 328:607–613.

Weber, E. (1970). Zur Geologie des Vorderrheintales. *Wasser- und Energiewirtschaft WEW*, 7/8 Seperatdruck:28 p.

Wyssling, L. E. (1950). *Zur Geologie der Vorabgruppe*. PhD thesis, ETH Zürich.

Anhang A

Beilagen

Geologische Karte des oberen Bereichs der Gleitfläche des Flimser Bergsturzes

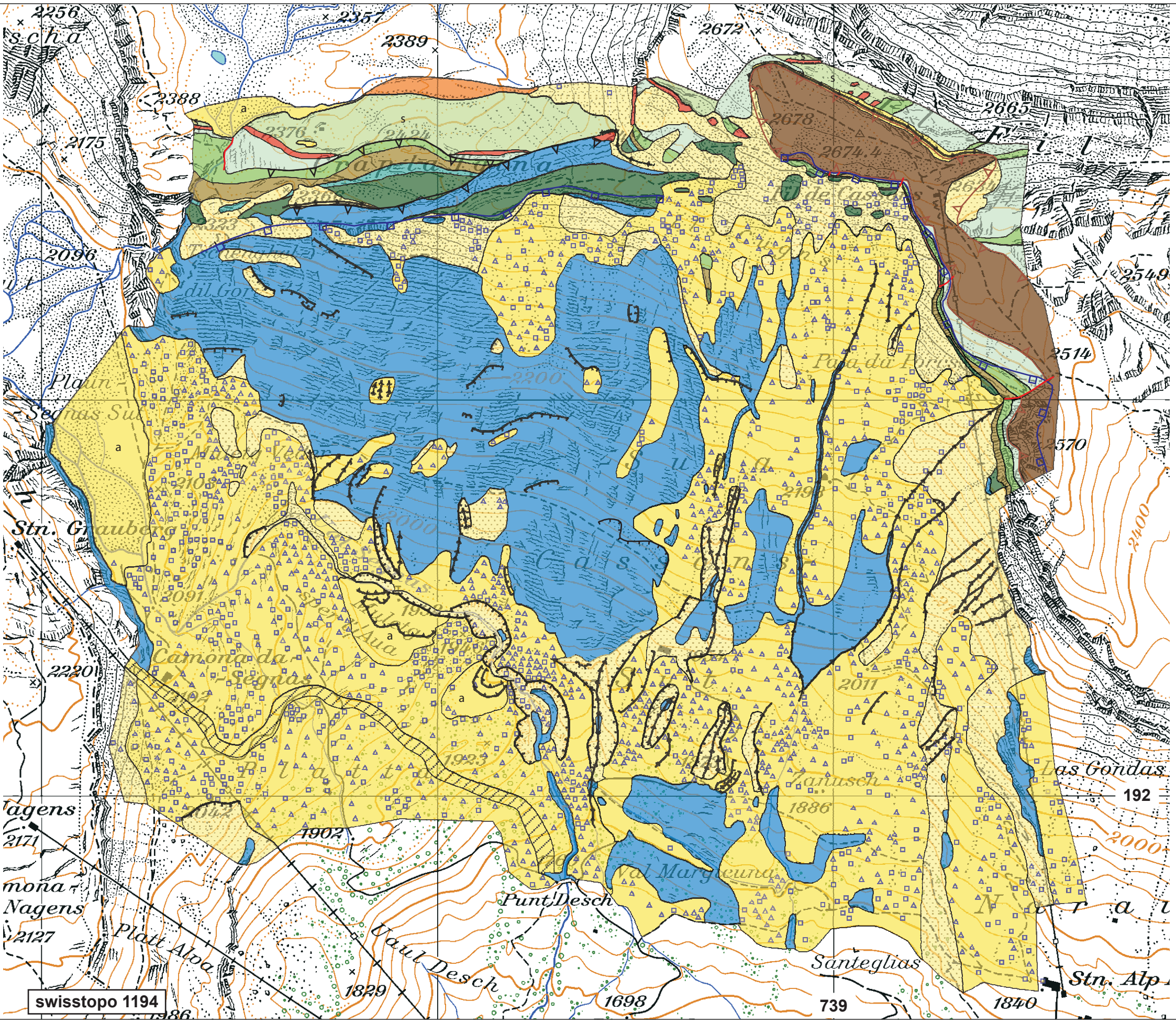
Geomorphologisch-strukturgeologische Karte des oberen Bereichs der Gleitfläche des Flimser Bergsturzes

Nord-Süd und Ost-West-Profile duch den oberen Bereich der Gleitfläche des Flimser Bergsturzes

Ansichtsprofil Flimserstein Westseite

Geologische Karte des oberen Bereichs der Gleitfläche des Flimser Bergsturzes
1:10000

Aufgenommen von : G. DEPLAZES
Unter Mitbenützung der Aufnahmen von: T. FELDER (1973)
2005



QUARTAER
- Quartär
- Skipiste
- Hangschutt
- a — Alluvionen

TERTIAER
- Bürgenschichten
- s — Seewer- und Amdenerschichten
- Garschella, ehem. Gault

KREIDE
- Schrattenkalk
- Drusbergschichten
- Kieselkalk
- Betliskalk
- Oehrlikalk

JURA
- Quintnerkalk

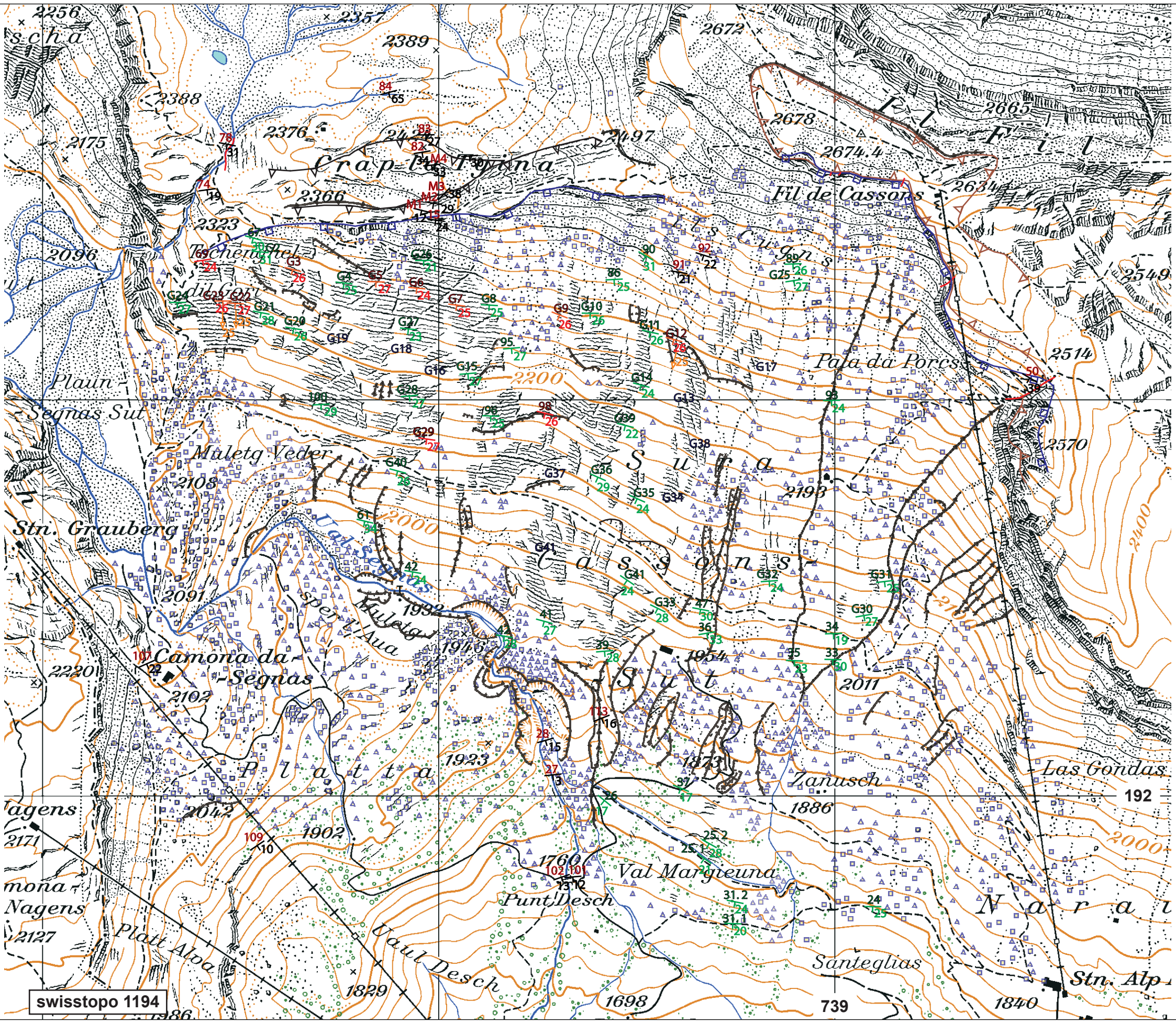
PERM
- Verrucano

- I) Blöcke i) < 0.5m
- II) ii) > 0,5m
- Flussterrasse
- Erosionskante mit Erosionsrinne
- Nackentälchen
- Abrisskante des Flimser Bergsturzes
- Bruch
- Überschiebung
- Glarner Hauptüberschiebung

Geomorphologisch-strukturgeologische Karte des oberen Bereichs der Gleitfläche des Flimser Bergsturzes 1:10000

Aufgenommen von : G. DEPLAZES
Unter Mitbenützung der Aufnahmen von: T. FELDER (1973)

2005



Blöcke
i) < 0.5m
ii) > 0,5m

Flussterrasse

Erosionskante mit Erosionsrinne

Nackentälchen

Abrisskante des Flimser Bergsturzes

X/Y — Streichen und Fallen (Y) der Gleitfläche mit Aufschlussnummer (X)
Fast keine Karsterscheinungen

X/Y — Streichen und Fallen (Y) der Gleitfläche/ Bankung mit Aufschlussnummer (X)
Stärkere Karsterscheinungen

G41 — Nur Aufschlussnummer
Wegen starken Karsterscheinungen keine Messung möglich

Y — Einfalls-richtung und -fallen (Y) der Riefen/Schrammen

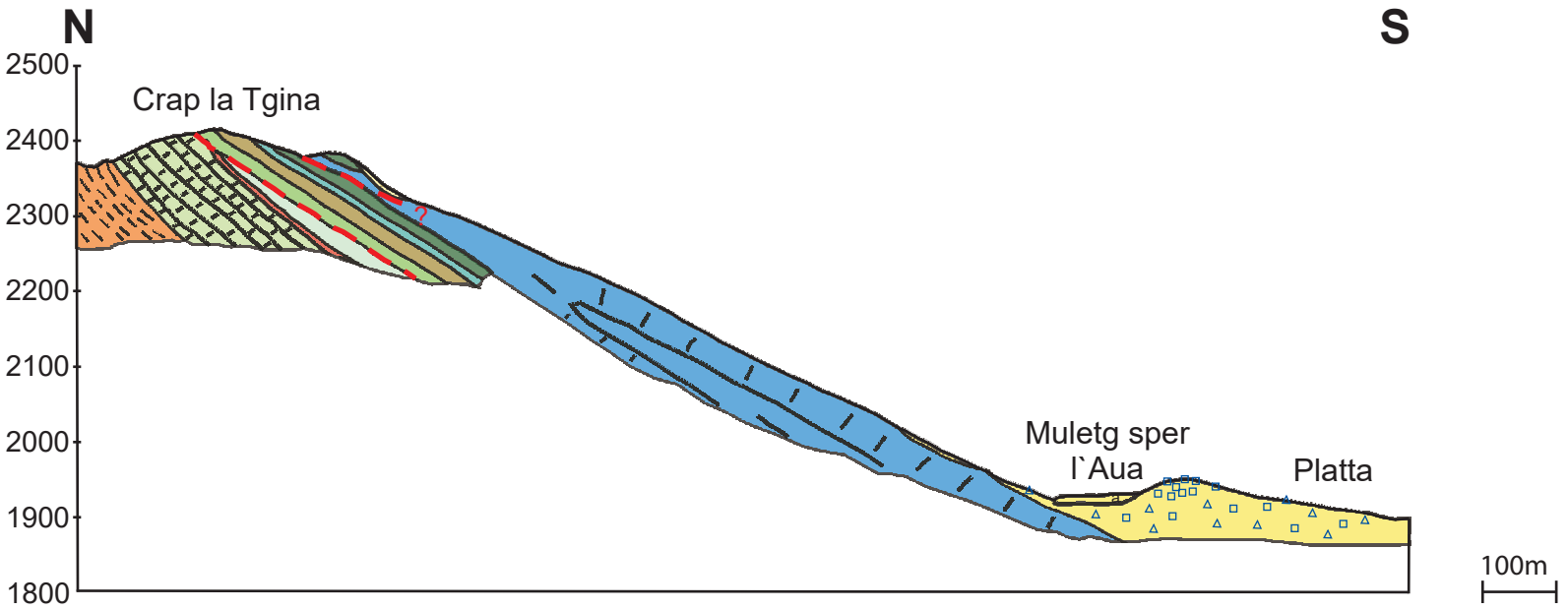
X/Y — Schichtung/Bankung/Schieferung ausserhalb der Gleitfläche

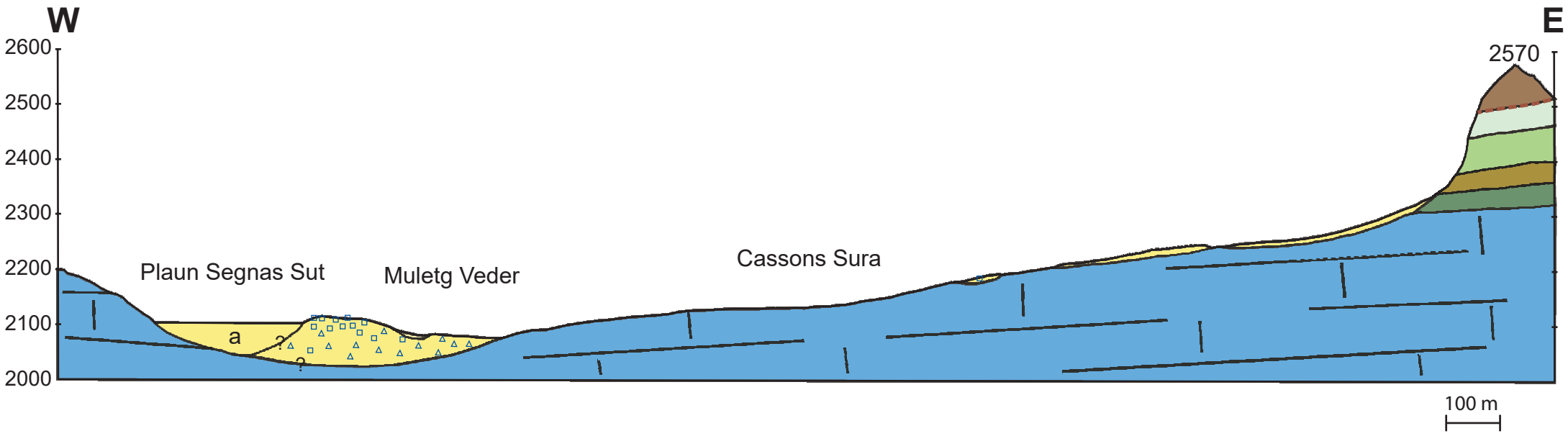
Überschiebung

Glarner Hauptüberschiebung

Bruch

Nord-Süd und Ost-West-Profile durch den oberen Bereich der Gleitfläche des Flimser Bergsturzes
1:10000





Ansichtsprofil Flimserstein Westseite

