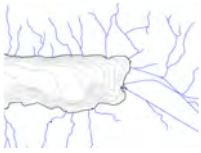
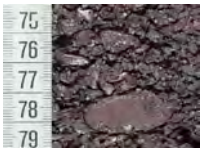
Der Walensee –
eine sedimentologische Rekonstruktion seiner holozänen Ereignisgeschichte










Jonas Zimmermann

Masterarbeit, 2008

Der Walensee – eine sedimentologische Rekonstruktion seiner holozänen Ereignisgeschichte

Masterarbeit

ausgeführt an der Eawag,
Wasserforschungs-Institut des ETH-Bereichs,
Forschungsabteilung Oberflächengewässer

Jonas Zimmermann
Galtbergstr. 18a
8625 Gossau
044 935 39 17
jonaszimmermann@gmx.net

Betreuer: Dr. F. S. Anselmetti,
Eawag, Dübendorf

Fakultätsvertreter: Prof. Dr. W. Haeberli,
Geographisches Institut der Universität Zürich (GIUZ)

Februar, 2008

Der unermesslich reichen, stets sich erneuernden Natur gegenüber wird der Mensch, soweit er auch in der wissenschaftlichen Erkenntnis fortgeschritten sein mag, immer das sich wundernde Kind bleiben und muss sich stets auf neue Überraschungen gefasst machen.

Max Planck (1858-1947),
Physiker und Nobelpreisträger

Zusammenfassung

Das primäre Ziel der vorliegenden Arbeit besteht darin, die Ereignisgeschichte des Walensees anhand von reflexionsseismischen und lithologischen Analysen so weit wie möglich zurück zu rekonstruieren. Als Basis ist jedoch ein gesamtheitliches Verständnis des Walensees und seinen räumlichen Sedimentationsprozessen unentbehrlich. Nachdem ein den ganzen See umfassendes Netz seismischer Profile erstellt wurde, welches einen bis zu ~15 m tiefen Einblick in den Untergrund ermöglicht, konnten 16 Sedimentkerne gewonnen werden, davon 4 Langkerne (>2 m). Nach den petrophysikalischen Untersuchungen, erfolgte die genaue lithologische Beschreibung der einzelnen Kerne. Korngrössenmessungen wurden vorgenommen und Smear-Slides angefertigt bzw. analysiert, um verschiedene Faziestypen zu unterscheiden und deren Entstehungsprozesse zu erklären. Bei einem Kern wurden ^{137}Cs-Messungen durchgeführt, worauf sich 2 deutliche Aktivitätsmaxima (1986 Tschernobyl, 1963 Atomtests) abzeichneten. Mit diesen Resultaten wird die Grundlage für ein Altersmodell geschaffen. Die zwei Zeitmarken sind mittels Korrelation problemlos auf alle anderen, auf eine Länge von ~10 km verteilten Kerne übertragbar.

Mit der Beobachtung der verschiedenen Kerne und der Beschreibung ihrer lithologischen Eigenschaften offenbaren sich die relativ unregelmässigen und komplizierten Sedimentationsmuster des Walensees, die von den Zuflüssen – vor allem der Linth und der Seez – massgeblich gesteuert werden. So sind die in den Kernen vorliegenden Laminae keine Warven, sondern niederschlags- bzw. abflussdominierte Wechselschichtungen. Bodennahe Trübeströme als Fortsetzung von Hochwasser können die Sedimentation des Sees zudem massiv beeinträchtigen ("hyperpycnal flow"). In den bis maximal ~400 Jahre zurückreichenden Walenseekernen sind relativ viele Hochwasserereignisse in Form von gradierten Lagen (Turbiditen) zu finden. Diese können jedoch mit dem in dieser Arbeit verwendeten Altersmodell nicht ausreichend genau datiert werden. Für ^{14}C-Messungen sind die Sedimente in den Kernen hingegen grösstenteils zu jung.

In den für die Analysen prozessierten seismischen Daten des Seebodenuntergrundes werden sämtliche identifizierten Ablagerungskörper von Massenbewegungen ausgeschieden. Diejenigen Horizonte, welche die Zeit dieser Ereignisse markieren, werden in möglichst allen seismischen Profilen des mittleren Seebereichs – wo dies die nötige Eindringung der seismischen Wellen in den Untergrund erlaubt – verfolgt und markiert. Insgesamt 24 Ablagerungskörper von Massenbewegungen wurden so identifiziert, darunter 20 Rutschungen von Steilhängen, 3 Megaturbidite und 1 Blocksturz. Sie alle sind in 12 Horizonten zu finden, was bedeutet, dass sich in einzelnen Horizonten mehrere solche Ablagerungskörper befinden. Anstelle von "Horizont" wird auch der Begriff "Ereignishorizont" verwendet, weil davon ausgegangen wird, dass die in einem Horizont vorliegenden Körper von Massenbewegungen gleichzeitig abgelagert wurden. Dass mehrere subaquatische Rutschungen an verschiedenen

Orten spontan ohne Auslöser und zur selben Zeit erfolgen, ist jedoch sehr unwahrscheinlich. So sind mehrere gleichzeitig ausgelöste und zur Ablagerung gekommene Massenbewegungen ein Indiz für starke Erdbeben der Vergangenheit.

Zur Datierung der bis zu ~12 m tief liegenden Ereignishorizonte wird das bereits erstellte Altersmodell durch ein ^{14}C-datiertes aber noch unkalibriertes Holzstück aus der Dissertation von Lambert (1976) erweitert. Die Sedimentationsraten vor der Einleitung der Linth können so mit den Daten von Lambert abgeschätzt werden.

Die verschiedenen Ereignistypen sowie deren Verteilung und Häufigkeit sind in einem bis ~7000 Jahre zurückreichenden, chronologischen Ereigniskatalog grafisch dargestellt und zusammengefasst. Dieser Ereigniskatalog stellt ein sehr zentrales Element der vorliegenden Arbeit dar. Gleichzeitig in grösserer Zahl auftretende, seismisch bedingte Massenbewegungen werden darin von aseismischen subaquatischen Hangrutschungen, Megaturbiditen oder Felsstürzen unterschieden. 2 Ereignishorizonte (F: 1261 – 1859 y B.P. bzw. J: 3119 – 4052 y B.P.) werden als Paläoerdbeben interpretiert, welche 8 bzw. 4 über den genauer untersuchten mittleren Seebereich verteilte Massenbewegungen gleichzeitig auszulösen vermochten. Ein Ereignis (K: 4423 – 5765 y B.P.) könnte ebenfalls auf ein schwaches Erdbeben schliessen lassen, wobei auch das Szenario zweier unabhängig voneinander stattgefundenen Rutschungen mit sekundär ausgelöstem Megaturbidit plausibel wäre.

Als eine direkte Folge eines bereits bekannten historischen Ereignisses kann ein Sekundärereignis des Felssturzes bei Quinten (1946) sowohl in einem Kern als auch in den seismischen Daten nachgewiesen werden. Diese durch den Felssturz hervorgerufene subaquatische Schuttstromablagerung stellt im Rahmen dieser Arbeit die einzige Möglichkeit dar, die seimischen Daten direkt mit der lithologischen Fazies des Kerns zu kalibrieren. Dafür sind alle anderen Kerne zu kurz, bzw. die Ereignishorizonte liegen zu tief. Eine historisch belegte wasserbauliche Massnahme, nämlich die Verlegung der Murgmündung (~1600, auch "Murgschnitt" genannt), ist bei einem Langkern in Form eines abrupten Wechsels von den üblichen Schichtabfolgen zu einer unterliegenden Kieslage deutlich zu erkennen. Etwas weiter östlich, vor Unterterzen, ist ein postglazialer Bergsturz in den seismischen Profilen als grosse, schlecht begrenzte Masse erkennbar, welche daher auch nicht datiert werden kann.

Mit den von Strasser et al. (2007) und Schnellmann (2004) rekonstruierten prähistorischen Erdbeben (~2210 y B.P., ~11`600 y B.P., ~13`700 y B.P.) ist keines der in dieser Studie gefundenen Paläoerdbeben korrelierbar. Das angesichts der maximal rekonstruierbaren Zeitspanne des Walensees (~7000 B.P.) einzig in Frage kommende Erdbeben (~2210 y B.P.) zeigt im Walensee, also im Nordosten des bisher postulierten Epizentrums, keine positiven Evidenzen. Dieser Befund könnte als relevanter Baustein zur Optimierung der von Strasser et al. (2006) entwickelten Paläoepizentrum-Modellierung dienen. Gemäss diesem Modell ist nämlich eine minimale Erdbeben-Intensität von 7 erforderlich damit subaquatische Hänge abrutschen können. Diese wurde im Walensee offenbar nicht erreicht. Trotzdem können die schon im Vierwaldstättersee, Zürichsee wie auch in anderen Seen erstellten Ereignisarchive

durch einige Erkenntnisse dieser Masterarbeit ergänzt werden. Damit aber aufgrund der Häufigkeit und des räumlichen Auftretens spezifischer Ereignistypen (insbesondere Erdbeben) eine Wiederkehrrate und somit das Gefahrenpotential für Mensch und Infrastruktur sinnvoll abgeschätzt und dadurch eine wissenschaftliche Basis für eventuelle, längerfristig angelegte Massnahmen geschaffen werden kann, bedarf es weiterführender Studien über die Ereignisgeschichte des Walensees und anderer Seen der Region.

Abstract

The primary goal of this master thesis is to reconstruct the event history of Walensee ("Lake Walen" or "Lake Walenstadt") with high-resolution seismic imaging and lithological investigations, as stored in the sediment record as far back in time as possible. Foremost, the various sedimentation processes in the different lake areas needed to be investigated. After acquiring a grid of seismic profiles, which provides an insight into the lake subsurface of ~15 m, 16 sediment cores were retrieved from different key locations with four of them being longer than 2 m. After petrophysical measurements, an accurate lithological description of all the cores was accomplished. Furthermore, grain size measurements were carried out and smear slides were analysed to distinguish between different sediment types and to explain their specific depositional history. In addition, measurements of the ^{137}Cs activity were performed providing two clear peaks (1986: Tschernobyl accident; 1963: nuclear tests). These age markers serve to establish an age model for the sediments of the Walensee. Furthermore, they can easily be correlated with all other cores, which are distributed over a length of ~10 km along the longitudinal axis of the lake.

Core descriptions and analysis document complex sedimentation patterns, which are mainly dominated by the two main tributaries, Linth and Seez. The observed layers in the cores of Walensee do not represent warves, but thin alternating layers, which are induced by high precipitation events and river discharge that produce turbidity currents on the lake floor as a continuation of river-floods ("hyperpycnal flow"). Walensee cores, which date back to ~400 y B.P., contain many river-flood events that are recorded as upward-fining graded layers. However, these layers can only be dated with limited resolution using the existing age model of this study. ^{14}C-measurements were not conducted, because most of the cored sediment is too recent to show reliable results.

In the processed seismic data of the lake's subsurface, many sedimentary bodies representing past mass-movements were identified. The seismic stratigraphic horizons related to specific mass-movement deposits were traced and mapped throughout the middle part of the lake, where the seismic penetration into the subsurface was sufficient. Altogether 24 mass-movement deposits were identified: 20 slides from steep slopes, three megaturbidites and one rockfall. All of them can be related to 12 different horizons, each representing a specific time. According to this event catalogue, some horizons contain more than one single mass movement. As a synonym for "horizon" the term "event horizon" will be used hereafter, because it is assumed that multiple mass-movement bodys ocurring at one single horizon were deposited synchronously. Because it is rather unlikely that subaqueous slides at different locations occur spontaneously at the same time, multiple mass-flow deposits, which were triggered and deposited in the same event horizon are interpreted as being a signal of strong earthquakes in the past.

For dating the different event-horizons, which reach a maximum depth of ~10 m, the existing age model was extended by a radiocarbon datum of a piece of wood published in Lambert (1976), which was calibrated in this study. In this way, the sedimentation rates could be determined for the time before the river Linth was discharging into Walensee.

The different types of events, as well as their spatial distribution and age are graphically arranged and summarized in a chronological event catalogue dating back to ~7000 y B.P. This event catalogue represents a crucial element of the presented thesis, in which simultaneously triggered basin-wide slope failure events and aseismic subaqueous events (megaturbidites, rockslides) are distinguished. Two event-horizons (F: 1261 – 1859 y B.P. and J: 3119 – 4052 y B.P.) are interpreted as paleo-earthquakes, which triggered 8 and 4 coeval mass-movements in the middle part of Walensee, respectively. Another event (K 4423 – 5765 y B.P.) could potentially be explained by a weaker earthquake, but also a scenario of two independently triggered slides in combination with a secondary triggered megaturbidite is plausible.

As a consequence of a particular historic event, a secondary evolved mass flow event triggered by a rockfall in the area of the village Quinten (1946) can be observed in the core, as well as in the seismic profile. This rockfall-induced "subaqueous debris-flow deposit" represents in this thesis the only example to calibrate a seismically-detected event directly with its lithological equivalent. All other cores are to short or the event horizons are located to deep underneath the lake floor. A historically described correction of the mouth of the river Murg (~1600, "Murgschnitt") could also be observed in a long core as an abrupt change from common grey sediments (above) to a reddish gravel sequence (below). In the area of the village Unterterzen a postglacial landslide can be found in the seismic data. An attempt to date this large depostional body only on the basis of seismic data is not possible, because its exact shape and overlaying postdepositional sequence is hardly recognizable.

The paleo-earthquakes found in this study cannot be correlated with one of the strong prehistoric earthquakes (~2210 y B.P., ~11`600 y B.P., ~13`700 y B.P.) that have been reconstructed in Lake Lucerne and Lake Zurich by Strasser et al. (2006) and Schnellmann (2004). The only paleo-earthquake (~2210 y B.P.), which potentially (time span of this study: ~7000 years) could have been found in the subsurface of Walensee, in north-eastern direction of the assumed paleo-epicenter, shows no positive evidence. Nevertheless, this lack of evidence is an important new hint for the potential epicenter-location of this earthquake (Strasser et al., 2006). According to this model, an earthquake-intensity with a minimal value of 7 is required to trigger subaqueous slope instabilities on lateral slopes. This threshold obviously was not reached in the area of Walensee. In any case, the event archives that have been established for Lake Lucerne, Lake Zurich and also for other lakes can be completed with the results of this master thesis. To reliably estimate the recurrence time (particularly of earthquakes) and thus the potential of natural hazards that threaten people and infrastructure, and to set a scientific base for accordant long-term measures, further studies on the event history of Walensee and its surrounding lakes are necessary.

Vorwort

Der Gedanke, dass sich durch die genaue Beobachtung der Natur Erkenntnisse über vergangene Umweltbedingungen gewinnen lassen, die sich allen Erinnerungen und historischen Aufzeichnungen entziehen, fasziniert mich immer wieder von neuem. Auf diesem Weg einen Beitrag zum besseren Verständnis eines natürlichen Systems und den davon ausgehenden potentiellen Gefahren leisten zu können, war für mich ein wichtiger Anreiz, im Rahmen meiner Masterarbeit die Ereignisgeschichte des Walensees zu rekonstruieren. Im Laufe der Arbeit brachten mich gewisse Fragen sogar zu meinen persönlichen Wurzeln zurück. Gemäss meinem Stammbaum, der bis ins 16. Jahrhundert zurückzuverfolgen ist, spielt das Dorf Weesen als mein Bürgerort familiengeschichtlich eine wichtige Rolle. Einer meiner Vorfahren wurde dort im Steinbruch beim Sprengen erschlagen, andere erkrankten an Tuberkulose und weiteren Infektionskrankheiten. Tatsachen, die ich so erfahren habe, halfen mir, die früheren, teils schwierigen Lebensverhältnisse am Walensee besser zu verstehen. So erlebten die Ahnen meines Ur-Urgrossvaters einen Teil der Geschichte des Walensees, der ich in dieser Arbeit nachspüre, selber mit – eine eigenartige Tatsache. Insofern und aufgrund meiner wissenschaftlichen Erkenntnisse betrachte ich den Walensees fortan mit ganz anderen Augen.

Ein herzlicher Dank geht an alle, die mich während meiner Arbeit in irgendeiner Form unterstützt haben. Die seismische Datenerhebung und das Kernen mit Robert, Matthias, Ueli, Maika, Michi S. und Flavio war ein überaus motivierender Einstieg. Ihnen möchte ich an dieser Stelle für ihre tatkräftige Unterstützung und die gemeinsamen Stunden auf dem Boot danken. Für das Öffnen der Kerne und die Tipps für die Probennahmen danke ich Alois Zwyssig, für die anschliessenden Cäsium-Messungen Erwin Grieder. Andi Müller, Adi Gilli und Michi Hilbe waren bei technischen oder fachlichen Fragen immer zur Stelle. Ihnen, aber auch André Lambert und Michi Schnellmann von der NAGRA sowie Conrad Schindler – sie lieferten mir wertvolle, "externe" fachliche Imputs – sei hier gedankt. Zu einer angenehmen Arbeitsatmosphäre und den "kopfdurchlüftenden" Pausen während des Verfassens dieser Arbeit haben Mona, Michi H., Matteo, Anni und Marion beigetragen. Ein Merci geht an sie alle. Für die äusserst kompetente und lehrreiche Betreuung während meiner Arbeit danke ich Flavio Anselmetti ganz herzlich. Auch die von ihm als Limnocrew-Kapitän organisierten fachlichen und sozialen Anlässe mit unserer Gruppe schätzte ich sehr. Die gemeinsame Flucht aus der nebelmeerdurchtränkten Eawag auf den sonnenüberfluteten Selun mit Flavio war ein Erlebnis sondergleichen. Für das Lektorat meiner Arbeit danke ich Thomas Zimmermann und Rahel Schmid, für den etwas unkonventionellen aber spannenden familienhistorischen Zugang zum Walensee Willy Zimmermann.

Jonas Zimmermann, Dübendorf, 15. Februar 2008

© Copyright, 2007
Die vorliegende Masterarbeit darf für private und Studien-Zwecke verwendet und kopiert werden. Deren Vervielfältigung oder Benutzung zu kommerziellen Zwecken ist ausdrücklich untersagt. Eine entsprechende Zitierweise ist gefordert, wie in wissenschaftlichen Arbeiten üblich ist, wenn wissenschaftliche Resultate aus dieser Arbeit verwendet werden.

© Copyright, 2007
This master thesis may be used and copied for private and personal scholarly use. The making of multiple copies of the thesis or its use for commercial purposes is prohibited. When using the results found in this thesis, the normal scholarly methods of citation are to be followed.



Universität Zürich
Geographisches Institut

ETH
Eidgenössische Technische Hochschule Zürich
Swiss Federal Institute of Technology Zurich

eawag
aquatic research

Inhalt

Zusammenfassung I

Abstract IV

Vorwort VI

Abbildungs- und Tabellenverzeichnis iv

1. Einleitung **1**

1.1 Erschliessung von Naturgefahren anhand eines Seearchivs 1

1.2 Ereignisse im geschichtlichen und wissenschaftlichen Kontext 2

1.3 Ziel und Fragestellungen 3

1.4 Arbeitsschritte und -aufbau 3

2. Der Walensee und seine Umgebung im Überblick **5**

2.1 Der Walensee heute 5

2.2 Einzugsgebiet 6
2.2.1 Hydrologische Besonderheiten 6
2.2.2 Niederschlag 7
2.2.3 Geologie 8

2.3 Entwicklung der Tal-Morphologie und Seegenese 10

2.4 Die Linthkorrektion und ihre Hintergründe (1807 – 1823) 12
2.4.1 Problematische Situation und Massnahmen 12
2.4.2 Gründe für die Katastrophe 14
2.4.3 Der Tuggener See 15

3. Bekannte Ereignisgeschichte des Walensees **17**

4. Methoden **20**

4.1 Reflexionsseismik 20

4.2 Kernentnahme 21

4.3 Multi Sensor Core Logger (MSCL) 22

4.4 Öffnen und Fotografieren der Kerne 23

4.5 Smear Slides 23

4.6 Korngrössen-Analysen 23

4.7 Datierung mit Cäsium 137 (^{137}Cs) 24

4.8 Berechnung der Sedimentationsrate mit Blei 210 (^{137}Pb) 25

5. Sedimentkerne **26**

5.1 Lokalitäten der Sedimentkerne 26

5.2 Lithotypen – Beschreibung und Definition 28
5.2.1 Lithotyp 1: Fein laminierte Wechselschichtung (mm- bis 2 cm-Bereich) 28
5.2.2 Lithotyp 2: Gradierte und homogene Lagen (cm- bis dm-Bereich) 30
5.2.3 Lithotyp 3: Kies-Lagen (cm- bis dm-Bereich) 32

5.3 Spezielle lithologische Phänomene 33
5.3.1 Besondere interfazielle Merkmale 33
5.3.2 Marker-Horizonte 34

5.4 Analysen von Smear-Slides 36
5.4.1 Organische Komponenten 36
5.4.2 Mineralien 37

5.5 Resultate der Korngrössenanalysen 40

5.6 Zeitliche Einordnung 43
5.6.1 Alternative, aber nicht anwendbare Datierungsmethoden 43
5.6.2 Datierung anhand von ^{137}Cs-Messungen 43
5.6.3 Altersmodell und Sedimentationsrate 45

5.7 Kernkorrelationen 50

5.8 Lithologisches Profil des Referenzkerns (WS07-12) 52

5.9 Diskussion 53
5.9.1 Bodennahe Turbiditätsströme als Fortsetzung von Hochwasser 53
5.9.2 Ereignisturbidite 55
5.9.3 Räumliche Verteilung der diffusen Fazies 56
5.9.4 Datierung und Kernkorrelationen 56
5.9.4 Jahreszuweisung von Hochwasser-Turbiditen 56
5.9.5 Verschiedene Kerntypen und Funktionen 57

6. Reflexionsseismik **58**

6.1 Überblick über die reflexionsseismischen Profile und deren Fazies 58
6.1.1 Seismisches Profilnetz und Resultate vorgängiger Studien 58
6.1.2 Reflexionsseismische Profile und deren charakteristische Fazies 58

6.2 Ablagerungstypen von Massenbewegungen 60
6.2.1 Typ 1: Rutschungen von Hängen 60
6.2.2 Typ 2: Megaturbidite 61

6.2.3 Typ 3: Fels-/Blocksturz 64

6.3 Ereigniskatalog 64

6.4 Altersmodell zur Datierung der Ereignishorizonte 68

6.5 Diskussion 71
6.5.1 Räumliche und zeitliche Verteilung der Ablagerungen 71
6.5.2 Auslösungs-Mechanismen und Zuordnung von bekannten Ereignissen 71
6.5.3 Seismik-Kern-Korrelation anhand des Felssturzes von Quinten 1946 73

7. Schlussfolgerungen und Ausblick **75**

7.1 Schlussfolgerungen 75

7.2 Ausblick auf offene Forschungsfragen 76

Bibliographie **78**

Anhang **84**

Anhang A: Lithologische Profile und MSCL-Messungen 84

Anhang B : Kernkorrelations-Transsekte 94

Anhang C: ^{137}Cs- und ^{210}Pb-Konzentrationsmessungen zur Datierung 99

Anhang D: Seismische Profile des mittleren Seebereichs 101

Anhang E: Bilder und Archivmaterial 112

Abbildungs- und Tabellenverzeichnis

Abbildungen:

Abb. 2-1:	Geographische Übersicht und Einzugsgebiet des Walensee	5
Abb. 2-2:	Wichtigste Zuflüsse und hydrologisches Einzugsgebiet	6
Abb. 2-3-:	Mittlere Jahresniederschläge	7
Abb. 2-4:	Klimadiagramm der Station Glarus	7
Abb. 2-5:	Tektonik und Geologie des Walensee-Einzugsgebietes	9
Abb. 2-6:	Geologisches N-S-Profil durch das Walenseegebiet	11
Abb. 2-7:	Situation der Linthebene vor und nach der Linthkorrektion	12
Abb. 2-8:	Mittelmässig hoher Seepegel in Weesen, 1808	12
Abb. 2-9:	Aufruf an die Schweizer Mitbürger	13
Abb. 2-10:	Entwicklungsstadien der Linthebene bei Tuggen	15
Abb. 3-1:	Schichtparallele Felsrutschung bei Mühletal, 1924	18
Abb. 3-2:	Zertrümmerte Boote bei Mühlehorn nach Felssturz bei Quinten, 1946	19
Abb. 4-1:	Katamaran mit Pinger	20
Abb. 4-2:	Kurzkerngerät und -entnahme	21
Abb. 4-3:	Langkerngerät mit Hämmervorrichtung	21
Abb. 4-4:	MSCL-Messeinrichtung	22
Abb. 5-1:	Übersicht der seismischen Profile und der Kernlokalitäten	27
Abb. 5-2:	Lithotyp 1A mit scharfer Abgrenzung der einzelnen Laminae	29
Abb. 5-3:	Lithotyp 1A mit semidiffuser Abgrenzung der einzelnen Laminae	29
Abb. 5-4:	Abfolge der Lithotypen 1A/B/C	29
Abb. 5-5:	Lithotyp 1D mit sehr diffusen Übergängen zwischen den Laminae	29
Abb. 5-6:	Abfolge der Lithotyp 2A/B	31
Abb. 5-7:	Lithotyp 2A mit Gradierung von Feinsand bis Tonfraktion	31
Abb. 5-8:	Lithotyp 2C, homogene, feinkörnige Lage	31
Abb. 5-9:	Lithotyp 2D homogene, grobkörnige Lag	31
Abb. 5-10:	Lithotyp 3A, unsortierte Kiesschicht	32
Abb. 5-11:	Gaslöcher und Deformationsstrukturen	34
Abb. 5-12:	Organisch reicher Horizont	34
Abb. 5-13:	Rote Schicht, Verwitterungsmaterial des Verrucano	35
Abb. 5-14:	Gelbe Schicht, ähnliches Aussehen wie Tondeckel	35
Abb. 5-15:	Dunkle bis schwarze Schicht	35
Abb. 5-16:	Smearslide-Fotos verschiedener Diatomeen	38
Abb. 5-17:	Smearslide-Fotos von Mineralien und organischen Komponenten	39
Abb. 5-18:	Ergebnisse der Korngrössenanalyse und Probenahmestellen	40

Abb. 5-19: Gemessene Partikelgrössenverteilung der Linth bei Mollis 42
Abb. 5-20: Konzentration von Cs-137 und Pb-210 im Kern WS07-12 44
Abb. 5-21: Altersmodell basierend auf Cs-137-Peaks im Kern WS07-12 46
Abb. 5-22: Streuungsmuster der Sedimentationsraten von verschiedenen Kernen 48
Abb. 5-23: Übersicht der verschiedenen Kernkorrelations-Transsekte 50
Abb. 5-24: Ausschnitt aus der Kernkorrelation 1 51
Abb. 5-25: Lithologisches Profil des Kerns WS07-12 52
Abb. 5-26: Gegenüberstellung von Laminae des Walensees und Zürichsee-Warven 53
Abb. 5-27: Schwebstofffrachten der Linth 54
Abb. 6-1: Überhöhter S-N-Transsekt durch den Walensee 60
Abb. 6-2: Unterschiedliche Ablagerungstypen von Massenbewegungen 63
Abb. 6-3: Katalog verschiedener Massenbewegungs-Ablagerungen im Walensee 65
Abb. 6-4: Outputgrafik des kalibrierten Holzalters 68
Abb. 6-5: Altersmodell zur Ereignisdatierung 70
Abb. 6-6: Vermutete Bergsturzmasse von Unterterzen 73
Abb. 6-7: Kern-Seismik-Korrelation 74

Deckblatt: Kartenausschnitte: Swisstopo (2003), Höhenmodell und Gewässer.
Mitte oben: Huber 1982: 572. Übrige: eigene Bilder.

Tabellen:

Tab. 2-1: Wichtigste Kennzahlen des Walensees und seines Einzugsgebietes 5
Tab. 5-1: Mit GPS ermittelte Koordinaten der Kernentnahmestellen 27
Tab. 5-2: Vergleich von verschiedenen Sedimentationsraten 47

1. Einleitung

1.1 Erschliessung von Naturgefahren anhand eines Seearchivs

Das im Jahr 1862 verlegte Kabel im Bodensee zwischen Lindau und Rorschach versagte schon nach knapp 2 Jahren den Dienst, worauf das neue, wenige Kilometer weiter westlich ausgelegte Kabel nach 4 Jahren ebenfalls defekt war. Erst die erneute Kabelverlegung noch weiter westlich, auf der Höhe von Romanshorn, sorgte dafür, dass bis ins Jahr 1939 keine Unterbrüche mehr erfolgten. Die plausible Erklärung für die in relativ kurzer Zeit aufeinander folgenden Kabelunterbrüche ist, dass der einmündende Rhein bei Hochwasser instabile Partien seines Deltas zu mobilisieren vermochte und dadurch "Unterwasser-Schlammlawinen" von zerstörerischer Gewalt auslöste (NZZ, 15.2.1989).

Nicht nur die Infrastruktur in und um Seen herum, sondern auch Menschenleben können durch solche oder ähnliche unter Wasser stattfindende Ereignisse gefährdet sein. Terrestrische, in den See auslaufende Massenbewegungen wie Hangrutschungen, Felsstürze oder Murgänge stellen ebenfalls ein erhebliches Gefahrenpotential dar, indem diese Tsunamis oder "Seiche-Wellen" (stehende Wellen mit rhythmischen Oszillationen) auslösen können. Gleichzeitig mehrere Massenbewegungen (unter und über Wasser) und dadurch indirekt ausgelöste gefährliche Wellen treten typischerweise als Folgen von Erdbeben auf (Schnellmann et al. 2006). Um die von solchen Ereignissen längerfristig potentiell ausgehenden Gefahren abschätzen zu können, muss vorerst die Frage nach dem angemessenen wissenschaftlichen Zugang gestellt werden.

Seen verfügen über ein ideales Sedimentarchiv, welches verglichen mit terrestrischen Archiven räumlich und zeitlich kontinuierlicher und daher leichter zu datieren ist. In verschiedenen Studien konnten Ablagerungen von Fluten (Siegenthaler & Sturm 1991, Gilli 2003, Bussmann 2006), Murgängen (Sletten et al. 2003), Felsstürzen (Bussmann 2006), Hangrutschungen (Siegenthaler & Sturm 1991) und Erdbeben (Monecke 2004, Schnellmann 2004, Strasser 2007) ihren historisch beschriebenen, katastrophalen Ereignissen zugeordnet werden. Basierend auf den charakteristischen Spuren dieser historischen Ereignisse in jüngeren Sedimenten, können auch prähistorische Ereignisse im Sedimentarchiv aufgespürt werden. Damit werden die nötigen Voraussetzungen für die Abschätzung von solchen Wiederkehrraten geschaffen, die entsprechend grössere Zeiträume implizieren (Strasser 2007). Die durch historische Archive abgedeckte Zeitspanne, welche dafür zu wenig weit zurückreicht (bis maximal 1000 Jahre), kann mit diesem Ansatz in beträchtlichem Masse erweitert werden (Schnellmann et al. 2006).

1.2 Ereignisse im geschichtlichen und wissenschaftlichen Kontext

Der Walensee und seine unmittelbare Umgebung sind sowohl von Unterwasser- als auch von terrestrischen, sich in den See fortsetzenden Massenbewegungen geprägt. Die direkten Gefahren, die von Ereignissen wie Unterwasser-Rutschungen und Felsstürzen ausgehen, sind nicht zu unterschätzen. So sind zum Beispiel im letzen Jahrhundert durch einen Felssturz bzw. einen Schlipfsturz zweimal haushohe, tsunamiartige Flutwellen entstanden, die in einem Fall sogar ein Menschenleben kosteten. Nur mit viel Glück mussten dabei keine Steinbrucharbeiter ihr Leben lassen (NZZ 1924, 1946). Auch Hochwasser suchten in den lezten zwei Jahrhunderten den Walensee und seine Anrainergemeinden regelmässig heim. Ein Denkmal in Weesen (vgl. Anhang E) erinnert heute noch an die mehrfach hohen, die Gassen des Dorfkernes übersteigenden Wasserstände des Walensees. Die eigenartige Stockwerkaufteilung gewisser Häuser – Fenster des 1. Stockes wurden teils zu Eingangstüren umfunktioniert (Fotos im Anhang E) – lässt auf längere Perioden mit hohem Seepegel schliessen. Berichte H. C. Eschers (1804: 35) zeugen vom materiellen Verlust und dem unermesslichen Leid, das den Einwohnern von Weesen widerfuhr.

Ob diese und andere historischen, aber auch weiter im Holozän zurückliegenden, unbekannten Ereignisse sich in den Sedimenten des Walensees finden lassen, soll in dieser Arbeit aufgezeigt werden. Zudem wird geprüft, ob die von Schnellmann (2004) und Strasser et al. (2006) im Vierwaldstätter- bzw. Zürichsee gefundenen Paläoerdbeben ebenfalls ihre Spuren im Walensee hinterliessen. Sowohl im Vierwaldstättersee als auch im Zürichsee konnten dieselben drei Paläoerdbeben (~2200, ~11`600, ~13`800 cal. y B.P.) nachgewiesen werden. Deshalb wird vermutet, dass diese Paläoereignisse – je nach epizentraler Lage der einzelnen Erdbeben – und möglicherweise auch zusätzliche, noch unbekannte Erdbeben im Archiv des Walensees zu finden sind.

1.3 Ziel und Fragestellungen

Das übergeordnete Ziel dieser Masterarbeit ist die Erstellung eines Ereigniskatalogs, der zeitlich so weit wie möglich zurückreicht. Ausgehend von 16 Sedimentkernen und regelmässig über den Walensee aufgenommenen seismischen Profilen werden im Sediment hinterlassene "Fingerabdrücke" von Rutschungen, Hochwasser, Fels- und Bergstürzen gesucht. Dafür ist aber das Verstehen des Systems Walensee mit seinen sedimentären Prozessen zentral. Folgende Fragestellungen werden im Verlauf dieser Arbeit beleuchtet:

- Welche Sedimentationsprozesse spielen sich im Walensee ab und wie unterscheiden sie sich räumlich und zeitlich?
- Sind bereits bekannte historische Ereignisse in den Sedimenten zu finden?
- Welche prähistorischen Alter können den gefundenen Ereignissen zugeordnet werden?
- Eignet sich der Walensee als Hochwasser- bzw. Starkniederschlagsarchiv, das auf wenige Jahre genau ist?
- Kann aus dem sedimentären Archiv eine Wiederkehrrate für bestimmte Ereignisse und somit eine Gefahrenabschätzung für die Zukunft abgeleitet werden?
- Sofern sich in den Sedimenten des Walensees Evidenzen für Paläoerdbeben finden lassen, sind diese mit den postulierten Erdbeben von Schnellmann (2004) und Strasser et al. (2006) zeitlich korrelierbar?

1.4 Arbeitsschritte und -aufbau

Die relevantesten in dieser Arbeit vorgenommenen Schritte, um in die Ereignisgeschichte des Walensees einzutauchen, sind hier – dem Aufbau der Arbeit entsprechend – chronologisch aufgeführt:

- Abriss der Geschichte des Walensees und der Region der Linthebene (Kap. 2)
- Übersicht über die bereits bekannten Ereignisse im und um den Walensee (Kap. 3)
- Analyse und Beschreibung der Sedimentkerne (Kap. 5)
- Datierung des Kernmaterials und Ableiten eines Altersmodells (Kap. 5)

- Korrelation verschiedener Kerne und Abschätzung der Sedimentationsraten an verschiedenen Kernlokalitäten (Kap. 5)

- Seismische Faziesanalyse, Interpretation und Ausscheidung von Ereignishorizonten (Kap. 6)

- Definition von verschiedenen Massenbewegungs-Ablagerungen (Kap. 6)

- Erstellen eines Ereigniskatalogs (Kap. 6)

- Altersmodell für die Zeit vor der Linth-Einleitung in den Walensee (Kap. 6)

Im Anhang befinden sich sämtliche Kernphotos mit den dazugehörigen lithologischen Profilen sowie den MSCL-Messkurven (Anhang A). Auch die Kern-Korrelationsprofile (Anhang B), die vollständige Tabelle mit den ^{137}Cs-Messwerten (Anhang C) und alle für den Ereigniskatalog verwendeten seismischen Profile (Anhang D) sind dort zu finden. Zudem sind im Anhang E noch einige Fotos und zwei ältere Zeitungsartikel enthalten.

2. Der Walensee und seine Umgebung im Überblick

2.1 Der Walensee heute

Der Walensee kann aufgrund seiner geografischen Lage als alpiner Randsee oder perialpiner See bezeichnet werden (Jung 1990: 170). Sowohl der Kanton Glarus als auch der Kanton St. Gallen besitzen einen Anteil der Seefläche. Das dem Kanton Glarus zugehörige, südwestliche Gebiet des Sees erstreckt sich vom Linthkanal bis nach Teufwinkel bei Mühlehorn, wobei der bedeutend grössere Teil des Sees zum Kanton St. Gallen gezählt wird. Der Walensee ist ein langer, schmaler und relativ tiefer See der – fjordartig – im Norden von den schroff abfallenden Wänden der Churfirsten und im Süden von etwas flacher abfallenden Hängen umgeben ist. Er ist ein oligotrophes Gewässer (Lambert & Hsü 1979: 460) und zählt zu den saubersten Seen der Schweiz (Kanton St. Gallen 2007).

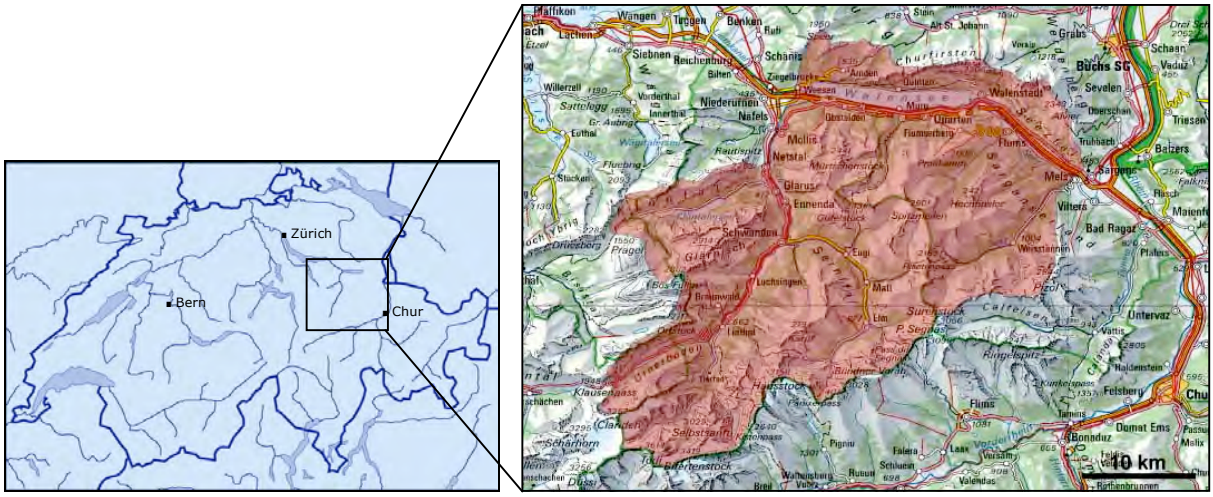


Abb. 2-1: Geographische Übersicht. Der perialpine Walensee liegt in einem Ost-West verlaufenden Tal zwischen Zürich und Chur. Dessen Einzugsgebiet ist rot hervorgehoben (nach BAFU 2007). Rechter Ausschnitt aus Karte 1:500000 (swisstopo 2006).

Höhe bei mittlerem Seestand[1]:	419.07 m.ü.M.
Mittlere Seefläche[1]:	24.1 km^2
Max. Tiefe[1]:	144 m
Länge[3]:	15 km
Seevolumen[1]:	$2.49 \cdot 10^9$ m^3
Anzahl Zuflüsse[2]:	35
Abfluss[2]:	1 (Linthkanal)
Theor. Aufenthaltszeit des Wassers[4]:	1.45 Jahre
Mittlerer Abfluss[4]:	55.2 m^3/s
Fläche Einzugsgebiet (topogr.)[2]:	1061 km^2

Tab. 2-1: Wichtigste Kennzahlen des Walensees und seines Einzugsgebiets (1, Lambert 1984; 2, Lambert 1978; 3, Jung 1990; 4, Kanton St. Gallen 2007).

Aufgrund der starken und fast dauernd anhaltenden Winde am Walensee kann das warme Oberflächenwasser im Sommer tief eingemischt werden. Der Winter ist jedoch zu kurz und die Seeoberfläche im Verhältnis zum Seevolumen zu klein, um die Wassertemperaturen unter 5°C abzukühlen (Kanton St. Gallen 2007). Auch in grösseren Seetiefen liegt die Temperatur fast immer über 5°C. Diese Umstände sind entscheidend für das milde Winterklima am Walensee verantwortlich, zumal er seit Menschengedenken noch nie zugefroren ist (Gammeter et al. 1996: 8).

2.2 Einzugsgebiet

2.2.1 Hydrologische Besonderheiten

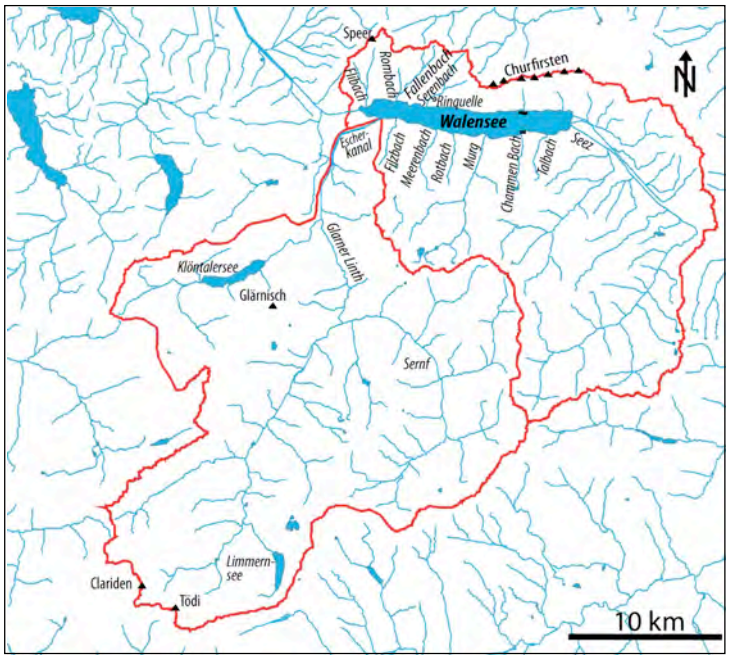


Abb. 2-2: Wichtigste Zuflüsse und Einzugsgebiet des Walensees (nach BAFU/ swisstopo 2007). Dieses wurde nach der Einleitung der Linth um den gesamten westlichen Teil erweitert. Eine minime Abweichung vom effektiven Einzugsgebiet besteht, weil die Messstation der Landeshydrologie nicht genau beim Seeausfluss liegt.

Vor der Einleitung der Glarner Linth in den Walensee im Jahre 1811 wies das Einzugsgebiet lediglich 421 km^2 auf. Seither entwässert der See als integrierter Bestandteil des Linthsystems über 1061 km^2, was einem Flächenzuwachs von 640 km^2 bzw. 152% entspricht. Diese Veränderung ("Linthschnitt") stellt eine Zäsur in der Geschichte des Wasserhaushalts und der neuen Sedimentationsbedingungen des Walensees dar (Lambert 1976: 8).

Der Walensee besitzt insgesamt 35 Zuflüsse (Lambert & Hsü 1979: 454), wobei die Linth mit 32 m^3/s (Spreafico et al. 2005: 24) bei weitem die grösste Wassermenge liefert. Gemäss Lambert & Hsü (1979: 455) beträgt der Anteil der Linth am gesamten Zufluss in den See etwa 60%, derjenige der Seez bewegt sich im Bereich von 8%. Jeder andere Zufluss trägt weniger als 1% des Gesamtzuflusses in den Walensee bei.

Nach Jung (1990: 38) weist der Walensee neben den zahlreichen bekannten Zuflüssen zwischen Weesen und Quinten unterirdische Zuflüsse auf. Dieses Wasser – es muss dafür unter artesischem Druck stehen – fliesst aus dem Toggenburg zu, welches auf der abgewandten Seite der Wasserscheide der Churfirstenkette liegt. Das effektiv in den Walensee entwässernde Gebiet muss also grösser sein als das durch den oberflächlichen

Abfluss definierte Einzugsgebiet (Lambert 1976: 9). Diese Aussage stützt Lambert (1976: 9) ebenfalls auf das Phänomen der Rinquelle. Das nördlich der Churfirsten versickerte Wasser dieser Karstquelle, die sich nördlich oberhalb des Walensees in einer Felswand befindet, ergiesst sich ebenfalls in den Walensee.

Die vergletscherten Flächen des Einzugsgebiets, die sich auf die Gebiete beim Clariden, Tödi und Glärnisch beschränken, sind verhältnismässig klein. Gemäss Gammeter (1996: 4) sind 3.1% des Einzugsgebietes der Linth vergletschert, was etwa einer Fläche von 19 km^2 entspricht. Bezüglich des ganzen Einzugsgebietes des Walensees errechnet sich ein Wert der Vergletscherung von ca. 1.8%. Im Zuge der globalen Erwärmung, die sich im Alpenraum eindrücklich durch das Abschmelzen der Gletscher offenbart (Maisch 2004: 48), sind auch diese vergletscherten Flächen im Verlaufe der letzten zehn Jahre noch weiter geschrumpft. Beispielsweise war der Sommer 2003 für derart hohe Massenverluste verantwortlich, dass damit alle Werte seit dem Beginn der Massenbilanz-Messungen in den Alpen überstiegen wurden (Haeberli et al. 2004: 135).

2.2.2 Niederschlag

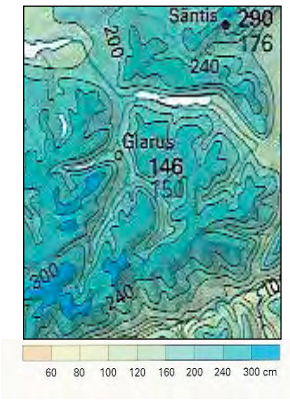


Abb. 2-3: Mittlere Jahresniederschläge. Ausschnitt aus Karte 1:200000 (Spiess 2002).

Das hydrologische Einzugsgebiet des Walensees zeichnet sich durch eine topografiebedingte, unregelmässige Verteilung des mittleren Jahresniederschlags aus. Mit der blauen Zahl wird in Abb. 2-3 die Anzahl Tage pro Jahr mit mindestens 1mm Niederschlag dargestellt, während die schwarzen Zahlen für das Jahresmittel der Niederschläge in cm stehen. Die verschiedenen Farbstufen geben zudem einen besseren räumlichen Eindruck der Niederschlagsverteilung. Während die Werte im hinteren Glarnerland bis 300 cm betragen, sind sie in den Tälern und im engeren Bereich des Walensees merklich tiefer. Als eine repräsentative Klimastation wird die von Glarus beigezogen. Der langjährige Durchschnitt des Jahresniederschlages (1443 mm) in Glarus entspricht ziemlich genau dem durchschnittlichen Schweizerischen Jahresniederschlag (1961 – 1990) von 1458 mm (Schädler & Weingartner 2002, zitiert aus Spreafico & Weingartner 2005: 2). Die mittleren Jahresniederschläge sind im Walenseegebiet und im Glarnerland im Vergleich zum Mittelland beträchtlich höher.

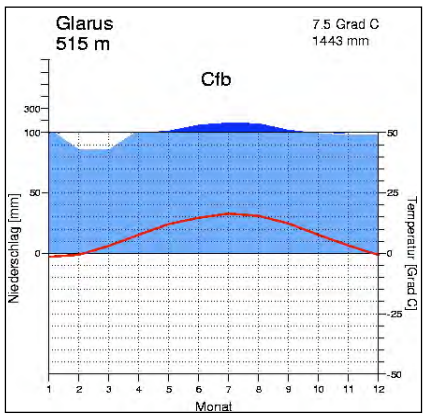


Abb. 2-4: Klimadiagramm, Station Glarus (Mühr 2007).

2.2.3 Geologie

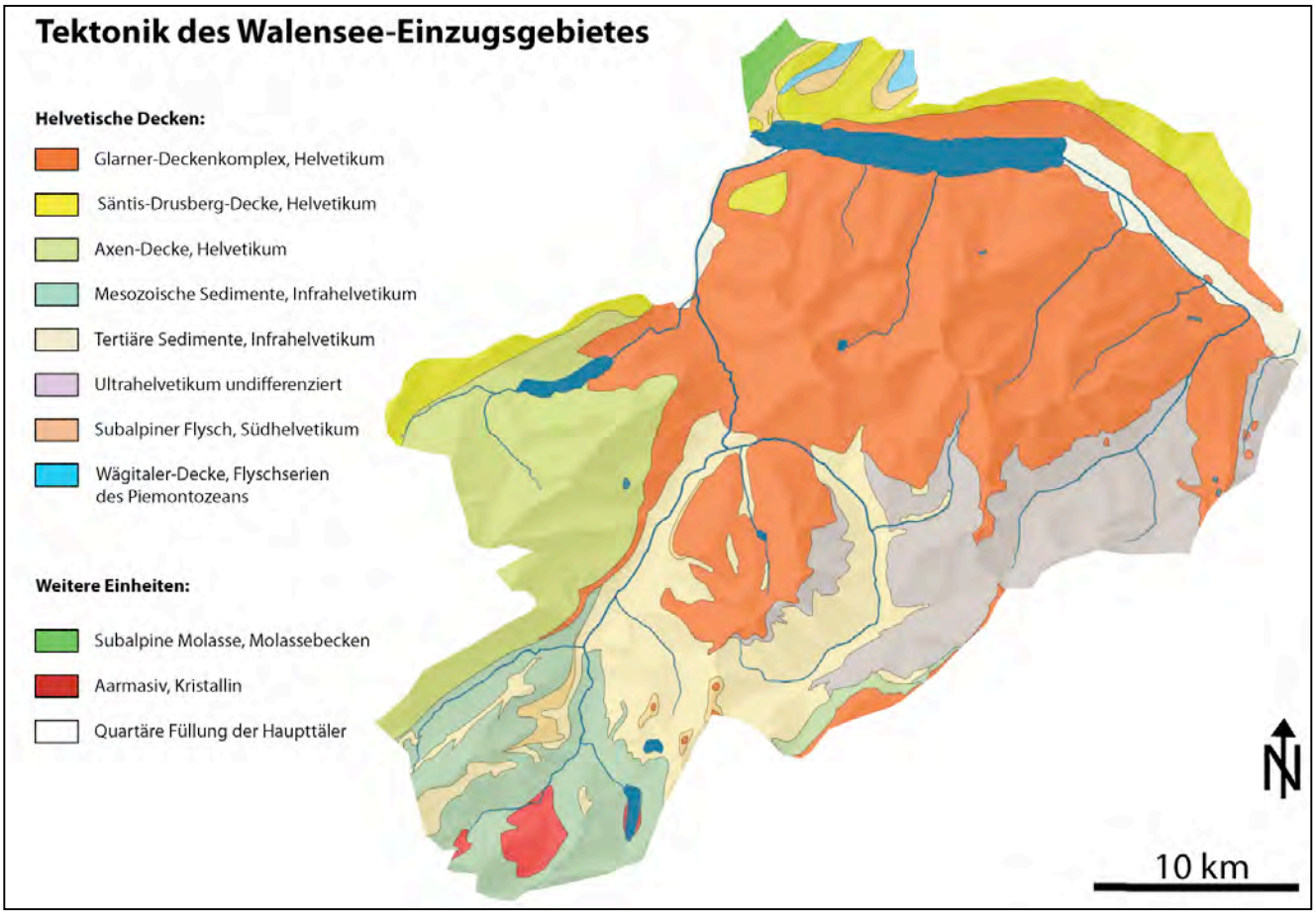
Tektonisch lässt sich das hydrologische Einzugsgebiet des Walensees grob in drei verschiedene Einheiten unterteilen:

Der weitaus grösste Flächenanteil wird von Helvetischen Decken aufgebaut, wobei davon dem permischen Verrucano, den mesozoischen Serien sowie den Flyschen je etwa ein Drittel zukommen. Zudem sind zwei weitere, relativ kleine tektonische Einheiten auszumachen. Im Nordwesten des Walensees ist die subalpine Molasse des Speers als tertiäres Konglomerat vorzufinden, wobei deren Schichtrippen auf der Westflanke des Speers und des Federispitzes gut zu beobachten sind. Ein kleines Stück Kristallin des Aarmassivs, welches von mesozoischen Sedimenten gänzlich umgeben ist, findet sich nahe des Tödi aufgeschlossen.

Die Ufer des Walensees sind vorwiegend aus Mesozoischen Karbonatserien, im Mündungsbereich der Murg aus Verrucano und gerade östlich davon aus Bergsturzmassen von Unterterzen aufgebaut. Quartäre Überprägungen wie Schuttfächer, Deltas sowie Alluvialebenen am östlichen und westlichen Ende des Sees sind zusätzlich vorhanden.

Gemäss Lambert (1976: 10) wird aus den von starker Erosion geprägten Flyschgebieten relativ viel Detritus in den See verfrachtet. Diese Flyschzonen werden vor allem durch den Oberlauf der Glarner Linth, die Sernf, die Seez und den wilden Flibach entwässert. Die etwas resistentere Lithologie des Glarner Verrucanos, oftmals auch als „Roter Ackerstein“ bezeichnet, ist auf den südlichen Teil des Einzugsgebietes beschränkt. Der Unterlauf der Sernf, die Seez, der Rotbach und die Murg sowie deren Zuflüsse entwässern diese Gebiete.

Die karbonatreichen Mesozoischen Serien des Helvetikums liefern relativ geringe Mengen an Erosionsmaterial, weil deren chemische Verwitterung ein sehr langsamer Prozess darstellt. Nur nach Lawinenniedergängen bzw. starken Gewittern können die Bäche auf der Südflanke der Churfirsten nennenswerte Feststoffmengen in den See befördern. Auch für die Gebiete westlich der Glarner Linth trifft diese Feststellung zu (Lambert 1976: 10). Zusammenfassend lässt sich sagen, dass Linth und Seez dem Walensee praktisch das gesamte Spektrum der Erosionsprodukte zuführen (Ammann 1988: 97, Lambert 1978: 40).



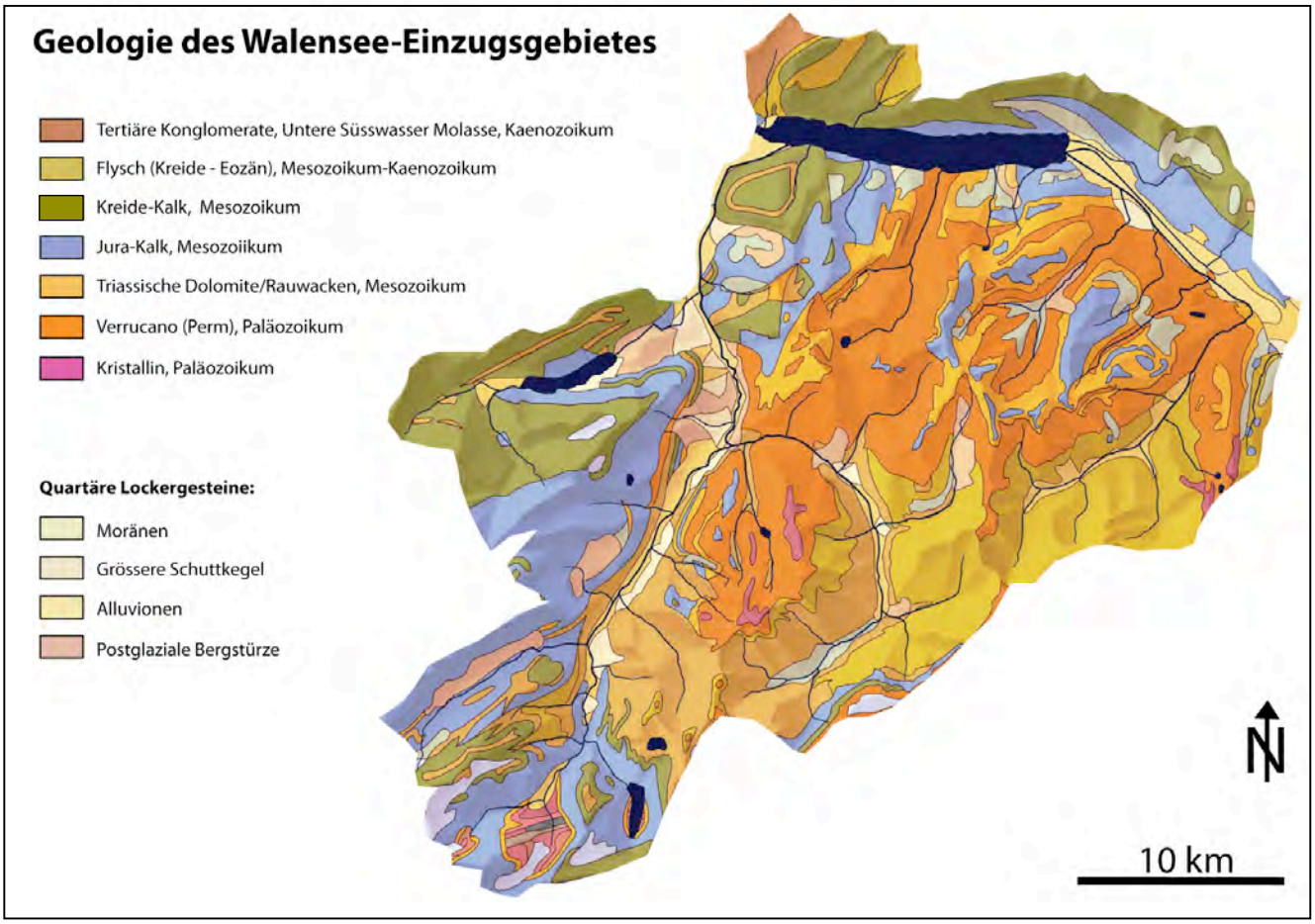


Abb. 2-5: Tektonik und Geologie des Walenssee-Einzugsgebietes (erstellt mit Atlas der Schweiz, Hurni et al. 2004).

2.3 Entwicklung der Tal-Morphologie und Seegenese

Ende 19. Jahrhundert sah Albert Heim die Entstehung der alpinen Randseen – unter anderem die des Walensees – als Folge einer Rücksenkung des zuvor hoch gestauten Alpenkörpers. Dieser sei allmählich in den Haupttälern grösserer Flüsse zerschnitten und ausgeräumt worden. Infolge dessen wäre das Gefälle ehemaliger Talböden am Alpenrand rückläufig geworden, so dass sich die Täler als riesige Wannen mit Wasser gefüllt hätten. Heim billigte den Gletschern nur eine untergeordnete Rolle bei der Talgenese zu (Hantke et al. 1979: 17). Dass er sich dabei aber getäuscht hat, zeigen die im Folgenden ausgeführten Erkenntnisse:

Eine interessante Beobachtung machten Taucher vor der Halbinsel Betlis in 30 bis 60 m Tiefe, wo sie eine horizontale Striemung an den senkrechten Felswänden entdeckten. Diese Gletscherschliffe sind dank des vor Erosion schützenden Seewassers erhalten geblieben (Lambert 1984: 151).

Nach Hantke et al. (1979: 17) ist gemäss geophysikalischen Untersuchungen der Felsboden des Walensees stark übertieft. Während das anstehende Gestein am West-Ende des Sees bereits auf Meeresniveau liegt, konnte es mit einer Bohrung zwischen Unterterzen und Walenstadt gar auf 200 m unter dem Meeresspiegel nachgewiesen werden. Ein Teil dieses Felswannen-Gesteins tritt bei Ziegelbrücke im Linthkanal in Form einer Stromschnellen erzeugenden Rippe auf 415 m.ü.M zutage. Hantke (1992: 212) führt die Entstehung der übertieften Wanne auf die Auskolkung durch den Rhein-Gletscher zurück, wobei diese Kolkwirkung im westlichen Seebecken auf die Vorstösse und die noch späteren Zuschüsse von Murg- und Meeren-Eis zurückgeführt wird.

Auf beiden Seiten des Walensees absteigende Seitenmoränen weisen auf einen Gletscherhalt bei Weesen im Spätglazial hin (Hantke et al. 1979: 23). Nicht lange vor diesem Stand hatten sich Linth- und Walenseearm des Rheingletschers endgültig getrennt, so dass sich ein riesiger, dem weiter zurückschmelzenden Eis folgender See ausbildete. Allmählich entstand dann durch Zuschüttung und Verlandung die heutige Form des Walensees (vgl. Kap 2.4.2).

Gemäss den Ausführungen von Jung (1990: 65) wird das Alter des Walensees mit rund 13000-14000 Jahre bemessen. Dem Zürichsee werden hingegen 1500 - 2000 Jahre mehr zugeschrieben. Jung hält jedoch nicht explizit fest, ab welchem Stadium des Eisrückzugs die "Geburt" des Sees tatsächlich definiert wird. Diese Altersangaben müssen, wie im Folgenden aufgezeigt wird, kritisch betrachtet werden. Finck et al. (1984: 1118) konnte anhand von geophysikalischen Daten erkennen, dass die ganz untersten, sehr kompakten Sedimentpakete im Walensee älter als die Zeit des letzten grossen Eisvorstosses im Spätwürm sind. Diese Sedimente, die mindestens den letzten grossen Eisvorstoss überdauerten, sind wahrscheinlich während der Risseiszeit oder noch früher subglazial entstanden, worauf auch deren speziell hohe Dichtewerte hindeuten. Die Seebeckenbildung begann also schon erheblich früher, als Jung (1990: 65) vermutet. Neben der geomorphologischen Klassierung als glazialerosiver See misst Jung (1990: 200) der Genese des Walensees auch einen tektonischen Anteil bei. So

erodieren Gletscher vorzüglich entlang von tektonisch geschwächten Zonen wie beispielsweise Brüchen (Schindler 1968, Hsü & Kelts 1970, Rothpletz 1983, zitiert aus Finck et al. 1984: 1118). Allmählich wurden während bzw. im Anschluss an die Alpenfaltung – noch lange Zeit vor den Eiszeiten – die tektonischen Voraussetzungen für die Walenseetalung geschaffen.

Differenzielle Krustenhebungen konnten rezent von Gubler (1976, zitiert aus Müller 1995: 196) nachgewiesen werden. Die Hebungsdifferenz zwischen Sargans (1mm/Jahr) und Rapperswil (0.2 mm/Jahr) ergibt für die Zeitspanne seit dem letzten Interglazial eine relative Hebung von knapp 100 m für Sargans. Dabei ist die Abtragsrate auch nicht zu vernachlässigen. Für das Linth-Einzugsgebiet nennt Lambert (1980: 873) gemäss dem Abtragsgesetz von Jäckli (1958: 361) eine Abtragsintensität von 0.17 mm/Jahr. Die rezente Geomorphologie und die Abflussverhältnisse des Walenseegebiets wurden durch die Hebung und den Abtrag massgeblich geprägt (Müller 1995: 196).

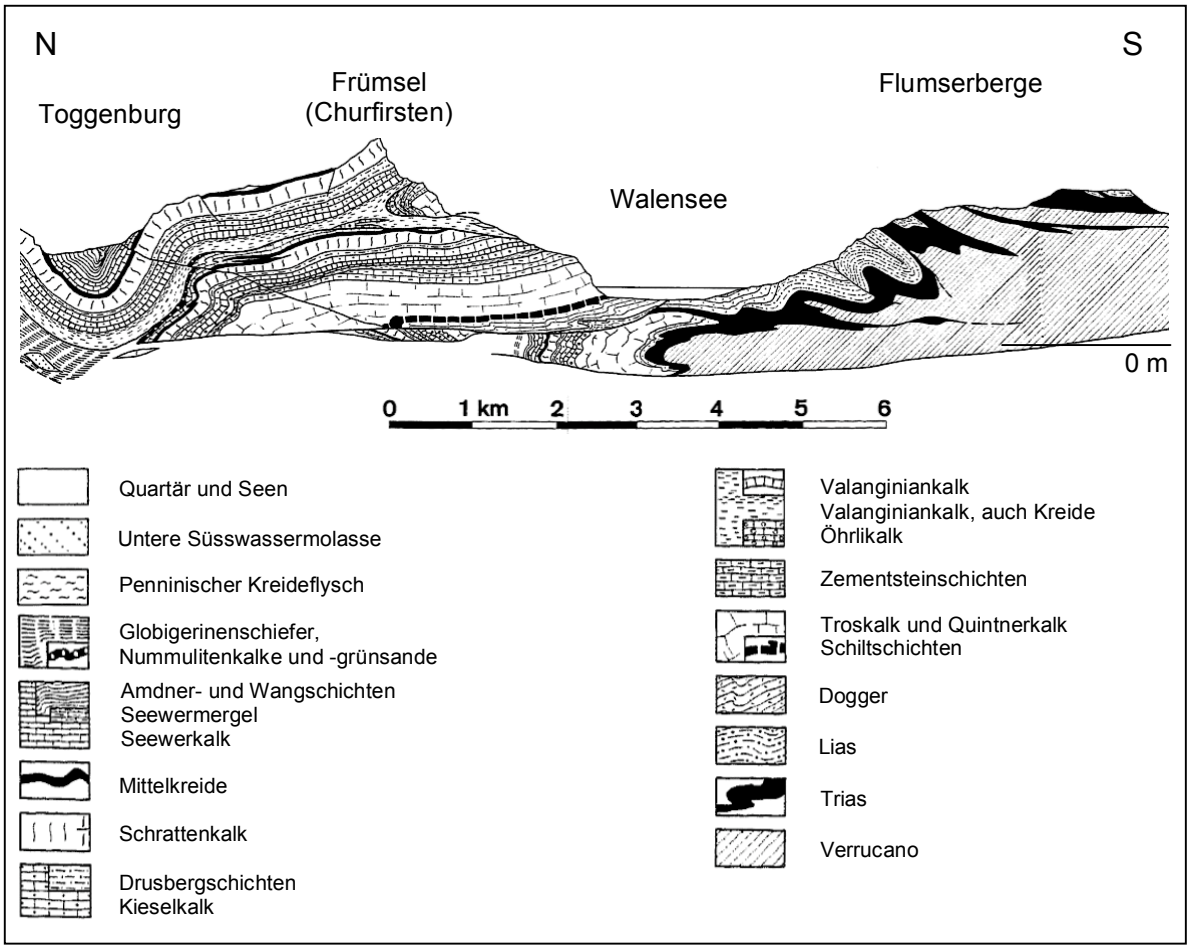


Abb. 2-6: Geologisches Nord-Süd-Profil durch die den Walensee umgebenden Helvetischen Decken. Die Voraussetzung für die heutige Ausprägung der Walenseetalung ist anfänglich tektonisch und später die glaziale Überprägung während den Eiszeiten (Jung 1990: 200). Leicht veränderte Darstellung von Trümpy (1969).

2.4 Die Linthkorrektion und ihre Hintergründe (1807 – 1823)

2.4.1 Problematische Situation und Massnahmen

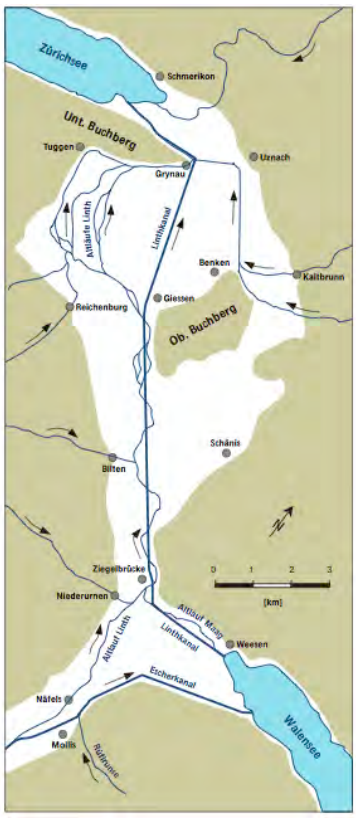


Abb. 2-7: Situation der Linthebene. Altläufe vor der Linthkorrektion. Molliserkanal (heute Escherkanal) und Linthkanal nachher. (Vischer 2003: 72).

Anfangs des 19. Jahrhunderts floss die Linth noch via Näfels in Richtung Ziegelbrücke und vereinigte sich dort mit der Maag, dem damaligen Ausfluss des Walensees. In mäandrierender und verzweigter Form suchte sich die Linth weiter den Weg zum Zürichsee. Als Folge davon hob sich das Flussbett der Linth in der Linthebene beträchtlich. Hans Conrad Escher nannte 1804 eine Terrainerhöhung von 10 Fuss, also von 3 m bei Ziegelbrücke, die eine Folge der letzten 50 Jahre war. Diese Hebung des Linth-Bettes bewirkte einen gehemmten Abfluss der Maag aus dem Walensee und hatte damit die Versumpfung und regelmässigen Überschwemmungen der Ebenen oberhalb und unterhalb des Sees zur Folge. Während Walenstadt und Weesen im Sommer regelmässig von wochen- bis monatelangen Überschwemmungen (vgl. Anhang E) heimgesucht wurden, tangierten die Versumpfungen nicht nur die Flächen an beiden See-Enden, sondern auch die Linthebene bis an den Zürichsee (Vischer 2003: 72).

Escher hält fest (vgl. Anhang E): „ Die Unglücklichen! Nicht nur sehen sie ihre schönsten Besitzungen in stinkende Moräste verkehrt; ihre eigenen Städte und Wohnungen sind eine Beute dieser schrecklichen Verheerung; sie schiffen in den Strassen ihrer Stadt herum; ein Fenster des ersten Stockwerks muss als Thüre ins Haus dienen; ein Pfuhl von hässlichem Ungeziefer bevölkert ... einen grossen Theil des Jahres ... die Erdgeschosse ihrer Wohnungen, ...“ (Escher 1804: 35).

Nebst dem Verlust von Landwirtschaftsfläche und Strassenverbindungen wegen Überschwemmungen bzw. Versumpfungen und Einschränkungen für den Schiffsverkehr zwischen Walen- und Zürichsee infolge der Verwilderung der Linth hielt eine schlimme Krankheit Einzug – die Malaria (Vischer 2003: 72). In Hans Conrad Eschers Bericht (1804: 30) über die Versumpfungen am Walensee, eine Beilage des Aufrufs an die Schweizerische Nation von 1907, heisst es: „Wenn die Dünste des Morastes durch die Sommerhitze ... , so stellt sich ein kaltes Fieber ein ... sich weit und breit von Wallenstadt bis Wesen, von da



Abb. 2-8: Mittelmässig hoher Seepegel in Weesen. Zeichnung von Escher, 1808 (Brandenberger 1993:66).

durch das ganze Thal weg bis an den Zürich-See fortpflanzt, selbst bis in die Bergthäler und Höhen weiter und weiter vordringt.“ Gemäss Schuler (1836, zitiert aus Vischer 2003: 72) betrug im Frühjahr 1808 die Zahl der Fieberkranken in mehreren Dörfern die Hälfte der Einwohner.

Nicht wie bei vielen anderen Flussniederungen und Seelandschaften, handelte es sich bei den damaligen Verhältnissen am Walensee für die Bevölkerung um ein fortschreitendes, zunehmendes Übel. Nach verschiedenen Studien zur Senkung des Linthbetts drängte sich die Variante der Linthkorrektion immer mehr auf. Dabei sollte die Linth in den Walensee umgeleitet werden. Diese vom Berner Geometer Lanz präsentierte Lösung überzeugte auch den jungen H. C. Escher, der sich diesem Projekt anfänglich als Promotor und Manager, später auch als Projektierer weiter annahm. Der vorerst als Flussbauexperte engagierte deutsche J. G. Tulla und sein Bauleiter und Vermesser Obrecht verhalfen Escher zum nötigen Wissen über den Flussbau (Vischer 2003: 73-79).

Nach langer und beschwerlicher Arbeit wurde das Wasser der Linth am 8. Mai 1811 endlich durch den neuen Molliserkanal, der nach dem Tod von Escher Escherkanal genannt wurde, in den Walensee geleitet. Einerseits war die Linthstrecke zwischen Mollis und Ziegelbrücke von diesem Zeitpunkt an trockengelegt, andererseits erhielt die anschliessende Linthstrecke bis zum Zürichsee kein weiteres Geschiebe mehr, sondern nur noch klares Walenseewasser. Die Fertigstellung der Arbeiten am Linthkanal wurde dadurch erleichtert. Seine Eröffnung erfolgte am 17. April 1816 mit dem Abschluss der Strecke Giessen-Grinau. Escher starb 1823 als verehrter Retter der Linthgegend und deren dankbarer Bevölkerung (Vischer 2003: 84-86).


Aufruf
an die
Schweizerische Nation
zu Rettung
der durch
Versumpfungen ins Elend gestürzten
Bewohner
der
Gestade des Wallen-Sees
und des
untern Linth-Thales
nach dem von der eidgenössischen Tagsatzung im Jahr 1804 beschlossenen, von sämtlichen hohen Cantonen ratifizirten, und von Sr. Excellenz dem Herrn von Reinhard, Landammann der Schweiz, zur Ausführung angeordneten, hydrotechnischen Plan.
Merz 1807.

Abb. 2-9: Der sich 1804 aufdrängende Aufruf an die Schweizer Mitbürger (Brandenberger 1993:9).

2.4.2 Gründe für die Katastrophe

Gegen Ende der letzten Eiszeit bildeten Walen- und Zürichsee noch einen Teil eines zusammenhängenden, fjordartigen Sees, der sich bis nach Chur, Glarus und in den Bodenseeraum erstreckte. Vor ca 11`500 Jahren wurde dieser durchgehende Talsee durch das Delta der Seez bei Mels zerschnitten (Strasser et al., in press). Erst um die Wende Spätglazial/Holozän riegelte dann das langsam vorrückende Delta der Linth den Walensee vom Zürichsee ab. Im Holozän wurde der Walensee fortlaufend durch alluviale Ablagerungen der Linth hochgestaut, erreichte aber bereits von 4800 Jahren einen Maximalstand. So wurde durch die Einschwemmung von riesigen Feststoffmengen die Linthebene allmählich aufgeschüttet. Die wilde Form und mächtige Ausdehnung der Linth lässt auf einen sehr dynamischen Prozess schliessen. Es stellte sich sowohl beim Seespiegel wie auch in der Höhenlage der Linthebene ein relativ lange anhaltendes Gleichgewicht ein (Schindler 2004: 151).

Nach Vischer (2003: 73) drängen sich in diesem Zusammenhang zwei Fragen auf:

- Warum waren die Höhenverhältnisse am Walensee und in der Linthebene bei Ziegelbrücke über viele hunderte Jahre so stabil, dass um Weesen und Walenstadt sogar extensive Landwirtschaft betrieben werden konnte?
- Weshalb ging diese Stabilität durch die schnelle Hebung der Linth im 18. Jahrhundert verloren?

Die eben genannte Stabilität dauerte gemäss Schindler (2004: 125) von 2800 v. Chr. bis ins 17. Jahrhundert. Bei Ziegelbrücke wurde das langjährige Gleichgewicht erstmals um 1619 durch ein zerstörerisches Hochwasser der Linth beeinträchtigt.

Als eine wahrscheinliche Ursache für die rasante Hebung des Linthbetts durch ungewöhnlich hohe Mengen von Geröll wird die Zerstörung der Waldbekleidung im Zusammenhang mit der Einführung der Manufakturen genannt. Diese schützt die steilen Berghänge gegen Lawinen bzw. Erdrutsche und sorgt für den besseren Rückhalt von Niederschlägen, und damit von Feststoffen. Aber schon im 16. Jahrhundert hatte das Glarnerland eine mindestens so grosse Abholzung erfahren, ohne dass die Linth darauf reagierte. Damals waren dafür die Gewinnung von Brennholz für die Eisenverhüttung und die Erschliessung von Weideland ausschlaggebend. Diese Tatsache lässt Zweifel bezüglich der Erklärung durch die Abholzung aufkommen. Gottlieb Heinrich Legler, der spätere Linthingenieur, vermutete für das Übel einen anderen anthropogenen Einfluss, nämlich die Einengung und Begradigung der Linth von Netstal bis Mollis. Das Geschiebe wird gemäss seiner Erklärung so weiter in die Linthebene hinausgetragen (Vischer 2003: 73/74).

Womöglich haben beide Erklärungen ihre Berechtigung, wobei die Erhöhung der Linthsohle durch die im 18. Jahrhundert vermehrt aufgetretenen Starkniederschläge (Pfister 1999: 69) noch beschleunigt wurde (Vischer 2003: 74). Im Zusammenhang mit dem Tuggener See wird im nächsten Kapitel eine weitere, entscheidende Ursache der Katastrophe beleuchtet.

2.4.3 Der Tuggener See

Die zuvor bereits erwähnte dynamische Aufschüttung der Linthebene durch die Linth seit der letzten Eiszeit bestand nicht in einem regelmässigen Vorrücken des Schuttfächers. Schindler (2004: 121-123) nennt verschiedene wichtige Phasen für die Entwicklung der Höhenverhältnisse bei Ziegelbrücke. Zunächst reichte der Zürichsee noch so weit nach Osten, dass er bei Grinau um den Buchberg herum nach Tuggen und Reichenburg reichte. Damals war dort eine grosse Bucht auszumachen. Um 1000 n. Chr. wurde der Zürichsee durch die Linthaufschüttung so weit zurückgedrängt, dass die Tuggenerbucht abgeschnitten wurde und aus ihr die Entstehung des Tuggener Sees hervorging. Darauf begann die Linth ihre Materialfracht dem seichten Tuggener See zuzuführen und ihn allmählich damit aufzufüllen, was zu einem Gleichgewichtszustand in der Flussebene führte. Mit historischen Karten und geologischen Aufschlüssen konnte Schindler (2004: 123) die ungefähre Seeausdehnung rekonstruieren. Im Jahre 1550 war der Tuggener See aber komplett verlandet und die nun 4 km längere Linth floss über die entsprechende Ebene nach Grinau und weiter in den Zürichsee. Der Gleichgewichtszustand endete unvermittelt mit der Auffüllung des Tuggener Sees.

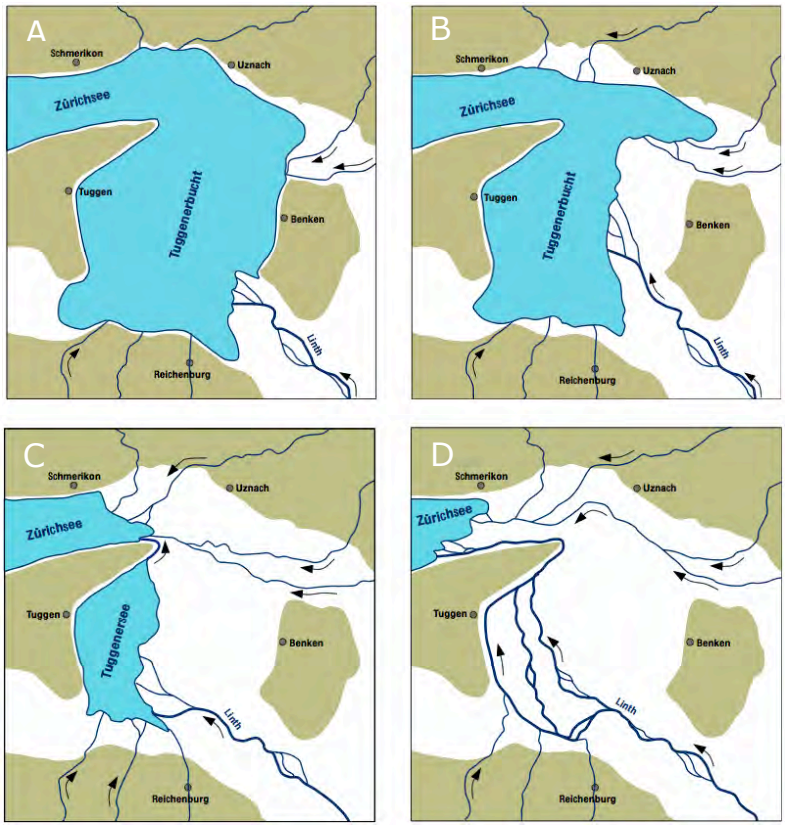


Abb. 2-10: Entwicklung der Linthebene bei Tuggen. A: Tuggenerbucht am Ende der Römerzeit, B: Situation um 1000 n.Chr., C: Tuggernersee um 1450, D: total verlandeter Tuggenersee um 1550 (nach Vischer 2003: 75).

Ab diesem Zeitpunkt kam es zu einer parallelen Hebung des Linthbetts, die sich sukzessive flussaufwärts manifestierte. Infolge dessen stieg auch das Flussbett bei Ziegelbrücke innerhalb eines halben Jahrhunderts um 3 m an. Dadurch uferte die Linth vermehrt aus und bahnte sich neue Wege. Die Seitenbäche konnten so auch nicht mehr in die Linth münden, ohne ihrerseits neue Wege einzuschlagen. Diese Prozesskette war für die geschilderte missliche Lage, also die Zunahme der Überschwemmungen bzw. Versumpfungen des Walenseegebiets und der Linthebene bis zum Zürichsee, ausschlaggebend (Vischer 2003: 76). Schindler (2004: 126) schildert diesen Sachverhalt als schleichende, talaufwärts gerichtete Ausbreitung des Unheils, während sich die vom Glarnerland kommende, später einsetzende

Flut von Geröll und Schlamm weit dynamischer gestaltete. Die tausende von Jahren anhaltende Stabilität der Linthebene im Raum Ziegelbrücke fand also im 18. Jahrhundert ein Ende.

3. Bekannte Ereignisgeschichte des Walensees

Die bereits bekannten, vorwiegend historischen Massenbewegungs-Ereignisse, die sich auf den Seeboden bzw. die darunter anschliessende Sedimentkolonne in einem bestimmten Mass ausgewirkt haben, werden hier in einer kurzen Übersicht chronologisch präsentiert. Dabei handelt es sich vorwiegend um terrestrische und somit gut beobachtbare Ereignisse, die aber in den See übergingen und somit im Sedimentarchiv ihre Spuren hinterliessen. Auch relevante wasserbauliche Veränderungen, die das Sedimentationsregime des Walensees veränderten – in diesem Sinn also auch zu den Ereignissen zu zählen – , werden nachfolgend aufgeführt. Welche der hier aufgelisteten Ereignisse im Rahmen dieser Arbeit tatsächlich nachgewiesen werden können, wird in später folgenden Kapiteln erläutert.

Bergsturz von Unterterzen (vermutetes Alter: Spätpleistozän-Holozän)

Dieser wird in Hantke (1992) und Lambert (1976) nur marginal erwähnt. In der Literatur sind darüber keine detaillierteren Aussagen zu finden als in Hantke (1992: 210/214):
„ Noch im letzten Spätwürm war die Wanne NE de Sexmor und der N-Hang des Ziger bis 1840 m eiserfüllt, was durch Moränen belegt wird. Nach dem Abschmelzen *brachen vom Sexmor und vom Leist mächtige Felsstürze nieder, die das Zungenbecken überschütteten*.“ .... „Gegen das E-Ende des Sees bilden sich die *Sackungs- und Bergsturzmassen von Unterterzen bis über die Seemitte hinaus* im Seismogramm ab.“ Lambert (1976: 10) nennt dieses Ereignis auch noch in seinen Ausführungen: „Die Ufer des Sees bestehen zum grössten Teil aus den mesozoischen Karbonatserien, im Bereich der Murgmündung aus Verrucano und gerade östlich davon aus den *Bersturzmassen von Unterterzen*.“

“Murgschnitt“ (~1600)

Lambert (1976: 36/42) erwähnt den Murgschnitt im Zusammenhang mit dem Bau der Sägerei Bosshard, der 1615 erstmals urkundlich belegt ist. Der heutige Unterlauf der Murg fliesst in Richtung Nordosten und mündet auf der Ostseite des Murgdeltas. Der Bach wurde von seiner ursprünglich nördlichen Fliessrichtung künstlich abgelenkt.

“Linthschnitt“ (1811)

Vgl. Kap. 2.2.1 und 2.4.1

Felsrutschung bei Mühletal (1924)

Diese schichtparallele Felsrutschung erfolgte in zwei verschiedenen Schüben. In den Ausgaben der NZZ (10.11 - 10.12.1924) und Huber (1982: 568) sind beide Ereignisse dokumentiert (vgl. Anhang E). Am 8.11.1924 um 8:30 Uhr stürzten bei Mühletal ~30`000 m^3 Fels auf einer Breite von 120 m in den See. Ursachen werden dafür

verschiedene genannt. Die starke Unterhöhlung durch das Zementbergwerk, die starken Niederschläge der vergangenen Monate und möglicherweise sogar das Erdbeben am Vortag (Magnitude 3.9) mit Epizentrum direkt am Walensee seien für die Massenbewegung verantwortlich. Das Erdbeben wirkte örtlich so stark – die Region zwischen Glarus bis zum oberen Toggenburg wird als Zone der grössten Erschütterung genannt – , dass schwere Tische verschoben wurden. Der Schlipfsturz ereignete sich jedoch kurz nach der Vorbeifahrt eines Güterzuges. Die Bahngeleise wurden von haushohen Schwallwellen überschüttet (8 - 9 m hoch bei Mühletal). Als Folge davon war der Zugsverkehr unterbrochen, so dass Ledischiffe als Ersatz fungieren mussten. Einen Tag darauf, um 4:15 Uhr, erfolgte ein Nachsturz von ~300`000 m^3 auf einer Breite von 180 m. Die Zementfabrik war danach vom Erdboden verschwunden, Umlade- und Umsteigerampen, Holzperron und Steg wurden weggerissen (Holzperrons und Steg lagen mindestens 8 m über damaligem Wasserpegel des Sees) und der See war mit Holztrümmern übersät. Die Leute von Mühletal standen an jenem Morgen mit bleichen Gesichtern an den Fenstern oder im Freien. Es folgte die Einstellung des Schiffsverkehrs aufgrund drohender Nachstürze und eine Verkehrsumleitung über den Kerenzerberg. Mit der Wässerung der Abbruchsstelle wurden Nachstürze provoziert, was das Betreten des Rutschgebietes und Befahren des Walensees lebensgefährlich machte.



Abb. 3-1: Schichtparallele Felsrutschung (Schlipfsturz) bei Mühletal im Jahr 1924 (Huber 1982: 572).

Felssturz bei Quinten (1946)

Dieses Ereignis ist am 3.9.1946 eingetroffen (vgl. Anhang E). Es brachen rund 300`000 m^3 Fels ab. In den Ausgaben der NZZ (4.9./5.9.1946) werden die unsichtbaren Klüfte im Gestein des Steinbruchs bei Quinten und die intensiven Regenfälle der vergangenen Wochen als Ursachen für den Felssturz genannt. Die 5-6 m hohen Wellen in Mühletal, also auf der gegenüberliegenden Seeseite, forderten den Tod einer Frau, die gerade vom Baden zurückkehren wollte. Bei Mühletal, Mühlehorn und Tiefenwinkel wurden sämtliche Schiffe von den Tauen gerissen und zerstört. Schiffshütten und Gartenmauern wurden ebenfalls beschädigt. Noch Minuten nach dem Felssturz verdeckte eine riesige Staubwolke die Unglücksstelle.



Abb. 3-2: Zertrümmerte Boote bei Mühlehorn infolge der durch den Felssturz bei Quinten 1946 ausgelösten Wellen (Huber 1982: 572).

Felssturz von Amden (1974)

Dieser Sturz umfasste 70`000 $m^3$, die Nachsprengung 20`000 m^3. Er wurde grösstenteils im Steinbruch aufgefangen. Ein ungünstiges Kluftsystem und die fortgeschrittene Verwitterung waren dessen Ursachen (Huber 1982: 570). Es fielen jedoch nur kleinere Blöcke in vernachlässigbarer Menge in den See hinein. Die direkt am See liegende Strasse konnte mühelos von den kleineren Bruchstücken befreit werden, so dass vermutet wird, dass auch keine grösseren Blöcke in den See hinein gelangten (mündliche Mitteilung von Theo Kempf, Büro Jäckli, 30.1.2008).

4. Methoden

4.1 Reflexionsseismik



Abb. 4-1: Katamaran mit Pinger.

Die seismische Profilaufnahme erfolgte, als erste Datenaquisition überhaupt, am 30. und 31. Mai 2007. Diese wurde mit dem hochauflösenden 3.5 kHz ORE (Ocean Research Equipment)-Single-Channel-System der Limnogeologiegruppe der ETH Zürich durchgeführt, mit dem gemäss Von Salis (1998:5) bis 60 m in das Sediment eingedrungen werden kann. Die akustische Quelle des seismischen Signals, ein GeoAcoustic 4-Element Pinger, wurde auf einem kleinen Katamaran installiert. Diese ganze Vorrichtung wurde für die seismische Datenerhebung am Bug des Forschungsboots „ArETHuse“ der ETH Zürich mit Eisengestänge festgemacht. Der aus vier piezoelektrischen funktionierenden Elementen bestehende Pinger wurde etwa 20 cm unter die Wasseroberfläche gesenkt. Zwei dieser Elemente senden und die anderen zwei empfangen die P-Wellen (Von Salis 1998: 3-5).

Die P-Wellengeschwindigkeit im Wasser und Sediment beträgt bei 4°C ungefähr 1420 m/s (one way travel time), wonach die Faustregel abgeleitet werden kann, dass 10 ms ungefähr 7.5 m Tiefe entsprechen (Deplazes 2005: 14).

Mit einer konstanten Geschwindigkeit von etwa 7 km/h und einem Trigger Intervall von 500 ms wurde ein die gesamte Seefläche abdeckendes Netz von seismischen Profillinien aufgenommen. Ebenfalls wurden die Koordinaten für jeden einzelnen Schusspunkt via GPS erfasst. Die Rohdaten wurden mit einem „Octopus Marine 360 Shallow Seismic Processor“ im SEG-Y-Format aufgezeichnet und mit einer SPW (Seismic Processing Workshop) Software danach prozessiert (Brönnimann 2006: 9). Nach dem Prozessieren der Daten, unter anderem dem Filtern mit einem “2-6 kHz bandpass“, wurden die Koordinaten aller Schusspunkte in Schweizer Koordinaten umgerechnet. Für die weiteren seismischen Analysen wurden die Profile sowie eine georeferenzierte Basiskarte des Walensees ins Programm Kingdom Suite 2d/3d Pack importiert. Zur Methode der Reflexionsseismik enthält die Diplomarbeit von Von Salis (1998) noch weiterführende Informationen und Referenzen.

4.2 Kernentnahme

Die Entnahme der Sedimentkerne erfolgte anfangs Juni 2007 (4./6./12.6). Zwei verschiedene Kerntechniken kamen dabei zum Einsatz. Mit einem GPS-Gerät wurden die ausgewählten Lokalitäten aufgesucht und ein Echolot wurde zur Bestimmung der Seetiefe und der ungefähren Tiefenbestimmung des Kerngeräts eingesetzt.

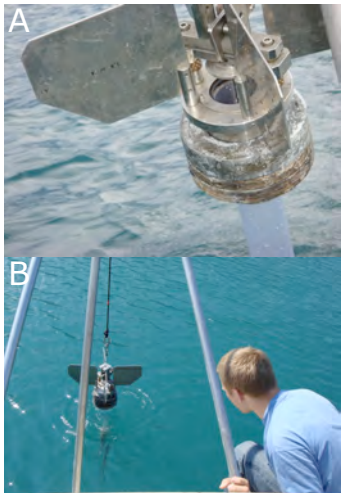


Abb. 4-2: A, Kurzkerngerät mit Gewicht; B, Kurzkernentnahme mit Dreibein vom Schiff aus.

Um die Kurzkerne zu gewinnen, wird ein PVC-Rohr mit einem Gewicht und „Stabilisatorenflügel“ gravitativ in den Seeboden gerammt. Einige Meter bevor der Kern auf den Untergrund trifft, wird das Kerngerät fallen gelassen. Dabei wird der Deckel automatisch geschlossen, so dass der Sedimentverlust während des Emporziehens gehindert wird. Die auf diese Weise am Walensee entnommenen Fallkerne sind – je nach Sedimentbeschaffenheit und effektiver Penetrationsgeschwindigkeit – bis zu 1.3 m lang.

Die Entnahme der Langkerne erfordert ein System, das neben dem gravitativen Eindringen noch mechanische Beihilfe ermöglicht. Ein von R. Hofmann (Geologisches Institut, ETH Zürich) entwickeltes Langkerngerät mit einem beweglichen Hämmergewicht kommt dafür zum Einsatz. Nachdem die Vorrichtung als erstes, wie bei den kürzeren Fallkernen, gravitativ in den Seeboden gerammt wird, sorgt das Hämmern für das weitere Eindringen des PVC-Rohrs ins Sediment. Obwohl am oberen Ende des Kerns ein automatischer Verschluss angebracht ist, musste in einigen Fällen mit einem, ebenfalls von R. Hofmann entwickelten „Core-Catcher“ operiert werden, der am unteren Ende des Rohres befestigt wird. Dieser Aufsatz hindert das Sediment am Hinausrutschen. Vor allem wenn das Material im untersten Teil des Kerns fast kohäsionslos, also beispielsweise sandig oder kiesig ist, ist der Einsatz eines Core-Catchers entscheidend. Bei der Entnahme des Kerns 25, der in den untersten 50 cm ausschliesslich sandig-kiesiges Sediment aufweist, war der „Core-Catcher“ sehr hilfreich. Der längste mit dieser Langkerntechnik entnommene Kern beträgt knapp 2.7 m.



Abb. 4-3: Langkerngerät mit Hämmervorrichtung.

Wind und ein zu starker Wellengang erschweren die Entnahme der Kerne erheblich, wobei die Langkerntechnik bei rauer Seeoberfläche unmöglich ist. Das Boot sollte sich während dem Hämmern möglichst vertikal über der Kernstelle befinden. Ist dies nicht der Fall, besteht die Gefahr, dass der Kern beim Hämmern umfällt oder durch den Zug des Seils aufgrund des Abdriftens sukzessive wieder aus dem Seeboden gezogen wird.

4.3 Multi Sensor Core Logger (MSCL)

Als erster Schritt im Labor erfolgte die Messung verschiedener physikalischer Eigenschaften an allen Sedimentkernen. Dazu wurde der Muli-Sensor Core Logger der Firma GEOTEK Ldt. verwendet. An den noch nicht geöffneten Kernen wurden in einem Intervall von 5 mm und einer Messdauer von 10 Sekunden folgende Eigenschaften gemessen: Dichte, Durchmesser P-Wellengeschwindigkeit und magnetische Suszeptibilität.

Auf einer Schiene wird der Kern automatisch zwischen den 3 seriell angeordneten Messvorrichtungen durchgeschoben. Als erstes erfolgt die Messung der Dichte, indem von einer radioaktiven ^{137}Cs-Quelle aus γ-Teilchen durch den Kern gesendet werden. Die Abschwächung dieses Strahls ist dabei ein Mass für die Dichte des Sedimentes, wobei eine grosse Streuung an Partikeln bzw. eine geringe Menge von gänzlich durchgedrungenen γ-Teilchen tiefere Dichtewerte ergeben. Die zweite Messeinheit dient zur Aufzeichnung des Kerndurchmessers und der P-Wellengeschwindigkeit des Sedimentes. Durch das Auseinanderdrücken der zwei Positionsmesser wird der Kerndurchmesser eruiert. Die P-Wellengeschwindigkeit errechnet sich unter Berücksichtigung des Kerndurchmessers anhand der Laufzeit des P-Wellen-Signals durch den Kern. Mit der P-Wellen-Amplitude kann zudem die Qualität des P-Wellen-Signals abgeschätzt werden. Mit einem Bartington Loop Sensor wird als letztes die magnetische Suszeptibilität ermittelt. Die Frequenz des vom Gerät erzeugten elektromagnetischen Feldes wird durch magnetisches Material im Sediment verändert. Anhand dieser Frequenzänderung wird die magnetische Suszeptibilität berechnet, wobei dieser Wert den Mittelwert eines mehrere cm breiten Kernbereichs darstellt (Deplazes 2005: 15/16). Die für die Walenseekerne ermittelten Suszeptibilitätswerte sind aussergewöhnlich hoch (systematischer Fehler von etwa +200 SI), was vermutlich auf eine falsche Kalibration des Gerätes zurückzuführen ist.

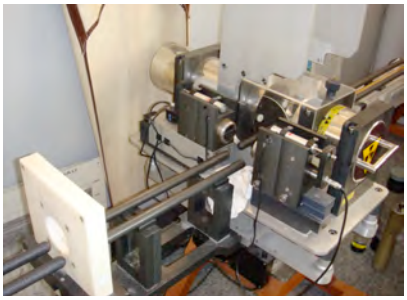


Abb. 4-4: MSCL-Messeinrichtung.

Bevor mit der Messung der Kerne begonnen werden kann, sollte ein 30 cm langes Kalibrationselement gemessen werden. Dieses PVC-Rohr ist mit destilliertem Wasser und im hinteren Teil mit Aluminiumzylindern, die abgestuft zunehmend dicker werden, gefüllt. Bei 25°C Raumtemperatur sollte die P-Wellengeschwindigkeit in destilliertem Wasser 1497 m/s betragen. Wasser und Aluminium weisen Dichten von ca. 1 bzw. 2.7 g/cm^3 auf. Da die physikalischen Eigenschaften des Kalibrationsrohrs bekannt sind, lässt sich für die gemessenen Daten anschliessend eine empirische Korrektur anbringen (Deplazes 2005: 16).

Die mit dem Multi-Sensor Core Logger generierten Daten, können für Horizontkorrelationen zwischen verschiedenen Kernen herbeigezogen werden. Auch für die Charakterisierung verschiedener Lithologien und das Aufspüren von makroskopisch nicht sichtbaren markanten Fazieswechseln sind diese Daten von Bedeutung. Zum Multi Sensor Core Logger (MSCL)

sind in der Diplomarbeit von Gilli (1999) noch weiterführende Erklärungen und Referenzen zu finden.

4.4 Öffnen und Fotografieren der Kerne

Im Anschluss an die MSCL-Messungen wurden sämtliche Sedimentkernrohre beidseitig mit einer Bohrmaschine geöffnet. Mit zwei Kupferblechen wurde der Kern halbiert. Damit die Horizonte und Strukturen im Sediment möglichst gut erhalten blieben, wurde das Blech mit vorsichtig und mit konstantem Druck abgestreift. Die schönere Kernhälfte wurde sektionsweise fotografiert und darauf möglichst luftdicht archiviert, während die andere Hälfte für Beprobungen und weitere Untersuchungen verwendet wurde. Alle Kernhälften wurden bei 4°C in einem Kühlschrank gelagert. Die Fotos der Kernsektionen wurden mit Adobe Photoshop zu ganzen Kernen zusammengefügt.

4.5 Smear Slides

Um Einblick in die mikroskopische Ebene der verschiedenen Lithologien zu gewinnen wurden 16 Smear Slides angefertigt. Mit einem Zahnstocher wird dazu eine kleine Menge Sediment auf ein Glasplättchen gestrichen. Dann fügt man noch etwas destilliertes Wasser bei, verteilt das Sediment gleichmässig und lässt es trocknen. Nach Zugabe von einigen Tropfen Norland Optical Adhesive, deckt man alles mit einem zweiten Glasplättchen zu und trocknet den Smear Slide im UV-Licht. Mit einem Polarisationsmikroskop kann man schliesslich die verschiedenen Sedimentkomponenten beobachten (Kelts 1998).

4.6 Korngrössen-Analysen

Die Korngrössenbestimmung erfolgte mit dem Mastersizer 2000 von Malvern Instruments Ltd., welcher Partikelgrössen zwischen 0.02 und 2 µm messen kann. Nachdem das ganze System mehrmals mit destilliertem Wasser durchgespült und gereinigt wurde, entnimmt man etwa eine stecknadelgrosse Sedimentprobe, die direkt vom Kern genommen wird, und gibt sie einem kleinen Wasserbecken im Analysengerät bei. Mit einem Rührer wird die Probe gleichmässig ins Substrat (destilliertes Wasser) gemischt und mit Hilfe von Ultraschallwellen werden Partikelagglomerate gelöst. Sowohl die Geschwindigkeit des Rührers, als auch die Stärke des Ultraschallsignals können manuell eingestellt werden. Eine hohe Drehgeschwindigkeit des Rührers sorgt zwar für eine gute Durchmischung, lässt aber mehr Luftbläschen entstehen, die die Messresultate stark verfälschen können. Das so aufbereitete Wasser-Partikel-Gemisch zirkuliert anschliessend durch eine Zelle, welche von einem Laser durchstrahlt wird. Unter der Annahme, dass es sich um sphärische Partikel handelt, werden aus dem Mass der verschiedenen Ablenkungen die Korngrössen berechnet.

Messungen von Korngrössen wurden ausschliesslich an den Kernen WS07-11 und WS07-12 durchgeführt. Dabei wurde nicht in regelmässigen Abständen über die gesamte Kernlänge beprobt, sondern exemplarisch bestimmte Kernsequenzen bzw. -tiefen dafür ausgewählt.

4.7 Datierung mit Cäsium 137 (^{137}Cs)

Radiometrische Datierungsmethoden haben in vielen Studien über lakustrine Umweltfragen ihre Zuverlässigkeit bewiesen, unabhängig davon, ob die Sedimentationsraten gleichmässig oder ungleichmässig waren (Arnaud et al. 2006). Im Folgenden wird auf die für einen Walenseekern ebenfalls angewandte Methode der ^{137}Cs-Datierung eingegangen:
Diese Datierungstechnik bedient sich zweier anthropogen verursachten Ereignisse, bei denen Cäsium 137 als Zerfallsprodukt von radioaktiven Elementen in übermässiger Konzentration in die Atmosphäre gelangte. Zum einen sind dies atmosphärische Nukleartests, die ihren Höhepunkt im Jahre 1963 erreichten, zum anderen ist dies die Tschernobyl-Katastrophe des Jahres 1986. Sowohl der Tschernobyl-Fallout wie auch der globale Fallout der Nuklearbombentests stellen die relevanten Voraussetzungen dar, ohne die diese Datierungsmethode keinen Sinn ergäbe. Cäsium 137 fungiert also als bedeutender chronostratigraphischer Marker (Anselmetti et al. 2007) für diese Art der Datierung. Die Halbwertszeit des Isotops Cäsium 137 beträgt 30 Jahre. Die ^{137}Cs-Radionuklide sind künstlich, das heisst sie kommen nicht natürlicherweise auf der Erde bzw. in der Atmosphäre vor (N.N. 2007).
Der Kern WS07-12 wurde systematisch auf seine ^{137}Cs-Zerfallsaktivität untersucht. Bis auf eine Tiefe von 109 cm wurden im Abstand von 1 cm Sedimentproben abgefüllt, so dass eine gesamte Kernhälfte dafür geopfert werden musste. Weil sich in der oberen Hälfte zwei aufeinanderfolgende, zusammen knapp 21 cm mächtige Ereignislagen befinden, die sedimentologisch mit grosser Wahrscheinlichkeit einige Stunden bis wenige Tage repräsentieren, wurde in dieser Sequenz nicht regelmässig beprobt, sondern nur wenige Stichproben genommen. Dabei ist die Cäsium-Aktivität dieses aufgearbeiteten und resedimentierten Materials von Interesse. Im Anschluss an das Abfüllen der Proben wurde diesen ungefähr während 2 Tagen im Gefriertrockner sämtliche Flüssigkeit entzogen. Die Proben wurden dann zermörsert, gewogen und in “Millian-Röhrchen“ abgefüllt. In dieser Form wurden die 93 Proben Erwin Grieder von der Eawag Dübendorf für die Messungen übergeben. Weil der Messvorgang relativ langwierig ist, wurden anfänglich systematisch nur einzelne, über die gesamte Kernlänge verteilte Proben gemessen. Auf diese Weise konnte erkannt werden, in welcher Kerntiefe die Cäsium-Peaks auftreten könnten. Die Proben, welche erhöhte Konzentrationen aufwiesen, gaben Anlass dazu, deren Nachbarsproben zu messen, so dass man sich einem Cäsium-Peak iterativ nähern konnte. Sobald die Peaks gefunden wurden, erübrigten sich weitere Messungen. Von den insgesamt 93 Proben des

Kerns (WS07-12) wurden effektiv 32 gemessen (vgl. Anhang C). Über die Hintergründe der Messung per se lässt sich in Last & Smol (2001: 171-203) mehr in Erfahrung bringen.

4.8 Berechnung der Sedimentationsrate mit Blei 210 (^{137}Pb)

Nach Last & Smol (2001: 171-182) stammt ^{137}Pb aus der Zerfallsreihe von ^{238}U, wobei das sich in der Atmosphäre befindende ^{222}Rn mit einer Halbwertszeit von 3.8 Tagen über schnell zerfallende Zwischenprodukte zu ^{137}Pb zerfällt. Dieses gelangt vor allem mit dem Regen in den See und schliesslich in das Sediment. Mit einer Halbwertszeit von 22.3 Jahren nimmt die ^{137}Pb-Aktivität mit zunehmender Tiefe ab. Aufgrund dessen kann eine Sedimentationsrate eruiert werden, indem die gemessene Radioaktivität logarithmisch zur Sedimenttiefe gezeichnet und eine Regressionsgerade berechnet wird. Aus deren Steigung lässt sich die Sedimentationsrate und somit auch ein Ansatz zur Datierung ableiten. Dazu wird die Zerfallskonstante λ von ^{137}Pb (-0.0311) durch die Steigung der Regressionsgeraden geteilt. Für diese Methode wird die Annahme getroffen, dass die Depositionsrate des ^{137}Pb aus der Atmosphäre zeitlich konstant ist. Auch Wagner (1995: 52) bemerkt, dass die Altersgenauigkeit empfindlich von sedimentologischen und geochemischen Randbedingungen, also der Initialaktivität und des Geschlossenbleibens des Systems abhängt. Die gemessenen Proben entsprechen denjenigen, die auch für die ^{137}Cs-Messung verwendet wurden. Deren Messung ging mit den Cäsium-Messungen einher.

5. Sedimentkerne

5.1 Lokalitäten der Sedimentkerne

Nach der abgeschlossen reflexionsseismischen Datenerhebung wurde anhand der seismischen Profillinien nach günstigen Kernlokalitäten gesucht. Dabei wurden 3 strategisch verschiedene Typen von Kernlokalitäten ausgeschieden:

- Der erste Typ (in Abb. 5-1 rot dargestellt) soll Aufschluss über die räumlich variierende Sedimentation im See geben, wozu die Strategie eines von West nach Ost verlaufenden Transsekts entlang der Mitte des Sees verfolgt wird. Im Optimalfall können diese Kerne miteinander korreliert werden. Die entnommenen Kerne entlang dieses Transsekts sind maximal 1.3 m lang.

- Der zweite Typ (in Abb. 5-1 grün dargestellt) dient der Ereignisstratigraphie, wobei versucht wird, mit der Kernentnahme gezielt oberflächliche Rutschungskörper- und andere Ereignislagen zu treffen. Akustisch transparente oder chaotische seismische Strukturen lassen sich so mit Hilfe der lithologischen Fazies kalibrieren. Somit können Aussagen über ähnliche seismische Strukturen in grössere Tiefen projiziert werden, die mit der angewandten Kernentnahme-Methode unerreichbar sind.

- Beim dritten Kernlokalität-Typ (in Abb. 5-1 gelb dargestellt) soll die Basis der Kerne möglichst alt sein. Möglichst viel Zeit sollte diesen Kernen inhärent sein. Demnach sind Stellen mit einer hohen Sedimentationsrate wie beispielsweise Deltas für diesen Zweck ungeeignet. Im besten Fall lassen sich die ältesten Horizonte über den ganzen See verfolgen und für die Datierung von anderen Ereignissen beiziehen.

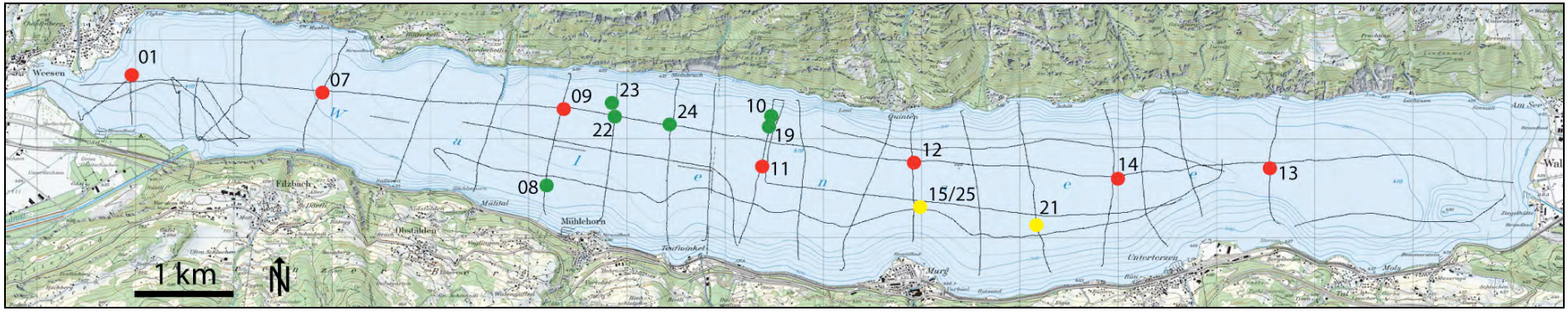


Abb. 5-1: Übersicht der aufgenommenen seismischen Profile (schwarze Linien) und der verschiedenen Kernentnahmelokalitäten. Die verschiedenen Typen (vgl. Kap 3.2) sind entsprechend eingefärbt.

Tab. 5-1: Mit GPS (Genauigkeit bis 5 m) ermittelte Koordinaten der Kernentnahmestellen.

Kerne Walensee (am 4./6./12. Juni 2007 gezogen)

Kern:	Koordinaten:		
WS07-01	727 023	221 683	
WS07-07	728 944	221 482	
WS07-09	731 385	221 307	
WS07-11	733 394	220 686	
WS07-12	734 929	220 730	
WS07-13	738 533	220 663	
WS07-14	736 994	220 553	
WS07-08	731 213	220 480	
WS07-10	433 473	221 207	
WS07-19	733 460	221 133	
WS07-22	731 900	221 227	(Langkern)
WS07-23	731 874	221 375	
WS07-24	732 462	221 140	(Langkern)
WS07-15	735 005	220 235	
WS07-21	736 172	220 050	(Langkern)
WS07-25	734 988	220 253	(Langkern)

5.2 Lithotypen – Beschreibung und Definition

Aufgrund aller vorliegenden Sedimentkerne des Walensees werden 3 verschiedene Arten von Lithotypen (Fazies) unterschieden. Die dabei klassierten Fazies werden als Endglieder betrachtet, wonach im lithologischen Profil das dominante Endglied einfachheitshalber für die Sedimentfazies des entsprechenden Abschnittes bestimmend ist. Die genaue Lithotypbeschreibung bzw. -definition ist eine essenzielle Voraussetzung für die später folgende Genese-Interpretation der einzelnen Lithotypen. Vor allem Lithotyp 2 mit seinen verschiedenen Ausprägungen wird für diese Arbeit von besonderem Interesse sein und deshalb in späteren Kapiteln eingehender thematisiert. Im nächsten Kapitel wird noch auf einige besondere interfazielle Merkmale und Marker-Horizonte eingegangen, die bei den Kernkorrelationen in manchen Fällen sehr hilfreich sein können.

5.2.1 Lithotyp 1: Fein laminierte Wechselschichtung (mm- bis 2 cm-Bereich)

Dieser in den Walenseekernen am prominentesten und in jeder Tiefe vorkommende lithologische Sedimenttyp ist wie folgt zusammengesetzt: Laminierte, feine tonig-siltige bis sandige Schichten mit einer Dicke von einem bis wenigen Millimetern bis etwa 2 cm wechseln sich ab. Die Laminae weisen eine sehr grosse Vielfalt an Farben und Farbtönen auf, welche von grau-grün über grau, gelb, rot, bis zu schwarz reicht. Dieses Farbenspektrum lässt darauf schliessen, dass sich im See Mineralogien verschiedener Liefergebiete grossräumig und relativ kurzzeitig alternierend niederschlagen. In allen Kernen ist der beschriebene Lithotyp nämlich zu beobachten, wobei dieser unterschiedlich klar ausgeprägt sein kann. Die Grenzen der einzelnen Laminae – also auch der Farbnuancen – sind sowohl im Liegenden als auch im Hangenden nicht immer scharf ausgebildet. Neben scharf gegeneinander abgegrenzten Laminae sind auch semidiffuse bis sehr diffuse Übergänge auszumachen. Bei den stark diffusen Wechselschichtungen ist schwer zu erkennen wie mächtig die einzelnen Laminationen effektiv sind.

Neben den stark variierenden Mineralogien der verschiedenen Laminae schwanken ebenfalls die Dichtewerte dieser Lithologie zwischen knapp 1 und wenig über 2 g/cm^3, wobei die eingeschalteten Sandlagen für die höheren Dichtewerte verantwortlich sind. Die Korngrössen variieren, wobei die Verhältnisse von Ton (8-15%), feinem Silt (76-84%) und Sand (2-17%) zumindest im tieferen, zentralen Seebecken nicht sehr stark schwanken. Auffallend ist, dass vor allem die Siltfraktion sehr dominant und ziemlich konstant ist. Makroskopisch sieht man bei den dickeren Laminae eine leichte Gradierung. Gemäss den Untersuchungen von Lambert & Hsü (1979: 455) sind auch die feineren, ungestörten Laminae gradiert. Grobkörnige Laminae weisen oft eine relativ gut sichtbare Gradierung auf.

Für den Lithotyp 1 werden in den folgenden Ausführungen sowie bei der Kernbeschreibung bzw. den lihologischen Profilen vier Gruppen unterschieden:

1A) mm-Lamination
1B) cm-Lamination
1C) Sandlagen (cm-Bereich)
1D) diffuse Lagen, ohne erkennbare Laminationsmächtigkeiten

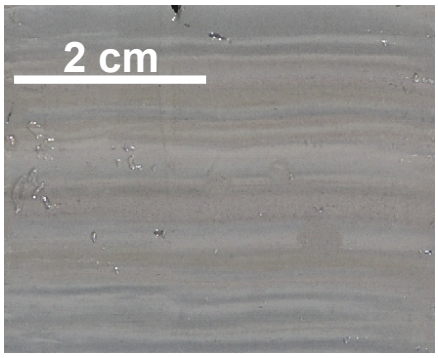


Abb. 5-2: Lithotyp 1A, Beispiel im Kern WS07-21, 70-74 cm: mm-Laminationen, scharf gegeneinander abgegrenzt, farbenfrohe Feinlamination, verschiedene Mächtigkeiten sind ersichtlich. Gradierungen sind makroskopisch praktisch kaum sichtbar.

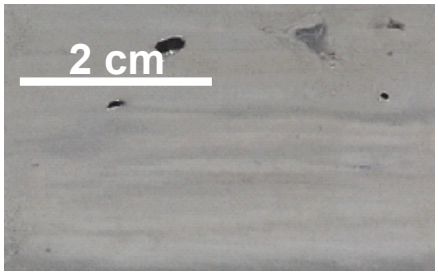


Abb. 5-3: Lithotyp 1A, Beispiel im Kern WS07-22, 121-124 cm: semidiffuse mm-Schichtung, Übergänge sind unscharf aber noch knapp erkennbar.

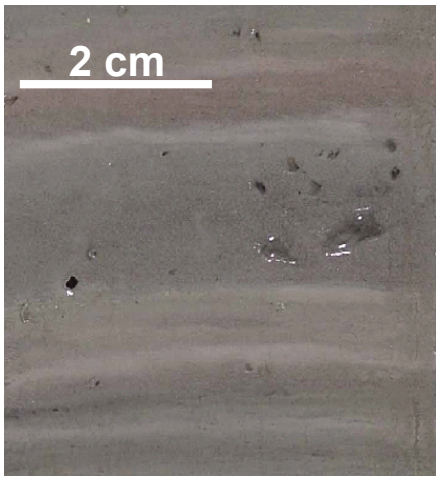


Abb. 5-4: Lithotypen 1A/1B,/1C, Beispiel im Kern WS07-13, 15-20 cm: bunte cm-Lamination (1B), unterschiedliche Laminae-Mächtigkeiten sind vorhanden. Bei der sich in der Mitte befindenden Schicht (1C) zeichnet sich eine Gradierung ab. Unterhalb dieser Sandlage befinden sich wieder feinere Laminae (1A).

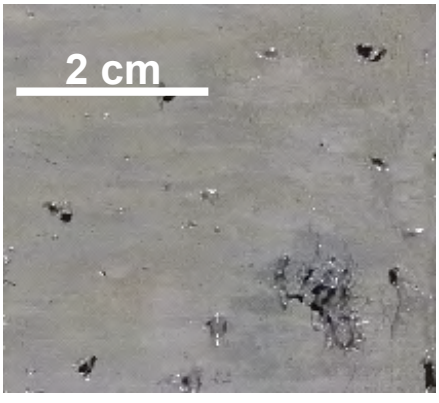


Abb. 5-5: Lithotyp 1D, Beispiel im Kern WS07-22, 234-238 cm: sehr diffuse, praktisch nicht mehr zu erkennende Übergänge zwischen den einzelnen Laminae, Farbvariationen sind vielmehr fleckenhaft als horizontal ausgeprägt, einzelne Gaslöcher sind sichtbar.

5.2.2 Lithotyp 2: Gradierte und homogene Lagen (cm- bis dm-Bereich)

Für die Beschreibung dieses Lithotyps wird bewusst phänomenologisch vorgegangen. In der Fachliteratur werden, je nach Autor, verschiedene Nomenklaturen für dieselben Ablagerungsformen verwendet. Insbesondere die Termini "Turbidit" und "Homogenit" können für Verwirrung sorgen, wobei anzumerken ist, dass diesen Begriffe eine genetische Komponente immanent ist. Ein Turbidit wird oft mit einem limnischen Trübestrom gleichgesetzt, während der Begriff "Turbidit" ebenfalls für eine gradierte Schicht (in der Regel "fining upward") stehen kann. Um diesbezüglich Klarheit zu schaffen, werden bei der Beschreibung aller gradierten Schichten die Begriffe "Gradit" oder "gradierte Lage/Schicht", welche rein deskriptiven Charakter haben, verwendet. Erst in der später folgenden Interpretation und Diskussion werden auch die genetischen Begriffe verwendet, weil es sich dann schliesslich um eine Interpretation der vorliegenden Gegebenheiten bzw. um eine Rekonstruktion der möglichen Prozesse handelt.

Dieser Lithotyp beinhaltet alle in die Sedimentkolonne eingeschalteten gradierten und homogenen Sequenzen. Sie lagern zwischen den einigermassen gleichmässig abfolgenden Sedimenten und haben – sieht man von einer allfälligen Gradierung ab – eine relativ einheitliche Struktur. Eine homogene Lage wird dann ausgeschieden, falls darin makroskopisch keine Gradierung zu beobachten ist. Zudem darf deren Basis keine Gradierung aufweisen, weil es sich dann wahrscheinlich um einen, für das blosse Auge nicht in seiner ganzen Mächtigkeit wahrnehmbaren Gradit handelt (vgl. Kap 5.5). Der grösste gefundene Gradit, der im Kern WS07-12 zu beobachten ist, weist eine Mächtigkeit von 12 cm auf, wobei eine Gradierung im oberen Teil makroskopisch nicht sichtbar, aber mit der Korngrössenanalyse bestimmbar ist. Die grobsiltige und feinsandige Fraktion nimmt mit zunehmender Tiefe zu (vgl. Kap 5.5). Die Dichtewerte für feinkörnige Gradite bewegen sich im Bereich von 0.5 – 1.5 g/cm^3 und sind somit ähnlich wie diejenigen bei Lithologie 1. Als Abschluss des Gradits folgt ganz zuoberst eine 5 mm mächtige, gelbliche, tonig-feinsiltige Schicht. Diese ist auch bei anderen Graditen, wenn auch in unterschiedlicher Mächtigkeit vorzufinden und ist als Abschluss für viele feinkörnig gradierten Lagen charakteristisch. Auch Siegenthalter & Sturm (1991: 132) erkennen bei einigen Graditen in den Urnerseesedimenten im Hangenden jeweils eine wenige mm bis 1 cm dicke Schicht mit derselben Mineralzusammensetzung wie im Gradit. Von dem von ihnen dafür verwendeten Begriff "Tondeckel" wird ebenfalls in dieser Arbeit Gebrauch gemacht.

Für den Lithotyp 2 werden vier Untergruppen ausgeschieden:

2A) Gradit
2B) Tondeckel (als Abschluss eines Gradits)
2C) homogene Lage (feinkörnig)
2D) homogene Lage (grobkörnig)

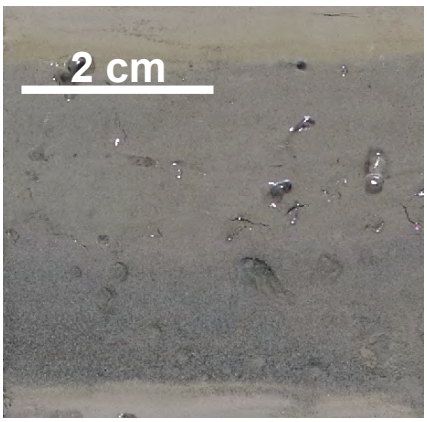


Abb. 5-6: Lithotyp 2A/2B, Beispiel im Kern WS07-11, 14-18 cm: Gradierung (2A) von Feinsand bis Tonfraktion. Gelbliche, tonig-feinsiltige Tondeckel als Abschluss des Gradits gut sichtbar. Diese sind auch für verschiedene andere Gradite charakteristisch.

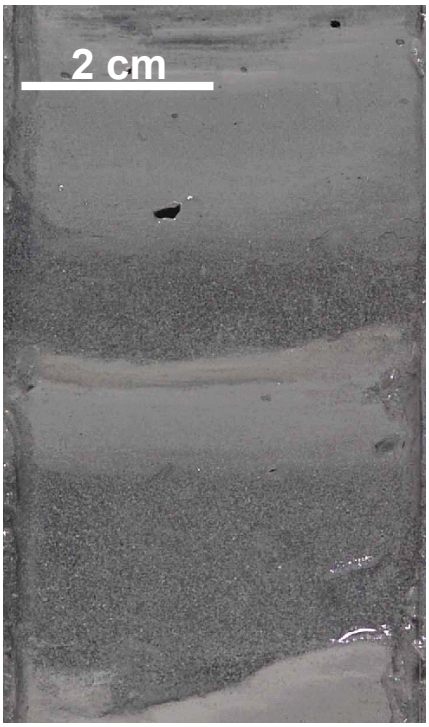


Abb. 5-7: Lithotyp 2A, Beispiel im Kern WS07-09, 64-72 cm: Gradierung von Feinsand bis Tonfraktion. Zwei aufeinanderfolgende Gradite, Andeutung eines feinen Ton-Silt-Abschlusses im unteren Gradit.

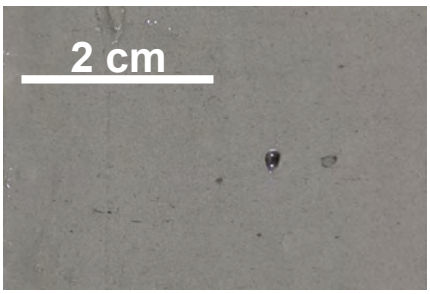


Abb. 5-8: Lithotyp 2C, Beispiel im Kern WS07-12, 22-25 cm: homogene Lage, feinkörnig (Siltfraktion). Makroskopisch ist keine Gradierung zu beobachten.

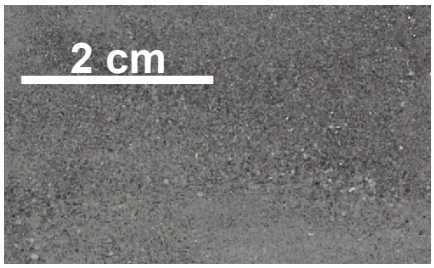


Abb. 5-9: Lithotyp 2D, Beispiel im Kern WS07-22, 164-166.5 cm: homogene Lage, grobkörnig (Sandfraktion). Keine Gradierung sichtbar.

5.2.3 Lithotyp 3: Kies-Lagen (cm- bis dm-Bereich)

Diese Lithologie kommt in den Kernen eher selten vor. Klasten in Kiesfraktion prägen diesen Lithotyp, wobei in manchen Fällen die Abgrenzung zur sandigen Fazies, und somit zum Lithotyp 2d schwierig sein kann. Die grösste und grobkörnigste gefundene Kies-Lage befindet sich in der unteren Hälfte des Kerns WS07-25. Ab einer Tiefe von 1.80 m bis zum Ende des Kerns ist sehr grober, rötlicher Kies mit Komponenten bis zu 2 cm Durchmesser vorzufinden. Viel Verrucano-, daher die rote Farbe, aber auch Quarz-, grüne Sernifit-, und graue Kalkstein-Klasten sind darin zu finden. Die Körner sind gerundet, teils nur kantengerundet und nur ansatzweise gradiert. Es zeigt sich aber, dass Rekurrenzen (Siegenthaler & Sturm 1991: 132) – gegen oben wieder grobklastig werdendes Material – in der vertikalen Korngrössenverteilung auftreten. Die Dichtewerte sind in dieser Kiesschicht durchgehend über 2 g/cm^3, während sie maximal 2.4 g/cm^3 betragen.
Zwei Untergruppen werden bei Lithotyp 3 unterschieden:

3A) feiner Kies (Klasten im Bereich 2 mm - 1 cm)
3B) grober Kies (mit bis zu 2 cm mächtigen Klasten)



Abb. 5-10: Lithotyp 3A, Beispiel im Kern WS07-25, 184-188 cm: Ausschnitt aus mächtiger, unsortierter Kiesschicht, mit rötlichen, kantengerundeten bis runden Klasten, die bis 2 cm gross sind.

5.3 Spezielle lithologische Phänomene

5.3.1 Besondere interfazielle Merkmale

Unter interfaziellen Merkmalen oder Horizonten werden alle Elemente subsumiert, welche nicht einem bestimmten Lithotyp zugeordnet werden können, sondern die grundsätzlich in jedem Lithotyp auftreten können. Man kann diese Elemente auch als Subfazies bezeichnen. Dazu zählen Gaslöcher, deformierte Sedimentsequenzen und einzeln sowie in Schichten auftretende organische Komponenten.

Die Gaslöcher sind Indikatoren für Gasvorkommen im Sediment, wobei bei der Aussage einer positiven Korrelation zwischen der Anzahl Löcher und der Menge an Gas im Sediment trotzdem Vorsicht geboten ist. Löcher könnten teilweise auch als Artefakte beim Öffnen der Kerne entstanden sein. Zudem können sich Gaslöcher nach dem Öffnen des Kerns durch die Druckentlastung auch wieder schliessen. Einige Langkerne, aber auch einzelne kürzere Kerne sind nach wenigen Stunden nach der Entnahme an ihren Enden aufgeplatzt, weil der Gasdruck zu hoch wurde.

Organische Komponenten, die teilweise zusammen auch eine eigene Schicht bilden können und nicht nur einzeln im Sediment eingebettet sind, werden ebenfalls zu den interfaziellen Merkmalen gezählt. Im Kern WS07-21 kommt ein ganzer organischer Horizont in dunkler Farbe vor (Abb. 5-12). Material tritt aber auch in sehr dünner, kaum wahrnehmbarer Ausprägung auf. In den Laminae können zum Beispiel einzelne, vollständig erhalten gebliebene Pflanzenblätter parallel zur Schichtung eingeschaltet sein. Weitere organische Komponenten, die in den Kernen gefunden wurden, sind Koniferennadeln, Holzstücke, Moos und Wurzeln.

Deformierte Sedimentsequenzen, die sich in den Walenseekernen beobachten lassen, sind wahrscheinlich grösstenteils auf die Kernentnahme zurückzuführen. Diese Vermutung geht aus der Feststellung hervor, dass die äusseren Bereiche des Kerns beim Eindringen des PVC-Rohrs kohäsiv „mitgeschleift“ wurden. Andere, nicht symmetrische Typen von Deformationen könnten auf Hangsackungen oder Erosionshorizonte hindeuten. Lambert (1984: 152) beschreibt solche verfalteten Schichten, die in Kernen am Übergang von steileren Randzonen zum flachen Seegrund gelegentlich vorkommen. Er führt diese auf das Kriechen unstabiler Sedimentpakete zurück.



Abb. 5-11: Gaslöcher und Deformationsstrukturen im Kern WS07-22, 145-157 cm: Beidseitiges, vermutlich durch starke Kohäsion des feinen Sediments verursachtes "Herunterziehen" des Sediments, wahrscheinlich beim Hineinrammen des Kernrohrs ins Sediment (Langkerntechnik) verursacht,

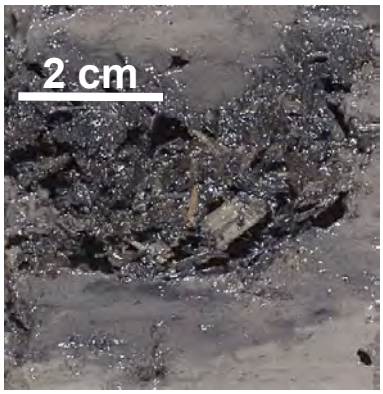


Abb. 5-12: Organisch reicher Horizont im Kern WS07-21, 190-195 cm: Auffällig dunkle Farbe, praktisch reiner, organischer Horizont mit Fragmenten von Blättern, Holz, Nadeln, Moos.

5.3.2 Marker-Horizonte

Als Marker-Horizonte werden diejenigen markanten Laminae ausgeschieden, die sich bei der Korrelation der Kerne gut verfolgen lassen. Meist sind dies die sich von den verschiedenen Grautönen der anderen Laminae abhebenden, farbigen Horizonte. Deren auffälligste Farben sind rot, gelb und schwarz bzw. sehr dunkel. Die rötlichen Sedimente gehen aus Abtragungsmaterial des südlichen bzw. südöstlichen Einzugsgebietes hervor, wo grossflächig Verrucano ansteht. Träger der roten Farbe ist gemäss Lambert (1976: 26) der Hämatit und der Turgit ($2\ Fe_2O_3 \cdot H_20$). Die mineralogische Ursache für die markante Gelbfärbung einzelner Schichten müsste genauer untersucht werden. Es könnte sich möglicherweise um

Erosionsprodukte des relativ leicht erodierbaren Flyschs oder um Globigerinen-Schalen (Lambert & Hsü 1979: 459) handeln. Es sind auch gelbe Schichten in dieser Art, die als Abschluss über einer gradierten Sequenz vorkommen (Tondeckel). Die in den Kernphotos sehr auffälligen dunklen bis schwarzen Horizonte sind schon nach kurzer Lagerungszeit der offenen Kernhälften durch Oxidation zu bleich-gelben Farbtönen verblasst. Sie stellen besonders gut verfolgbare Korrelationshilfen dar. Korngrössenanalysen zeigen, dass diese Marker-Horizonte ähnliche Fraktionsverteilungen aufweisen wie die üblichen, dicken und dünnen Laminae (vgl. Kap 5.5).



Abb. 5-13: Rote Schicht im Kern WS07-13, 97-98.5cm: Gradierung, Verwitterungsmaterial des Verrucano.

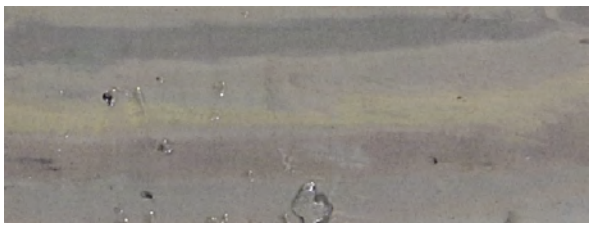


Abb. 5-14: Gelbe Schicht im Kern WS07-23, 7-8 cm: Sie weisen ungefähr die gleiche Farbe wie Tondeckel auf.



Abb. 5-15: Sehr dunkle bis schwarze Schicht im Kern WS07-11, 37-38.5 cm: Diese sind auf den Kernbildern sehr auffällig, aber in den Kernhälften innerhalb kurzer Zeit matt-gelb geworden und somit auf den ersten Blick nicht zu erkennen.

5.4 Analysen von Smear-Slides

Die 16 Smear-Slides wurden von den Kernen WS07-11 und WS07-12 aus verschiedenen Tiefen und Lithotypen gewonnen und einer genaueren Analyse bezüglich Mineralien und organischen Komponenten unterzogen. Die verschiedenen Proben zeigen sich relativ einheitlich, so dass zwischen den verschiedenen Lithotypen keine charakteristischen Abgrenzungsmerkmale gefunden werden können. Deshalb werden die vorgefundenen Merkmale gesamtheitlich und nicht nach Lithotypen oder bestimmten Kerntiefen besprochen.

5.4.1 Organische Komponenten

Kleine Mengen von organischem Material vor allem in Form von feinen Wurzeln, Fasern oder Blättern wurden in einigen der fein laminierten Schichten gefunden. In allen Smear-Slides konnte auch abgestorbenes Phytoplankton nachgewiesen werden. Es handelt sich dabei vor allem um pennale Kieselalgen (Diatomeen), deren Charakteristik die längliche Ausprägung ist (Abb. 5-16; B, C, D).

In oligotrophen Gewässern sind im Verhältnis zu den anderen Algen mehr Kieselalgen vorhanden als in eutrophen Gewässern, weil die Grünalgen stark vom eingetragenen Phosphor abhängig sind. Gewisse Kieselalgen können daher auch als Zeiger für die Rekonstruktion des Trophiegrades des Sees eingesetzt werden. Die sichtbaren Gerüstrückstände der abgestorbenen Diatomeen sind aus Kieselsäure (SiO_2) aufgebaut. Die relativ zahlreich auftretenden, runden Objekte mit dem Loch in der Mitte (Abb. 5-16, E) sind keine Bakterien oder Pollen sondern eingeschlossene Luftblasen (mündliche Mitteilungen von Esther Keller, Gewässerökologie Eawag, 22.11.2007).

Die starke Entfaltung der Kieselalgen im Walensee hängt teilweise mit dessen physikalischen Eigenschaften zusammen. Diatomeen bevorzugen relativ niedrige Temperaturen und bleiben dank der instabilen Schichtung trotz ihres hohen spezifischen Gewichts lange in der durchleuchteten Schicht. Die positiven Eigenschaften dieser Phytoplanktonvertreter (Schutz vor Fressfeinden, geringer Energieaufwand zur Schalenproduktion) helfen zu überleben. Kieselalgen haben zudem geringe Nährstoffansprüche. Trotzdem hatte die Kieselalge “Fragilaria crotonensis“ ihren Höhepunkt während der grössten Trophie im Walensee im Jahr 1978 (Gammeter et al. 1996: 17-28). Heute gehört sie, angesichts des Wandels des Sees von einem eutrophen Gewässer in den 70er-Jahren zu einem oligotrophen Gewässer heute (Reoligotrophierung), aber immer noch zu den wichtigsten Planktonvertretern. Gemäss E. Keller (Gewässerökologie Eawag, mündliche Mitteilung, 12.12.2007) ist es allerdings nicht möglich zuverlässige Häufigkeitsveränderungen der “Fragilaria crotonensis“ bzw. diese Reoligotrophierung aufgrund von Smear-Slides nachzuweisen. Exakt gleich grosse Wasserproben der entsprechenden Jahre wären dazu nötig.

5.4.2 Mineralien

Unter polarisiertem Licht fallen besonders die regenbogenfarbigen Kristalle auf, die unverkennbar als Kalzit interpretiert werden können. Farbvariationen können teils gestreift aber auch konzentrisch vorliegen, wobei es sich dabei um ein optisches Phänomen handelt (Abb. 5-17; A, B). Die Interferenzfarbe ist als eine Funktion der Kornform bzw. -dicke zu verstehen. Es herrscht eine starke Dominanz von xenomorphem Kalzit vor, der für den allochthonen Ursprung typisch ist. Durch diesen Befund kann die detritisch dominierte Sedimentation im Walensee bestätigt werden. Das Vorkommen von Quarz und Feldspat, aber auch von idiomorphem, also autochthon gebildetem Kalzit fällt hingegen marginal aus. Bei Quarz und Feldspat ist die Abgrenzung in den dargestellten Bildern nicht ganz eindeutig. Beide weisen unter polarisiertem Licht ungefähr dieselbe gräuliche Farbe auf. Die genaue mineralische Zusammensetzung lässt sich für die einzelnen Lithotypen nicht bestimmen, da je nach Einzugsgebiet der einzelnen Zuflüsse Wertverschiebungen auftreten. Für eine exaktere bzw. quantitative Analyse der verschiedenen Mineralogien reicht die Analysemethode der Smear-Slides nicht aus, zumal die minuziöse Bestimmung sämtlicher Mineralien für die Beantwortung der Fragestellungen dieser Arbeit nicht angemessen wäre. Weiterführende Informationen zur Mineralogie von Walensee-Sedimenten finden sich in Lambert (1976), Lambert & Hsü (1979) und Amman (1988).

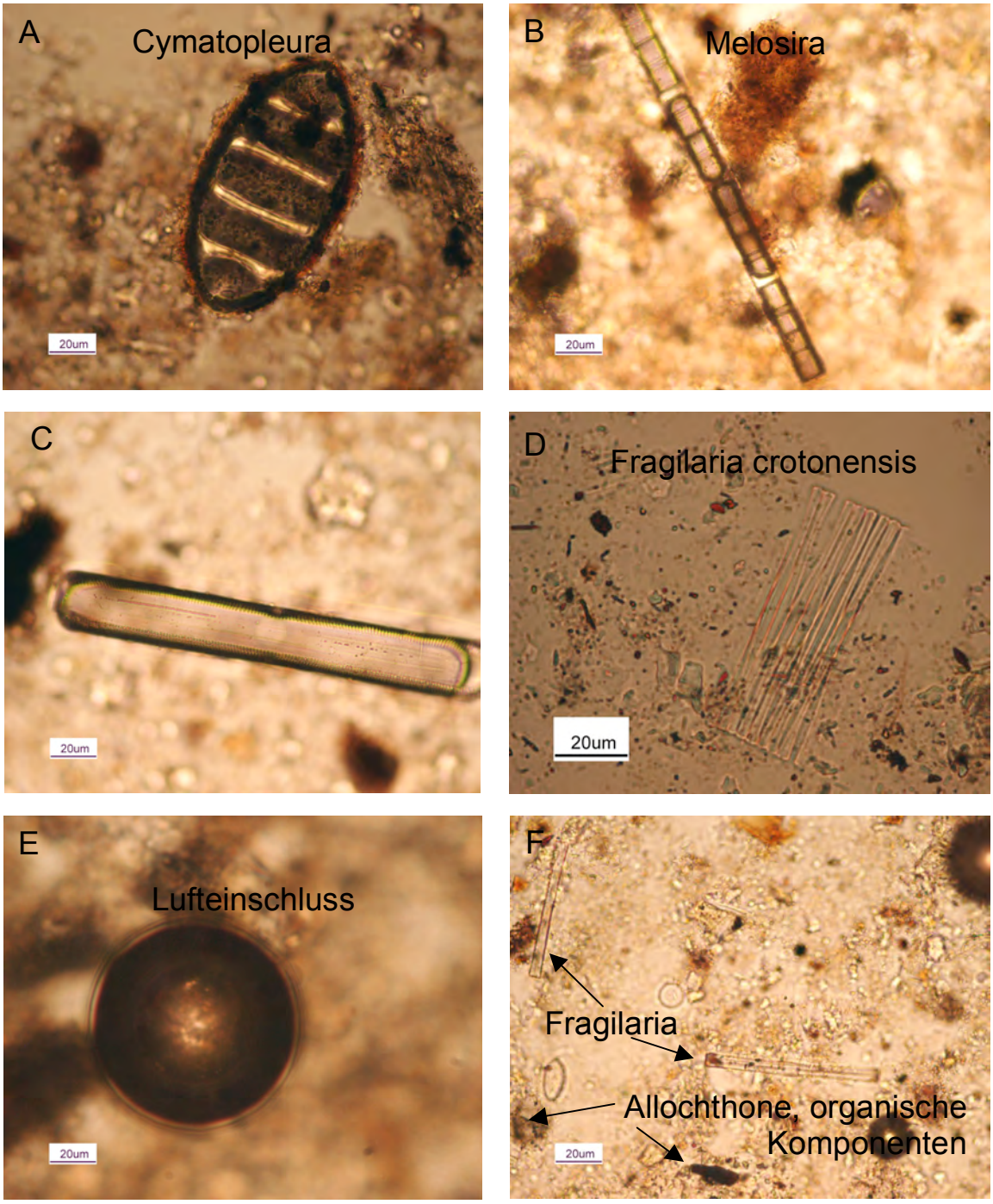


Abb. 5-16: Smearslide-Fotos verschiedener Diatomeen unter einem Durchlichtmikroskop. A-C: 60-fache Vergrösserung, verschiedene Gattungen von pennalen Diatomeen. D: 100-fache Vergrösserung, Art "Fragilaria crotonensis", E: 60-fache Vergrösserung, keine Kieselalge sondern eingeschlossene Luftblase. F: 60-fache Vergrösserung, Fragilaria neben verschiedenen anderen Diatomeen und einzelne vermutlich allochthone organische Komponenten.

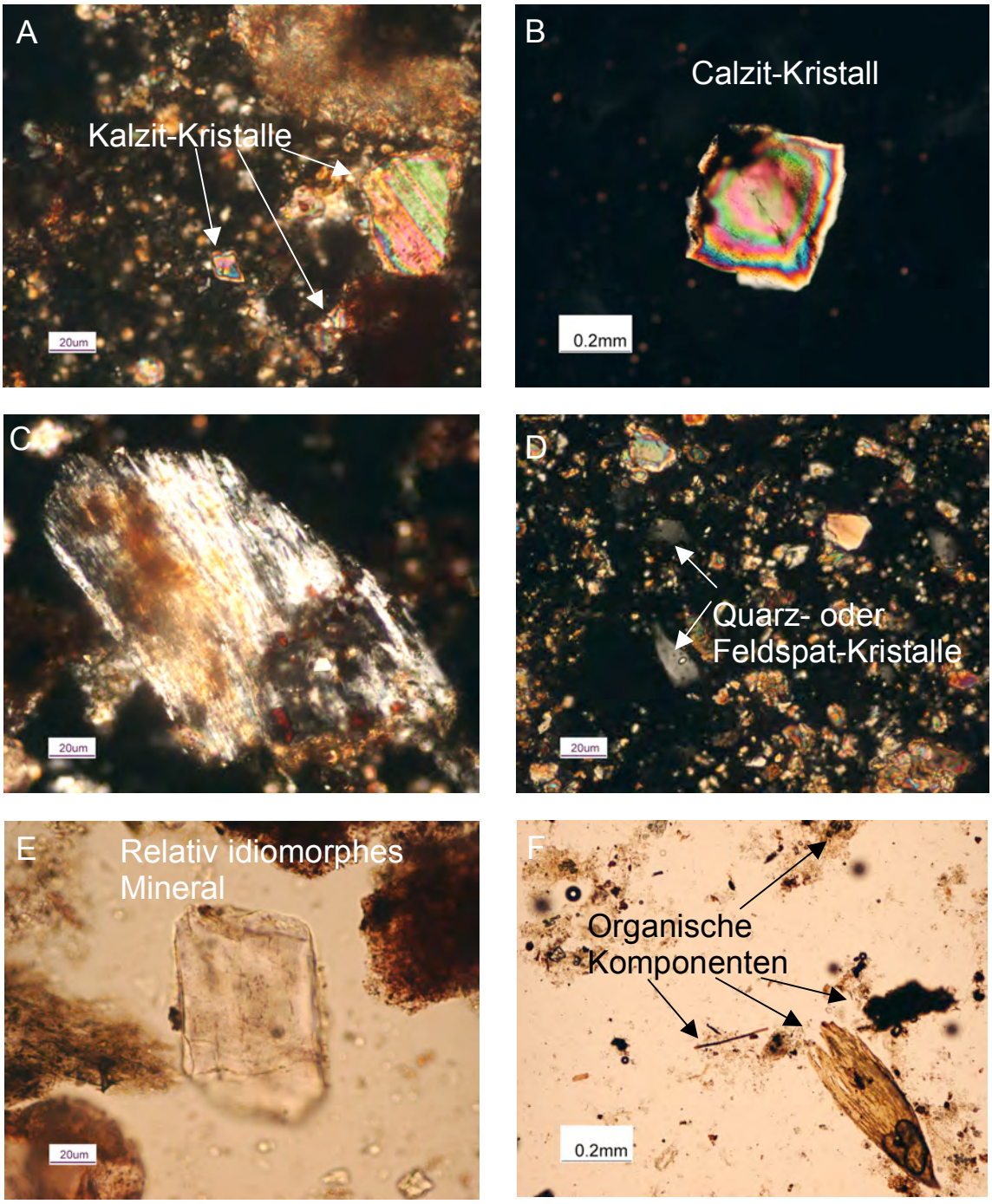


Abb. 5-17: Smearslide-Fotos von Mineralien unter dem Durchlichtmikroskop. A: 60-fache Vergrösserung, polarisiertes Licht, streifig und konzentrisch ausgeprägte Regenbogenfarben sind typisch für Kalzit. B: 100-fache Vergrösserung, polarisiertes Licht, leicht xenomorpher Kalzit. C: 60-fache Vergrösserung, polarisiertes Licht, faseriges Mineral, wahrscheinlich kein Kalzit. D: 60-fache Vergrösserung, graue Komponenten sind vermutlich Quarz oder Feldpat-Kristalle. Rundherum befinden sich muschelige, xenomorphe Kalzite. E: 60-fache Vergrösserung, unbestimmtes Mineral, wahrscheinlich aber Kalzit mit teils abgebrochenen Ecken und Kanten, trozdem noch relativ idiomorphe Ausprägung. E: 10-fache Vergrösserung, Vielfalt an organischen, vor allem allochthonen Komponenten.

5.5 Resultate der Korngrössenanalysen

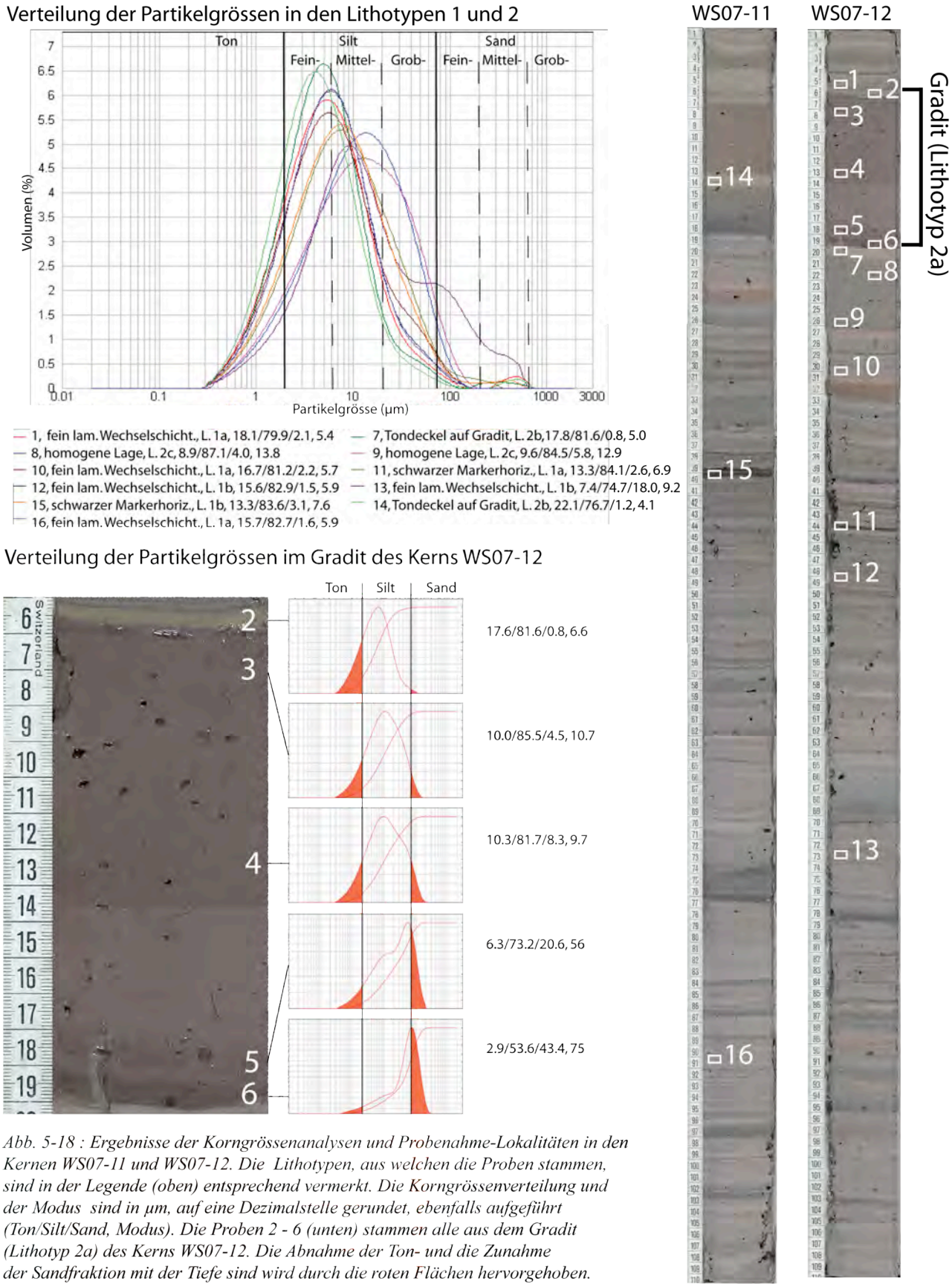


Abb. 5-18 : Ergebnisse der Korngrössenanalysen und Probenahme-Lokalitäten in den Kernen WS07-11 und WS07-12. Die Lithotypen, aus welchen die Proben stammen, sind in der Legende (oben) entsprechend vermerkt. Die Korngrössenverteilung und der Modus sind in µm, auf eine Dezimalstelle gerundet, ebenfalls aufgeführt (Ton/Silt/Sand, Modus). Die Proben 2 - 6 (unten) stammen alle aus dem Gradit (Lithotyp 2a) des Kerns WS07-12. Die Abnahme der Ton- und die Zunahme der Sandfraktion mit der Tiefe sind wird durch die roten Flächen hervorgehoben. Die Linie bei 14 cm ist nicht lithologiebedingt, sondern ein Fotografie-Artefakt.

Die an den Kernen WS07-11 und WS07-12 vorgenommenen Korngrössen-Messungen erfolgten nicht nach einem regelmässigen Muster über die ganze Kernlänge. Anstelle einer solchen systematischen Probennahme wurden ausgewählte Stichproben unterschiedlicher Fazies gemessen. Anhand dieser Resultate sollen die Lithotypen noch genauer beschrieben werden können. Für die Messwerte wird der Klassifikationsschlüssel (DIN 4022) verwendet (Press & Siever 1995: 151). Folgende Ausführungen beziehen sich auf die Abbildung 5-18.
Ein mächtiger, in den Kernen auftretender Gradit oben im Kern WS07-12 wurde genauer analysiert. Die Gradierung ist jedoch von Auge nicht über seine ganze Mächtigkeit ersichtlich, weil es sich um sehr feine Kornfraktionen handelt. An seiner Basis ist eine Gradierung auszumachen, während im darüber liegenden Teil nur noch eine 10 cm dicke, homogene Lage und der Tondeckel folgen. Die Vermutung, dass die ganze Einheit aber – wenn auch nicht direkt sichtbar – gradiert ist, liegt nahe. Vom ganz oben aufliegenden Tondeckel und vier weiteren Tiefen wurden deshalb Proben gemessen. Die grösser werdende Partikelfraktion mit zunehmender Tiefe ist in den vertikal übereinander angeordneten Korngrössenverteilungs- bzw. Summenkurven klar ersichtlich. Der Tondeckel weist den grössten Tonanteil (17.6%) auf und enthält nur einen minimen Anteil der Sandfraktion (0.8%). Der Silt überwiegt deutlich (81.6%) und so ist der Korngrössenmodus mit 6.6 μm im Übergangsbereich von Fein- zu Mittelsilt angesiedelt. Der abnehmende Tonanteil (mit Ausnahme der Probe 4) und die häufiger auftretende Sandfraktion mit zunehmender Tiefe gehen miteinander einher. An der Basis des Gradits ist der Korngrössenmodus mit 75.4 μm im Feinsandbereich. Die vermutete Gradierung über seine gesamte Mächtigkeit kann hiermit klar bestätigt werden. Mit dieser Erkenntnis lassen sich fortan auch weitere ähnliche, nur im unteren Teil sichtbar gradierte (“fining upward“) Sequenzen mit einer darüber liegenden homogenen Lage und evtl. einem Tondeckel als Gradite einordnen, ohne Messungen vornehmen zu müssen.
Sämtliche weitere Korngrössenmessungen in den Kernen WS07-11 und WS07-12 zeigen – mit Ausnahme der Proben 8, 9 und 13 – trotz verschiedener Lithotypen ein sehr einheitliches Bild. Die eng zusammen liegende Schar von Korngrössenverteilungskurven ist auffällig. Die Korngrössenmodi (4.1 – 9.2 μm) liegen sehr konsistent im Übergangsbereich von Fein- zu Mittelsilt, während die Kornfraktionen ungefähr wie folgt verteilt sind: 15% Ton, 80% Silt, 5% Feinsand. Die exakten Werte für die einzelnen Proben finden sich in der Legende der Abb. 5-18. Dieser Befund korreliert auch mit Schwebstoffbeobachtungen der Landeshydrologie in der Linth, die für die Sedimentation im Walensee sehr bestimmend ist. Spreafico et al. (1995: 91) weisen bei vermutlich durchschnittlichem Abfluss ebenfalls einen hohen Siltanteil nach (Abb. 5-19).

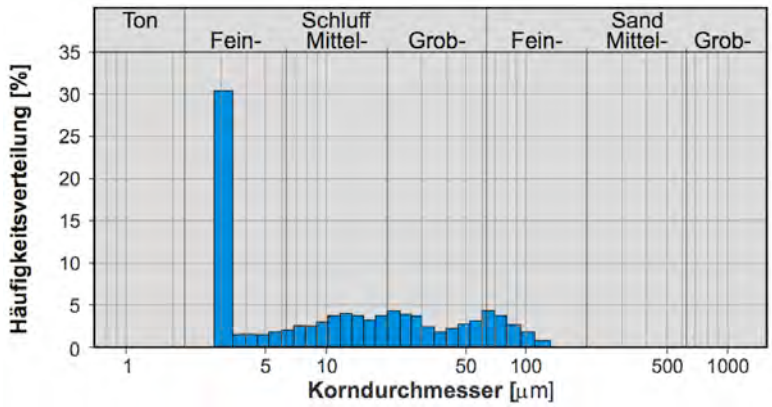


Abb. 5-19: Am 29.7.1993 von der Landeshydrologie gemessene Partikelgrössenverteilung in der Linth bei Mollis, Kupfernsteg (Spreafico et al. 2005: 91).

Die Proben 8 und 9 wurden einer homogenen, feinkörnigen Schicht (Lithotyp 2C) entnommen und weisen etwas grössere Kornfraktionen auf. Die beiden Korngrössenmodi (13.8 bzw. 12.9 µm) heben sich von den restlichen anderen ab, wobei bemerkenswert ist, dass die sich weiter unten befindende Probe 9 einen leicht tieferen Korngrössenmodus aufweist. Falls dieser Wert nicht messfehlerbedingt ist, handelt es sich hier um eine umgekehrt gradierte Schicht ("fining downward") oder mindestens um eine Lage mit einer ausgesprochen homogenen Korngrössenverteilung.

Auch die Verteilungskurve der Probe 13 fällt durch ihre besondere Stufung auf. Der Grund darin liegt in der Probennahme, die hier quer zur Schichtung erfolgte. Als einzige Ausnahme wurde bei Nummer 13 nicht nur Probematerial von einer Schicht, sondern von etwa 3 feinen Laminae genommen. Die Korngrössen dieser benachbarten Laminae unterscheiden sich offenbar relativ deutlich.

Um 600 µm zeigen sich im oberen Diagramm erneut kleine Partikelvorkommen. Es handelt sich aber dabei um Messartefakte. Vermutlich waren kleine Luftbläschen in der Suspension dafür ausschlaggebend. Mit dreimaliger Messung jeder Probe konnten solche Artefakte teilweise vermieden und die "beste" von den drei Kurven dargestellt werden. Die Mittelwertkurve wurde gewählt, falls keine der drei Kurven durch solche Bläschen gestört wurde.

5.6 Zeitliche Einordnung

5.6.1 Alternative, aber nicht anwendbare Datierungsmethoden

Die für die Sedimente des Walensees angewandte Datierungen und das daraus abgeleitete Altersmodell beziehen sich auf die Messungen der ^{137}Cs-Zerfallsaktivität in verschiedenen Tiefen des Kerns WS07-12. Die Resultate der ^{210}Pb-Konzentrationsmessungen können leider nicht verwendet werden, weil in Seen wie dem Walensee mit relativ hohen Sedimentationsraten und viel klastischem Input mehr als 1 m bzw. deutlich über 100 Jahre gemessen werden müssen, um sinnvolle Background-Werte von ^{210}Pb zu erhalten. Die Aktivitätsabnahme ist bei kleineren Zeitintervallen als etwa 100 Jahren nicht signifikant (Mitteilung von Mike Sturm, Eawag Dübendorf). Im Fall des Kerns WS07-12 sind in der oberen Hälfte ein grosser Gradit und gleich anschliessend darunter eine homogene Lage eingeschaltet, die weniger als ein Jahr repräsentieren (Abb. 5-18). Somit wird das Alter um diesen Betrag weiter nach unten "gedrückt", was die Verwendbarkeit der in Abbildung 5-20 dargestellten ^{210}Pb-Resultate zusätzlich in Frage stellt. Die Regressionsgerade zeigt keinen eindeutigen Trend der ^{210}Pb-Aktivitätsabnahme mit der Tiefe und sollte daher nicht zur Berechnung einer Sedimentationsrate verwendet werden. Die Methode der ^{14}C-Datierung wurde nicht angewendet, weil die bis zu 2.6 m langen Kerne die minimale Zeitspanne von 300 Jahren vermutlich nicht oder nur knapp aufweisen. Datierungen von vielfältigen, organischen Resten sind gemäss Egli et al. (2006) nur im Altersbereich von 300 - 40`000 Jahren möglich. Die phänomenologische Datierung anhand von Calzit-Lagen oder klastischen Warven (Last & Smol 2001: 247) kann angesichts der vor allem durch bodennahe Turbiditätsströme geprägten Sedimentationscharakteristik des Walensees (vgl. Kap. 5.9.1 und Abb. 5-26) auch nicht eingesetzt werden. Warven – also jährlich abgelagerte Schichten – sind in den Kernen keine vorzufinden.

5.6.2 Datierung anhand von ^{137}Cs-Messungen

Die Ergebnisse der ^{137}Cs-Messungen sind jedoch sehr aufschlussreich und ermöglichen die Datierung zweier Horizonte im Kern mit einer Auflösung von 1 cm. Bei diesen 2 Stellen in 38 bzw. 52 cm Tiefe zeichnen sich klare Aktivitätspeaks ab, während die Werte schon einige cm vorher langsam ansteigen bzw. danach wieder abklingen. Der Peak in einer Tiefe von 38 cm ist deutlich stärker ausgeprägt als der tiefer liegende. Er wird mit dem Tschernobyl-Reaktorunfall in Verbindung gebracht, während der zweite Peak mit dem Jahr 1963 korreliert. Gemäss Last & Smol (2001: 176) war die räumliche Verteilung des Fallouts nach diesem Unfall sehr ungleich verteilt und von der Ausbreitungsrichtung der Wolke und dem darin auftretenden Niederschlag abhängig. In Skandinavien, England und Zentraleuropa war die Cäsium-Deposition innerhalb von wenigen Tagen mehr als eine Grössenordnung höher als die gesamte Deposition des früheren Atomwaffen-Fallouts. Auch wenn diese 2 gemessenen

Spitzenwerte bzw. die spezifischen Aktivitäten der radioaktiven Zefälle pro Sekunde und Kilogramm (Bq/kg) in den Kernen nicht gerade um eine Grössenordnung divergieren, ist der Tschernobyl-Peak mit 329 Bq/kg bedeutend höher als derjenige von 1963 mit 154 Bq/kg. Bis zu einer Tiefe von 58 cm sinkt die Cäsium-Zerfallsaktivität allmählich gegen 0 Bq/kg, wobei weiter unten im Kern gar keine Cäsium-Spuren mehr nachzuweisen sind. Im Gradit zwischen 6 und 19 cm wurde eine Stichprobe aus 11 cm Tiefe gemessen. Die Cäsium-Aktivität bewegt sich allerdings im selben Rahmen wie die Proben ober- und unterhalb dieser gradierten Lage. Es hätte aber sein können, dass das Sediment im Gradit cäsiumhaltig gewesen wäre. Dies würde bedeuten, dass Sediment von 1986 bzw. 1963 durch ein Ereignis an einem bestimmten Ort erneut in Suspension gegangen und anschliessend resedimentiert worden wäre.

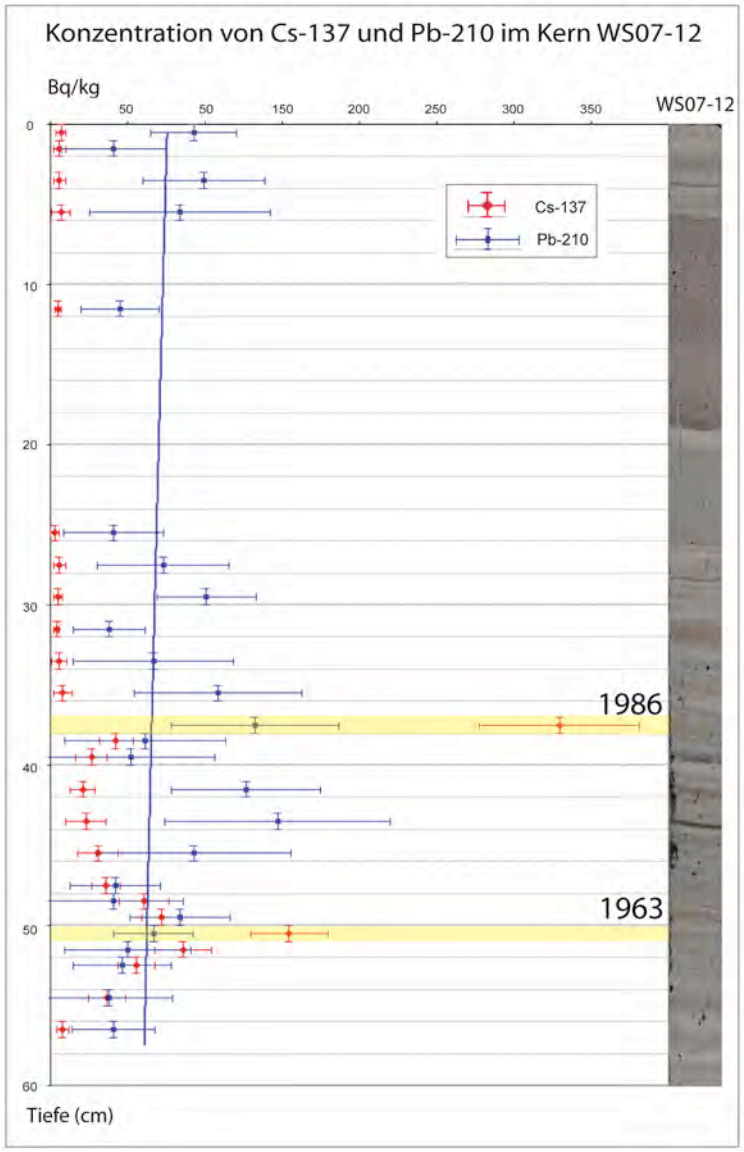


Abb. 5-20: Im Kern WS07-12 wurde die Radioaktivität von ^{137}Cs und ^{210}Pb systematisch gemessen. Daraus resultieren zwei sich klar abzeichnende Aktivitätspeaks.

5.6.3 Altersmodell und Sedimentationsrate

Mit der ^{137}Cs-Datierung von 2 verschiedenen Horizonten im Kern WS07-12 sind die nötigen Voraussetzungen für das Erstellen eines Altersmodells gewährleistet. Für die Berechnung der Sedimentationsraten wurde jeweils die entsprechende Mächtigkeit durch die Anzahl Jahre dividiert. Dabei wurden die zusammen knapp 21 cm mächtigen, aufeinanderfolgenden Schichten (Gradit oben, homogene Schicht unten) im oberen Teil des Kerns subtrahiert. Drei verschiedene Sedimentationsraten wurden berechnet: Diejenige von 1986 – 2007, die von 1963 – 1986 und die mittlere Sedimentationsrate von 1963 – 2007. Zudem wurde für jede Gerade die entsprechende Funktionsgleichung abgeleitet, womit beliebige Alter bzw. Tiefen eruiert werden können (Abb. 5-21).

Dieses Altersmodell beruht auf der Annahme, dass keine Erosion stattgefunden hat und somit alles je zur Deposition gelangte Sediment in der Sedimentkolonne erhalten geblieben ist. Aus den im Kapitel 5.6.1 erwähnten Gründen kann es nicht direkt mit anders generierten Altersmodellen verglichen und somit unter Umständen optimiert werden. Sedimentationsraten aus der Dissertation von Lambert (1976: 47-49) sind jedoch für fast dieselbe Stelle im See (zentrales Seebecken zwischen Murg und Quinten, wie auch Kern WS07-12) zum Teil sehr ähnlich. Lambert subtrahierte für deren Berechnung alle grösseren, gradierten Sandschichten von der Sedimentkolonne und bestimmte mit drei verschiedenen Ansätzen die mittleren Sedimentationsraten:

Die ^{14}C-Datierung eines Holzsstücks, das in 4.2 m Tiefe im Kern vorgefunden wurde, ergibt 2010 Jahre mit einem Fehler von ±110 Jahren. Damit errechnete sich eine Sedimentationsrate von 0.2 cm/Jahr. Mit der erkennbaren Tiefe des Linthschnittes (1811) ergibt sich eine Rate von 0.72 cm/Jahr. Auch den auf 1600 vermuteten Murgschnitt verwendet Lambert (1976: 48) und kommt auf einen jährlichen Sedimentationsbetrag von 1.2 cm/Jahr. Diese drei Sedimentationsraten sind aber relativ niedrig, wenn sie mit den auch von Lambert (1976: 48) eruierten Werten im Bereich des Linthdeltas (bis 11.5 cm/Jahr) verglichen werden.

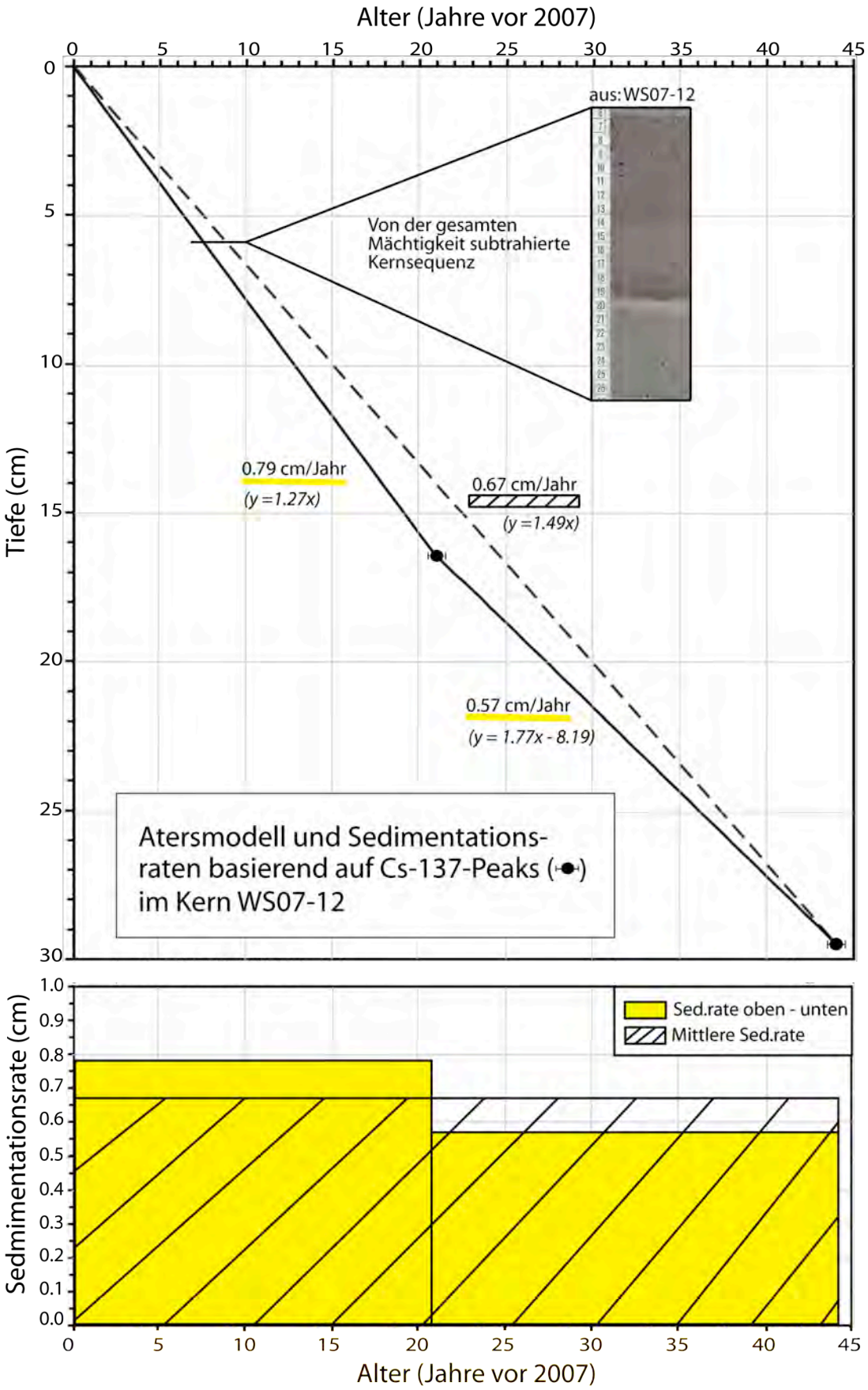


Abb. 5-21: Altersmodell basierend auf Cs-137-Peaks im Kern WS07-12. Mit Hilfe der 2 datierten Kerntiefen können 3 verschiedene Sedimentationsraten abgeleitet werden.

Die am Kern WS07-12 gemachten Beobachtungen können auch auf alle anderen Sedimentkerne des Walensees übertragen werden. Eine wichtige Voraussetzung dafür ist jedoch die gute Korrelierbarkeit. Können die beiden ^{137}Cs-Peak-Horizonte mit den entsprechenden Horizonten der anderen Kerne gut korreliert werde, liegt auch deren Sedimentationsratenberechnung auf der Hand (vgl. Tab. 5-2). Gradierte oder homogene Schichten über 2 cm werden von den jeweiligen Tiefen subtrahiert, so dass die Sedimentationsraten nicht verfälscht werden.

Tab. 5-2: Vergleich der Sedimentationsraten, die für die verschiedenen Kerne rekonstruiert wurden. Dabei wurden die Tiefen der ^{137}Cs-Peaks vom Kern WS07-12 anhand der Korrelation (vgl. Kap 5.8) auf die anderen Kerne übertragen. Die Korrelationen zwischen den Kernen liessen sich vor allem in den oberen Hälften präzise durchführen. Dennoch stützen sich die auf diese Weise generierten Werte auf die Resultate der ^{137}Cs-Aktivitätsmessungen im Kern WS07-12 und sind daher – ausgenommen ist davon der Kern WS07-12 – mit gewissen Unsicherheiten der Korrelation behaftet. Beim Kern WS07-01 sind bei der Kernentnahme zuoberst etwa 15 cm (genauer Betrag unbekannt) Sediment verloren gegangen. Daher müssten die rekonstruierten Sedimentationsraten noch um einiges höher sein. Aus diesem Grund wird der Kern WS07-01 in dieser Tabelle nicht aufgeführt, zumal er auch die statistischen Werte verfälschen würde. Die mit "g" gekennzeichneten Kerne sind in der Abb. 5-22 mit gestrichelten Linien dargestellt.

Kern	**Tiefe(cm): 1986**	**Tiefe (cm): 1963**	**Sed.rate (cm/J): 1986-2007**	**Sed.rate (cm/J): 1963-1986**	**Sed.rate (cm/J): 1963-2007**
WS07-07	18.0	37.0	0.86	0.83	0.84
WS07-08 g	26.5	47.0	1.26	0.89	1.07
WS07-09	24.0	42.0	1.14	0.78	0.95
WS07-10 g	15.5	26.5	0.74	0.48	0.60
WS07-11	17.0	32.5	0.81	0.67	0.74
WS07-12	***16.5***	***29.5***	***0.79***	***0.57***	***0.67***
WS07-13	21.0	36.0	1.00	0.65	0.82
WS07-14	20.0	34.0	0.95	0.61	0.77
WS07-15	12.0	26.0	0.57	0.61	0.59
WS07-19 g	14.5	28.5	0.69	0.61	0.65
WS07-21	12.5	24.0	0.60	0.50	0.55
WS07-22 g	28.5	53.5	1.36	1.09	1.22
WS07-23 g	28.0	46.5	1.33	0.80	1.06
WS07-24 g	15.0	31.5	0.71	0.72	0.72
WS07-25	13.5	23.0	0.64	0.41	0.52
		Median:	**0.81**	**0.65**	**0.74**
		Mittelwert:	**0.90**	**0.68**	**0.78**
		Maximalwert:	**1.36**	**1.09**	**1.22**
		Minimalwert:	**0.57**	**0.41**	**0.52**

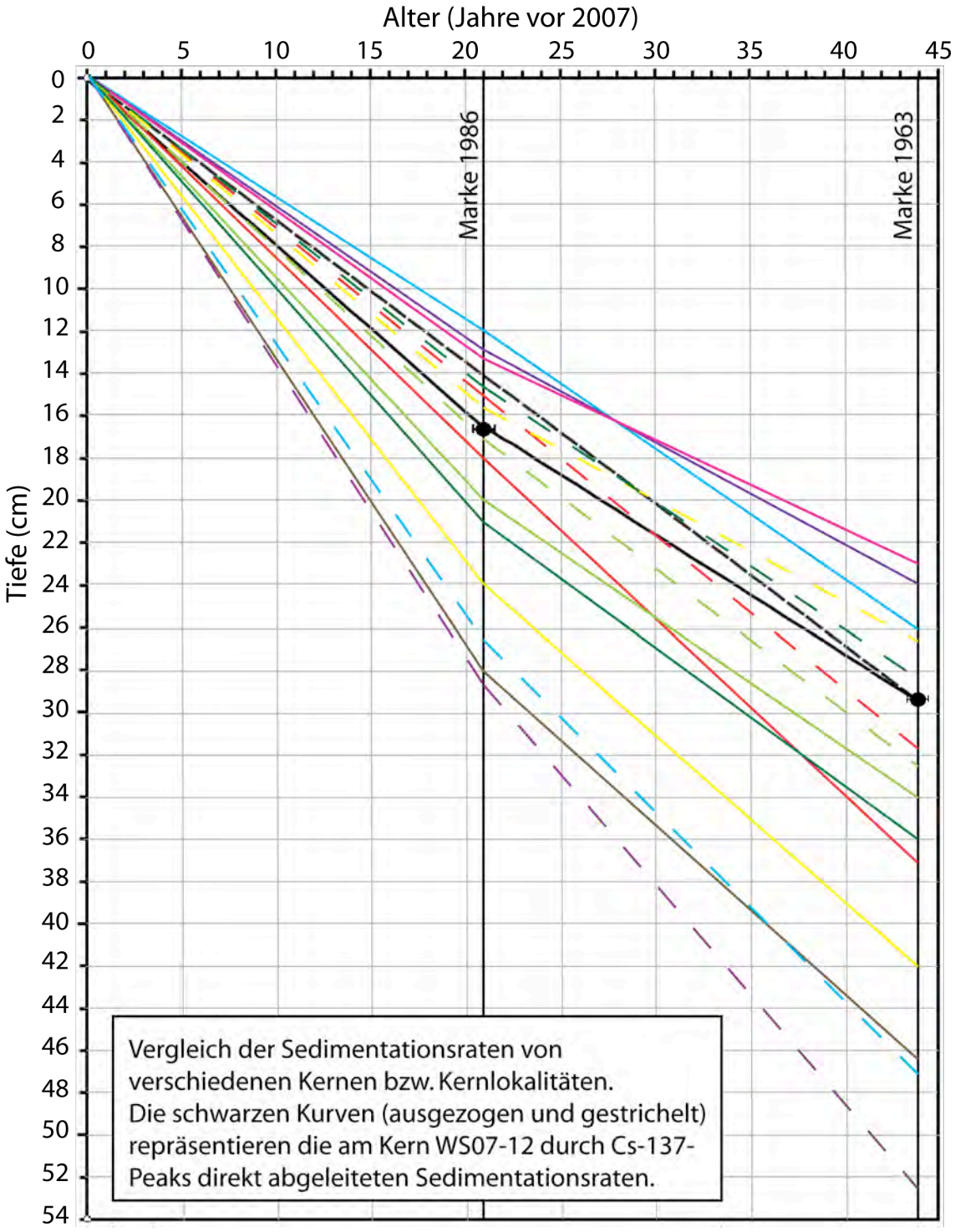


Abb. 5-22: Streuungsmuster der Sedimentationsraten von verschiedenen Kernen. Die verschiedenen Farben und Linienarten beziehen sich auf die entsprechenden Sedimentationsraten, die in der Tab. 5-2 zu vorzufinden sind.

Die durch Korrelation abgeleiteten Sedimentationsraten der verschiedenen Walenseekerne bewegen sich alle ungefähr im gleichen Rahmen. Sie schwanken zwischen 0.41 und 1.36 cm/Jahr, wobei die Mittelwerte und Mediane zwischen 0.6 und 0.9 cm/Jahr streuen. Über den gesamten See verteilt lassen sich keine signifikanten systematischen Sedimentationsveränderungen feststellen. Der zu erwartende, abnehmende Sedimentationsgradient von (bezüglich der Linthmündung) proximaleren zu distaleren Kernen zeigt sich in den Daten nicht.
Welche Sedimentationsraten bzw. Funktionsgleichungen für die Datierung von Ereignisdepositionen in den Kernen und den seismischen Profilen in den folgenden Kapiteln verwendet werden, ist in den einzelnen Fällen transparent. Eine tiefere Sedimentationsrate ist bei den tiefer liegenden Schichten festzustellen. Dieser Sachverhalt tritt aus der Tabelle 5-2, mit wenigen Ausnahmen klar hervor. Kelts (1978, zitiert aus Eberli 1984: 115) stellte an seinen Zürichseekernen fest, dass der Wassergehalt in den obersten Schichten bis zu 90% betragen kann. Er nimmt jedoch über eine Tiefe von 140 Metern relativ schnell ab. Die Walenseekerne sind jedoch zu kurz, als dass ähnliche Beobachtungen gemacht werden könnten. Die Dichtewerte nehmen mit zunehmender Tiefe nicht signifikant zu, was bedeutet, dass die Sedimentationsraten nicht kompressionsbedingt, sondern effektiv durch die in jener Periode geringeren Sedimentationsmengen zustande gekommen sind.
In den Walenseekernen bewegen sich die Bulk-Dichten in tonig bis siltigen, laminierten Sequenzen (Lithotyp 1) über die gesamten Kerntiefen um 1.5 g/cm^3, woraus sich mit der folgenden Formel ein Wassergehalt von ungefähr 70 Volumenprozent errechnen lässt:

$$[(\varnothing * 1)] + [(1-\varnothing) * 2.6] = \varphi$$

$\varnothing$: Wassergehalt
φ: gemessene Bulk-Dichte [g/ cm^3]
Der Parameter (2.6 g/ cm^3), mit welchem der zweite Term multipliziert wird, steht für die ungefähre, mittlere Korndichte.

Sandige und kiesige Lagen weisen Bulk-Dichten von 2 bzw. über 2 g/cm^3 auf und enthalten somit zwischen 20 und 40 % Wasser. Obwohl in den relativ kurzen Kernen mit zunehmender Tiefe kein genereller Dichteabnahme-Trend festgestellt werden kann, werden für weitere Berechnungen trotzdem vorsichtshalber die Sedimentationsraten von 1963 – 2007, also die mittlere Sedimentationsrate über die gesamte Tiefe beigezogen.
Gemäss Eberli (1984: 116), der die Zürichseesedimentkolonne bis auf eine Tiefe von 140 m untersucht hat, beobachtete eine signifikante, negative Korrelation zwischen der Dichte (bulk-density) und dem Wassergehalt mit der Tiefe. Im selben Mass wie die Dichte mit der Tiefe zunimmt, sinkt der Wassergehalt bzw. die Porosität. Während dieses komplementäre

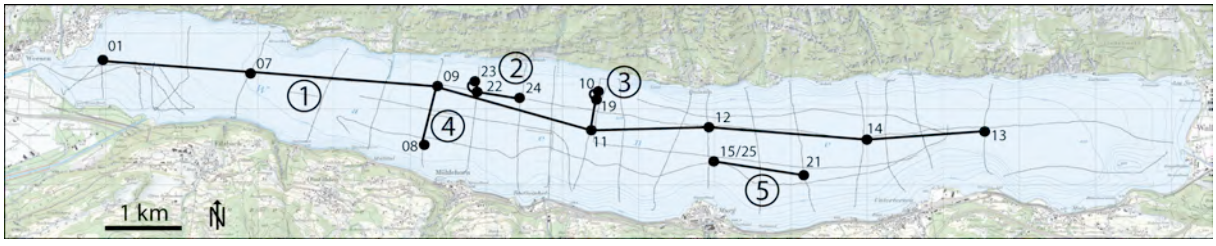
Verhalten bei der von Eberli (1984) untersuchten 140 m mächtigen Sedimentkolonne auf den Zürichsee zutrifft und beim Walensee bei gleichen Untersuchungen wahrscheinlich ähnliche Daten resultieren würden, handelt es sich bei den in dieser Arbeit verwendeten Walenseekerne um einen anderen Skalenbereich. Bei den maximal 2.6 m langen Kernen kann keine Tendenz festgestellt werden, wonach die Dichtewerte mit der Tiefe kleiner werden. Daher wird für die Datierung von tiefer in den Kernen liegenden Horizonten auch kein Korrekturfaktor verwendet, sondern linear extrapoliert bzw. andere Daten beigezogen (vgl. Kap. 6.4).

5.7 Kernkorrelationen

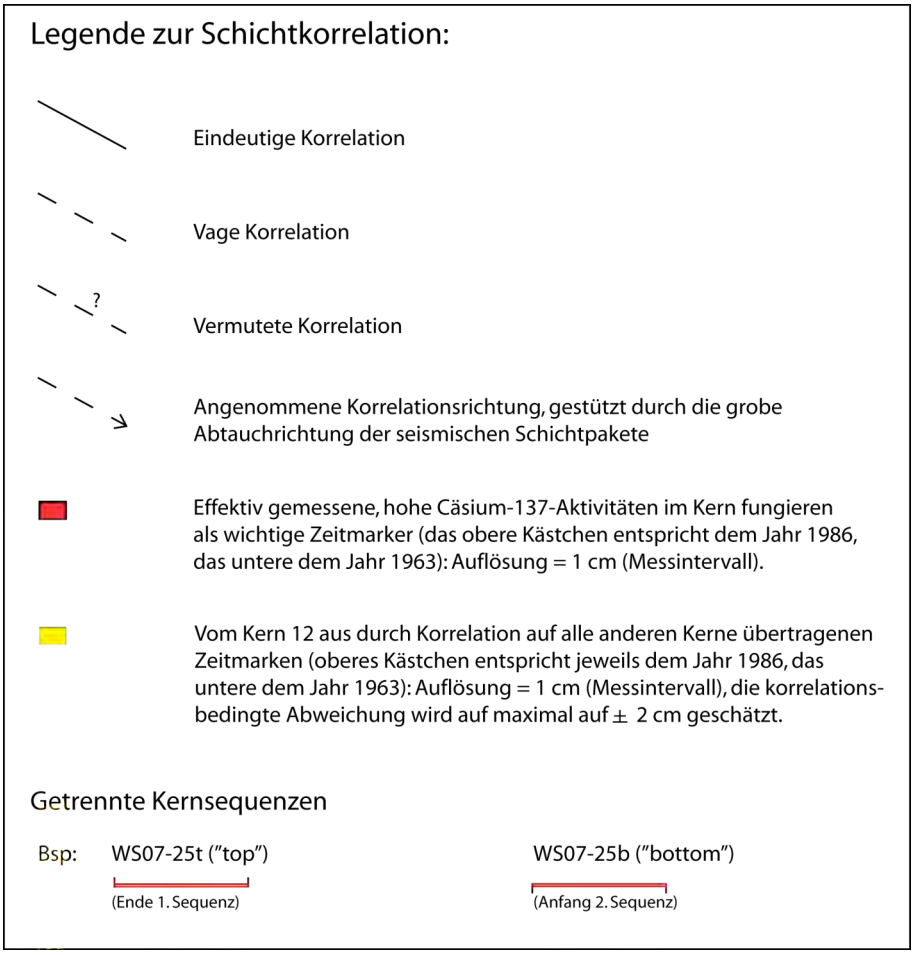
Die Kerne werden in fünf verschiedene Transsekte gegliedert und untereinander korreliert. So werden die beiden Altersmarken (Anhang B) auf sämtliche Kerne übertragen, wobei zwischen den nicht miteinander in Verbindung stehenden Transsekten mit verschiedenen Hilfstranssekten operiert wird. Auf diese Weise wird zudem durch verschiedene unabhängige Korrelationen die Genauigkeit und Zuverlässigkeit erhöht. Die 16 Kerne wurden bereits während der Feldarbeit nummeriert und weisen daher keine streng chronologische Reihenfolge auf. Die Kernnummern entsprechen also nicht einer Ordinal- sondern eher einer Nominalskala. Im Anhang sind die folgenden fünf Kernkorrelationen dargestellt und mit denselben Nummern wie auch hier versehen.

Name:		**Kernnummern: WS07 - ...**
Kernkorrelation 1:	Seemitte (W-E-Transsekt)	01 – 07 – 09 – 11 – 12 – 14 – 13
Kernkorrelation 2:	Steinbruch Quinten (S-SE);	23 – 22 (t/b) – 24 (t/b)
Kernkorrelation 3:	Quinten (W);	11 – 10 – 19
Kernkorrelation 4:	Mühlehorn (NW);	09 – 08
Kernkorrelation 5:	Murgdelta (N-NE);	21 (t/b) – 25 (t/b) – 15

Abb. 5-23: Übersicht der verschiedenen Kernkorrelations-Transsekte.



Im Folgenden ist die sich auch auf sämtliche Korrelationen (im Anhang B zu finden) beziehende Legende dargestellt:



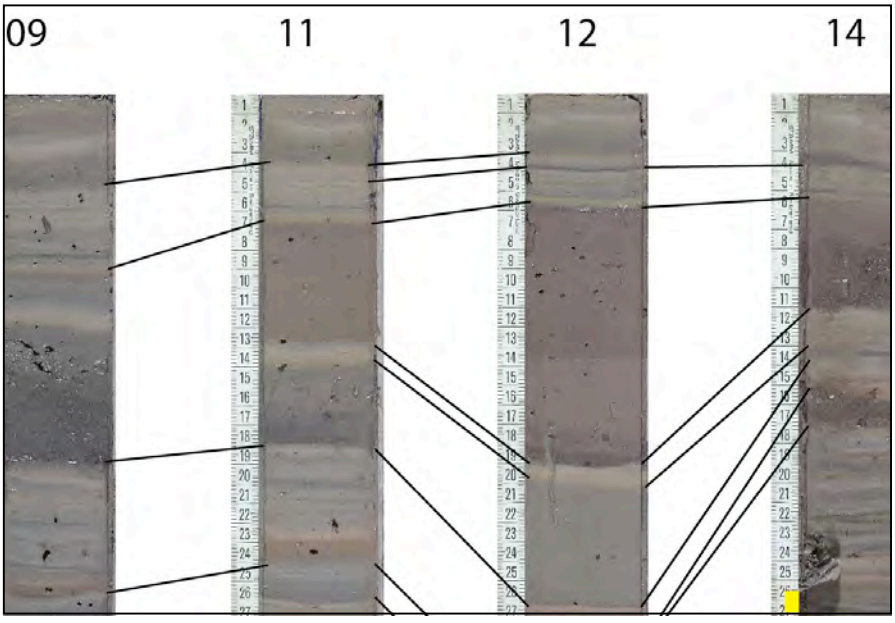
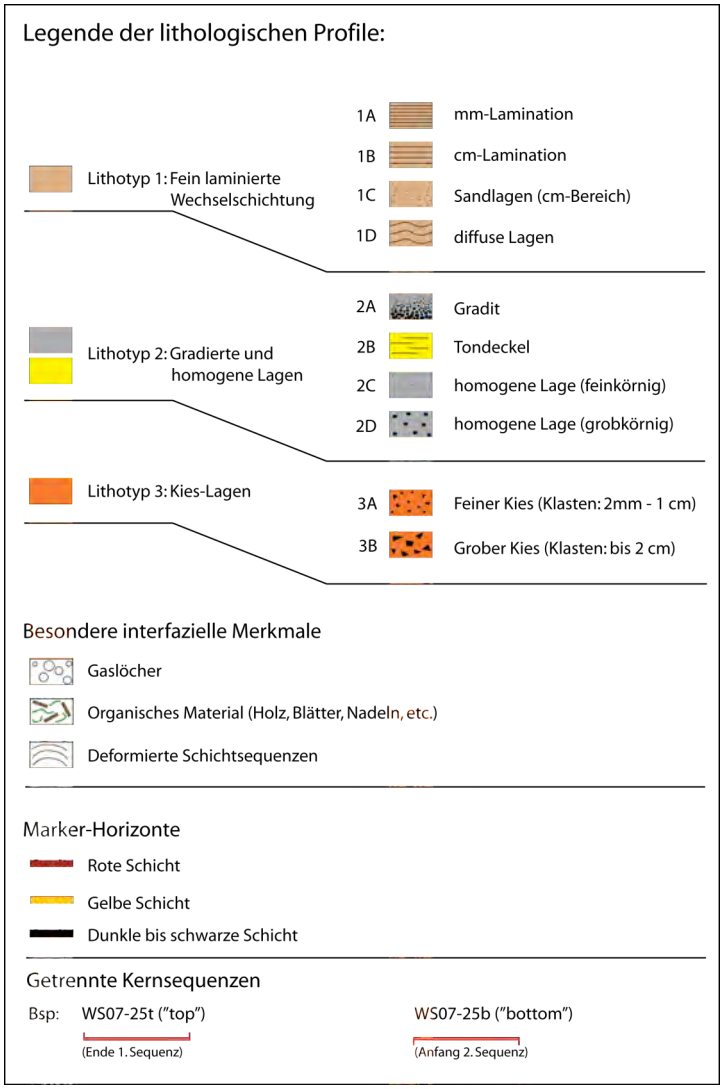


Abb. 5-24: Ausschnitt aus der Kernkorrelation 1 (Seemitte, W-E-Transsekt).

5.8 Lithologisches Profil des Referenzkerns (WS07-12)

Die lithologischen Profile sind allesamt im Anhang vorzufinden. Darauf bezieht sich auch die unten stehende Legende. Die Taxonomie der Legende beruht auf den Kapiteln 5.2 und 5.3, in denen die verschiedenen Lithotypen sowie einige spezielle lithologische Phänomene ausführlich beschrieben werden. Exemplarisch wird an dieser Stelle das lithologische Profil des Datierungs-Referenzkerns (WS07-12) dargestellt.



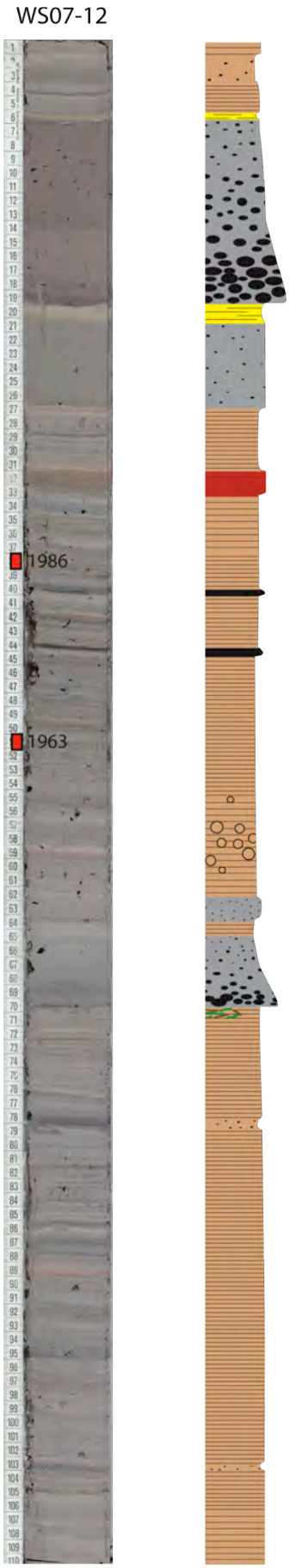


Abb. 5-25: Lithologisches Profil des Kerns WS07-12.

5.9 Diskussion

Die aus den Untersuchungen des Kernmaterials gewonnenen Ergebnisse werden in diesem Kapitel diskutiert. Eine Kern-Seismik-Korrelation wird jedoch erst im Kapitel 6.5.3 aufgegriffen.

5.9.1 Bodennahe Turbiditätsströme als Fortsetzung von Hochwasser

Die Frage, ob es sich bei den Laminae des Walensees um Warven, also um regelmässige Jahresschichtungen handeln könnte (Abb. 5-26), kann klar verneint werden. Die verschiedenen Entstehungsweisen von Warven in Seen werden in Sturm & Lotter (1995: 6-9) anschaulich beschrieben. Lambert (1976: 37) konnte mit seiner Auszählung an geeigneten Walensee-Langkernen über dem Linthschnitt eine mittlere Ablagerung von durchschnittlich zwei oder mehreren Schichtpaaren pro Jahr eruieren, was ebenfalls mit den in dieser Arbeit erfolgten Auszählungen von laminierten Kernsequenzen übereinstimmt.

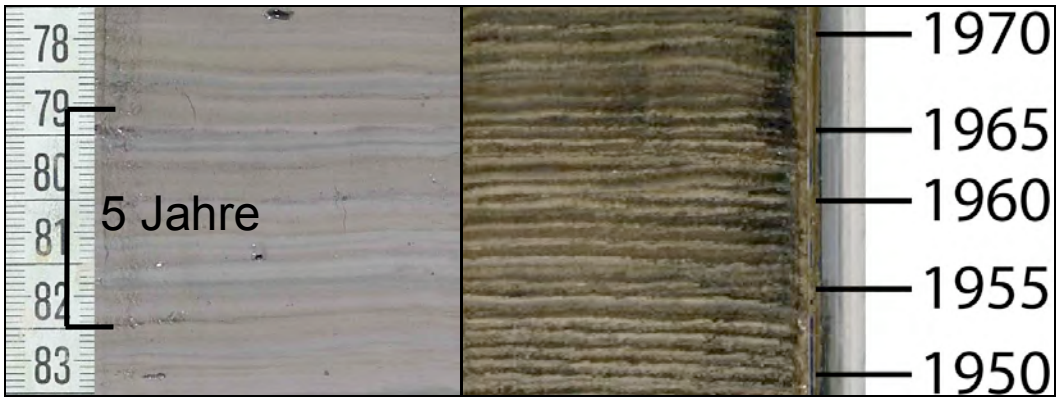


Abb. 5-26: Gegenüberstellung von Laminae des Walensees (links) und typischen, biochemisch entstandenen Warven des Zürichsees (rechts, Bild: F. Anselmetti). Die Walensee-Sedimente stammen aus dem Kern WS07-11, vom zentralen Seebecken. Sie zeichnen sich durch ihre Farbvariationen und gradierten Silt-Ton-Laminae aus. Der Kern des Zürichsees wurde an der tiefsten Stelle zwischen Herrliberg und Oberrieden gezogen. Helle Schichten enstehen durch die sommerliche Calzitausfällung, während die dunkleren Lagen vor allem die detritischen Ablagerungen des Winters repräsentieren. Nach dem gleichen Prinzip wie bei den Baumringen können mit diesen Warven Jahre abgezählt und somit Datierungen vorgenommen werden. Bei den Walensee-Laminae ist dies nicht möglich. Im dargestellten Ausschnitt wird ein Jahr durch 3 bis 4 Laminae repräsentiert (gemäss der Sedimentationsrate 1963 – 1986 von WS07-11). Der Massstab ist bei beiden Bildern derselbe.

Sowohl Schwebstoffmessungen der Landeshydrologie in der Linth bei Mollis (Spreafico et al. 2005: 94) als auch die Schwebstoffmessungen in der Seemitte zwischen Murg und Quinten, die Lambert (1976: 51-58) durchgeführt hat, bestätigen, dass pro Jahr durchschnittlich zwei Hauptschübe zu erwarten sind (vgl. Abb. 5-27). Während im Winter die Zufuhr der Feststoffe bescheiden ausfällt, wird bei der Frühjahrs-Schneeschmelze im Mai ein erster Höhepunkt erreicht. Im Juni schwächt sich diese eingebrachte Feststoffmenge jedoch wieder ab, worauf die sommerlichen Regengüsse wieder für eine Zunahme sorgen. Dies kommt in den August-Werten deutlich zum Ausdruck. Doch die gute Übereinstimmung von diesen zwei Schwebstoffmaxima und Anzahl Laminae wird durch frühere von Lambert & Hsü (1979:

457) beschriebenen Messungen mit Sedimentfallen relativiert. Während in einem Jahr auf 9 mm fünf verschieden-farbige, gut abgegrenzte Laminae gezählt wurden, konnten in den 6 mm Sediment des nächsten Jahres gar keine ausgeprägten Laminae gefunden werden. Während dem dritten Jahr wurden wieder mehr als zwei klar laminierte Schichten gezählt. Diese Befunde lassen auf jährlich relativ unstetige und komplizierte Sedimentationsprozesse im Walensee schliessen. Strömungen im Tiefenwasser – sogenannte "turbidity-underflows" – prägen als Fortsetzung der Lintheinschwemmung die Sedimentation erheblich (Lambert & Hsü 1979:459).

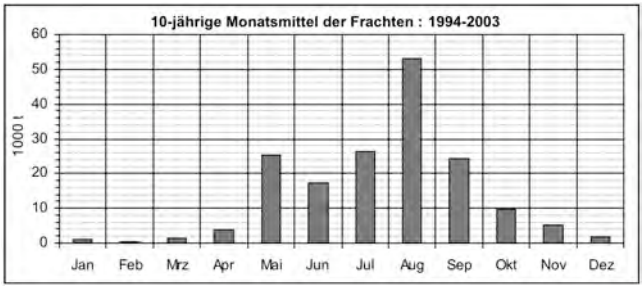


Abb. 5-27: Schwebstofffrachten der Linth, gemessen bei der Station Mollis Kupfernsteg (Spreafico et al. 2005: 94).

Die regelmässigen, feinen Laminae (Lithotyp 1) sind Ablagerungen, die durch kontinuierlich gespiesene Turbiditätsströme ("hyperpycnal flow") während Perioden mit grösserer Wasserführung (Hochwasser) der Linth gebildet werden. Aber auch mächtigere Schichten des Lithotyps 2 können durch denselben, wenn auch mit grösserer Intensität auftretenden Prozess, entstanden sein. Die Linth-Hochwasser setzen sich unter Wasser seebodennah fort, falls die thermischen Bedingungen der Wassersäule dafür stimmen. Eine Mischungszone des stehenden Seewassers mit dem strömenden Flusswasser ensteht an der Aussenfläche des Stromes. Oberflächliche, vorgängig sedimentierte Lagen werden teilweise erodiert, wobei sie mit dem eingeschwemmten Material des Einzugsgebiets weiter aussen im Seebecken als Gradite sedimentiert werden. Der grösste Teil des auf diese Weise abgelagterten Materials stammt aber direkt vom Fluss. Diese bodennahen Turbiditätsströmungen ("underflows") treten sporadisch übers Jahr verteilt auf, sind jedoch während der Schneeschmelze-Periode wenn noch keine Thermokline ausgebildet ist, und nach starken Regenfällen üblich. Bodennahe Ströme des Sees (bis 50 cm/s), die sich Richtung der tieferen Stellen fortbewegen, sind aber auch während der sommerlichen, thermischen Stratifikation gemessen worden (Lambert & Hsü 1979: 453). Dazu muss die vom Fluss zugeführte Suspension gemäss Hsü & Kelts (1985: 315) eine höhere Dichte als das umgebende Seewasser aufweisen. Sie konnten nachweisen, dass aufgrund der grossen Menge an suspendiertem Detritus während Hochwasserphasen das Linthwasser wärmer aber trotzdem dichter als das Seewasser sein kann. Die thermische Stratifikation ist demnach kein Hindernis für die Entstehung von bodennahen Turbiditätsströmen und somit für die Ablagerungen von Laminae (Lambert & Hsü 1979: 453).

Die gradierte Ausprägung der einzelnen Schichten lässt sich durch die Fluktuation der Stromstärke erklären. Diese lässt nur gröbere Partikel sedimentieren, wobei sich die feineren Fraktionen erst nach dem Unterschreiten der Maximalgeschwindigkeit absetzen können. Ein differenzielles Setzen von sich in Suspension befindenden Silt- und Tonpartikeln mit abnehmender Stromstärke ist für die Gradierung ("fining upward") der Laminae

ausschlaggebend. Die Dicke dieser partikelreichen Suspensionsschicht über dem Seeboden ("nepheloid layer", *nephos* gr. Wolke) hängt von der Strömungsgeschwindigkeit ab und ist das Resultat aus den gleichzeitig wirkenden Prozessen des gravitativen Sedimentniederschlags und der Turbulenz des Stromes. Dieser von Lambert & Hsü (1979: 459) postulierte Ablagerungsmechanismus (Zu- und Abnehmen eines Hochwassers) erklärt auch, weshalb grobsandige Gradite schwankende Korngrössenverteilungen aufweisen oder sogar lokal umgekehrt gradiert vorkommen können. Feinkörnigere Gradite sind hingegen von einer regelmässigeren ("fining upward") Korngrössenabfolge geprägt (Lambert & Hsü 1979: 453).
Die unterschiedlichen Farben der Laminae sind Signaturen des lithologisch inhomogenen Einzugsgebiets des Walensees. Jeder Zufluss führt Material mit, das den jeweiligen Unterwasserfächern zugeführt wird. Diese Materialfächer bzw. -kegel überschneiden sich teilweise mit den benachbarten Kegeln. Daher ist die vertikale Abfolge der bunten Laminae auf "underflows" verschiedenen Ursprungs zurückzuführen (Lambert & Hsü 1979: 459). Weil aber die Linth unter den Walensee-Zuflüssen sehr dominant ist (vgl. Kap. 2.2.1), erscheint der von feinen Wechsellagerungen geprägte Lithotyp 1 vorwiegend in der westlichen Seehälfte seit dem Linthschnitt 1811 auffallend häufig (Lambert 1976: 36/37).
Wie bereits erwähnt, können bodennahe Turbiditätsströme auch erosiv wirken. Im proximaleren Teil des Linth-Unterwasserfächers konnte Lambert einen 6 m tiefen und 70 m breiten, eingeschnittenen Kanal beobachten, dessen Entstehung auf die erosive Wirkung der seebodennahen Fortsetzung der Lithkanalströmung zurückzuführen ist (Lambert & Hsü 1979: 459).

5.9.2 Ereignisturbidite

Die bis anhin als Gradite bezeichneten Sedimentsequenzen treten in ganz unterschiedlichen Mächtigkeiten auf. Die Bandbreite reicht von sehr dünnen Graditen im cm-Bereich bis zu solchen, die zwischen 10 und 20 cm mächtig sind. Die im letzten Kapitel beschriebenen Prozesse, die zur Ablagerung von Graditen führen, sind jedoch nicht die einzig möglichen. Neben Starkniederschlägen bzw. Hochwasser können auch Ereignisse wie Hangrutschungen oder Blockstürze die Ursache für die Ablagerung von Graditen darstellen. Während hochwasserinduzierte Gradite – fortan werden diese als "Hochwasser-Turbidite" bezeichnet – auch in einzelnen Sequenzen invers gradiert sein können, sind die durch Massenbewegungs-Ereignisse entstandenen Gradite ("Ereignisturbidite") immer in derselben Art geschichtet ("fining upward"). Zudem sind sie dicker als Hochwasser-Turbidite, wobei in manchen Fällen aber keine Abgrenzung allein anhand der Mächtigkeit möglich ist. Auf die Ereignisturbidite im Speziellen und die entsprechenden Transport- und Ablagerungsmechanismen wird im Kapitel 6.2.2 noch detaillierter eingegangen.

5.9.3 Räumliche Verteilung der diffusen Fazies

Die diffuse Fazies (vor allem des Lithotyps 1) tritt gegen die Deltas vermehrt auf. Das dort vermehrt abgelagerte organische Material führt zu einer stärkeren Gasproduktion, womit die Störung der Schichtung erklärt wird. Als weiterer Grund für die Entstehung einer diffusen Schichtausprägung vermutet Lambert (1976: 39) ein intensiviertes Wühlen von Bodenorganismen. Falls die Sauerstoffversorgung am Seegrund ausreichend ist, kann die Lamination durch wühlende Insektenlarven und Würmer zerstört werden. Dieser Prozess der Bioturbation tritt im Fall von oligotrophen oder belüfteten eutrophen Seen auf (Bloesch & Wehrli 1995: 11). Der Nährstoffgrad der Oligotrophie trifft auf den Walensee zu, wobei damit die Bioturbation trotzdem nicht sicher belegt werden kann. Der ebenfalls oligotrophe Brienzersee ist beispielweise zu nährstoffarm, so dass keine Wühlorganismen am Boden leben können (Sturm & Matter 1978: 153).

5.9.4 Datierung und Kernkorrelationen

Dass die Datierung der Kerne mit ^{137}Cs so erfolgreich verlief, ist nicht selbstverständlich. In Kernproben von anderen Seen konnten gar keine Peaks eruiert und somit keine Alter abgeleitet werden (mündliche Mitteilung von Erwin Grieder, Eawag Dübendorf, 15.11.2007). Der Walensee bzw. diese gewählte Kernstelle im zentralen Teil davon eignet sich für diese Datierungsmethode offenbar besonders gut. Dass verschiedene Kerne so gut miteinander korrelierbar sind – wodurch sich die Altersmarken von Kern WS07-12 auch auf andere Kerne übertragen lassen – , ist zudem bemerkenswert. Über eine Distanz von knapp 10 km (Anhang B, Kernkorrelation 1) können beispielsweise entlang der Längsachse des Walensees Kerne miteinander relativ gut korreliert werden. Davon kann nur der westlichste Kern WS07-01 vage in die Korrelation miteinbezogen werden. Angesichts des stark klastischen Sedimentationscharakters und der beträchtlichen Länge des Sees (15 km) ist dies nicht unbedingt zu erwarten.

5.9.4 Jahreszuweisung von Hochwasser-Turbiditen

Die in den Sedimentkolonnen verschiedener Kerne mit dominierender Hintergrund-sedimentation (vgl. Anhang A) häufig zwischengeschalteten, gradierten Schichten kleiner bis mittlerer Mächtigkeit sind wahrscheinlich vorwiegend durch Hochwasser bedingt. Es ist jedoch schwierig, diese bekannten Ereignisse ihren direkt daraus resultierenden Turbiditen zuzuordnen und umgekehrt. Diese Feststellung machte auch schon Lambert (1976: 43). In relativ nahe beieinander liegenden Kernen können dieselben Hochwasser-Turbidite sehr variabel ausgeprägt sein, sofern diese überhaupt in beiden Kernen auffindbar sind (vgl. z.B. WS07-09 und WS07-11, Anhang A). Diese kleinräumlichen Differenzen können damit erklärt werden, dass Hochwasser sehr lokal auftreten können. Sie können im Sedimentarchiv

unter Umständen nur im Einflussbereich eines bestimmten Zuflusses beobachtet werden. Längerfristige Entwicklungen von Niederschlags-Spitzenwerte können demnach anhand von Hochwasser-Turbiditen in den Seesedimenten des Walensees nicht eindeutig bestätigt werden. Weil diese oft das Resultat von lokalen und kurzzeitigen Niederschlägen zu sein scheinen, lässt sich folgern, dass der Walensee als Klimaarchiv zu sensibel reagiert, indem er kurzzeitige und lokale Ereignisse besonders gut registriert. Diese Sensibilität ist vor allem auf das klimatisch und geologisch inhomogene Einzugsgebiet zurückzuführen, worin verschiedene Abtragungsraten vorherrschen. Dieser Sachverhalt widerspiegelt sich in den räumlich variierenden Sedimentationsraten im Walensee.

5.9.5 Verschiedene Kerntypen und Funktionen

In Kapitel 5.1 wurden 3 verschiedene Typen von Kernen bzw. -lokalitäten ausgeschieden, die über unterschiedliche Fragestellungen Aufschluss geben sollen. Der erste Typ, von dem Erkenntnisse bezüglich der räumlich variierenden Sedimentation erwartet wurden, lieferte dazu vor allem anhand des Korrelationsprofils 1 entlang der Zentrallinie des Sees einen wichtigen Beitrag. Auch die meisten anderen Kerne konnten mit dieser Zentrallinie und untereinander korreliert werden (vgl. Kap. 5.7, Anhang B).

Der zweite Kerntyp, mit dem oberflächliche Rutschungskörper- bzw. andere Ereignislagen "angestochen" werden sollten, konnte nicht für den erhofften Zweck verwendet werden. In diesen Kernen können – mit einer Ausnahme – keine von den in den seismischen Profilen gefundenen Massenbewegungs-Ablagerungen nachgewiesen werden. Die seimische Fazies lässt sich also nicht wie gewünscht mit der lithologischen Fazies kalibrieren. Für eine erfolgreiche Kern-Seismik-Kalibration sind längere Kerne (über 10 m) und somit eine aufwändigere Kerntechnik erforderlich. Aufgrund dessen wird vorhandene Literatur von ähnlichen Arbeiten zur Interpretation von seismischen Mustern beigezogen. Auf die einzige in einem Kern (WS07-22t) nachgewiesene Massenbewegungs-Ablagerung wird in der Schlussdiskussion näher eingegangen.

Eine optimale Datierung wurde mit dem dritten Kerntyp angestrebt, indem Schichten möglichst hohen Alters in den Kernen sein sollen, die datiert werden können. Zwar wurden lange Kerne mit relativ alten Schichten gewonnen, doch ist die ^{14}C-Datierung aufgrund des zu kleinen erwarteten Alters nicht angemessen (vgl. Kap. 5.6.1). Die ^{137}Cs-Methode bietet sich als Alternative an, doch wird dazu im Fall des Walensees kein langer Kern benötigt. Die ^{137}Cs-Messungen wurden demnach nicht an dem anfänglich zur Datierung vorbestimmten Kern (WS07-25), sondern an dem Kern (WS07-12) vorgenommen, der am besten in die über fast den ganzen See verlaufende Korrelation 1 eingebettet ist. Im Kern WS07-25 ist hingegen eine andere, leider nicht mit anderen Kernen korrelierbare Altersmarke vorzufinden. Ab einer Tiefe von 1.70 m folgt eine Kiesschicht bis ans Ende des Kerns, die mit dem Murgschnitt um 1600 in Verbindung gebracht wird.

6. Reflexionsseismik

6.1 Überblick über die reflexionsseismischen Profile und deren Fazies

6.1.1 Seismisches Profilnetz und Resultate vorgängiger Studien

Ein Netz hoch aufgelöster seismischer Profile von ~70 km Länge wurde über den ganzen Walensee aufgenommen (vgl. Abb. 5-1). Im mittleren Seeteil zwischen Mühlehorn und Unterterzen wurde eine engmaschige Flächenabdeckung mit S-N- und W-E-Linien generiert, wobei das seismische Profilnetz im westlichen und östlichen Teil des Sees aufgrund ungenügender Eindringung in den Untergrund und der teils diffusen seismischen Fazies weniger dicht erstellt wurde. Die Penetration der aufgezeichneten seismischen Wellen erreicht im mittleren Seeteil bis gegen 20 Meter. Bezüglich des ganzen Sees, lassen sich in den seismischen Profilen keine grossräumigen, gegeneinander abgrenzbaren Schichtpakete eruieren. Sowohl das Aufspüren des Felsbetts, wie auch die Unterscheidung zwischen glazio-lakustrinen und rein lakustrinen Sedimenten ist aufgrund der zu kleinen Eindringung bei dieser Untersuchung nicht möchlich. Ab einer Tiefe zwischen 15 und 20 Metern ist die Interpretierbarkeit des seismischen Abbildes meist sehr erschwert. Sämtliche seismischen Längs- und Quer-Profile des mittleren Walensees, welche für die folgenden Analysen beigezogen wurden, sind im Anhang D dargestellt.

Bis anhin erfolgte noch keine sedimentologische Studie des Walensees, welche auf hoch aufgelösten seismischen Daten basiert. Nachdem 1969 auf dem Walensee erstmals eine ozeanographische Seismik-Apparatur zum Einsatz kam ("Air Gun"), erfassten Finck & Kelts (1976) weitere Air-Gun-Profile, womit die Felsunterlage und die direkt darüber liegenden glazio-lakustrinen Sedimentpakete identifiziert werden konnten. Für detaillierte, hoch aufgelöste seismische Untersuchungen der Sedimentstrukturen wie in dieser Arbeit ist die damals angewendete Air-Gun-Methode jedoch zu ungenau.

6.1.2 Reflexionsseismische Profile und deren charakteristische Fazies

Anhand von Geometrien verschiedener Reflexionen und der unterschiedlichen seismischen Fazies wurde eine seismische Stratigraphie erstellt. Die relativ steilen Hänge (~20 – 45°) und der flache, gegen das Zentrum des Sees sich leicht absenkende Beckenboden charakerisieren die topographische Gestalt des Walensees (vgl. Abb. 6.1). Ein mächtiger, geschichteter Sedimentkörper zeichnet sich in allen seismischen Profilen ab. Diese "Ponding"-Geometrie, die aus der räumlich relativ gleichmässigen Beckeneinfüllung – der ungestörten Hintergrundsedimentation – resultiert, tritt auf sämtlichen Profilen deutlich hervor. Keine auffälligen Diskordanzen befinden sich im Beckenuntergrund. Demnach wird angenommen, dass in grösseren Tiefen, wo keine Penetration des 3.5 kHz-Signals mehr erfolgte, die

sedimentäre Abfolge sich auch in dieser Art fortsetzen wird. Finckh et al. (1984: 1121) zeigen in einem Air-Gun-Profil des Walensees ein solches, sich weiter in die Tiefe fortsetzendes Muster.

Neben den Deltas der Linth und der Seez, wo vermehrt grossflächig auftretende Gaseinschlüsse die seismischen Wellen am Eindringen hindern, sind auch im mittleren Seeteil laterale Deltastrukturen vorzufinden. Deutlich zeigen sich diese durch ihre diffuse seismische Fazies und niedrige Amplitude. Die verschiedenen Zuflüsse von Bergbächen manifestieren sich auf diese Weise im seismischen Abbild des Walensees unverkennbar. In der Mitte des Seebeckens ist die seismische Eindringung am grössten, während die steilen Flanken von diffusen Strukturen und teilweise auch Artefakten wie Diffraktionsmuster oder Doppelreflexionen geprägt sind.

Die Beckeneinfüllung ist durch alternierende, stark bzw. schwach reflektierende (fast transparente) Schichten bzw. Schichtpakete gekennzeichnet. Weder im oberen noch im unteren Teil sind die starken Reflexionen zahlreicher. Es sind also keine besonderen Gesetzmässigkeiten bezüglich deren Tiefenvorkommen feststellbar. Die Schichten sind über den Talboden bis in den Bereich des Hangfusses schön ausgeprägt, worauf sie sich dann im untersten Hangbeich im seismischen Bild diffus miteinander vereinen.

Bei genauerer Betrachtung gewisser Profile lassen sich aber interne Inhomogenitäten ausmachen. Zum einen sind es oft durch Gasmigration entstandene Strukturen, die sich quer durch mehrere Schichten offenbaren. In manchen Fällen sind solche senkrechten “Gaskanäle“ durch übereinander liegende, semi-transparente Hügelstrukuren in den Schichtpaketen gekennzeichnet (vgl. Anhang D, Profil f). Zum anderen werden solche Inhomogenitäten im seismischen Abbild des Untergrundes auch durch lokalitäts-fremde Massen hervorgerufen. Sedimentkörper von wenigen bis mehreren 100 Metern horizontaler Ausdehnung mit einer transparenten bzw. chaotisch-transparenten seismischen Fazies und einer lateral auskeilenden Geometrie (Monecke 2004: 75, Schnellmann 2004: 71, Strasser 2007) können im mittleren Seeteil unterhalb der steilen Abhänge beobachtet werden. Diese Erscheinungen werden in den weiteren Ausführungen als Massenbewegungen interpretiert, wobei diese im nächsten Kapitel in verschiedene Typen unterteilt und detaillierter charakterisiert werden.

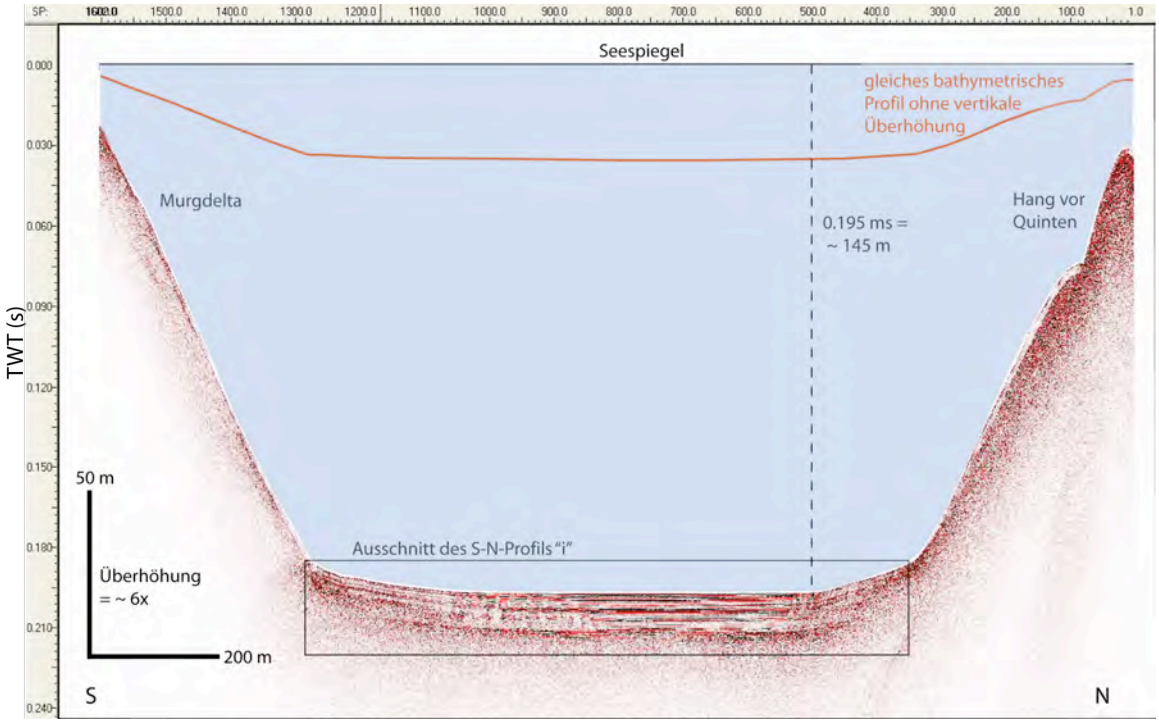


Abb. 6-1: Überhöhter S-N-Transsekt durch den Walensee mit Ausschnitt des Profils "i". Dieses wird im Anhang dargestellt und ist wiederum stark überhöht, damit optimale Bedingungen für die seismischen Analysen und einen guten Überblick herrschen. Für alle anderen seismischen Profile bzw. Profilausschnitte ist diese hier dargestellte Situation exemplarisch. Die Hänge im Walensee, bei denen die seismische Penetration nicht bzw. höchstens in der Zone des Hangfusses ausreichend ist, werden in den Profilen (Anhang D) nicht bzw. nur teilweise dargestellt.

6.2 Ablagerungstypen von Massenbewegungen

Drei verschiedene Ablagerungstypen von Massenbewegungen können aufgrund der Geometrien, der seismischen Fazies und des räumlichen Auftretens unterschieden werden. Im Folgenden werden diese Typen aber auch die damit verbundenen interpretierten Transport- und Ablagerungsmechanismen beschrieben.

6.2.1 Typ 1: Rutschungen von Hängen

Diese am häufigsten vorkommenden Massenbewegungen bzw. deren Ablagerungen wurden verteilt über den gesamten untersuchten Seeteil in den flacheren Partien unterhalb der steilen Abhänge (~20 – 45°) aber auch teilweise noch an den Hängen beobachtet. Die gegen die Seebeckenmitte dünner werdenden Körper mit deutlichem distalen Abschluss bzw. Auskeilen, die chaotische bis chaotisch-transparente seismische Fazies und die hügelige bis relativ gleichmässige Oberfläche charakterisieren diesen Ablagerungstyp (Abb. 6-2). Von den Hangflanken zum flacheren Seebecken sind die Ablagerungskörper in manchen Fällen dicker und die chaotische bis transparente Fazies ist tiefgründiger, was einen Hinweis auf die

Deformation der überfahrenen Sedimentpakete gibt (vgl. Abb 6-2, 1 und Schnellmann et al. 2006: 415). In distalen Bereichen sind die Körper hingegen relativ dünn und überlagern ungestörte oder nur oberflächlich deformierte Sedimentpakete mit kontinuierlicher Schichtung.

Die zu den entsprechenden Ablagerungskörpern gehörenden Anrisszonen, wie sie bei Schnellmann et al. (2006: 412) und Strasser (2007: 9) gefunden wurden, sind in den seismischen Daten des Walensees nicht auszumachen. Trotzdem wird davon ausgegangen, dass es sich bei diesen vorwiegend in der Beckenebene abgelagerten Sedimentkörpern grösstenteils um Rutschungsdepositionen handelt, deren Existenz durch das Abscheren und Abrutschen von Sedimentpaketen an Steilhängen begründet ist. Die Mächtigkeiten der kartierten Ruschungskörper dieser Art betragen zwischen ~0.5 m und ~3 m und bedecken Gebiete von ~500 m^2 bis ~0.5 km^2.

Als Vertreter dieses Ablagerungstyps sind auch die gegen die Seemitte flach auskeilenden Rutschungskörper von steilen, kollabierenden Delta-Foresets einzuordnen (vgl. Abb. 6-2, 2). Auch Lambert (1976: 47) erwähnt dieses öfters vorkommende Abrutschen von Sediment am Deltaabhang und bedient sich dabei des Begriffes “slumping off“. Die Rutschungsmassen bleiben aber infolge der schlechten Eindringung der seismischen Signale in den proximalen Deltazonen oftmals unentdeckt. Der Walensee ist von mehreren sich teils unter dem Seespiegel überlagernden Deltafächern geprägt, die sich – wie beispielsweise das Murger Delta – in einigen Fällen auch morphologisch als Hochzone über der Seeoberfläche offenbaren.

6.2.2 Typ 2: Megaturbidite

Rutschungen sind oft direkt von einem zweiten Ablagerungstyp überlagert, welcher gleichmässig beckenfüllend (“Ponding-Geometrie“) vorliegt und sich üblicherweise bis weit über die Fläche der Rutschungsmasse ausdehnt. Er zeichnet sich typischerweise durch die fast transparente seismische Fazies und eine relativ gleichmässige Oberfläche aus. Diese Eigenschaften sind gemäss Schnellmann (2006: 414) typisch für dicke, ausgedehnte Turbidite, welche aus grossen Massenbewegungen resultieren. Charakteristisch für Turbidite ist die gradierte Sedimentations-Abfolge über der Rutschungsmasse (vgl. Abb. 6-2, 3/5), die durch das “Ausregnen“ einer durch den Rutschungsvorgang selber generierten grossen Suspensionswolke entsteht. Der Sedimentationsvorgang ist also grundsätzlich ähnlich wie bei durch Hochwasser ausgelösten Trübeströmen, mit dem Unterschied, dass viel grössere suspendierte Massen involviert sind und dass es sich – Hochwasser dauern meist mehrere Tage – um ein plötzliches stattfindendes, “kurzes“ Ereignis handelt. Die meist sehr mächtige Trübewolke kann nicht abfliessen, sondern bleibt im Beckenzentrum eingeschlossen. Die grössten Ablagerungsmächtigkeiten sind daher – wie schon Siegenthaler & Sturm (1991: 133) im Urnersee festgestellt haben – nicht in proximaler Richtung wie bei den Hochwasser-

Turbiditen, sondern im Gegenteil weiter distal, gegen das Beckenzentrum hin zu vermuten. In den weiteren Ausführungen wird der (schon im Kapitel 5.9.2 eingeführte) Begriff "Ereignisturbidit" verwendet, sofern es sich um diesen Typ handelt.

Obwohl Ereignisturbidite im Walensee im Zusammenhang mit den meisten, mächtigen Massenbewegungen auftreten – wie dies gemäss Schnellmann et al. (2006: 414) im ebenfalls perialpinen Vierwaldstättersee der Fall ist –, sind viele davon zu geringmächtig, um in den seismischen Profilen aufgelöst zu werden. Daher werden in dieser Arbeit nur solche von >15–20 cm auskartiert. In Anlehnung an Schnellmann et al. (2006: 415/415) wird hier der Begriff "Megaturbidit" für solche, anhand der seismischen Profile kartierbaren Ereignisturbidite verwendet. Die dazu führenden Rutschungen stellen auch potentielle Auslöser für Tsunamis und "Seiche-Wellen" (stehende Wellen mit rhythmischen Oszillationen, Beeinträchtigung der gesamten Wassersäule) dar. Die bekannten Ablagerungen von Ereignisturbiditen betragen im Walensee bis etwa 55 cm (Lambert 1976: 30), wobei Schnellmann et al. (2006: 415) im Vierwaldstättersee auch schon einen Megaturbidit von bis zu 6 m nachweisen konnte. Der mächtigste in den Kernen dieser Untersuchung gefundene Ereignisturbidit befindet sich in der oberen Hälfte des Kerns WS07-12 direkt über einem anderen etwas kleineren Exemplar und beträgt 15 cm. In den seismischen Profilen wird der mächtigste identifizierte Megaturbidit auf ~50 cm geschätzt (vgl. Abb. 6-2, 3). Seismisch nicht mehr auflösbare Turbidite – mit geringerer Mächtigkeit als ~20 cm – können oft durch Reflexionen höherer Amplitude (vgl. Abb. 6-2, 3) erahnt werden (Strasser 2007: 11/12).

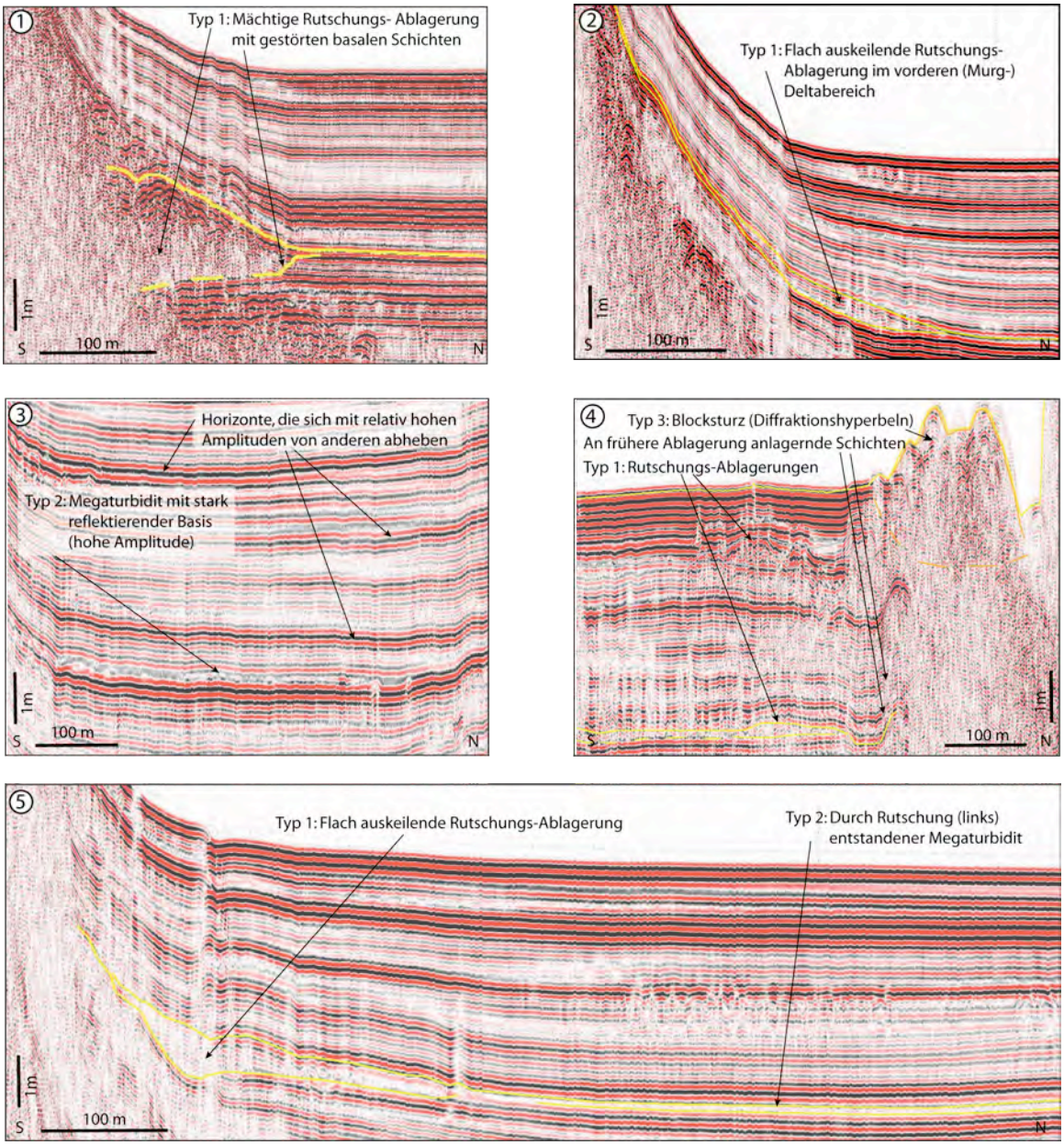


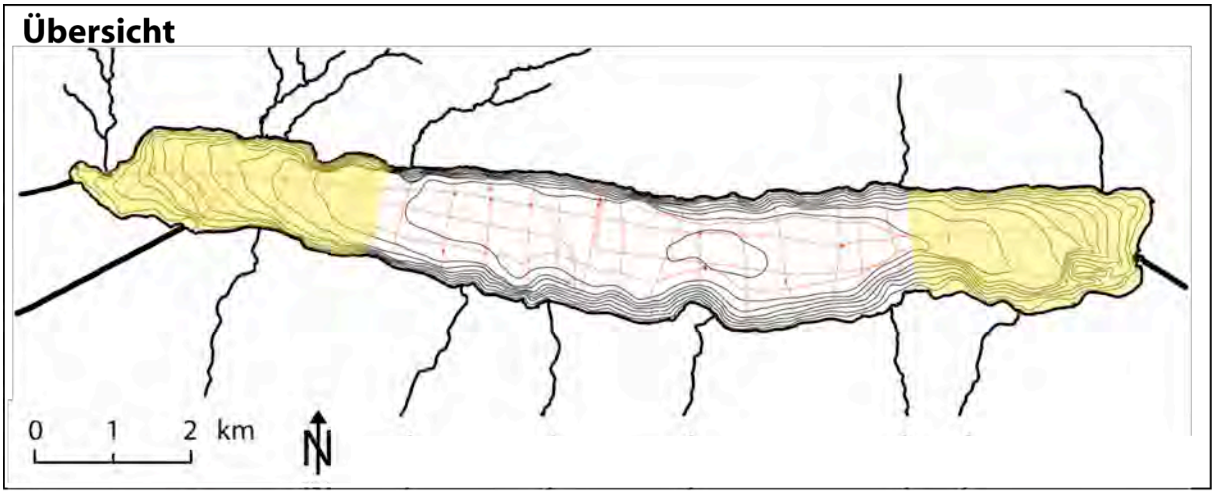
Abb. 6-2: Ausschnitte, die unterschiedliche Ablagerungstypen von Massenbewegungen illustrieren. Aus verschiedenen S-N-Profilen (1-k, 2-i, 3-d, 4-c, 5-g; vgl. Anhang D). 1) Grosse Rutschungsmasse, steil auskeilend, etwa 5 darunter liegende, dadurch zerstörte akustische Schichten. 2) Relativ dünne, flach auskeilende Rutschungsmasse eines wahrscheinlich kollabierten Delta-Foresets. 3) Megaturbidit mit schwacher Amplitude und Ponding-Geometrie. Typische, stark reflektierende basale Schicht. Weiter oben wiederholt auftretende, stark reflektierende Horizonte. 4) Stark gestörte Fazies, verursacht durch Blocksturz. 2 kleinere, auskeilende Rutschungsablagerungen, möglicherweise durch verschiedene Blockstürze ausgelöst. 5) Flach auskeilende Rutschungsmasse direkt überlagert von einem Megaturbidit, der infolge der Rutschung entstand.

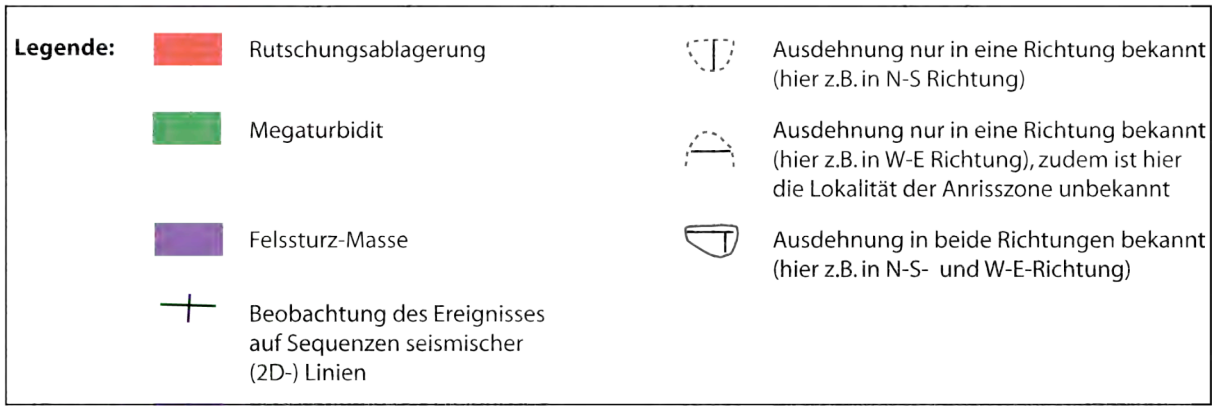
6.2.3 Typ 3: Fels-/Blocksturz

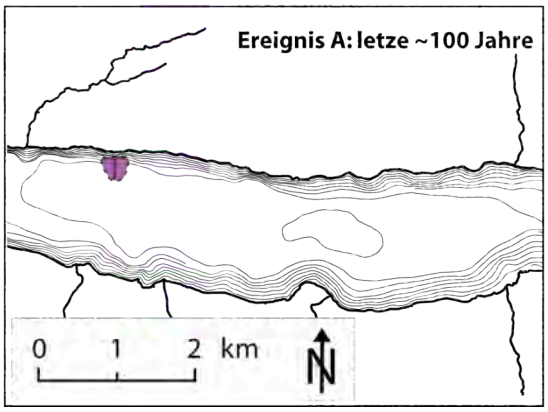
Diese Fazies mit dem dazugehörigen positiven hügeligen Relief ist chaotisch-transparent ausgeprägt und kann in den Profilen des mittleren Seebereichs nur einmal gefunden werden (Abb. 6-2, 4). Die von der sich über der Stelle befindenden senkrechten Felswand (Steinbruch westlich von Quinten) abgebrochenen Blöcke können jedoch im seimischen Profil aufgrund der dominierenden Diffraktionshyperbeln nicht genau lokalisiert werden. Die transparente Fazies ergibt sich deshalb, weil der Kegel von der hoch auflösenden Seismik nicht bzw. nur oberflächlich durchdrungen werden kann. Die an den Felssturzkegel (Längenausdehnung: ~150 m) anlagernden Reflexionsschichten zeugen aber von einem oder eventuell sogar mehreren Blockstürzen. Diese Ablagerung(en) hat/haben keine offensichtliche Basis. Durch die massive Einwirkung von den Felsmassen sind die darunter liegenden Schichtpakete zerstört worden und können so nicht mehr von der Felssturzmasse unterschieden werden. Angesichts dieser stark gestörten Zone ist eine Alterszuweisung dieses Ereignisses nur aufgrund der seismischen Befunde nicht realistisch.

6.3 Ereigniskatalog

Anhand der hoch aufgelösten seismischen Profile im mittleren Seebereich konnten 24 Ablagerungskörper von Massenbewegungen identifiziert und auskartiert werden: 20 Rutschungen von Steilhängen, 3 Megaturbidite und 1 Blocksturz. Um eine Ereignis-chronologie dieser Massenbewegungen zu erstellen, wurde jeweils der Oberflächenhorizont der Ablagerungskörper bestimmt und anschliessend derselbe Horizont in möglichst viele andere seismische Linien verfolgt um eine grosse Flächenabdeckung zu erreichen. Die genaue seismisch-stratigraphische Position eines solchen Körpers kann am besten am auskeilenden Ende eruiert werden (Schnellmann et al. 2006: 415). Im zentralen Teil davon ist es hingegen aufgrund der unruhigen, teils hügeligen Struktur oftmals schwierig die Oberfläche exakt zu bestimmen. Alle ausgeschiedenen, seismisch-stratigraphischen Horizonte haben ihren Ursprung bei einem Ablagerungskörper. Es wurde nicht erzwungen, dass mehrere Ablagerungen einem gemeinsamen Ereignishorizont angehören. Keine Interpretations-Pufferbreite um den Horizont herum wurde angewandt, so dass die Datierungen (vgl. Kap. 6.4) der einzelnen Ereignisse einen möglichst hohen Differenzierungsgrad aufweisen. Dennoch resultieren pro Horizont bis zu 8 Ereignisse. Es wurden insgesamt 12 verschiedene Ereignishorizonte identifiziert und nach ihrem aus der Stratigraphie ersichtlichen relativen Alter vom Ereignishorizont A (jung) bis zum Ereignishorizont L (alt) benannt. Die räumliche Verteilung der Ablagerungskörper, die sich auf die verschiedenen Ereignishorizonte beziehen, ist in der Abbildung 6-3 dargestellt.







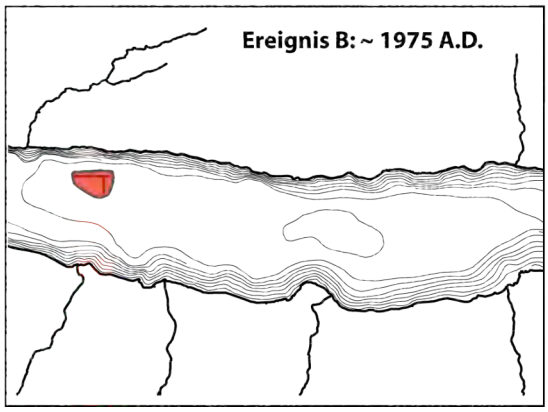


Abb. 6-3 (auch folgende Seiten): Katalog verschiedener Rutschungen bzw. Massenbewegungs-Ablagerungen im Untergrund des Walensees. Die oberste Karte zeigt das aufgenommene seismische Netz. Dieses deckt den Walensee grossräumig ab, wobei für das Kartieren und Korrelieren von Ereignissen aufgrund der teils schlechten Eindringung der seismischen Wellen (gelbe Flächen) nur Linien des mittleren Seebereichs verwendet werden konnten. In den folgenden 12 Kartenausschnitten ist gemäss den seismischen Daten die räumliche Verteilung der Ereignisse A bis L dargestellt. Das Vorgehen zur Datierung der Ereignisse wird im nächsten Kapitel aufgezeigt. Das Ereignis L konnte aufgrund seiner grossen Tiefe in den seismischen Daten nicht über die Seefläche korreliert werden. Es ist demnach nicht auszuschliessen, dass möglicherweise weitere zeitgleiche Ereignisse stattfanden. Quelle Basiskarte: Swisstopo (2003), DHM 25.

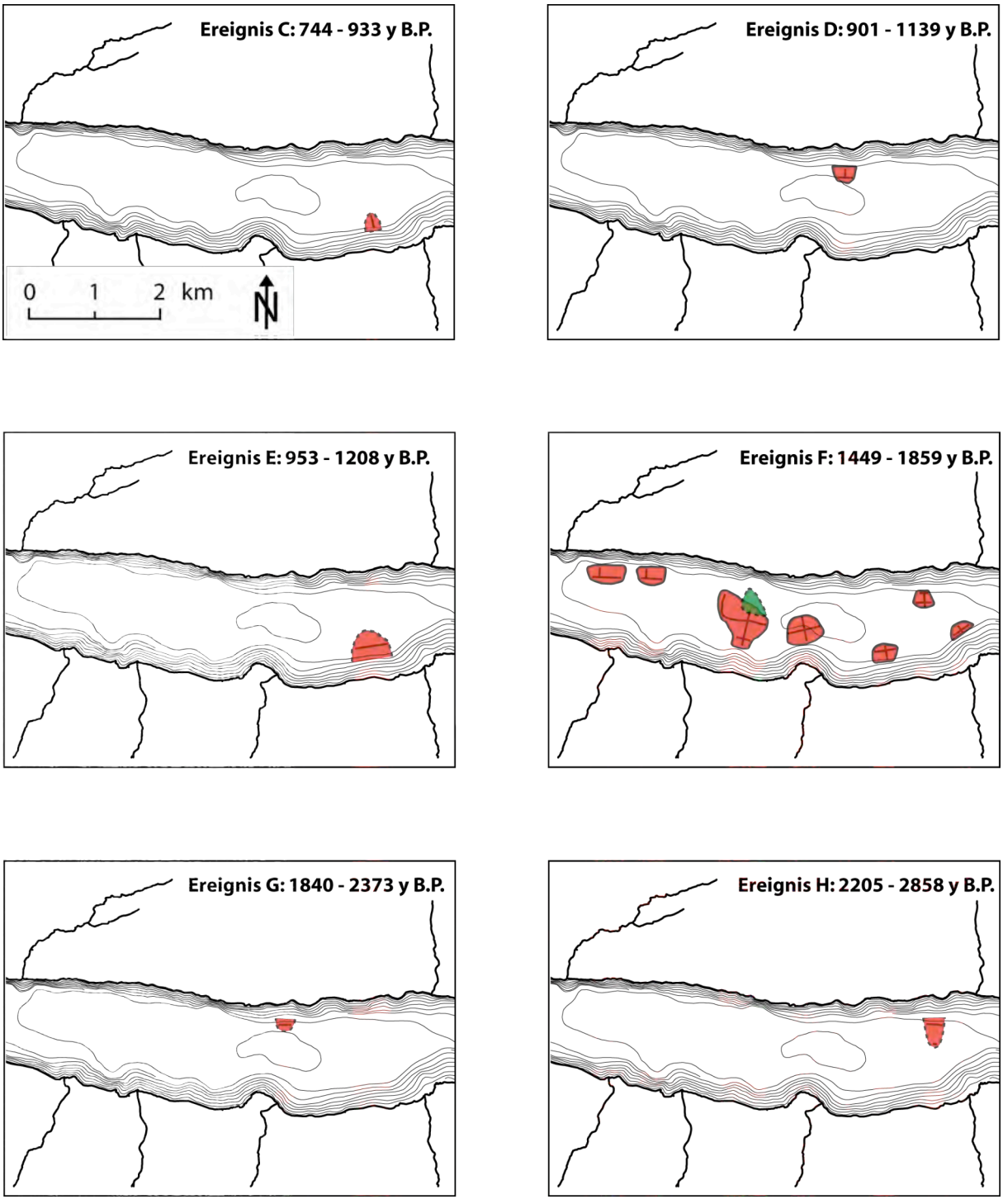

Ereignis C: 744 - 933 y B.P.
0 1 2 km
N
Ereignis D: 901 - 1139 y B.P.
Ereignis E: 953 - 1208 y B.P.
Ereignis F: 1449 - 1859 y B.P.
Ereignis G: 1840 - 2373 y B.P.
Ereignis H: 2205 - 2858 y B.P.

Abb. 6-3: Teil 2

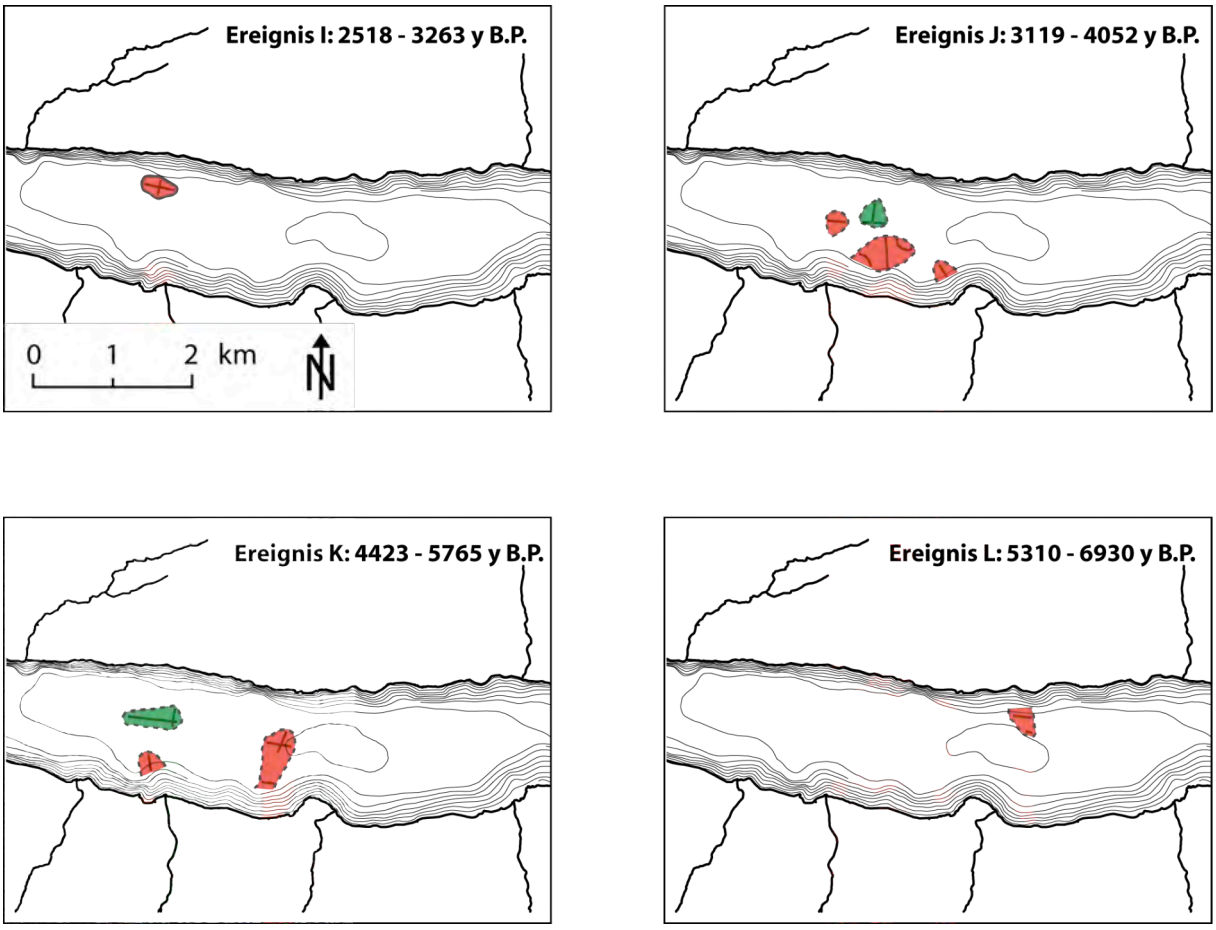


Abb. 6-3: Teil 3

Der Katalog der Massenbewegungsgeschichte (Abb. 6-3) des Walensees erhebt jedoch keinen Anspruch auf Vollständigkeit. Die Gründe sind folgende:
(1) Die limitierte Eindringung des seismischen Signals im westlichen und östlichen Teil des Walensees verunmöglichte den Einblick in grössere Tiefen und somit das Ausscheiden von potentiellen Ereignissen. Der Einfluss der Linth und Seez mit viel organischem Materialeintrag und die dadurch vermehrte Gasbildung im Sediment ist der Grund dafür. Auch die proximalen Teile von lateralen Deltas sind für eine beschränkte seismische Penetration verantwortlich. (2) Relativ kleine und/oder alte Ablagerungskörper könnten infolge Schichtstörung und Aufwirbelung durch rezentere und grössere Ereignisse nicht erkannt worden sein. (3) Manche dünne oder undeutlich sichtbare Ablagerungskörper von Massenbewegungen (meistens in der Art von Megaturbiditen) konnten nicht in den Katalog integriert werden, weil eindeutige Umrisse bzw. Auskeilungspunkte fehlten.

6.4 Altersmodell zur Datierung der Ereignishorizonte

Die Einleitung der Linth in den Walensee hatte einen grossen Einfluss auf das Sedimentationsregime und somit auch auf die Sedimentationsraten, die gemäss Lambert (1976: 42) markant anstiegen. Das an den Kurzkernen mittels ^{137}Cs-Messungen erstellte Altersmodell greift für die Datierung der ausgeschiedenen Ereignishorizonte zu kurz, zumal sich die Analyse der Kurzkerne vorwiegend auf die Zeit vor dem Linthschnitt (1811) beschränkt. Es ist daher nicht vernünftig, die bereits eruierten Sedimentationsraten vorbehaltslos in die Tiefe bis zu den entsprechenden Ereignishorizonten zu extrapolieren. Weil im Rahmen dieser Arbeit keine Langkerne zur Verfügung stehen, womit sich ^{14}C-Datierungen und Kern-Seismik-Korrelationen vornehmen liessen (vgl. Schnellmann et al. 2006, Strasser 2007), wird auf die Dissertation von Lambert (1976) über die klastische Sedimentation im Walensee Bezug genommen. Daraus wird zur Erstellung eines Altersmodells für grössere Tiefen (bis zu 12 Meter) das Resultat einer ^{14}C-Datierung beigezogen. Lambert fand ein Holzstück in einem über 5 m langen Kern in einer Tiefe von 4.23 m, welches er auf 2010 ± 110 Jahre datierte. Dieses Alter ist aber noch nicht alterskalibriert und bedarf deshalb noch einer Umrechnung (2 Sigma-Bereich), welche mit der Software CALIB REV. 5.0.1 (Stuiver & Reimer 1993) ausgeführt wurde.

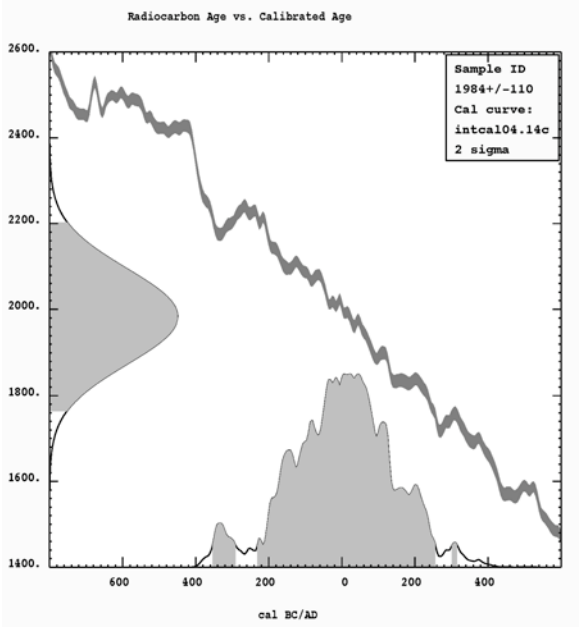


Abb. 6-4: Outputgrafik des mit der Software CALIB REV. 5.0.1 (Stuiver & Reimer 1993) kalibrierten ^{14}C-Alters. Das unkalibrierte Alter stammt von einem Holzstück aus dem Kern 10 von Lambert (1976). Unkalibriertes Alter: 1984 y B.P. ± 110 y. Grau eingefärbt sind die relativen Flächen unter der Wahrscheinlichkeitsverteilungskurve: 1) 354 - 291 cal y B.C. (0.036), 2) 231 cal y B.C – 256 cal y A.D. (0.958), 3) 302 – 316 cal y A.D. (0.006). Zur Weiterverwendung wurde die zweite Altersangabe mit einer Wahrscheinlichkeit von 0.958 gewählt.

Das mit einer hohen Wahrscheinlichkeit (0.958) resultierende kalibrierte ^{14}C-Alter des Holzstücks beträgt 231 cal. y B.C. – 256 cal. y A.D (vgl. Abb. 6-4). Diese Werte entsprechen wohl dem Alter des Holzes, nicht aber zwingend dem Zeitpunkt seiner Einsedimentierung. Da es aber, so Lambert (1976: 41), sehr unwahrscheinlich ist, dass das Holzstück vor seiner Einschwemmung längere Zeit ausserhalb des Sees gelegen ist, ohne zu oxydieren, können diese Alterswerte zur Datierung der Sedimente und zur Bestimmung der Sedimentationsraten verwendet werden.

Der Kern 10, in dem Lambert (1976) das Holzstück fand, wurde etwa in der Mitte des Walensees zwischen Murg und Quinten gewonnen. Seine Position entspricht ziemlich genau derjenigen des für diese Arbeit gezogenen Kerns WS07-12, an welchem die ^{137}Cs-Datierungen erfolgten. Der Kern WS07-12 befindet sich an der Schnittstelle von zwei seismischen Linien (Linien "i" und "q", vgl. Anhang). Somit ist dies auch bei Lamberts Kern 10 – die Genauigkeit seiner Karte ist etwas weniger detailliert – ungefähr der Fall. Durch diese besonderen Gegebenheiten lässt sich nun Lamberts kalibriertes ^{14}C-Alter des Holzstücks direkt auf den entsprechend tiefen seismischen Horizont bei dieser Lokalität übertragen. Sedimentationsraten können so durch diese zusätzliche Altersmarke abgeschätzt werden. Die identifizierten Ereignishorizonte C - L lassen sich nun mit Hilfe dieser inter- bzw. extrapolierten Sedimentationsraten ungefähr datieren. Das Ereignis bzw. die Ereignisse des Horizontes A (Blocksturz vor Steinbruch Quinten) lässt sich allein aus der Seismik nicht genau datieren und Ereignis B liegt noch im Längenbereich von Kern WS07-12, was die Datierung mit dem für die Kurzkerne erstellten Altersmodell zulässt.

Bis 1975 wird nämlich dieses durch ^{137}Cs-Aktivitätsmessungen abgeleitete Altersmodell, von 1975 bis zum Linthschnitt (1811) die Sedimentationsrate von Lambert (1976: 48) und weiter in die Tiefe die durch das kalibrierte ^{14}C-Holzalter eruierte Sedimentationsrate verwendet (Abb. 6-5). Mit diesem Vorgehen wird eine – mit den in dieser Arbeit verwendeten Kernlängen und Messungen – möglichst hohe Datierungsgenauigkeit angestrebt. Mit zunehmender Tiefe zeichnet sich jedoch eine "Schere" bezüglich der möglichen Altersspanne ab. Diese öffnet sich gegen unten zunehmend, weil das resultierende maximale und minimale kalibrierte ^{14}C-Alter (2181 bzw. 1694 cal. y B.P.) mit der Zeitmarke des Linthschnitts von 1811 A.D. in Verbindung gebracht wird und somit auch zwei unterschiedliche Sedimentationsraten (0.15 – 0.19 cm/Jahr) resultieren.

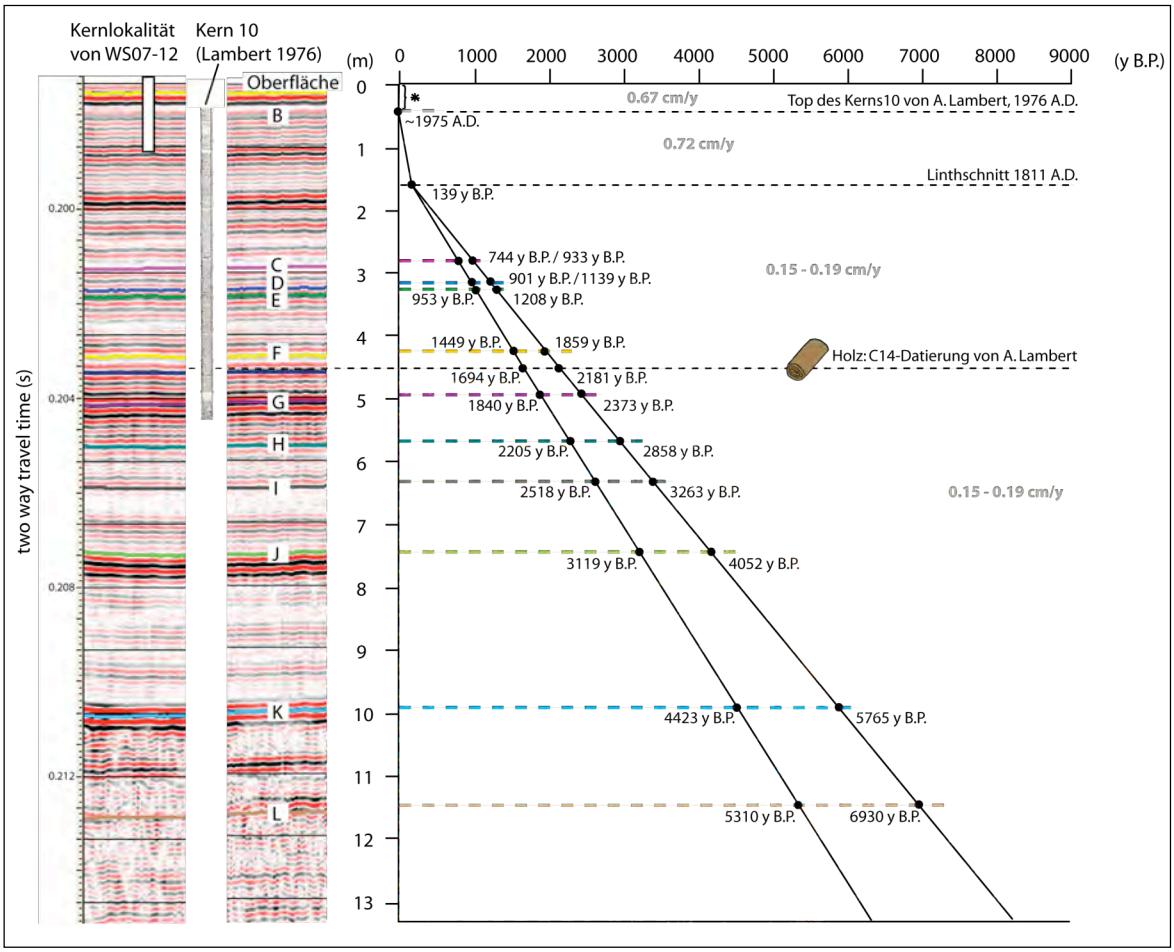


Abb. 6-5: Altersmodell zur Ereignisdatierung: Bis 1975 A.D., selber durch ^{137}Cs-Messung erstelltes Altersmodell (∗, vgl. Kap 5.6.2); bis 1811 A.D., Sedimentationsrate von Lambert (1976); ab 1811 A.D. (vor Linthschnitt) Lamberts ^{14}C-Alter kalibriert und bis zum in die Tiefe extrapoliert. ^{14}C-Holzdatierung aus Kern 10 von Lambert (1976) ermöglicht Altersabschätzung tief liegender Ereignishorizonte. Alle Horizonte (mit Ausnahme des Horizontes A, Blocksturz Quinten) sind in der Kolonne des seismischen Profils dargestellt und im Schema rechts einem extrapolierten Alter zugeordnet. Die Sedimentationsraten der entsprechenden Tiefenabschnitte sind grau dargestellt.

Im Zusammenhang mit den untersten Sedimentationsraten wurde auf eine Kompressions- und somit eine Alterskorrektur verzichtet. Tief liegende subglaziale abgelagerte, von Gletschern überfahrene und somit zusätzlich komprimierte Sedimente im Zürichsee sind gemäss den Untersuchungen von Eberli (1984: 115) sogar kompakter als marine Sedimente jeder beliebigen Tiefe. Finckh et al. (1984: 1125) konnten bei ihren seimischen Untersuchungen mit der “air gun“ aber keine solche Einheit in grösserer Tiefe nachweisen bzw. eine derartige Sequenz ausscheiden. Diese wäre in den generierten seismischen Daten dieser Arbeit ohnehin nicht erschliessbar. Zudem ist die Kompaktion, wie Eberli (1984: 116) anhand eines l54 m langen Kerns des Zürichsees aufzeigt, wahrscheinlich auch im Walensee nur bei der Betrachtung von Kernlängen dieser Grössenordnung signifikant.

6.5 Diskussion

Ausgehend vom chronologischen Katalog der holozänen Massenbewegungs-Ablagerungen und der Definition bzw. Charakterisierung verschiedener Ablagerungstypen kann eine ereignisbasierte Geschichte des Walensees rekonstruiert werden. Im Folgenden werden zudem die Auslösungs-Mechanismen der verschiedenen Massenbewegungen beschrieben. Eine Seismik-Kern-Korrelation zeigt schliesslich, dass ein historisches Ereignis sowohl im Kern als auch im seismischen Profil nachzuweisen ist.

6.5.1 Räumliche und zeitliche Verteilung der Ablagerungen

Die Ablagerungen der rekonstruierten Hangrutschungen im Walensee sind relativ gleichmässig über die hangnahen Bereiche des mittleren Seeteils verteilt, während die Megaturbidite im Bereich zwischen Murg und Mühlehorn in der Mitte des flachen Seebeckens auftreten. In dieser unterschiedlichen räumlichen Verteilung widerspiegeln sich die in Kapitel 6.2 beschriebenen Prozesse, die zu den entsprechenden Ablagerungstypen führen. Der einzige kartierte Felssturz ist 2 km westlich von Quinten auf dem Nordabhang vorzufinden, wo direkt am See die senkrechten Felswände eines mächtigen Steinbruchs in die Höhe ragen.

Die in Kapitel 6.3 katalogisierten Ereignisse sind alle innerhalb eines Zeitraumes von höchstens 7000 Jahre aufgetreten. In der jüngeren Hälfte dieser Zeitpanne wurden allerdings mehr Ereignisse gefunden als in der Zeit zwischen 4000 – 7000 Jahren. Die Gründe dafür sind nicht bekannt, wobei diese auch technischen Ursprungs sein könnten. Zum einen sind tiefere Bereiche im seismischen Abbild häufiger gestört als oberflächennahere Schichten, zum anderen kann es vorkommen, dass relativ kleine und/oder alte Ablagerungskörper infolge einer Schichtstörung und Aufwirbelung durch rezentere Ereignisse nicht erkannt werden. Demnach könnten also theoretisch in grösseren Tiefen und somit in älteren Schichten einzelne Ereignisse nicht ausgeschieden worden sein.

6.5.2 Auslösungs-Mechanismen und Zuordnung von bekannten Ereignissen

Im Ereigniskatalog des Walensees ist auffallend, dass bei drei Ereignishorizonten (F, J, K) mehr als nur eine Massenbewegung aufgetreten ist. 15 der insgesamt 24 Ablagerungskörper von Massenbewegungen sind nur in diesen 3 Ereignis- bzw. Zeithorizonten vorzufinden, was auf nicht auf einen lokalen sondern eher regionalen Auslösemechanismus hindeutet. So sind mehrere gleichzeitig entstandene Ablagerungen von Massenbewegungen ein Indiz für starke Erdbeben der Vergangenheit (Schnellmann et al 2006: 423, Strasser 2007: 22). Der im Walensee ausgeschiedene Horizont F (1449 – 1859 y B.P.) ist mit 7 zeitgleichen Rutschungen von Hängen und einem Megaturbidit eindeutig einem Paläoerdbeben zuzuordnen. Auch der Horizont J (3119 – 4052 y B.P.) mit 3 Rutschungen und einem Megaturbidit weist auf ein Erdbeben hin, welches wahrscheinlich durch eine tiefere Magnitude und/oder ein weiter vom

Walensee entferntes Epizentrum bedingt war. Die Anzahl und Grösse von mehreren Massenbewegungen eines Horizonts sind aber keine direkten Indikatoren für die Magnitude des Erdbebens. Wenn nämlich zwei Erdbeben kurz nacheinander auftreten, so wird die Anzahl und Grösse der durch das erste Beben entstandenen Ablagerungen sehr wahrscheinlich kleiner ausfallen (Schnellmann et al. 2006: 426).

Ob der Horizont K (4423 – 5765 y B.P.) wirklich einem Erdbeben zuzuordnen ist, bleibt unsicher. Dieser Zeithorizont weist nur zwei Rutschungen und einen Megaturbidit auf, während die Möglichkeit besteht, dass diese zufälligerweise ungefähr gleichzeitig, aber durch voneinander unabhängige Mechanismen ausgelöst worden sind. Der Megaturbidit ist wahrscheinlich im Zusammenhang mit einer oder – bei Gleichzeitigkeit – beiden Rutschungen abgelagert worden.

Den drei Paläoerdbeben, die von Schnellmann (2004) und Strasser (2007) sowohl im Vierwaldstättersee als auch im Zürichsee nachgewiesen werden konnten, werden die folgenden Alter zugeordnet: ~2210 y B.P., ~11`600 y B.P., ~13`700 y B.P. Die zwei Letzten kommen für die zeitliche Korrelation mit den Erdbeben im Walensee aufgrund des 7000 Jahre bei weitem übersteigenden Zeithorizonts nicht in Frage, während das Erste zeitlich keinem im Walensee registrierten Erdbeben zugeordnet werden kann.

Im Gegensatz zu den Ereignishorizonten mit mehreren synchronen Massenbewegungs-Ablagerungen können den Horizonten mit singulären Massenbewegungen keine seismischen Prozesse oder nur kleinere Beben als Auslöser zugeschrieben werden. Starke Erdbeben kommen dafür nicht in Frage, weil diese mehrere Hänge zur gleichen Zeit destabilisieren würden (Schnellmann et al. 2006: 426). Für die singulären Ereignisse (C, D, E, G, H, I, L) – alles Rutschungen von Hängen – wird die Ursache für die Auslösung bei den stark mit Sediment "beladenen" und dadurch allmählich steiler werdenden Hängen vermutet, die sich durch ein auch aseismisch mögliches, plötzliches Abgleiten der Sedimentmassen "entladen" können.

Dem Ereignis A kann mindestens ein Felssturz zugeordnet werden, wobei die Datierung aufgrund der chaotischen Fazies und fehlenden Auskeilungspunkte nicht möglich ist, sondern nur ein Alter von ~100 Jahre grob abgeschätzt werden kann. Archivinformationen über die in diesem Steinbruch nieder gegangenen Felsstürze helfen dabei aber weiter. So ist der Felssturz 1946 bei Quinten als Ursache für das Ereignis A plausibel, zumal an dieser Stelle sonst keine weiteren Felsstürze bekannt sind. Ein ähnliches, aber viel grösseres terrestrisches Ereignis mit erheblicher Einwirkung auf das Seebecken des Walensees ist im Osten des speziell untersuchten Seebereichs in den Sedimenten zu beobachten. Diese postglaziale Massenbewegung, die von Hantke (1992: 210) ungefähr um die Wende Spätpleistozän-Holozän datiert wurde, ist bewusst nicht in den Ereigniskatalog integriert, weil dazu bzw. zum genauen Alter noch keine Untersuchungen erfolgten. Der riesige Ablagerungskörper dieses Bergsturzes ist in den seismischen Profilen ebenfalls als chaotisch-transparente, hügelige bzw. sehr unruhige Struktur abgebildet (Abb. 6-6). Viele Diffraktionshyperbeln

prägen den Bereich der Bergsturzmassen und verunmöglichen einen Einblick in grössere Tiefen. Daran, ob der Bergsturz wirklich so alt ist, lässt sich aber mit der Betrachtung des Seismischen Profils (Abb. 6-6) zweifeln. Auf dem Ablagerungskörper fehlt nämlich eine mächtige Sedimentüberdeckung, was darauf hindeutet, dass der Bergsturz auch jünger sein könnte als Hantke postuliert.

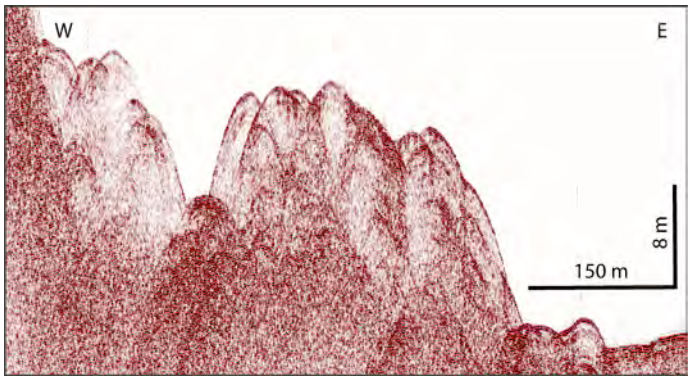


Abb. 6-6: Im südlichen W-E-Profil vermutete Bergsturzmasse zwischen Unterterzen und Walenstadt. Über das Alter dieses Ereignisses herrscht noch Unklarheit.

6.5.3 Seismik-Kern-Korrelation anhand des Felssturzes von Quinten 1946

Ein einziger Fall lässt den direkten Vergleich zwischen einer sowohl im Kern als auch im seismischen Profil gefundenen Ereignislage zu. Es handelt sich um die Stelle des Kerns "WS07-22t", welcher etwas südlich der westlich von Quinten liegenden Felssturzfazies (vgl. Kap. 6.2.3) gezogen wurde. Das Ereignis, welches den Horizont "B" definiert, befindet sich etwa in derselben Tiefe (1.05 m) wie die 2 cm mächtige Kieslage im Kern. Eine genaue Altersabschätzung dieses Ereignisses aufgrund des seismischen Profils ist nicht möglich, wobei die Datierung dieser Kiesschicht am Kern durch die darüber liegenden, diffus abgegrenzten Gradite massiv erschwert wird. Die aus den Zeitmarken der oberen Hälfte des Kerns eruierte Sedimentationsrate darf nicht ohne Korrektur in die Tiefe extrapoliert werden. Berücksichtigt man aber die in kurzer Zeit abgelagerten Gradite, so lässt sich die Kiesschicht und somit der Horizont "B" zeitlich ungefähr mit dem Felssturzereignis "A" von 1946 korrelieren. Die Kieslage zeigt aber nicht die wahre Mächtigkeit der Rutschungsablagerung des Horizonts "B", weil diese in proximaler Richtung abnimmt. Im seismischen Abbild ist dies nur unklar zu erkennen, weshalb die vermutete Basis der Rutschung "gestrichelt" eingezeichnet wurde (Abb. 6-7). Mit dem Kern wurde demnach die Rutschung an ihrem ganz äusseren Rand getroffen. Die maximale Mächtigkeit des Ablagerungskörpers beträgt gemäss den seismischen Informationen ~80 cm. Wahrscheinlich wurde diese Rutschung durch die plötzliche Krafteinwirkung des Felssturzes von 1946 ausgelöst und kann somit als eine sekundäre Massenbewegung bezeichnet werden. Aufgrund der vorzufindenden kiesigen Lithologie müsste die dazu führende Massenbewegung aber eher als felssturzinduzierter

"Schuttstrom" bzw. subaquatischer "Debris-Flow" interpretiert werden. Insofern kann die Vorstellung des klassischen Rutschungskörpers für diesen speziellen Fall revidiert werden.
Die Horizonte "A" und "B" werden im Ereigniskatalog trotzdem als einzelne Horizonte ausgeschieden, weil allein aufgrund der seismischen Interpretation keine zeitliche Korrelation zulässig ist. Mit dem Kern "WS07-22t" ist der Schluss, dass diese Ereignisse zur selben Stunde erfolgten, hingegen zulässig. Zudem wurde im 78 cm langen Kern "WS07-23" auf der Hauptsturzmasse, welcher mit Berücksichtigung aller eingeschalteter Gradite bis ungefähr 1950 zurückreicht, die Felssturzlithologie nicht "angestochen". Dieser Befund spricht ebenfalls dafür, dass die Felssturzablagerung älter als ~1950 sein muss und somit wahrscheinlich das bekannte Ereignis von 1946 abbildet.

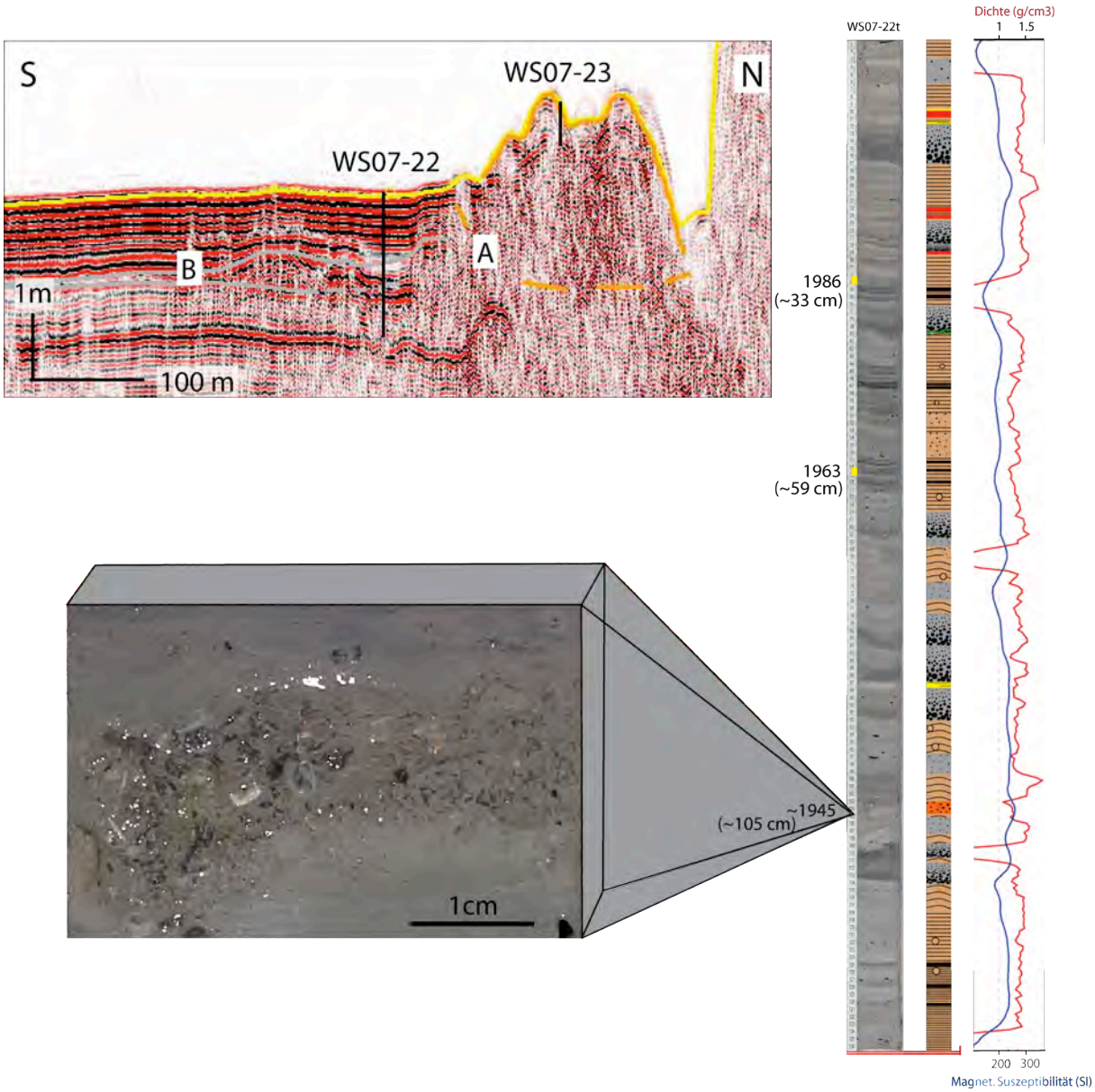


Abb. 6-7: Kern-Seismik-Korrelation. Oben ist ein Ausschnitt des seismischen Profils "c" dargestellt. Südlich der Felssturzmasse befindet sich im Horizont "B" die Ablagerung einer Massenbewegung. Rechts abgebildet ist die obere Hälfte des Langkerns (WS07-22) mit den gemessenen Dichte- bzw. Suszeptibilitäts-Werten.

7. Schlussfolgerungen und Ausblick

7.1 Schlussfolgerungen

Die Untersuchung des Walensees anhand eines Netzes seismischer Profile und Sedimentkernanalysen ermöglicht einerseits ein besseres Verständnis der kontinuierlichen Sedimentationsprozesse im Seebecken, andererseits lassen sich Ablagerungskörper von Massenbewegungen identifizieren. Entsprechende früh-holozäne bis historische Ereignisse können aufgrund ihrer bis heute noch erhaltenen Spuren charakterisiert und datiert werden. Die verschiedenen Ereignistypen sowie deren Verteilung und Häufigkeit sind in einem bis ~7000 Jahre zurückreichenden, chronologischen Ereigniskatalog grafisch dargestellt und zusammengefasst. Gleichzeitig in grösserer Zahl auftretende, seismisch ausgelöste Massenbewegungen können dabei von aseismischen subaquatischen Hangrutschungen oder Megaturbiditen unterschieden werden. Damit aber ausgehend von der Häufigkeit und dem räumlichen Auftreten spezifischer Ereignisstypen eine Wiederkehrrate und somit ein Gefahrenpotential für Mensch und Infrastruktur sinnvoll abgeschätzt werden kann, bedarf es noch weiterführender Studien über die Ereignisgeschichte des Walensees.

Nachfolgend finden sich zusammenfassend die wichtigsten Schlussfolgerungen dieser Arbeit:

(1) Insgesamt 24 Ablagerungskörper von Massenbewegungen werden anhand der seismischen Daten identifiziert: 20 Rutschungen von Steilhängen, 3 Megaturbidite und 1 Blocksturz.

(2) Diesen 24 Ablagerungskörper werden 12 verschiedene Ereignisse zugeordnet und datiert. 2 davon (F: 1261 – 1859 y B.P. bzw. J: 3119 – 4052 y B.P.) werden als Paläoerdbeben interpretiert, die 8 bzw. 4 über den mittleren Seebereich verteilte Massenbewegungen gleichzeitig auszulösen vermochten.

(3) Ein Ereignis (K: 4423 – 5765 y B.P.) könnte ebenfalls als ein schwaches Erdbeben gedeutet werden, wobei gemäss den Befunden auch zwei unabhängig voneinander stattgefundene Rutschungen mit sekundär ausgelöstem Megaturbidit denkbar sind.

(4) Es ist kein Ereignis zu finden, welches mit einem von Strasser et al. (2007) und Schnellmann (2004) rekonstruierten Paläoerdbeben korrelierbar ist. Das angesichts der maximal rekonstruierbaren Zeitspanne des Walensees (~7000 B.P.) einzig in Frage kommende Erdbeben (~2210 y B.P.) zeigt im Walensee, also im Nordosten des bisher postulierten Epizentrums, keine positiven Evidenzen. Dieser Befund könnte als relevanter Baustein zur Optimierung der von Strasser et al. (2006) entwickelten Paläoepizentrum-Modellierung dienen. Gemäss diesem Modell ist eine minimale Erdbeben-Intensität von 7 erforderlich damit subaquatische Hänge abrutschen können. Diese wurde im Walensee offenbar nicht erreicht.

(5) In den bis maximal ~400 Jahre zurückreichenden Walenseekernen sind relativ viele Hochwasserereignisse in Form von gradierten Lagen (Turbidite) zu finden. Diese

können jedoch mit dem in dieser Arbeit verwendeten Altersmodell nicht ausreichend genau datiert werden. Für ^{14}C-Messungen sind die Sedimente in den Kernen hingegen grösstenteils zu jung.

(6) Über eine Distanz von knapp 10 km entlang der Längsachse des Walensees sind die Kerne miteinander relativ gut korrelierbar, was die Übertragung der nur an einem Kern gemessenen Altersmarken ermöglicht.

(7) Ein Altersmodell wurde mit zwei verschiedenen Methoden erstellt. Einerseits wurden ^{137}Cs-Messungen eines Kurzkerns vorgenommen und zwei sich klar abzeichnende Aktivitätsmaxima (Tschernobyl 1986, Atomtests 1963) weiterverwendet, andererseits diente ein ^{14}C-datiertes, aber noch unkalibriertes Holzstück aus der Dissertation von Lambert (1976) zur Bestimmung tiefer liegender Einheiten.

7.2 Ausblick auf offene Forschungsfragen

Einerseits werden in diesem Kapitel konkrete Vorgehensweisen für neue, noch ungeklärte Fragen näher beleuchtet, wobei andererseits verschiedene weiterführende Ideen zur Operationalisierung der in dieser Arbeit formulierten Fragestellungen präsentiert werden.

Im Walensee wurden reflektionsseismische Daten in dieser hoch aufgelösten Form erstmalig akquiriert und bearbeitet. So gewähren diese einen detaillierten Einblick in den Untergrund bis in eine Tiefe von ~15 m und stellen gewissermassen das Grundgerüst der Arbeit dar, worauf sich unter anderem die gewählten Kernlokalitäten und -längen stützen. Daher wäre es für eine weiterführende Studie interessant, möglichst lange Kerne zu gewinnen (bis ~20 m), womit das seismische Abbild in der vollständigen Tiefe kalibriert werden könnte. Mit diesen langen Kernen könnten ebenfalls tiefer liegende, seismisch erkennbare Körper von Massenbewegungen genauer untersucht und charakterisiert werden. Zudem wären ^{14}C-Messungen – vorausgesetzt es liesse sich organisches Material finden – in grösseren Tiefen sinnvoll. Das Altersmodell könnte so entscheidend verbessert werden. Der durch die Extrapolation der einzigen verwendeten ^{14}C-Messung in die Tiefe resultierende "Alters-Schere" (vgl. Kap. 6.4) liesse sich so vermeiden und Sedimentationsraten wären exakter zu bestimmen.

Gezielt könnte der bisher noch nicht untersuchte Bergsturz von Unterterzen anhand von Langkernen datiert werden. Auch historische Ereignisse könnten anhand der Spuren im Sediment noch spezifisch untersucht werden. Für die Felsrutschung bei Mühletal wäre ein lokal dichteres Netz von seismischen Linien lohnenswert. So könnte man die Rutschungsmasse lokalisieren und der Fragestellung entsprechende Kernstellen definieren.

Spannend wäre auch die Ermittlung der genauen Alter der verschiedenen Erdbebenhorizonte, die sich dann vielleicht mit historischen oder in anderen Seen registrierten Erdbeben korrelieren liessen. Eine zuverlässige Gefahren- bzw. Wiederkehrraten-Abschätzung aufgrund von Paläoerdbeben bedingt nämlich eine Vielzahl von zeitlich möglichst weit zurück-

reichenden Seearchiven, die innerhalb einer Region studiert werden müssen (Schnellmann et al. 2006: 426).

Eine von Hilbe et al. (2008) kürzlich erstmalig in der Schweiz eingesetzte Methode ("Swath Bathymetry") zur hoch aufgelösten Abbildung der Seeboden-Topographie wäre für weiterführende Untersuchungen höchst spannend. Mit einer horizontalen und vertikalen Auflösung von ~1 m bzw. ~10-20 cm sind potentielle Strukturen wie Rutschungskörper, Canyons in Deltas, Stauchwülste, Anrissnischen von Rutschungen oder andere Unregelmässigkeiten des Seebodens problemlos abzubilden. Diese Daten, welche keine Information des Untergrundes enthalten, lassen sich daher sinnvoll mit seismischen Profilen kombinieren. Insbesondere lässt sich mit solchen Bildern das Netz von seismischen Profillinien optimieren, indem beispielsweise über gezielten Seebodenstrukturen ein dichteres Netz aufgenommen wird.

Selbstverständlich könnten dem Walensee in weiterführenden, aufwändigeren und mit erheblich höheren Kosten verbundenen Untersuchungen noch viele spannende Geheimnisse entlockt werden. Mit der Rolle des sich über die unermessliche reiche Natur wundernden Kindes (Max Planck, 1858-1947) werde ich mich – trotz meiner zahlreichen Erkenntnisse – und werden sich wohl auch die zukünftigen "WalenseeforscherInnen" abfinden müssen bzw. dürfen.

Bibliographie

AMMANN M. (1988). Herkunft und Zusammensetzung von Silt in fliessenden Gewässern und Stauseen - Geotechnische Abtragsanalysen im Alpenraum. Beiträge zur Geologie der Schweiz, Schweizerische Geotechnische Kommission. Kümmerly & Frey AG, Geographischer Verlag, Bern, 119 S.

ANSELMETTI F.S., BÜHLER R., FINGER D., GIRARDCLOS S., LANCINI A., RELLSTAB' C. & STURM M. (2007). Effects of Alpine hydropower dams on particle transport and lacustrine sedimentation. Aquatic Sciences, 69, S. 179-198.

ARNAUD F., MAGAND O., CHAPRON E., BERTRAND S., BOES X., CHARLET F. & MÉLIERES M.-A. (2006). Radionuclide dating (^{210}Pb, ^{137}Cs, ^{241}Am) of recent lakesediments in a highly active geodynamic setting (Lakes Puyehue and Icalma - Chilean Lake District). Science of the Total Environment 366, S. 837-850.

BAFU (2007). Abteilung Hydrologie. GIS mit dem digitalen Höhenmodell dhm25 der swisstopo berechnet. Gewässernetz vom vector200 der swisstopo.

BRANDENBERGER R. (1993). Das Linthwerk – ein Stück Schweiz. Hans Konrad Escher von der Linth-Gesellschaft, Mollis, 118 S.

BLOESCH J., WEHRLI B. (1995). Entstehung natürlicher Sedimentarchive. EAWAG (Eidgenössische Anstalt für Wasserversorgung, Abwasserreinigung und Gewässerschutz) news, 38D, S. 10-12.

BRÖNNIMANN C. (2006). Klimavariabilität im jüngeren Holozän – die Sedimente des Engstlensees. Diplomarbeit, Geologisches Institut, ETH Zürich, 129 S.

BUSSMANN, F. (2006). The sediments of Lake Lauerz – a new approach to establish the timing of the Rossberg landslide succession and the chronology of exceptional rainfall events. Diplomarbeit, Geologisches Institut, ETH Zürich, 82 S.

DEPLAZES G. (2005). Seesedimente auf der Flimser Bergsturzmasse: Ein neuer Ansatz zur Datierung der grössten Massenbewegung der Alpen (~9490 – 9460 cal. y BP). Diplomarbeit, Geologisches Institut, ETH Zürich, 136 S.

EBERLI G. P. (1984). Water content and bulk density of Zübo sediments. Contributions to Sedimentology 13, S. 115-124.

EGLI M., BRANDOVA D., CHERUBINI P., OCHS S.I., (2006). Mosaiksteine der Geochronologie: Methoden und Anwendungsbeispiele, Skript der Universität Zürich, 200 S.

ESCHER H. C. (1804). Bericht über die Versumpfungen am Wallen-See, ihre Ursachen und die Mittel dagegen. Beilage 2 in: Aufruf an die Schweizerische Nation zur Rettung der durch Versumpfungen ins Elend gestürzten Bewohner der Gestade des Wallen-Sees und des unteren Linth-Thales, 1807. S. 23-43.

FINCK, P. & KELTS, K. (1976). Geophysical Investigations into the Nature of Pre-Holocene Sediments of Lake Zurich. Eclogae Geologicae Helvetiae, Vol. 69, Nr. 1. Birkhäuser Verlag. Basel, S. 139-148.

FINCK P., KELTS K., LAMBERT A. (1984). Seismic stratigraphy and bedrock forms in peri-alpine lakes. In: Geological Society of America Bulletin, Nr. 95., S. 1118-1128.

GAMMETER S., FORSTER R., ZIMMERMANN U. (1996). Limnologische Untersuchung des Walensees 1972-1995: Bericht zuhanden des Baudepartements des Kantons St. Gallen und der Baudirektion des Kantons Glarus. Wasserversorgung Zürich, Qualitätsüberwachung, 36 S.

GILLI A. (1999). Die Sedimente der Schwendiseen (Wildhaus, Toggenburg): Rekonstruktion von Umweltveränderungen. Diplomarbeit, Geologisches Institut, ETH Zürich, 75 S.

GILLI A., ANSELMETTI F.S., ARIZTEGUI D., MCKENZIE J.A. (2003). A 600-year sedimentary record of flood events from two sub-alpine lakes (Schwendiseen, Northeastern Switzerland). Eclogae Geologicae Helvetiae, Vol. 96, Nr. 1. S. 49-58.

HAEBERLI W., FRAUENFELDER R., KÄÄB A., WAGNER S. (2004). Characteristics and potential climatic significance of "miniature ice caps" (crest- and cornice-type low-altitude ice archives). In: Journal of Glaciology, Vol. 50, Nr. 168, S. 129-136.

HANTKE R. (1992). Eiszeitalter – Die jüngste Erdgeschichte der Alpen und ihrer Nachbargebiete. Ecomed Fachverlag, Landsberg, 730 S.

HANTKE R., SCHÜEPP M., THOMAS E. A., SCHANZ F., WALTER J., VICNTINI H., BUSSMANN C., RUOFF U., ZIEGLER P. (1979). Der Zürichsee und seine Nachbarseen. Office du Livre & Buchverlag NZZ, 224 S.

HILBE M.J., ANSELMETTI F.S., EILERTSEN R., HANSEN L., WILDI W.(in press). Discovering the lake floor of Vierwaldstättersee: A pilot study applying swath bathymetry. Abstract Volume of 16. SwissSed-Meeting, 23.2.2008.

HSÜ K., KELTS K. (1985). Swiss Lakes as a Geological Laboratory, Part 1: Turbidity Currents. Naturwissenschaften 72, S. 315-321.

HUBER A. (1982). Felsbewegungen und Uferabbrüche an Schweizer Seen, ihre Ursachen und Auswirkungen. In: Eclogae Geologicae Helvetiae, Vol. 75, Nr. 3. Birkhäuser Verlag. Basel, S. 563-578.

HURNI L., SIEBER R., HUBER S., JELLER P., RÜEGSEGGER M., SCHMID C. SIEBER R. WIPF A. (2004). Atlas der Schweiz 2.0. Institut für Kartografie der ETH Zürich (IKA), Bundesamt für Statistik (BFS) und Bundesamt für Landestopografie (swisstopo).

JÄCKLI, H. (1958): Der rezente Abtrag der Alpen im Spiegel der Vorlandsedimentation. In: Eclogae Geologicae Helvetiae, Vol. 51, Nr. 2. Birkhäuser Verlag. Basel, S. 354-365.

JUNG G. (1990). Seen werden, Seen vergehen - Entstehung, Geologie, Geomorphologie, Altersfrage, Limnologie und Ökologie. Ott Verlag Thun, 207 S.

KANTON ST. GALLEN (2007). Der Zustand des Walensees. http://www.afu.sg.ch/home/daten_fakten/bereiche/wasser/seen/walensee.html. Zugriff: 11.10.2007.

KELTS K. (1998). Components in lake sediments: Smear slide identifications. Link: http://lrc.geo.umn.edu/smears/smsl.html. Zugriff: 5.10.2007.

LAMBERT A. (1976). Über die klastische Sedimentation im Walensee. Dissertation, Geologisches Institut, ETH Zürich, 113 S.

LAMBERT A. (1978). Eintrag, Transport und Ablagerung von Feststoffen im Walensee. In: Eclogae Geologicae Helvetiae, Vol. 71, Nr. 1. Birkhäuser Verlag. Basel, S. 35-52.

LAMBERT A. (1980). Die Entwicklung des Linthdeltas im Walensee zwischen 1931 und 1979. In: Eclogeae Geologicae Helvetiae, Vol. 73, Nr. 3. Birkhäuser Verlag. Basel, S. 877-880.

LAMBERT A. (1984). Neuvermessung und geologische Kartierung des Walensees. In: „wasser, energie, luft“, 76. Jg, Heft 7/8, S. 149-152.

LAMBERT A., HSÜ K. J. (1979). Non-annual cycles of varve-like sedimentation in Walensee, Switzerland. In: Sedimentology, 26, S. 453-461.

LAST M., SMOL P. (2001). Tracking Environmental Change Using Lake Sediments. Kluwer Academic Publishers. Volume 1, 584 S.

MAISCH M. (2004). Gletscher im Treibhausklima der Erde. In: Die neue Schulpraxis. Themenheft Gletscher, Heft 6/7, S. 48-50.

MONECKE K. (2004). Earthquake-induced deformation structures in lake deposits - A Late Pleistocene to Holocene paleoseismic record for Central Switzerland. Dissertation ETH, No. 15569. Zürich. 153 S.

MÜHR B. (2007). Klimadiagramme - Klima in Glarus http://www.klimadiagramme.de/Europa/Schweiz/glarus.html. Zugriff: 23.10.2007.

MÜLLER B.U. (1995). Das Walensee-/Seeztal – eine Typusregion alpiner Talgenese. Geologisches Institut der Universität Bern. 219 S.

N.N. (2007). Radiocäsium in der Umwelt, Cs -137. http://www.environmentalstudies.de/Radiooekologie/Radiocaesium/Cs_1/cs_1.html. Zugriff: 6.10.2007.

NEUE ZÜRCHER ZEITUNG, NZZ. (1924/1946). Berichterstattung über Schlipfsturz bei Mühlehorn und Felssturz bei Quinten. Ausgaben vom 10.11-10.12.1924; 4.9-5.9.1946; 15.2.1989.

PFISTER C. (1999). Wetternachhersage – 500 Jahre Klimavariationen und Naturkatastrophen (1496 - 1995). Verlag Paul Haupt, Bern, 304 S.

PLANCK, M. (1858-1947). Zitate. http://www.zitate.de/ergebnisse.php?kategorie=&stichwort=&autor=Planck%2C%3F%2FMax&x=11&y=7. Zugriff: 7.11.2007.

PRESS F., SIEVER R. (1995). Allgemeine Geologie. Spektrum, Akademischer Verlag, Heidelberg, 602 S.

VON SALIS G. (1998). Single channel high-resolution seismic profiling of lakes in Switzerland and West Africa. Diploma Thesis, Institute of Geophysics and Geology, ETH Zurich, 107 S.

SCHINDLER C. (2004). Zum Quartär des Linthgebiets zwischen Luchsingen, dem Walensee und dem Zürcher Obersee - Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz. Landesgeologie, BWG, 159 S.

SCHNELLMANN M. (2004). Late Quarternary Mass-Movements in a Perialpine Lake (Lake Lucerne, Switzerland) – Sedimentary Processes, Natural Hazards and Paleoseismic Reconstructions. Dissertation ETH, No. 15533. Zürich. 130 S.

SCHNELLMANN M., ANSELMETTI F.S., GIARDINI D., MCKENZIE J.A. (2006). 15000 years of mass-movement history in Lake Lucerne: Implications for seismic and tsunami hazard. Eclogae Geologicae Helvetiae, S. 409-428.

SIEGENTHALER C., STURM M. (1991). Die Häufigkeit von Ablagerungen extremer Reusshochwasser. Die Sedimentationsgeschichte im Urnersee seit dem Mittelalter. Mitteilung Bundesamt für Wasserwirtschaft 4, S. 127-139.

SLETTEN K., BLIKRA L.H., BALLANTYNE C.K., NESJE A., DAHL S.O. (2003). Holocene debris flows recognized in a lacustrine sedimentary succession: sedimentology, chronostratigraphy and cause of triggering. The Holocene, 13(6), S. 907-920.

SPREAFICO M., LEHMANN C., JAKOB A., GRASSO A. (2005). Feststoffbeobachtung der Schweiz - Ein Tätigkeitsbereich der Landeshydrologie. Berichte des BWG, Serie Wasser, Nr. 8, Bern, 100 S.

SPREAFICO M., WEINGARTNER R. (2005). Hydrologie der Schweiz – Ausgewählte Aspekte und Resultate. Berichte des BWG, Serie Wasser, Nr. 7, Bern, 23 S.

SPIESS ET AL. (2002). Schweizer Weltatlas. Konferenz der kantonalen Erziehungsdirekoren (EDK). 240 S.

STRASSER M. (2007). Mass-movement event stratigraphy in Lake Zurich: A record of varying seismic and environmental impacts. Dissertation, Kapitel 3, Geologisches Institut, ETH Zürich.

STRASSER M., ANSELMETTI S., FÄH D., GIARDINI D., SCHNELLMANN M. (2006). Magnitudes and source areas of large prehistoric northern Alpine earthquakes revealed by slope failures in lakes. Geology 34, S. 1005-1008.

STRASSER M., SCHINDLER C., ANSELMETTI F.S. (in press). Late Pleistocene earthquake-triggered moraine dam failure and outburst of Lake Zurich, Switzerland.

STUIVER M., REIMER P. J. (1993). CALIB Radiocarbon Calibration, Version 5.0.2. http://radiocarbon.pa.qub.ac.uk/calib. Zugriff: 16.1.2008.

STURM M., MATTER A. (1978). Turbidites and varves in Lake Brienz (Switzerland): deposition of clastic detritus by density currents. In: Spec. Publs int. Ass. Sediment. Nr. 2, S. 147-168.

STURM M., LOTTER A.F. (1995). Lake sediments as environmental archives. EAWAG (Eidgenössische Anstalt für Wasserversorgung, Abwasserreinigung und Gewässerschutz) news, 38D, S. 6-9.

SWISSTOPO (2006). Swiss Map 25, 6 – Ostschweiz. Bundesamt für Landestopographie.

SWISSTOPO (2003). Höhenmodell – DHM25 Basismodell. Bundesamt für Landestopographie.

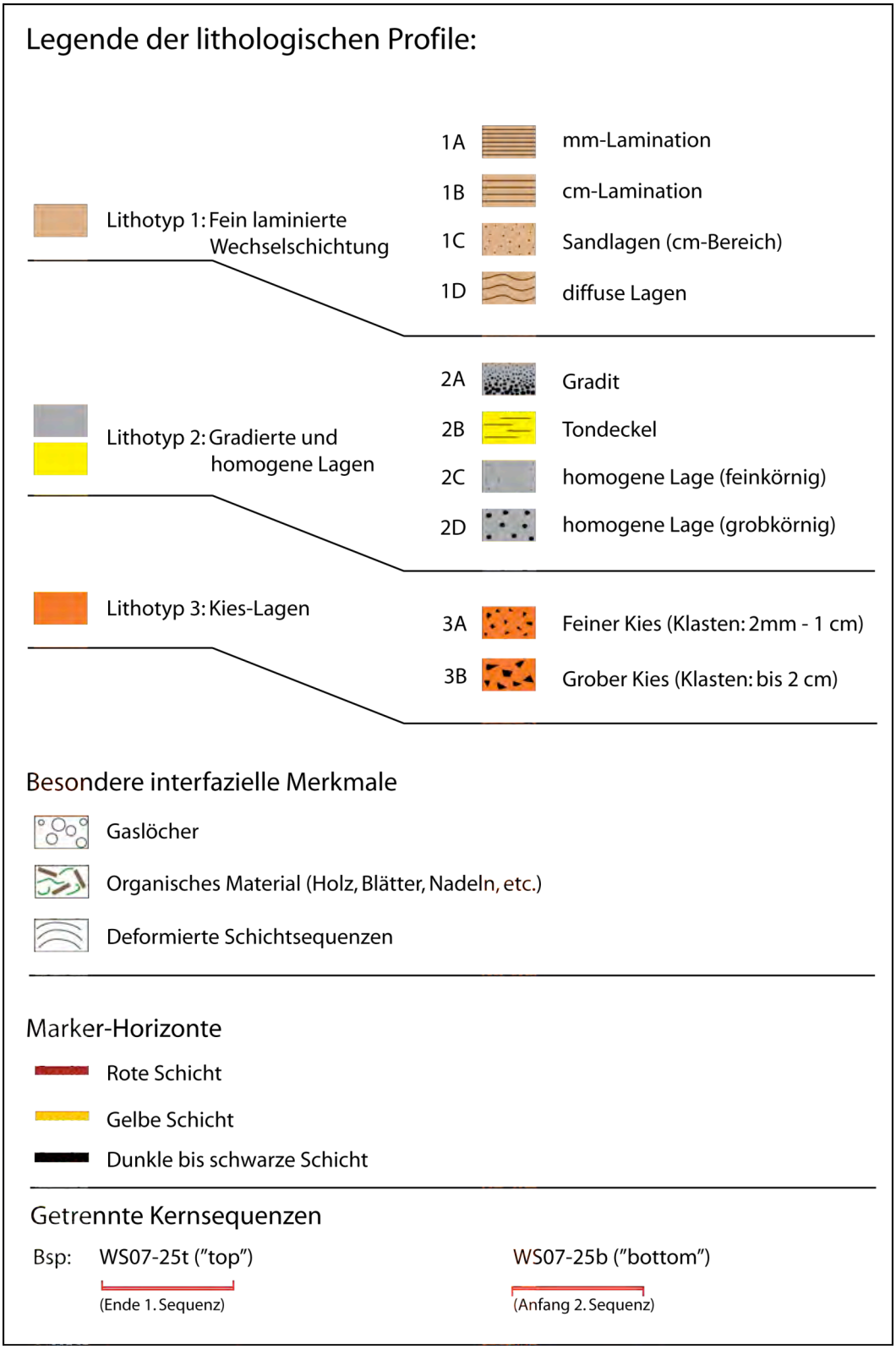
TRÜMPY R. (1969). Die helvetischen Decken der Ostschweiz: Versuche einer palinspastischen Korrelation und Ansätze zu einer kinematischen Analyse. Eclogeae Geologicae Helvetiae, Vol. 62, Nr. 1. Birkhäuser Verlag. Basel, S. 105-142.

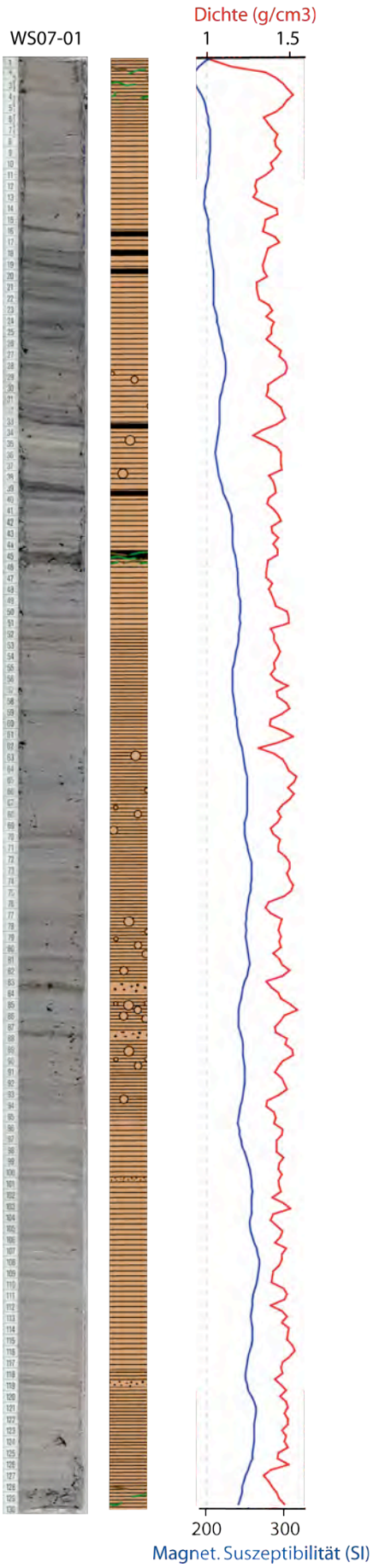
VISCHER D. L. (2003). Die Geschichte des Hochwasserschutzes in der Schweiz – Von den Anfängen bis ins 19. Jahrhundert. Berichte des BWG, Serie Wasser, Nr. 5, Bern, 209 S.

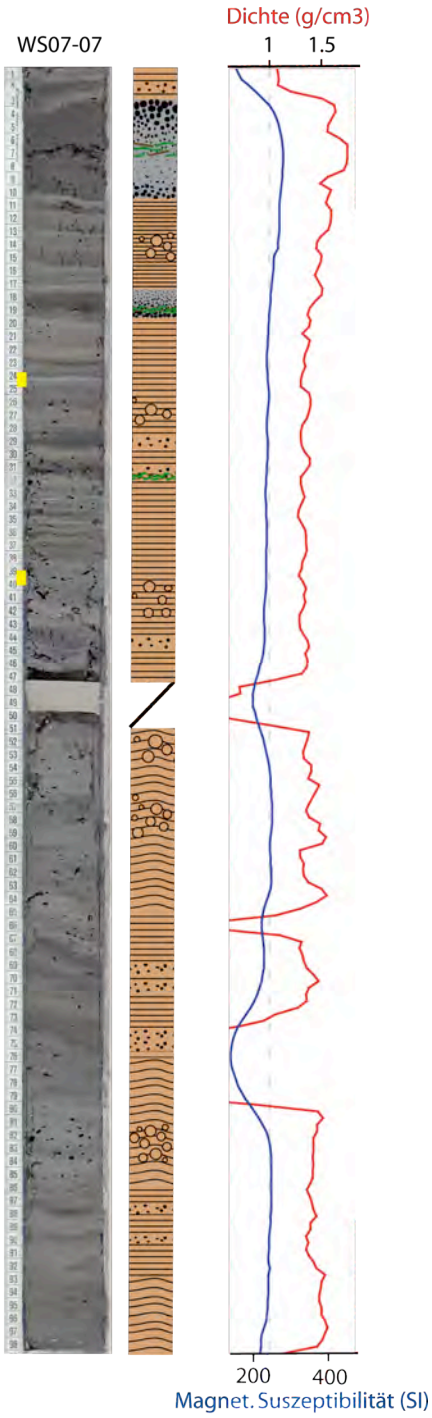
WAGNER A. (2005). Altersbestimmung von jungen Gesteinen und Artefakten. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart, 277 S.

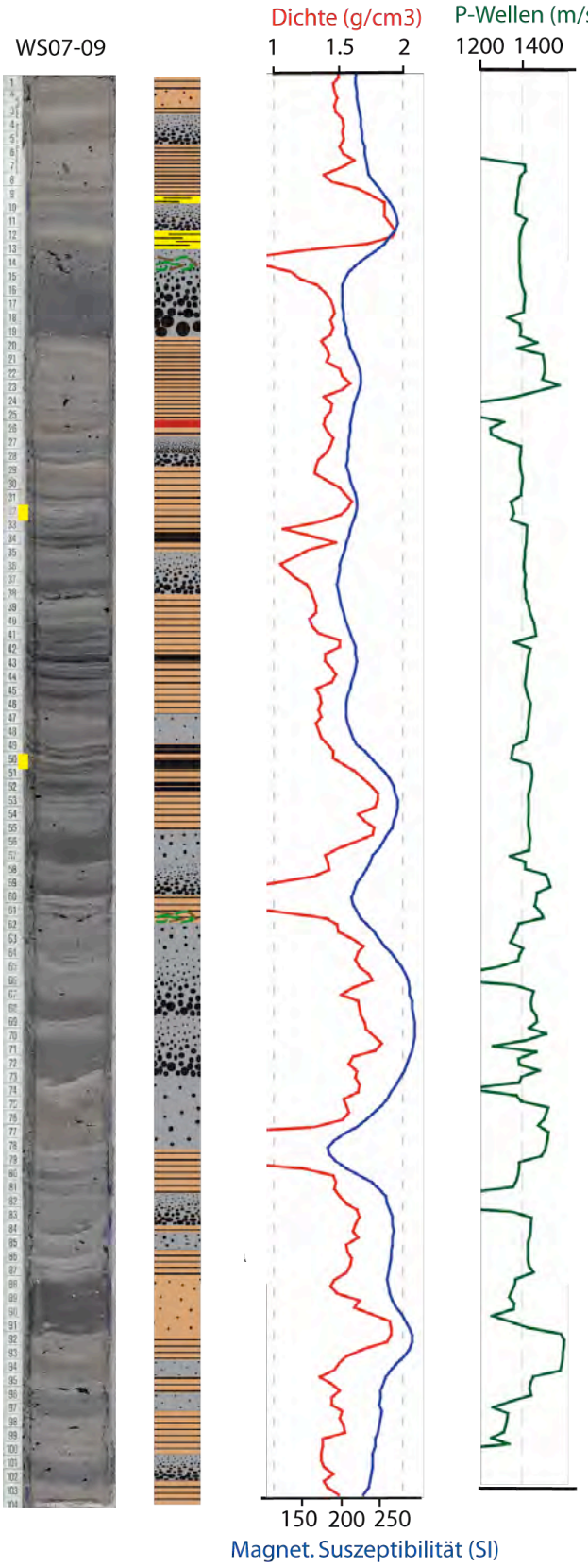
Anhang

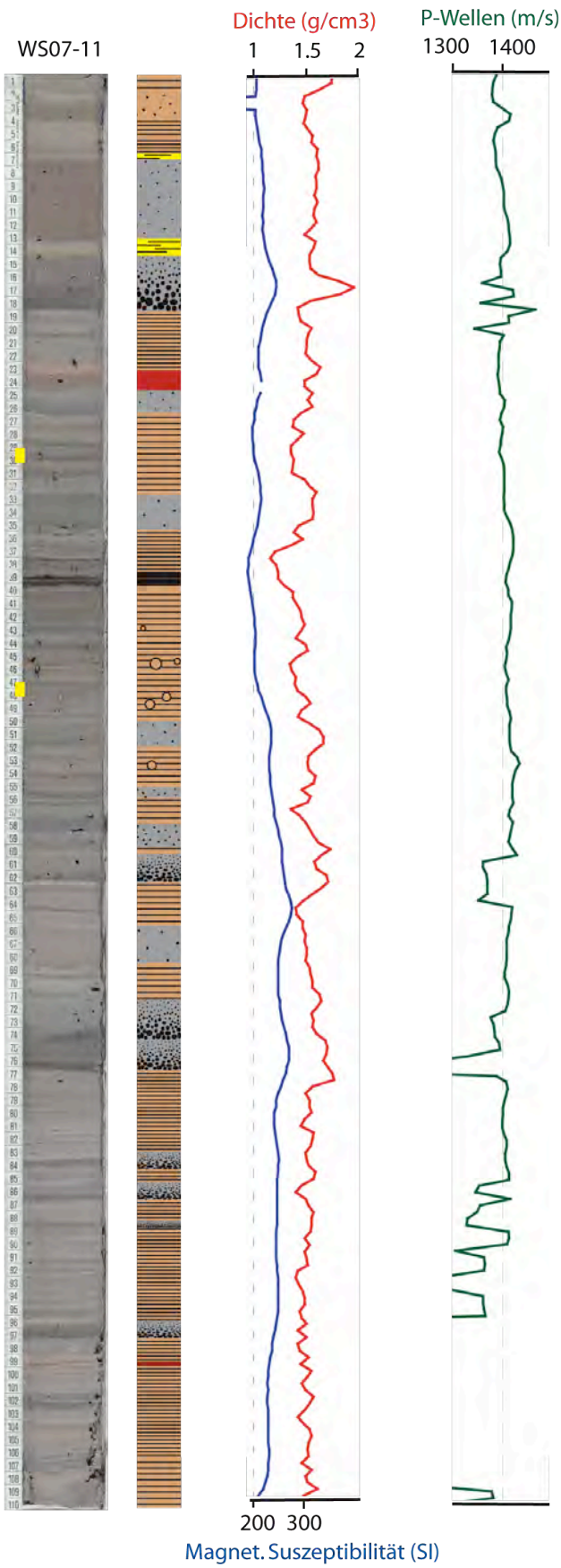
Anhang A: Lithologische Profile und MSCL-Messungen

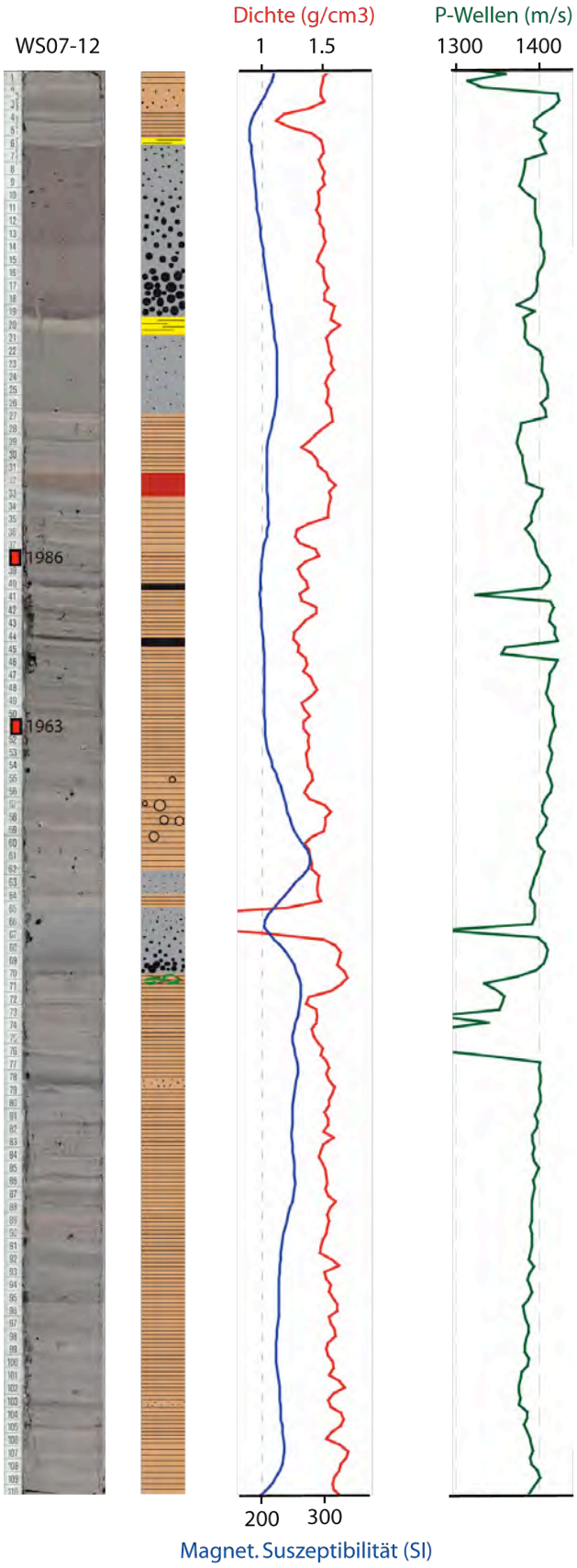


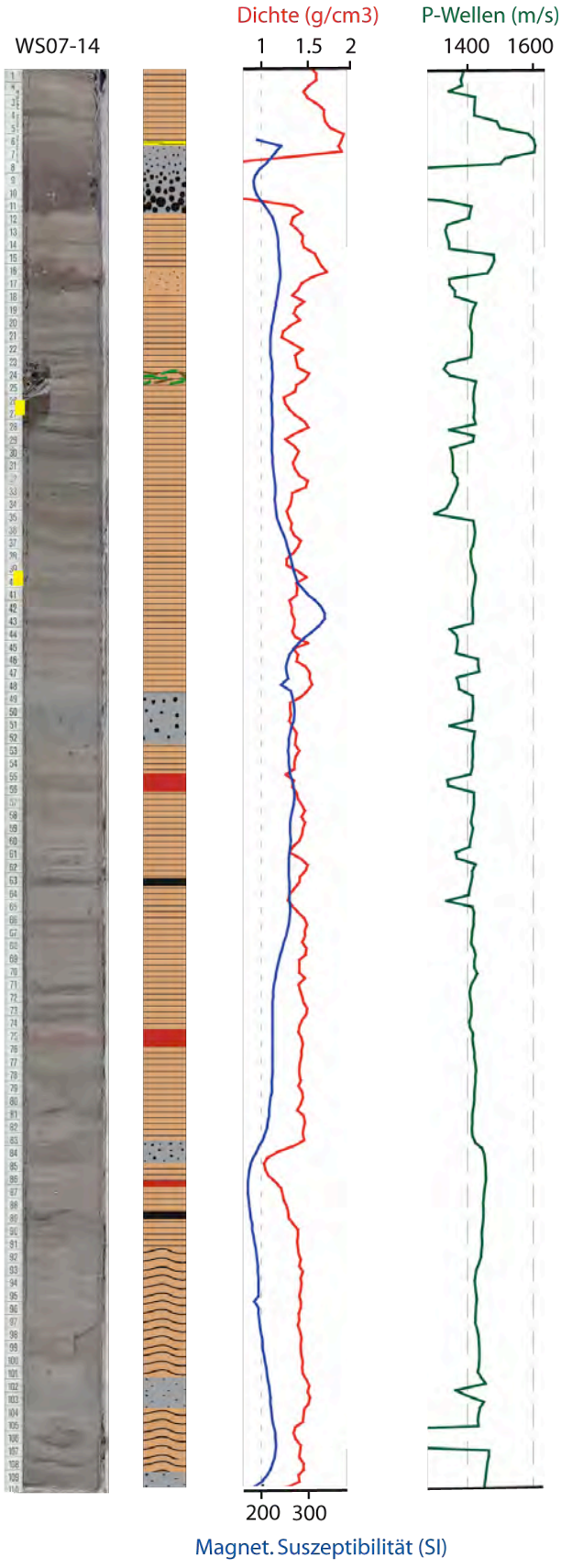

WS07-01
Dichte (g/cm3)
1
1.5
200
300
Magnet. Suszeptibilität (SI)

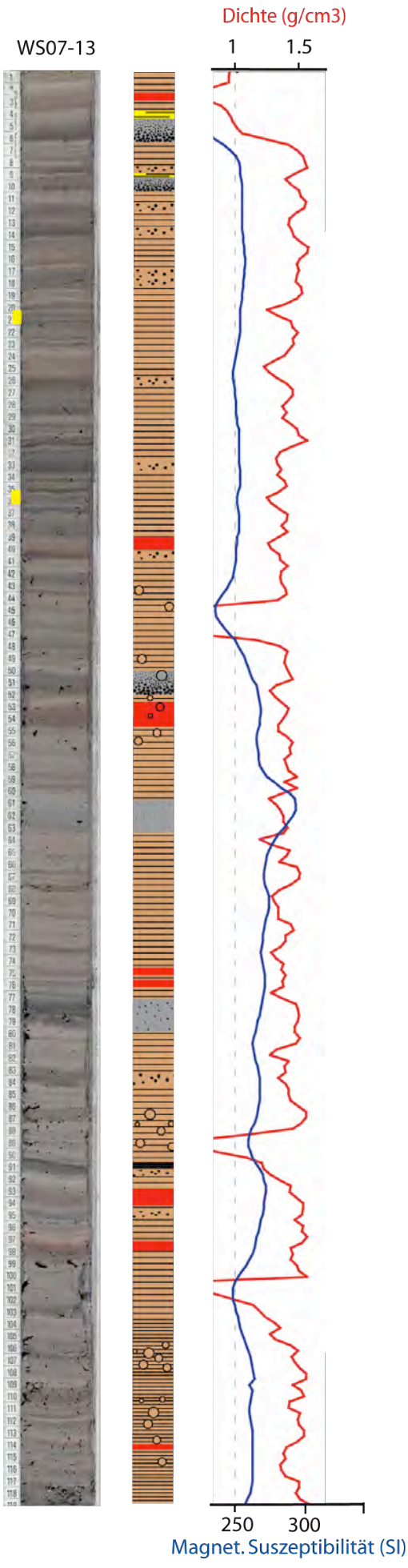

WS07-07
Dichte (g/cm3)
1
1.5
200
400
Magnet. Suszeptibilität (SI)

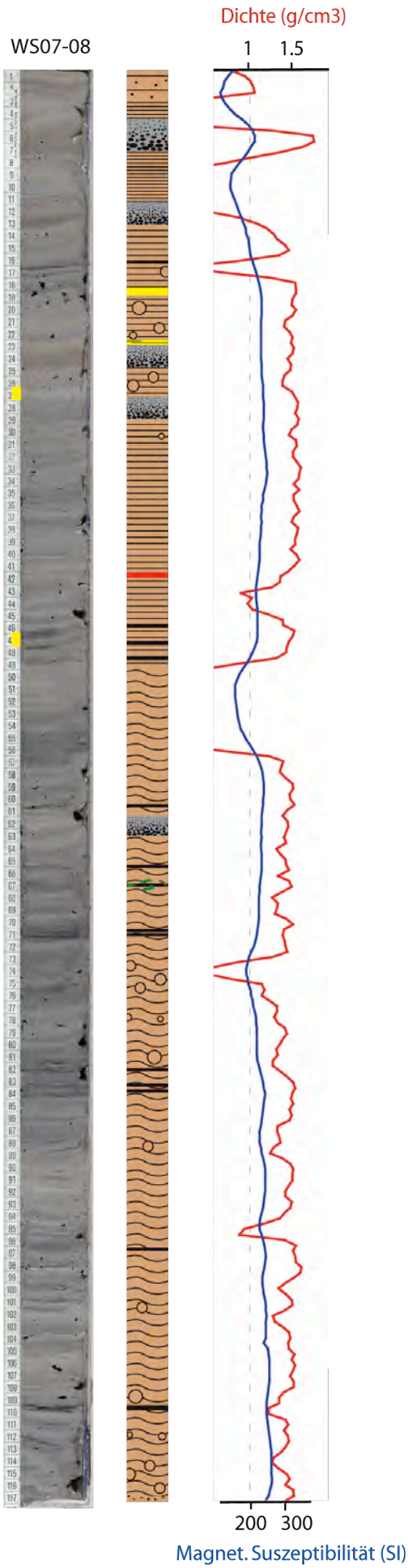

WS07-09
Dichte (g/cm3)
1
1.5
2
P-Wellen (m/s)
1200
1400
150
200
250
Magnet. Suszeptibilität (SI)

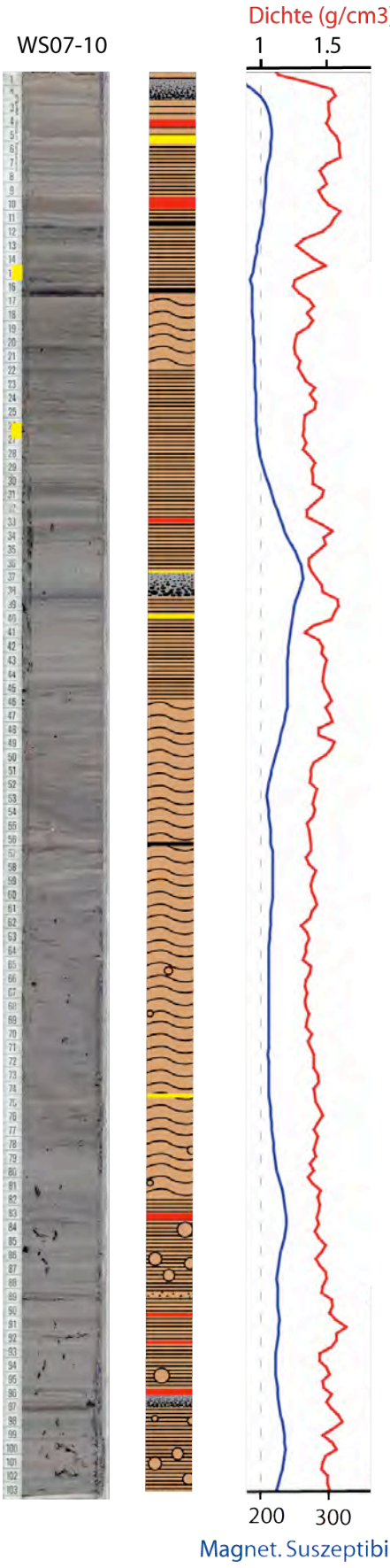

WS07-11
Dichte (g/cm3)
1
1.5
2
P-Wellen (m/s)
1300
1400
200
300
Magnet. Suszeptibilität (SI)

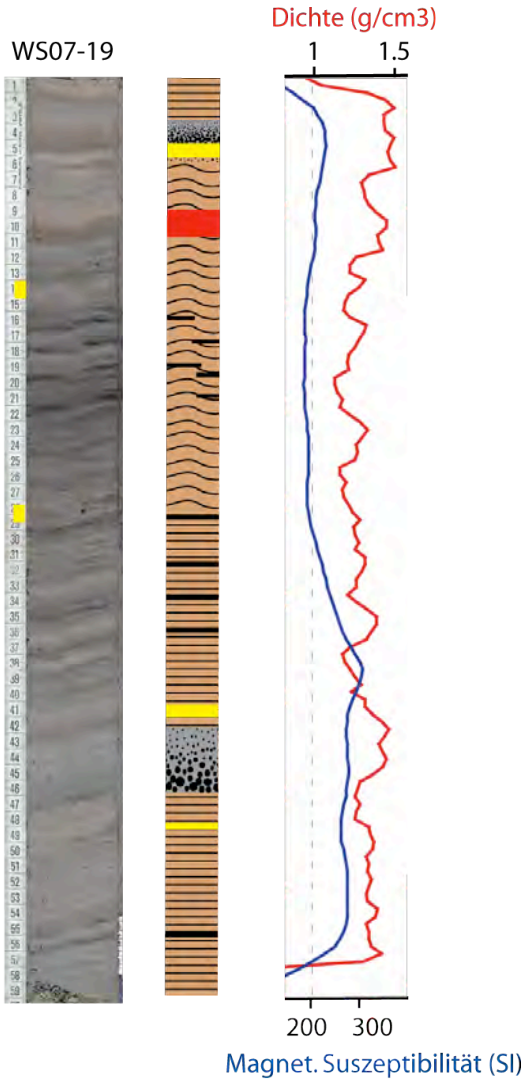

WS07-12
Dichte (g/cm3)
1
1.5
P-Wellen (m/s)
1300
1400
1986
1963
200
300
Magnet. Suszeptibilität (SI)

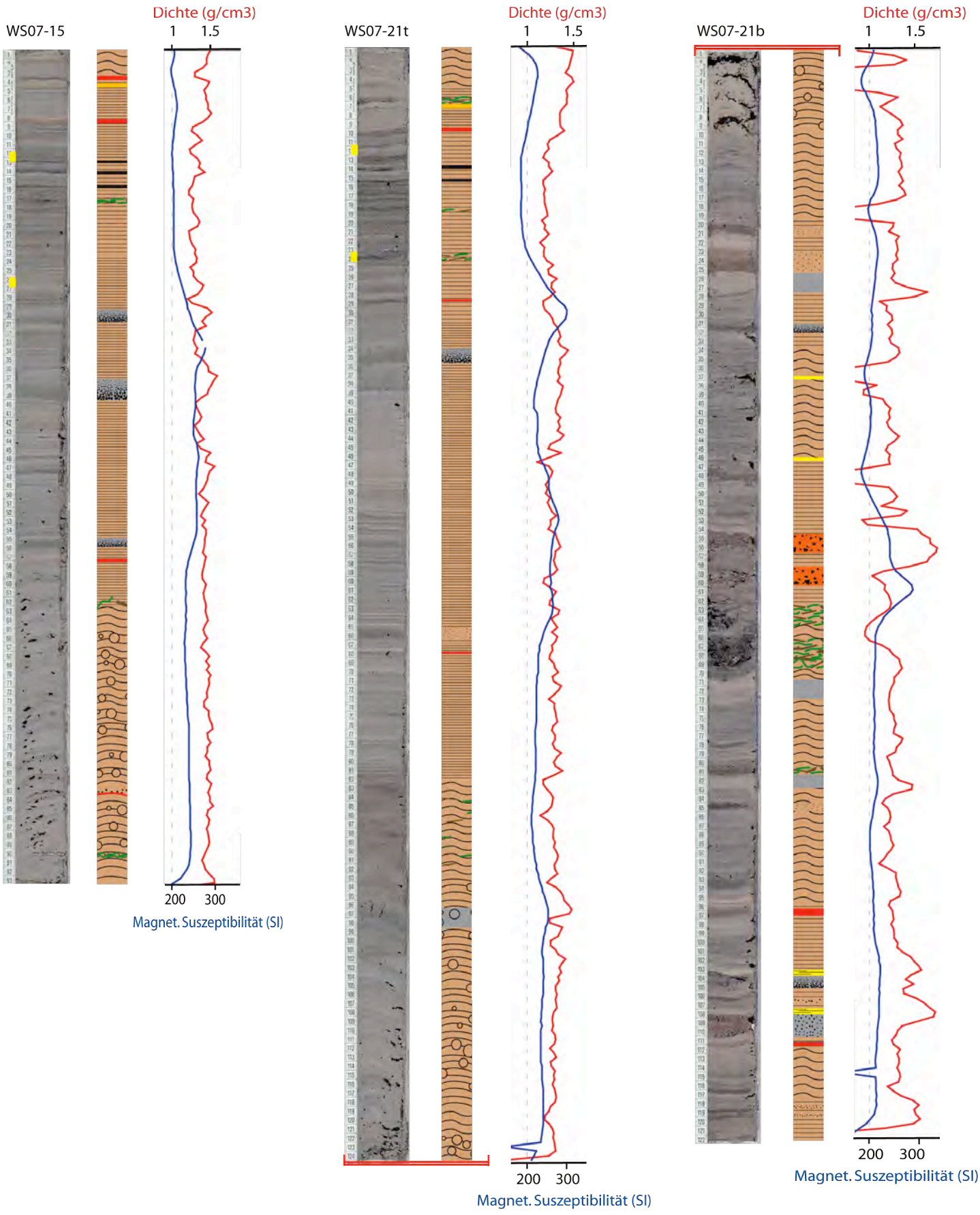

WS07-14
Dichte (g/cm3)
1
1.5
2
P-Wellen (m/s)
1400
1600
200
300
Magnet. Suszeptibilität (SI)

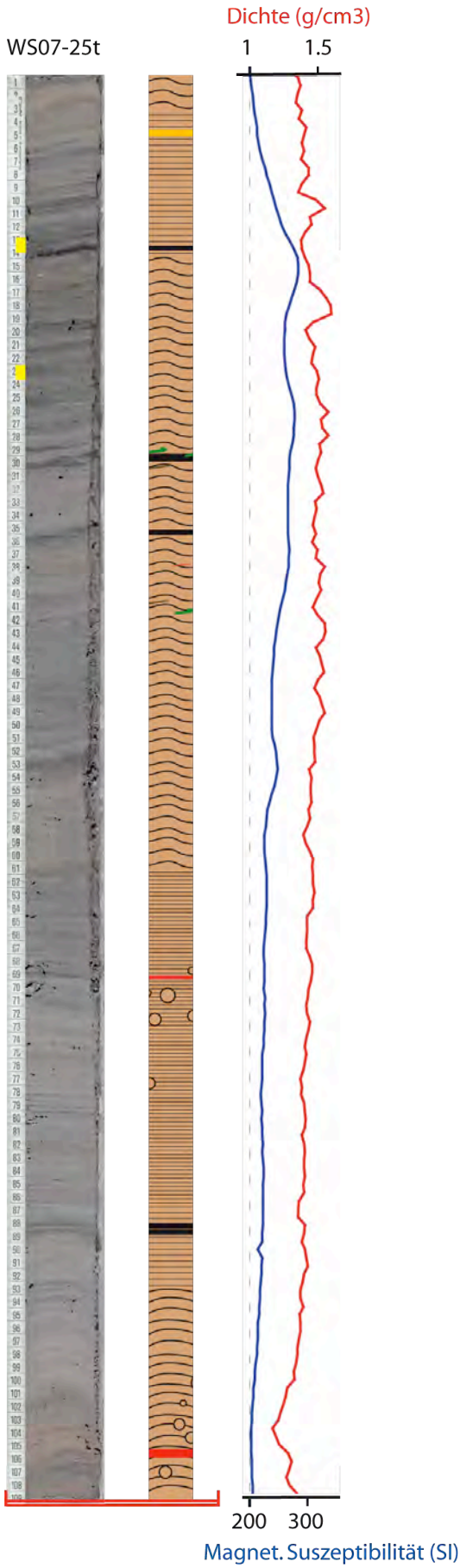

WS07-13
Dichte (g/cm3)
1
1.5
250
300
Magnet. Suszeptibilität (SI)

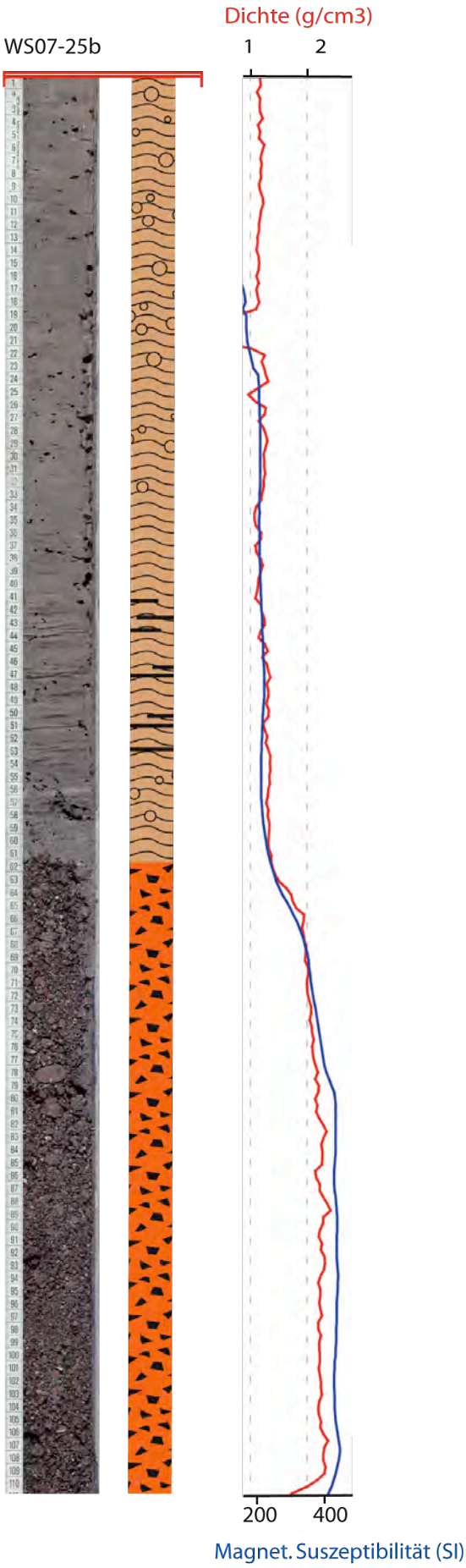

WS07-08
Dichte (g/cm3)
1
1.5
200
300
Magnet. Suszeptibilität (SI)

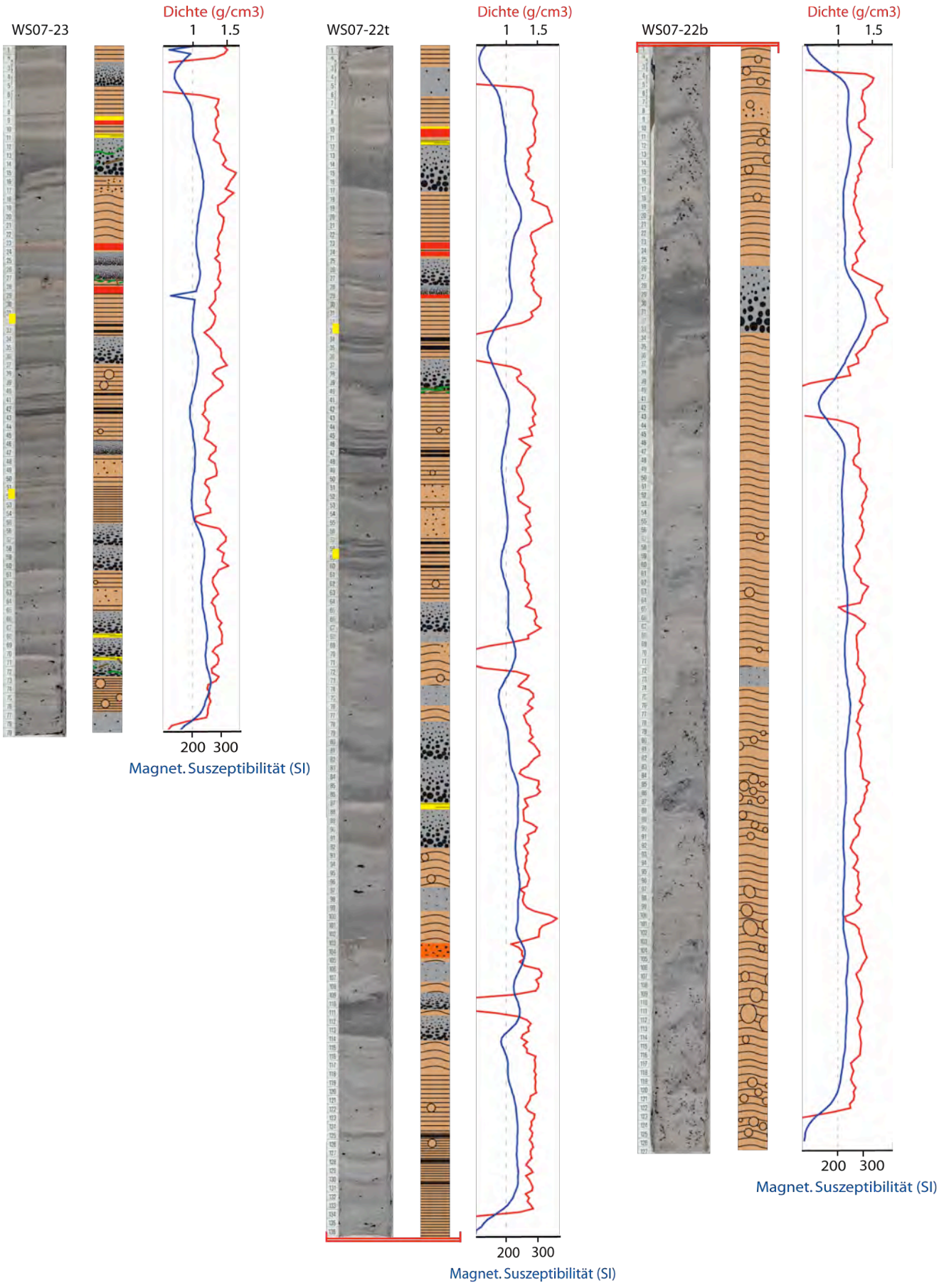

WS07-10
Dichte (g/cm3)
1
1.5
200
300
Magnet. Suszeptibilität (SI)

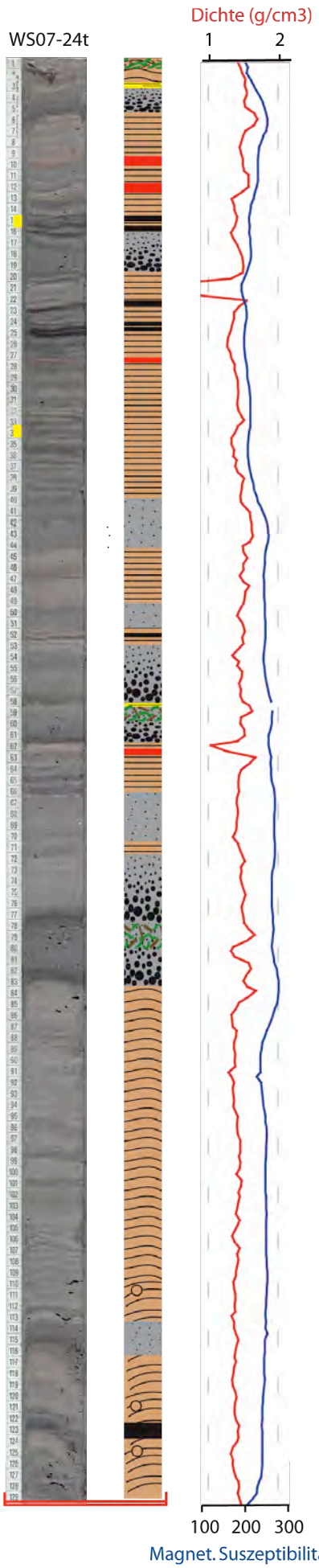

WS07-19
Dichte (g/cm3)
1
1.5
200
300
Magnet. Suszeptibilität (SI)

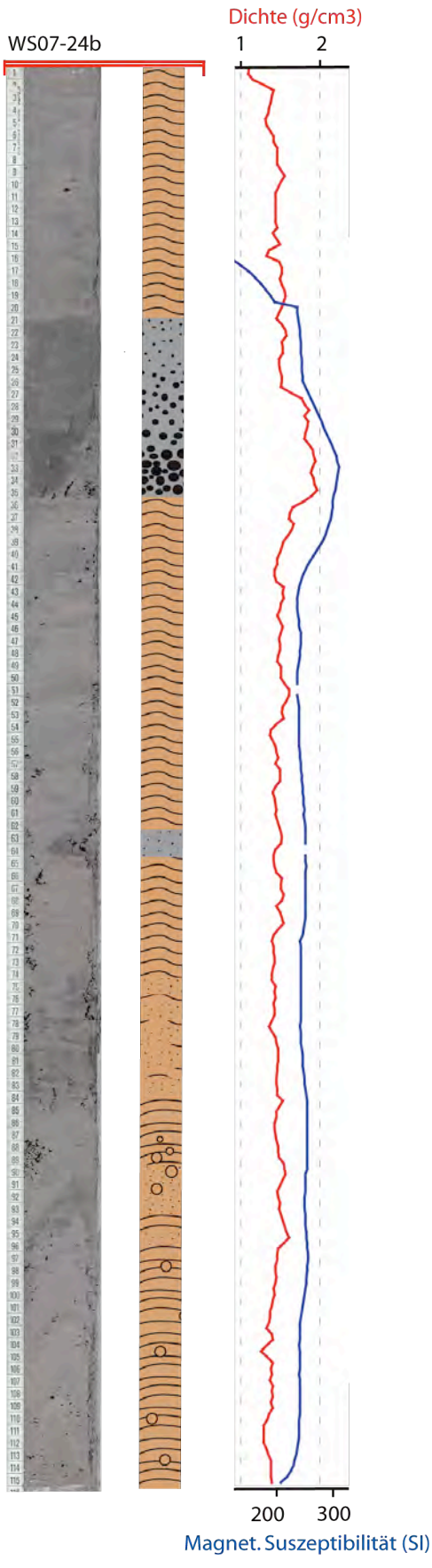

WS07-15
Dichte (g/cm3)
1
1.5
200
300
Magnet. Suszeptibilität (SI)
WS07-21t
Dichte (g/cm3)
1
1.5
200
300
Magnet. Suszeptibilität (SI)
WS07-21b
Dichte (g/cm3)
1
1.5
200
300
Magnet. Suszeptibilität (SI)


Dichte (g/cm3)
WS07-25t
1
1.5
200
300
Magnet. Suszeptibilität (SI)

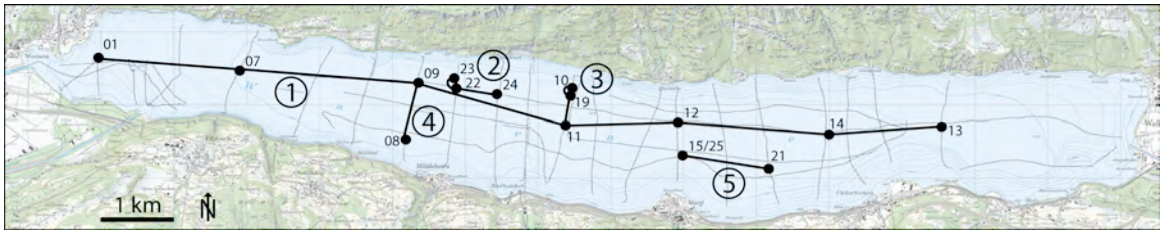

Dichte (g/cm3)
WS07-25b
1
2
200
400
Magnet. Suszeptibilität (SI)


WS07-23
Dichte (g/cm3)
1
1.5
200
300
Magnet. Suszeptibilität (SI)
WS07-22t
Dichte (g/cm3)
1
1.5
200
300
Magnet. Suszeptibilität (SI)
WS07-22b
Dichte (g/cm3)
1
1.5
200
300
Magnet. Suszeptibilität (SI)


WS07-24t
Dichte (g/cm3)
1
2
100
200
300
Magnet. Suszeptibilität (SI)


WS07-24b
Dichte (g/cm3)
1
2
200
300
Magnet. Suszeptibilität (SI)

Anhang B : Kernkorrelations-Transsekte



Legende zur Schichtkorrelation:

Eindeutige Korrelation

Vage Korrelation

Vermutete Korrelation

Angenommene Korrelationsrichtung, gestützt durch die grobe Abtauchrichtung der seismischen Schichtpakete

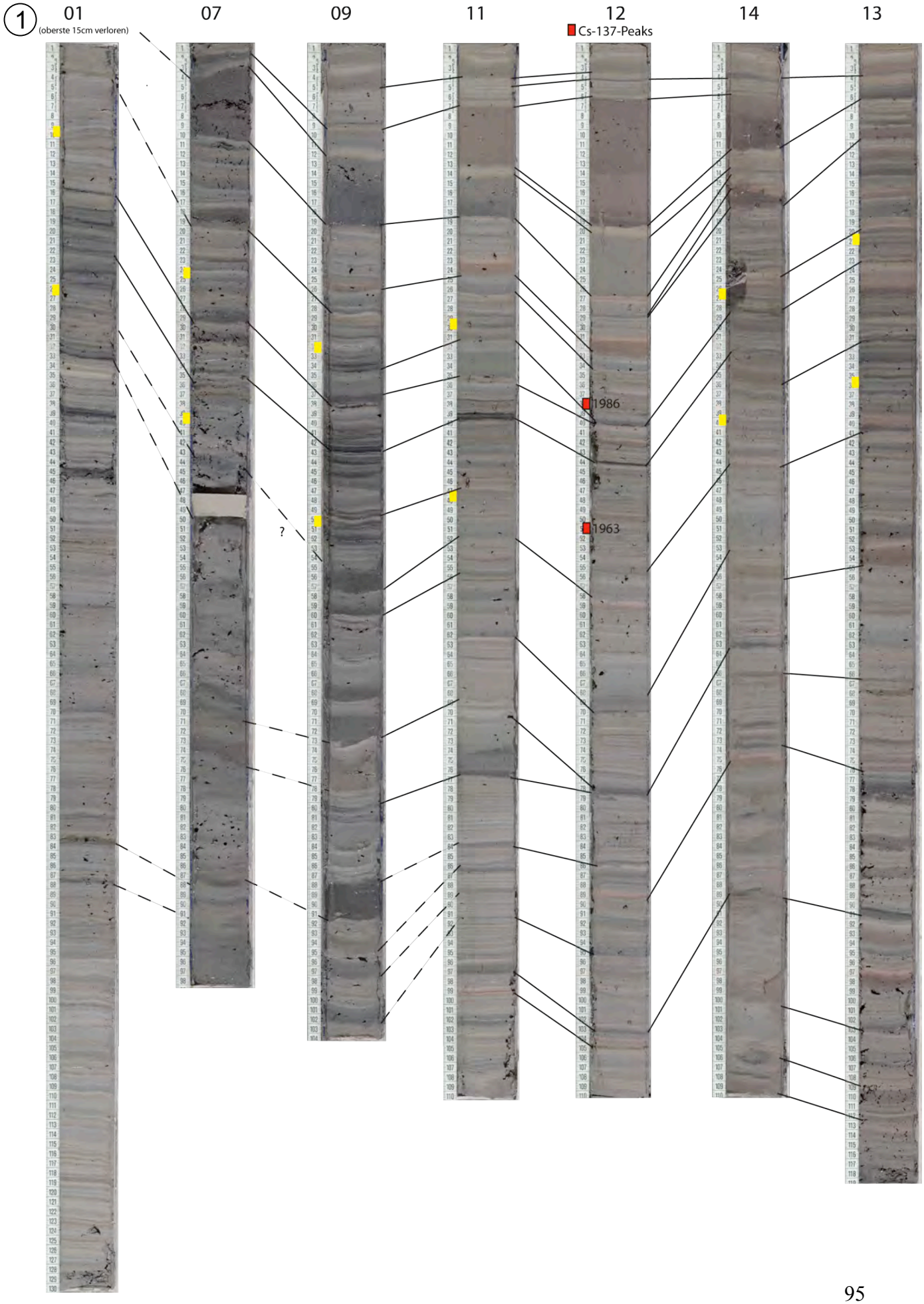
Effektiv gemessene, hohe Cäsium-137-Aktivitäten im Kern fungieren als wichtige Zeitmarker (das obere Kästchen entspricht dem Jahr 1986, das untere dem Jahr 1963): Auflösung = 1 cm (Messintervall).

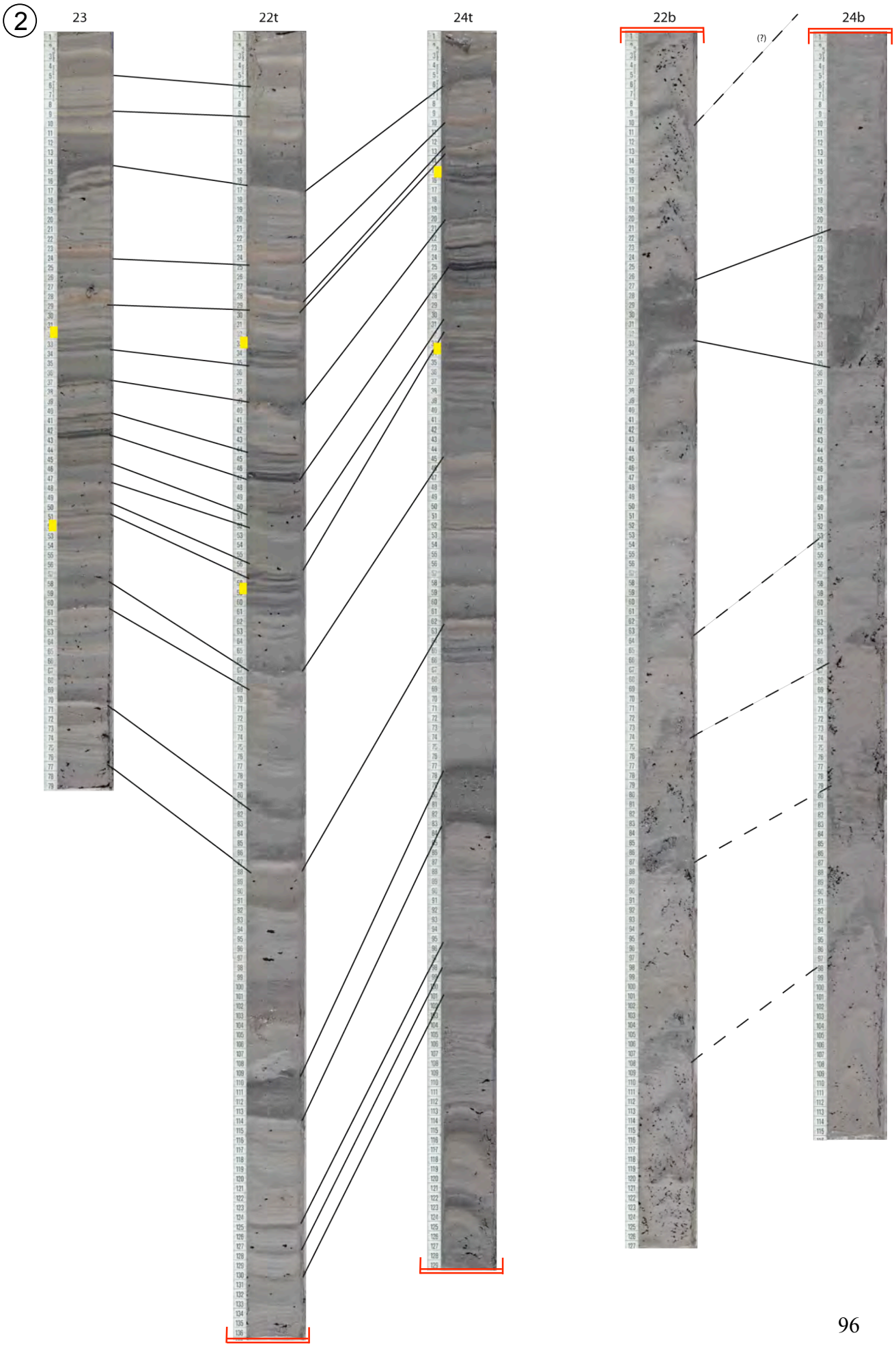
Vom Kern 12 aus durch Korrelation auf alle anderen Kerne übertragenen Zeitmarken (oberes Kästchen entspricht jeweils dem Jahr 1986, das untere dem Jahr 1963): Auflösung = 1 cm (Messintervall), die korrelationsbedingte Abweichung wird auf maximal auf ± 2 cm geschätzt.

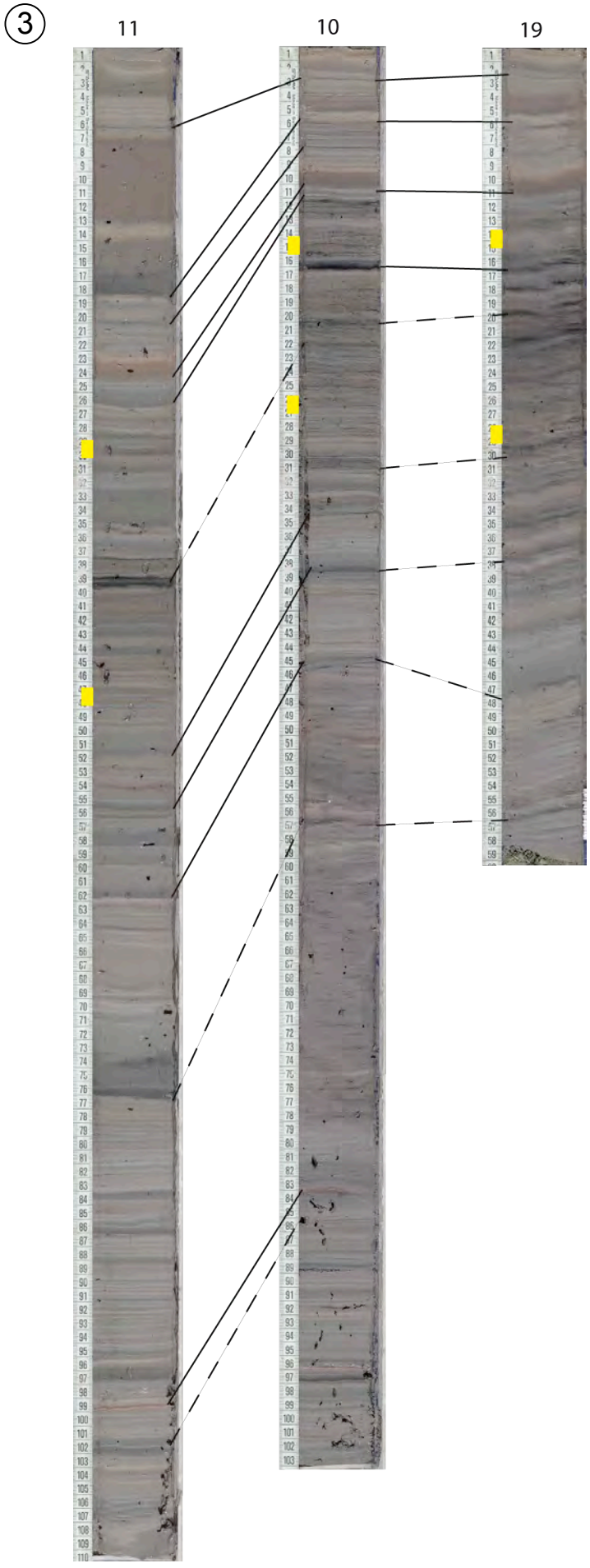
Getrennte Kernsequenzen

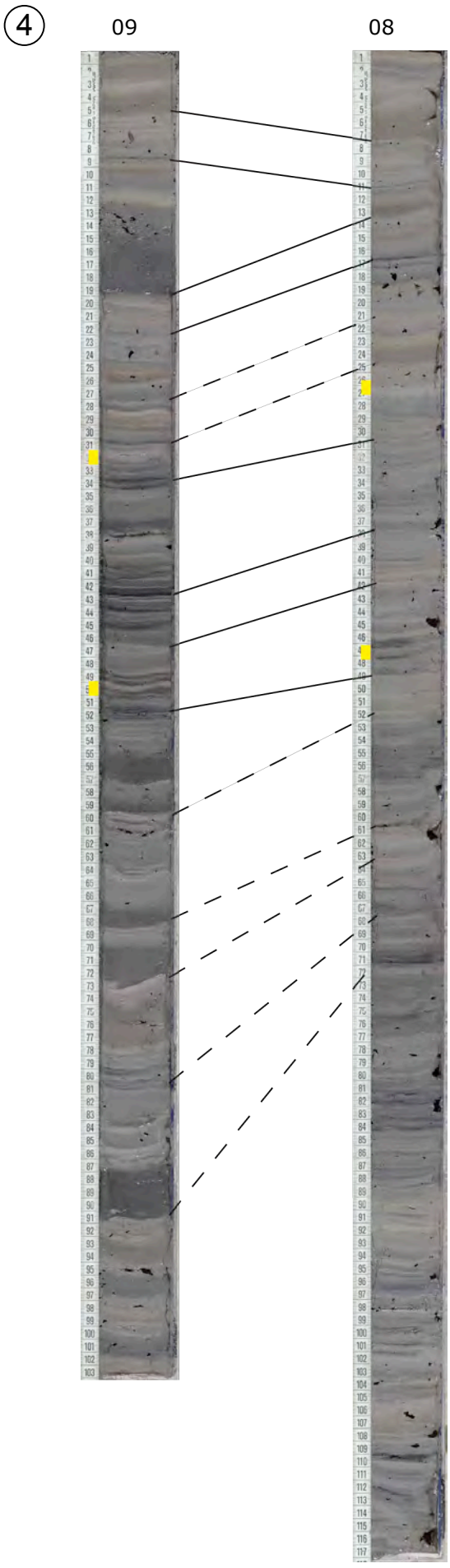
Bsp: WS07-25t ("top") (Ende 1. Sequenz)

WS07-25b ("bottom") (Anfang 2. Sequenz)

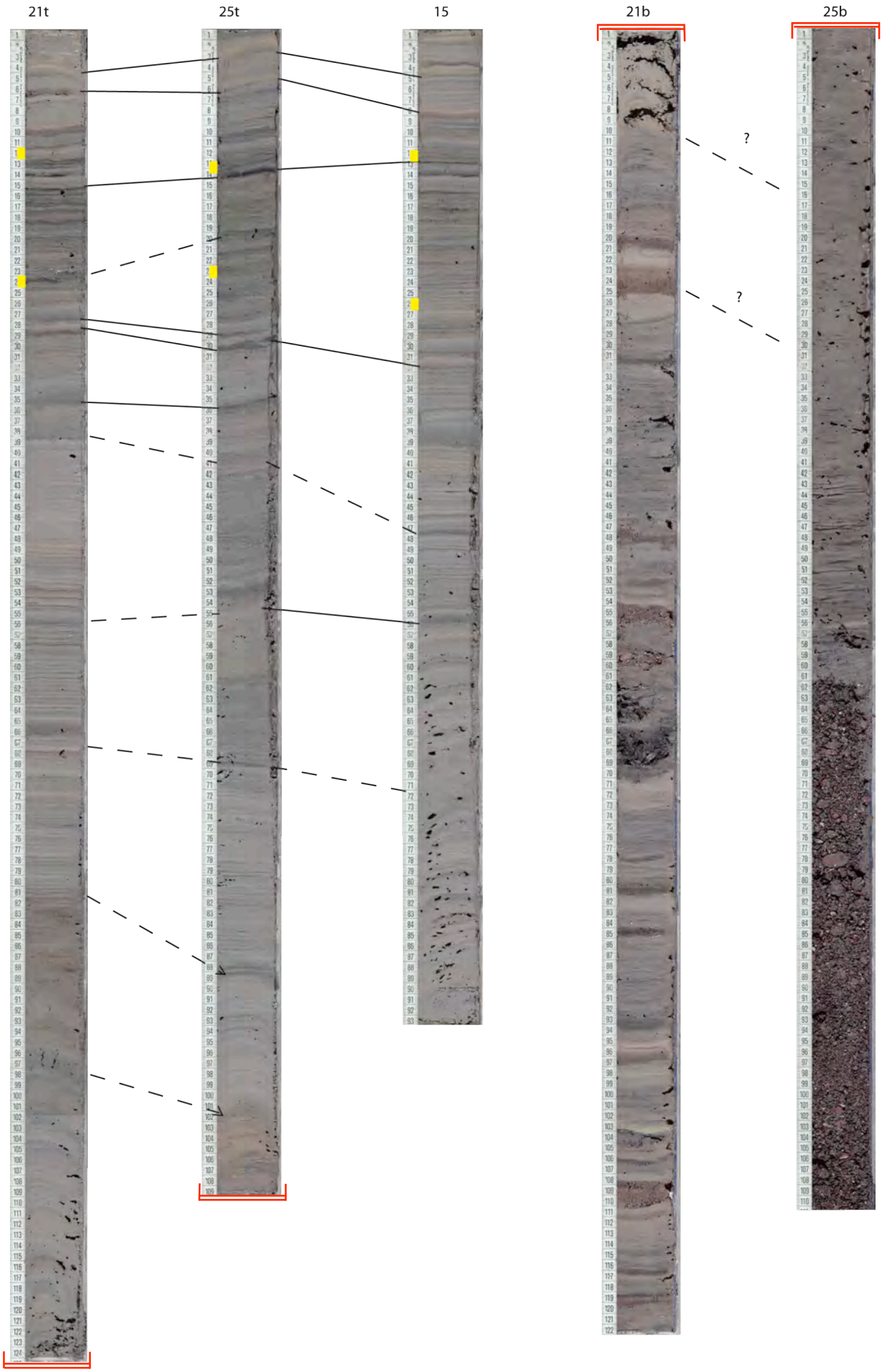

1
01
(oberste 15cm verloren)
07
09
11
12
Cs-137-Peaks
14
13
1986
1963
?


2
23
22t
24t
22b
(?)
24b


3
11
10
19


4
09
08

⑤

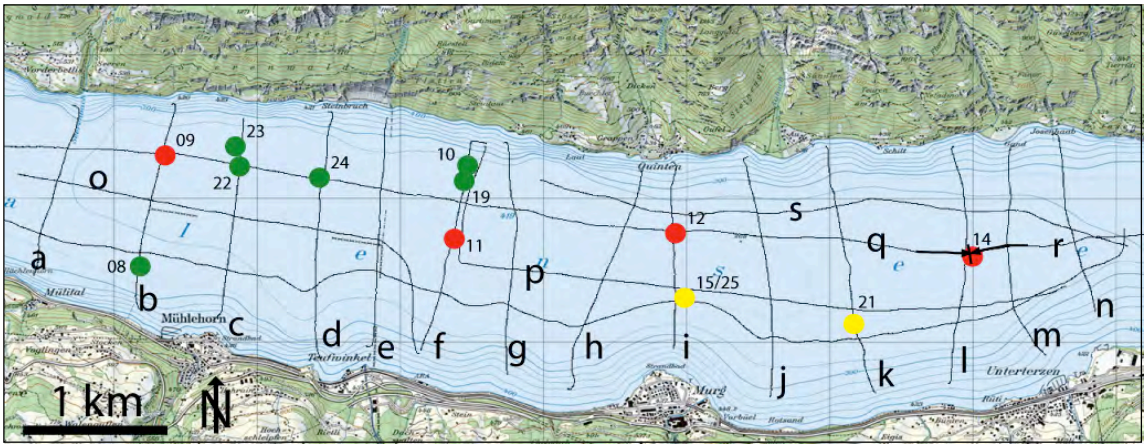


Anhang C: ^{137}Cs- und ^{210}Pb-Konzentrationsmessungen zur Datierung

Proben-	von	bis	Gew.	Cs-137		2s Err.	Pb-210		2s Err.
Nr.	[cm]	[cm]	[g]	[Bq/kg]			[Bq/kg]		
_01	0	1	5.348	7	±	3	113	±	34
_02	1	2	5.405	6	±	4	61	±	43
_03	2	3	6.212		±			±	
_04	3	4	4.595	6	±	4	119	±	52
_05	4	5	4.435		±			±	
_06	5	6	4.748	7	±	6	104	±	80
_07	6	7	4.813		±			±	
_08	11	12	4.999	5	±	2	65	±	30
_09	21	22	5.127		±			±	
_10	25	26	5.541	3	±	3	61	±	41
_11	26	27	5.448		±			±	
_12	27	28	3.772	6	±	4	93	±	57
_13	28	29	4.633		±			±	
_14	29	30	4.534	5	±	3	121	±	41
_15	30	31	4.819		±			±	
_16	31	32	5.959	4	±	2	58	±	26
_17	32	33	5.283		±			±	
_18	33	34	4.448	6	±	5	87	±	70
_19	34	35	3.977		±			±	
_20	35	36	3.158	8	±	6	129	±	74
_21	36	37	4.292	173	±	31	78	±	71
_22	37	38	3.009	329	±	52	153	±	74
_23	38	39	2.605	43	±	11	81	±	71
_24	39	40	3.458	27	±	10	72	±	74
_25	40	41	3.811		±			±	
_26	41	42	3.259	21	±	8	147	±	65
_27	42	43	2.752		±			±	
_28	43	44	2.727	23	±	13	167	±	101
_29	44	45	3.225		±			±	
_30	45	46	2.747	31	±	13	113	±	87
_31	46	47	3.012		±			±	
_32	47	48	3.146	36	±	9	62	±	36
_33	48	49	2.818	61	±	16	61	±	60
_34	49	50	3.610	72	±	13	104	±	41
_35	50	51	2.744	154	±	25	87	±	30
_36	51	52	3.300	86	±	18	70	±	54
_37	52	53	3.235	56	±	12	66	±	40
_38	53	54	4.099		±			±	
_39	54	55	3.103	37	±	12	58	±	54
_40	55	56	3.454		±			±	
_41	56	57	4.403	8	±	4	61	±	32
_42	57	58	4.448		±			±	
_43	58	59	3.467	0	±		77	±	60
_44	59	60	2.791		±			±	
_45	60	61	3.345	0	±		66	±	26
_46	61	62	3.463		±			±	
_47	62	63	3.740		±			±	

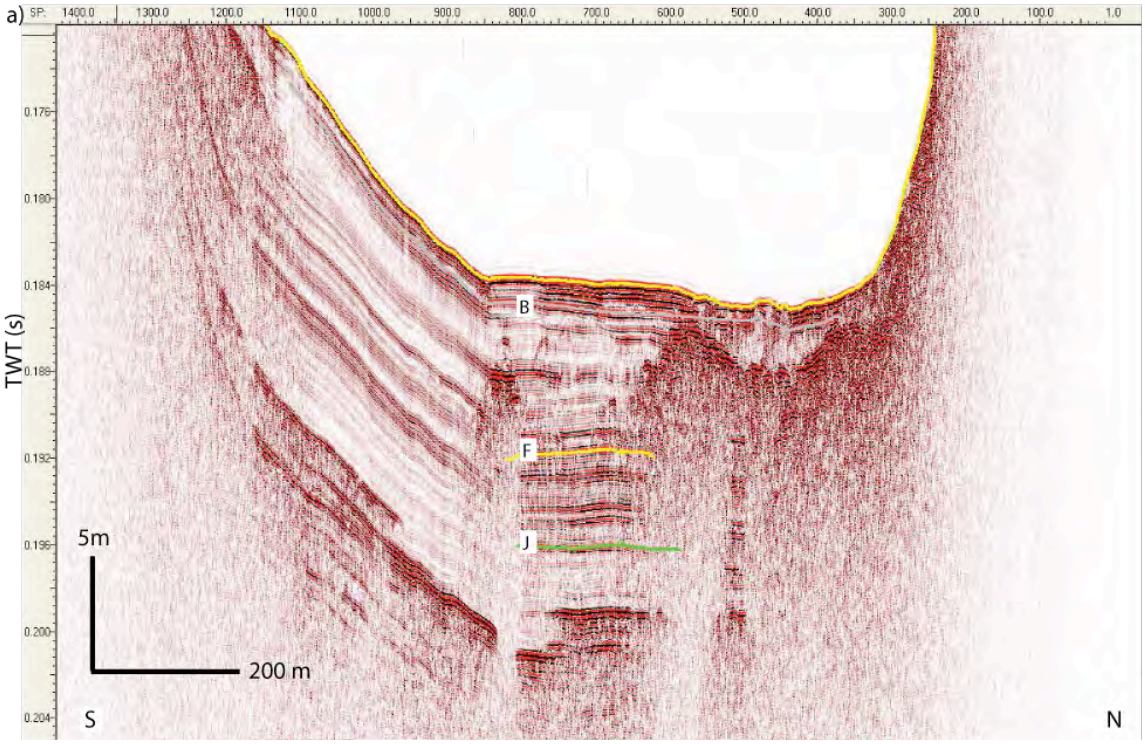
_48	63	64	3.818		±			±	
_49	64	65	5.113		±			±	
_50	65	66	5.001		±			±	
_51	66	67	5.480		±			±	
_52	67	68	5.973		±			±	
_53	68	69	6.229		±			±	
_54	69	70	3.685		±			±	
_55	70	71	4.114	0	±		70	±	32
_56	71	72	3.851		±			±	
_57	72	73	3.133		±			±	
_58	73	74	3.546		±			±	
_59	74	75	3.456		±			±	
_60	75	76	3.890		±			±	
_61	76	77	4.436		±			±	
_62	77	78	4.585		±			±	
_63	78	79	3.998		±			±	
_64	79	80	4.051		±			±	
_65	80	81	4.050	0	±		42	±	28
_66	81	82	3.989		±			±	
_67	82	83	3.530		±			±	
_68	83	84	3.575		±			±	
_69	84	85	4.520		±			±	
_70	85	86	4.323		±			±	
_71	86	87	3.856		±			±	
_72	87	88	4.102		±			±	
_73	88	89	4.478		±			±	
_74	89	90	3.625		±			±	
_75	90	91	4.091	0	±		41	±	19
_76	91	92	5.385		±			±	
_77	92	93	4.066		±			±	
_78	93	94	4.617		±			±	
_79	94	95	3.820		±			±	
_80	95	96	4.649		±			±	
_81	96	97	3.938		±			±	
_82	97	98	3.817		±			±	
_83	98	99	4.217		±			±	
_84	99	100	4.096		±			±	
_85	100	101	4.871	0	±		37	±	28
_86	101	102	4.061		±			±	
_87	102	103	4.700		±			±	
_88	103	104	4.539		±			±	
_89	104	105	4.975		±			±	
_90	105	106	5.399		±			±	
_91	106	107	4.511		±			±	
_92	107	108	5.046		±			±	
_93	108	109	5.112		±			±	

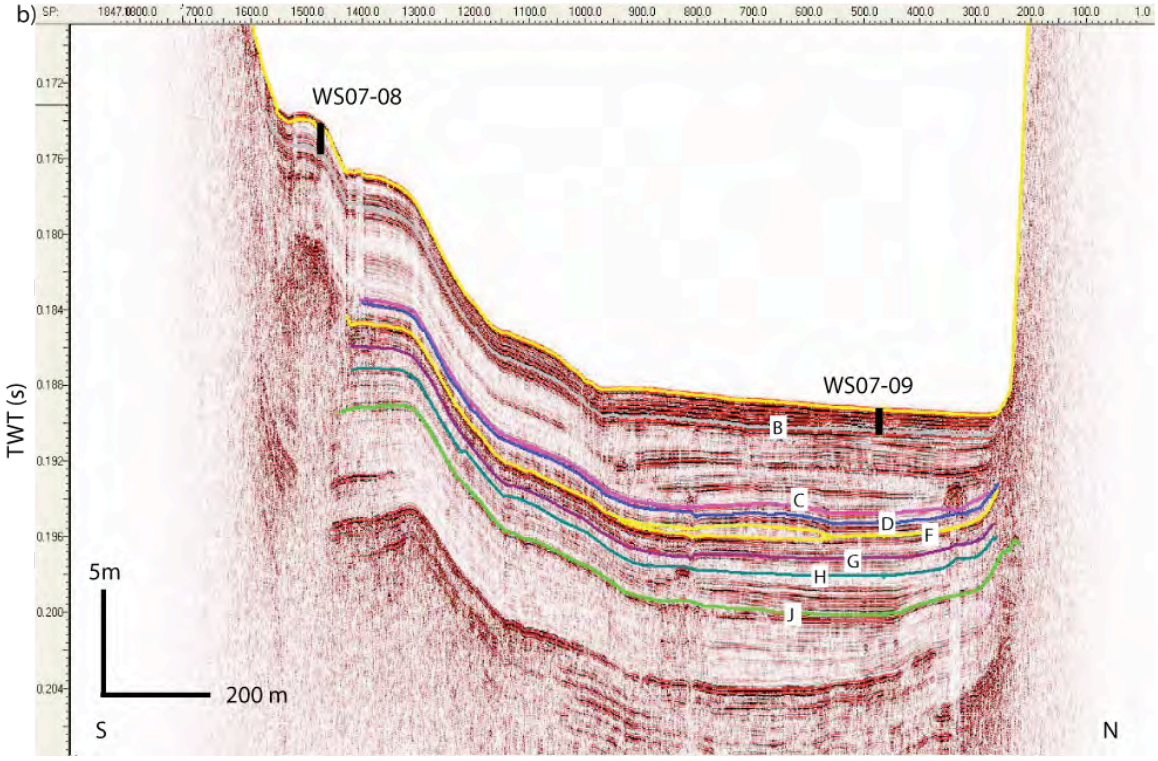
Anhang D: Seismische Profile des mittleren Seebereichs

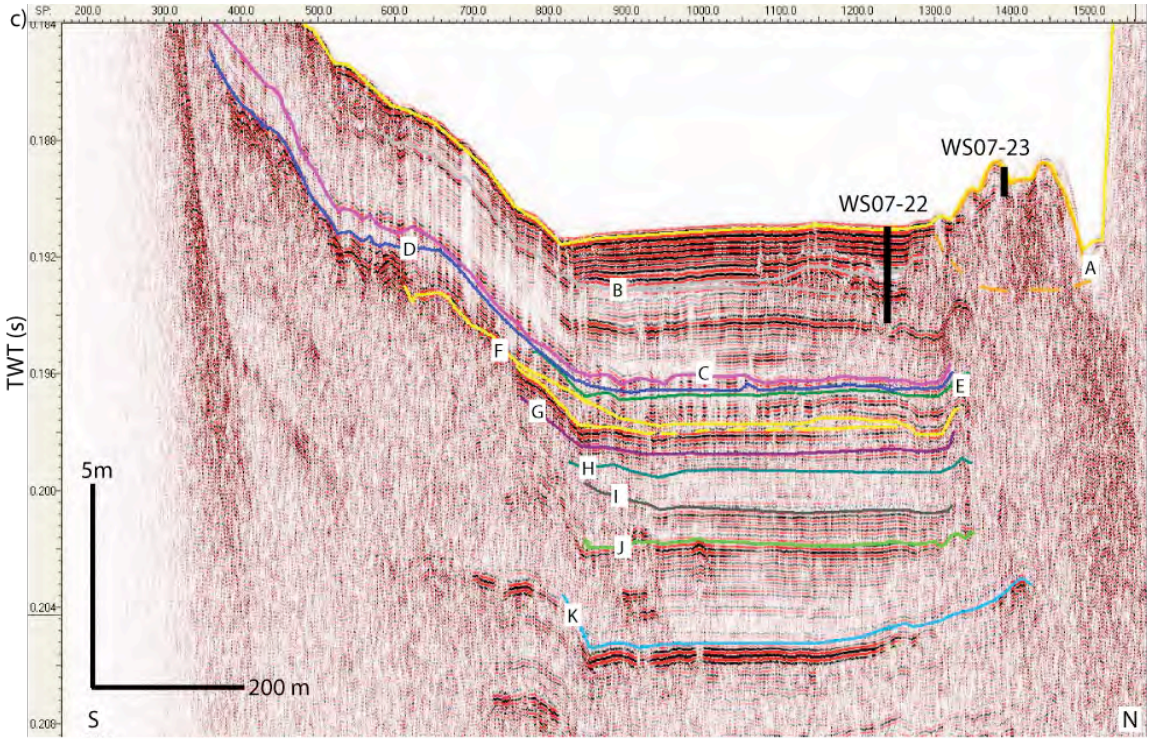


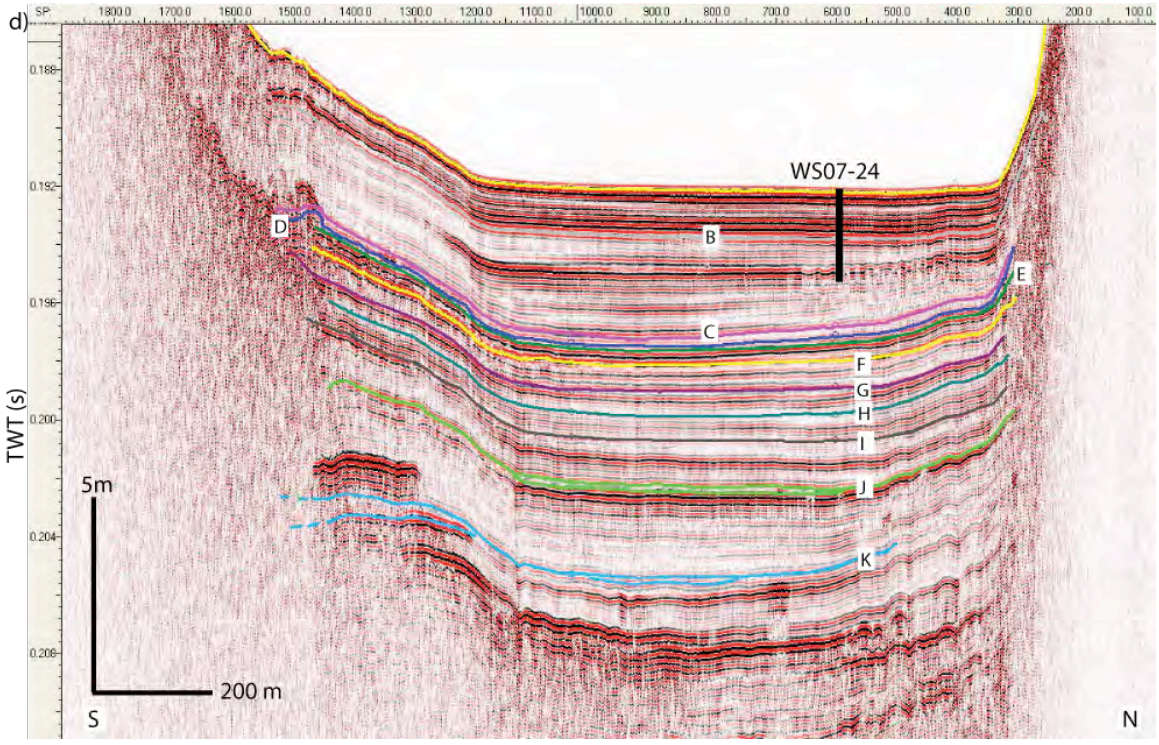
Alle seismischen Profile des mittleren Seebereichs – wo die Eindringung der Wellen die Bestimmung bzw. das Verfolgen von Horizonten zulässt bzw. dafür genügend gross ist – werden auf den folgenden Seiten dargestellt. Jedes Profil ist mit einem Kleinbuchstaben (a-s) versehen und so mit Hilfe des hier dargestellten Kartenausschnittes räumlich einzuordnen. Auch die mit farbigen Punkten (vgl. Kap. 5.1) gekennzeichneten Kerne, die für diese Arbeit gewonnen wurden, sind in den seismischen Profilen in ihrer wahren Länge an den entsprechenden Lokalitäten vom Seeboden an abwärts eingezeichnet. Sämtliche dargestellten Horizonte des Ereigniskatalogs sind beschriftet. Derjenige Horizont mit der Bezeichnung "DAT", entspricht der ^{14}C-Zeitmarke (1694 bzw. 2181 cal. y B.P.) und ist ebenfalls in einzelnen Profilen zu sehen. Der Seeboden ist in jedem Profil in gelber Farbe markiert und nicht beschriftet. Die Basis von Massenbewegungs-Depositionen ist in derselben Farbe wie der dazugehörige Horizont abgebildet, der über dem Ablagerungskörper verläuft. Gestrichelte Linien deuten Stellen an, wo die Horizontverfolgung unsicher ist.

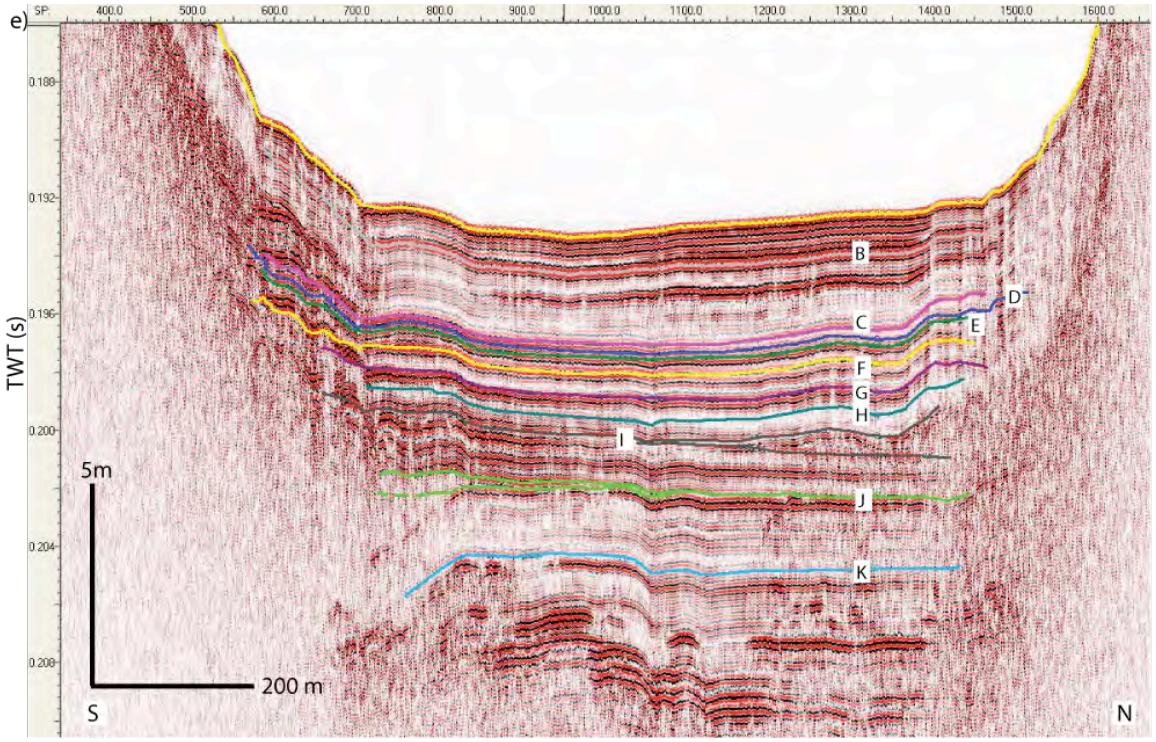
Die Schusspunkte ("SP") des seismischen Signals sind auf der horizontalen Achse, die Laufzeiten in Sekunden ("two way travel time") auf der vertikalen Achse abgetragen. Zusätzlich ist in der Ecke jedes Profiles noch ein Massstab abgebildet, der das ungefähre reale Verhältnis zwischen vertikaler und horizontaler Distanz verdeutlicht. Um eine optimale Veranschaulichung der Profile zu gewährleisten, wurden diese nämlich stark überhöht. Die Hänge im Walensee, bei denen die seismische Penetration nicht bzw. höchstens in der Zone des Hangfusses ausreichend ist, sind in den Profilen abgeschnitten bzw. nur teilweise dargestellt.

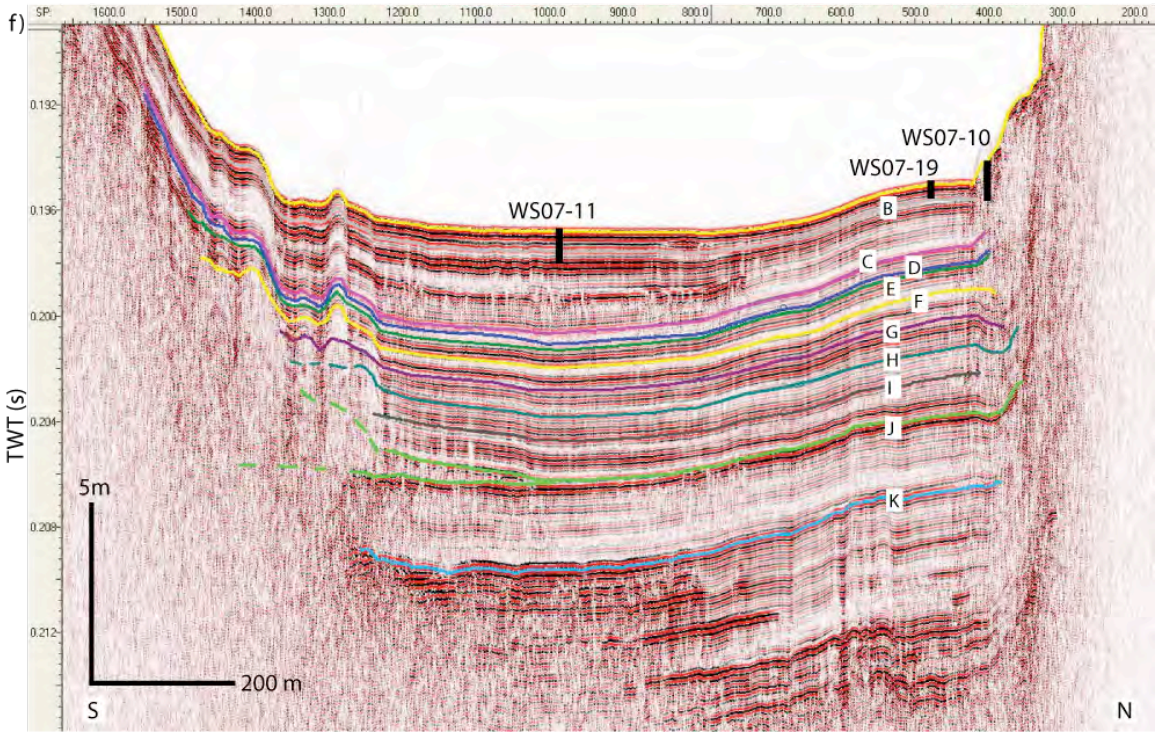

a)
SP:
TWT (s)
B
F
J
5m
200 m
S
N

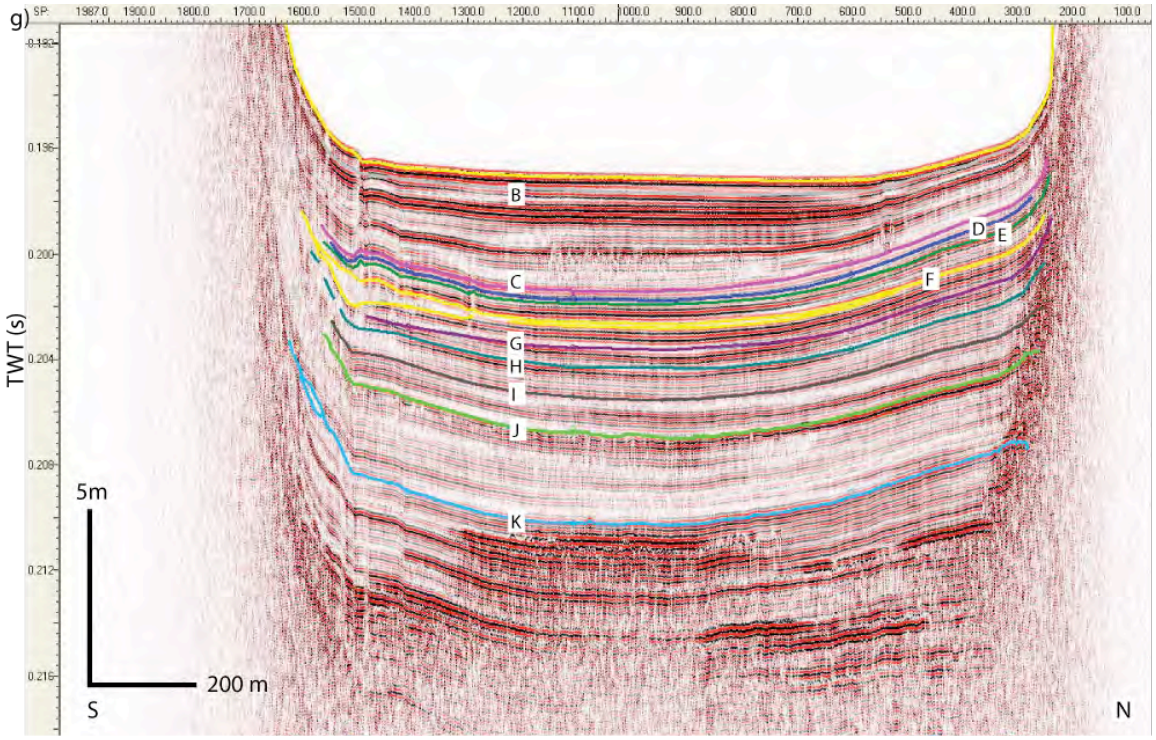

b)
SP:
TWT (s)
WS07-08
WS07-09
B
C
D
F
G
H
J
5m
200 m
S
N

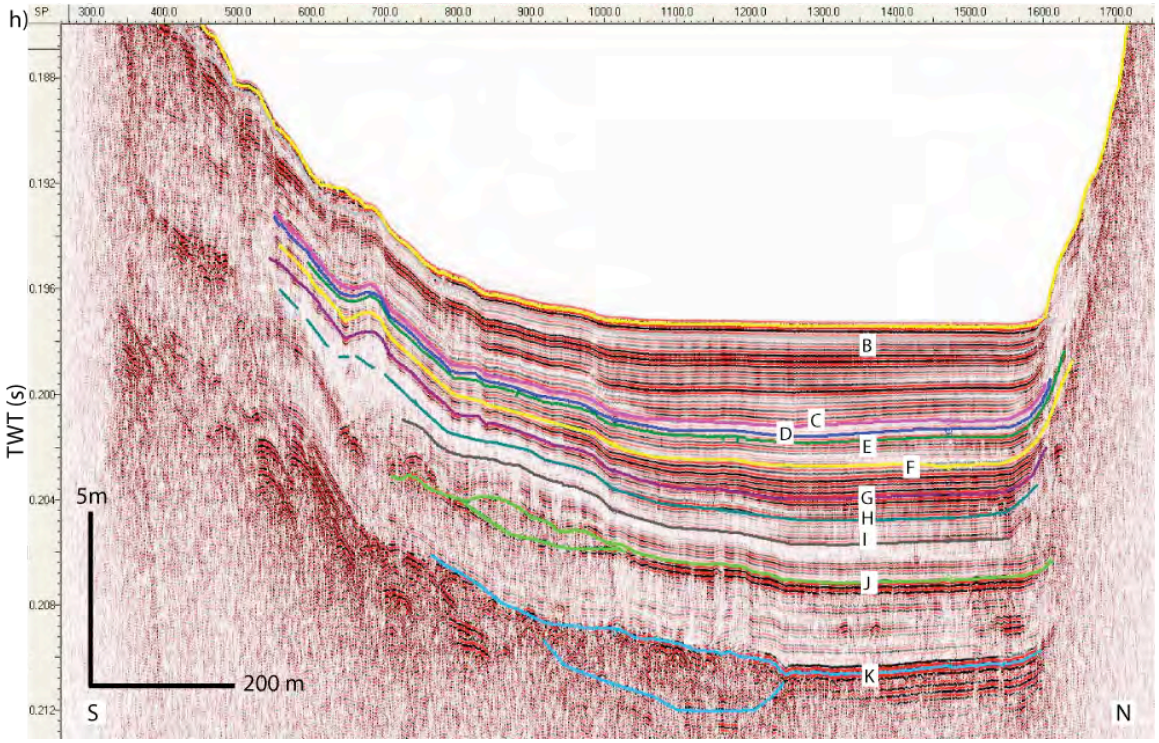

c)
SP
TWT (s)
WS07-23
WS07-22
A
B
C
D
E
F
G
H
I
J
K
5m
200 m
S
N

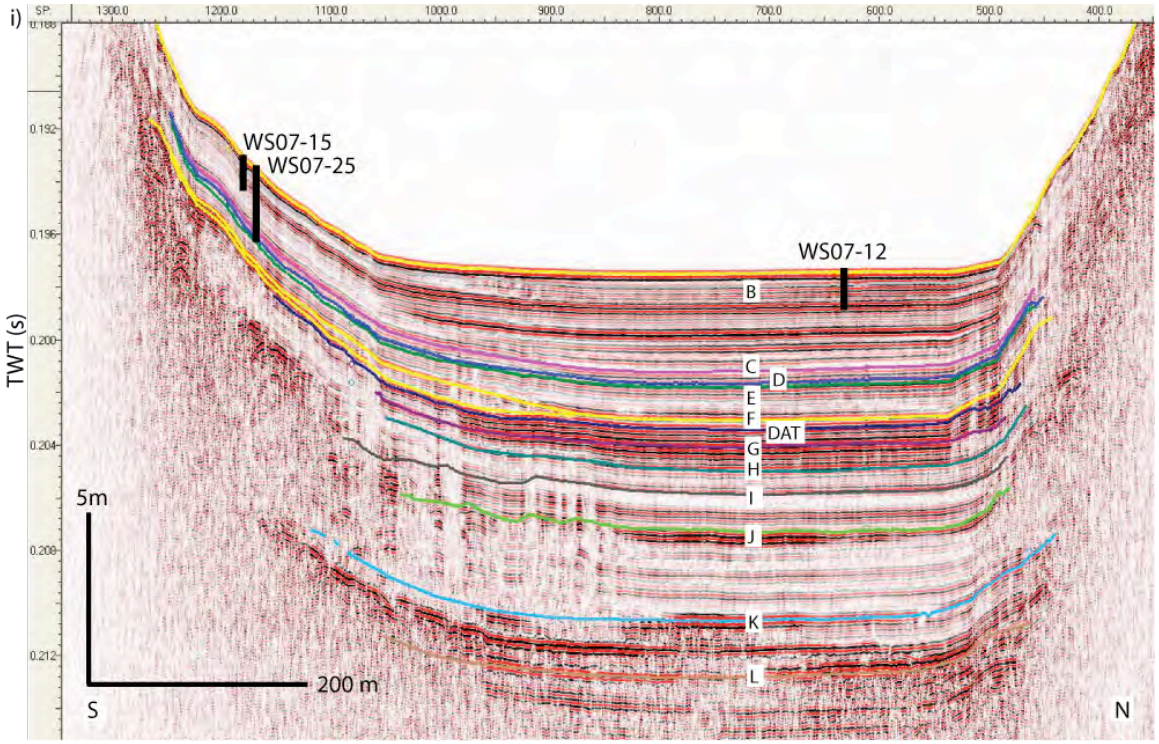

d)
SP
TWT (s)
WS07-24
B
C
D
E
F
G
H
I
J
K
5m
200 m
S
N

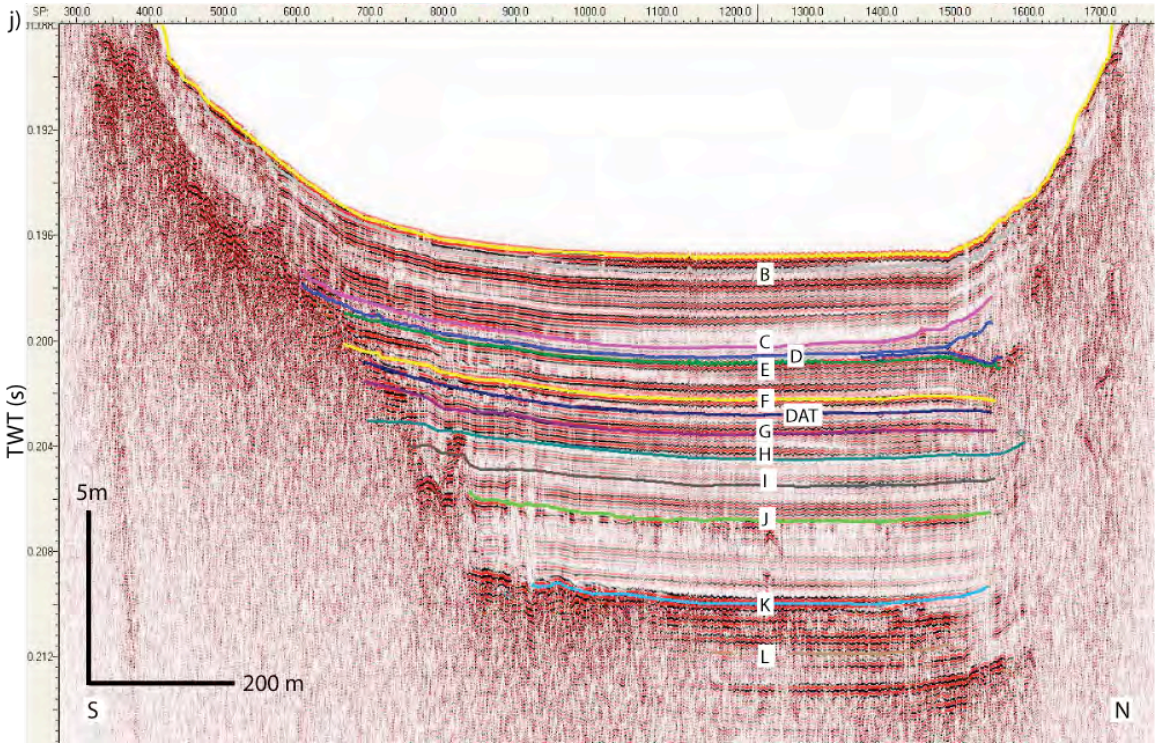

e)
SP
400.0
500.0
600.0
700.0
800.0
900.0
1000.0
1100.0
1200.0
1300.0
1400.0
1500.0
1600.0
TWT (s)
0.188
0.192
0.196
0.200
0.204
0.208
B
C
D
E
F
G
H
I
J
K
5m
200 m
S
N

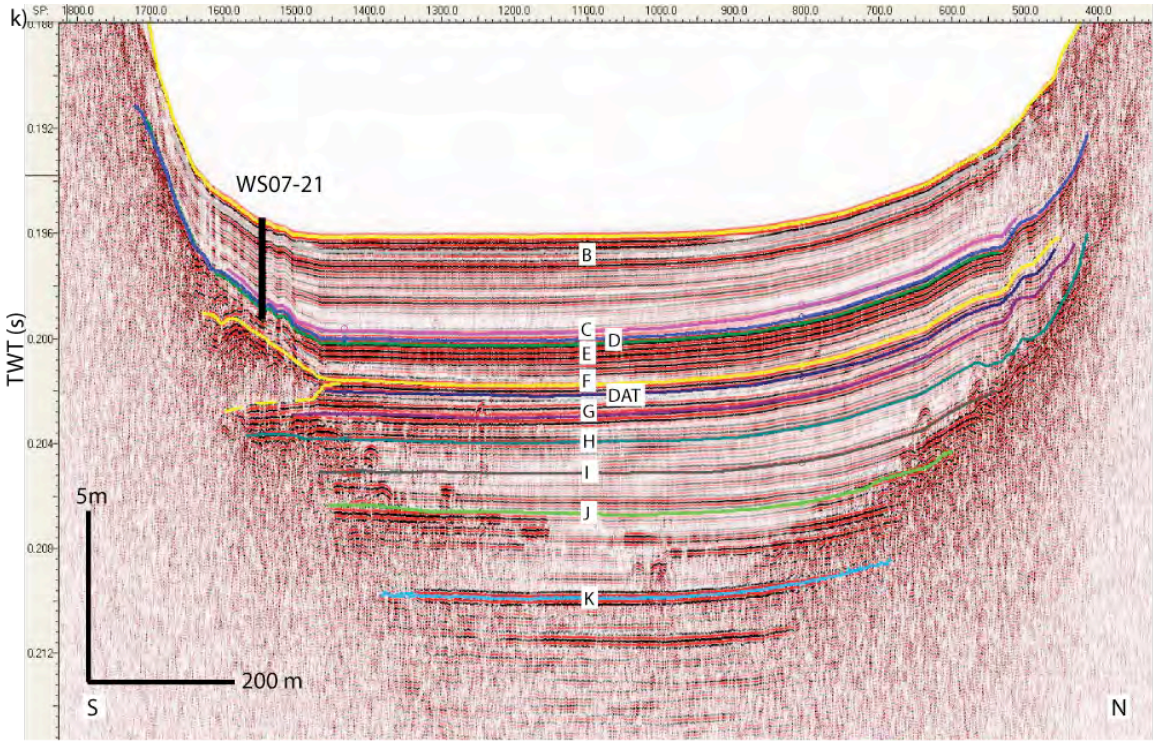

f)
SP
1600.0
1500.0
1400.0
1300.0
1200.0
1100.0
1000.0
900.0
800.0
700.0
600.0
500.0
400.0
300.0
200.0
TWT (s)
0.192
0.196
0.200
0.204
0.208
0.212
WS07-10
WS07-19
WS07-11
B
C
D
E
F
G
H
I
J
K
5m
200 m
S
N

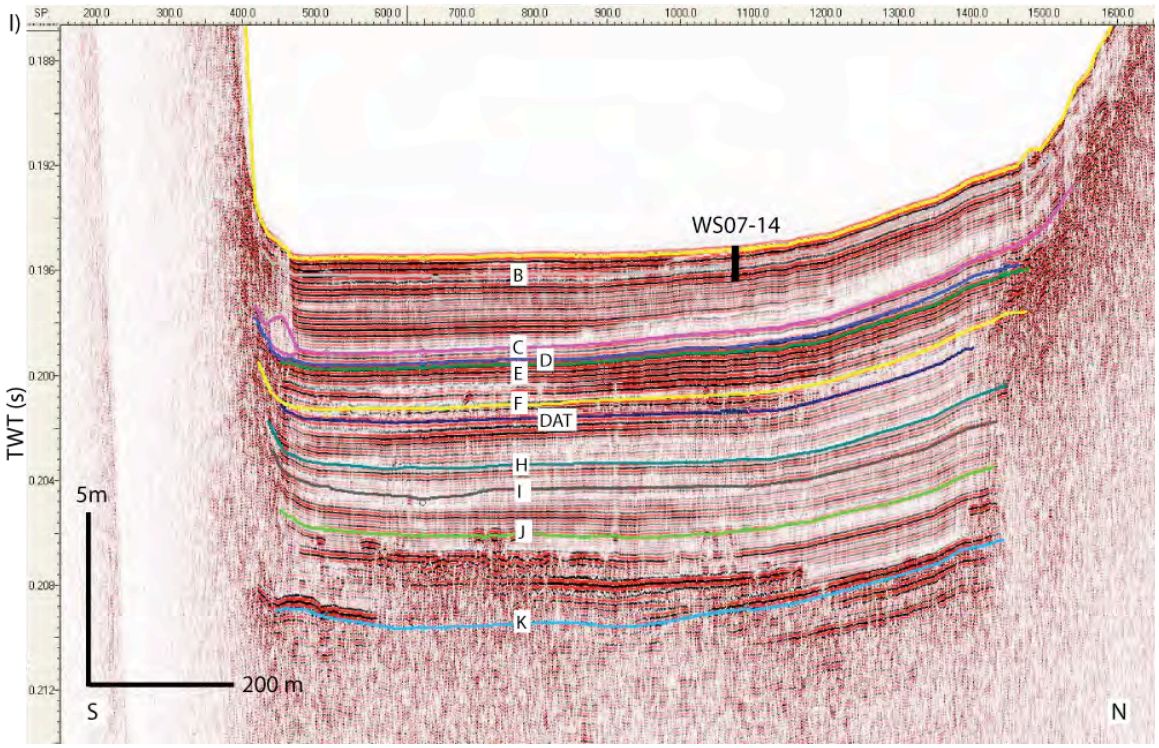

g)
SP
TWT (s)
B
C
D
E
F
G
H
I
J
K
5m
200 m
S
N


h)
SP
TWT (s)
B
C
D
E
F
G
H
I
J
K
5m
200 m
S
N

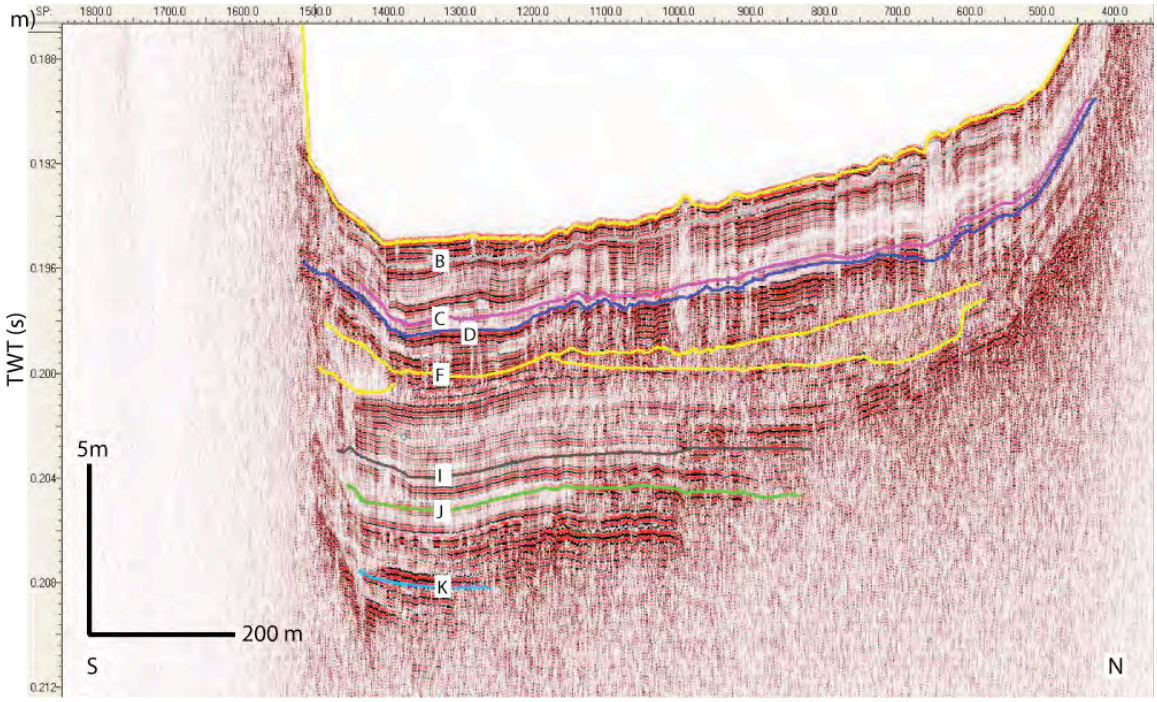

i)
SP:
1300.0
1200.0
1100.0
1000.0
900.0
800.0
700.0
600.0
500.0
400.0
TWT (s)
0.192
0.196
0.200
0.204
0.208
0.212
WS07-15
WS07-25
WS07-12
B
C
D
E
F
DAT
G
H
I
J
K
L
5m
200 m
S
N


j)
SP:
300.0
400.0
500.0
600.0
700.0
800.0
900.0
1000.0
1100.0
1200.0
1300.0
1400.0
1500.0
1600.0
1700.0
TWT (s)
0.192
0.196
0.200
0.204
0.208
0.212
B
C
D
E
F
DAT
G
H
I
J
K
L
5m
200 m
S
N

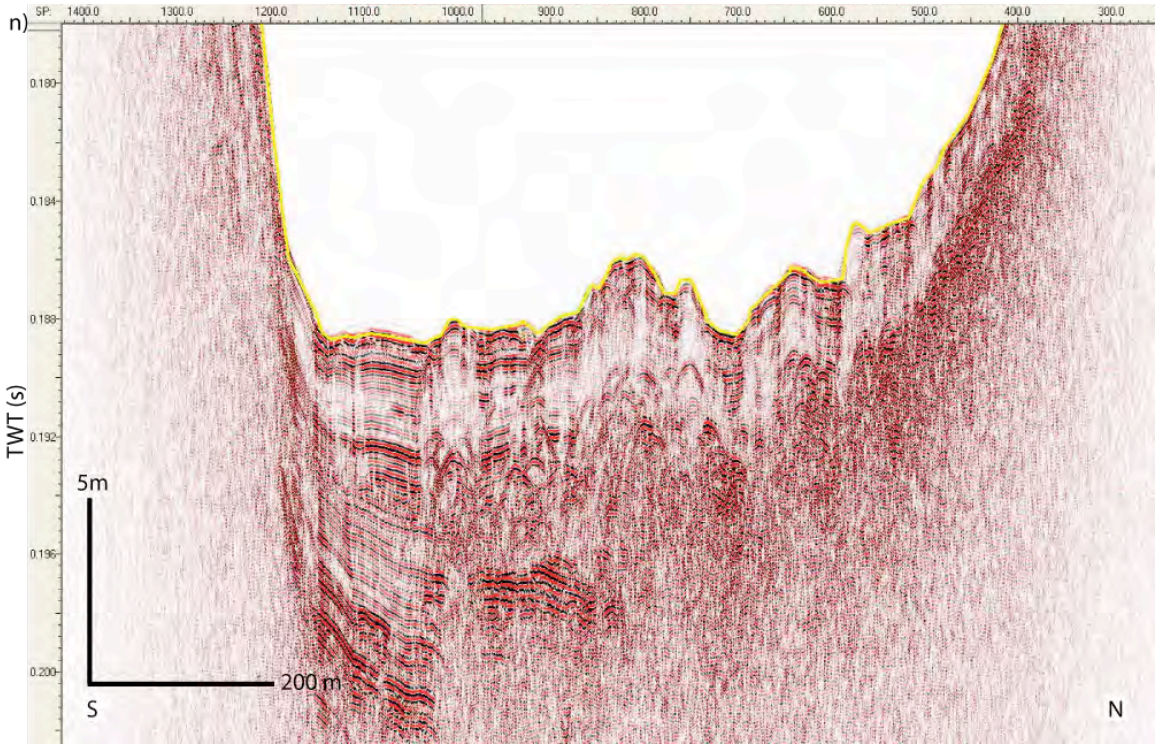

k)
SP:
1800.0
1700.0
1600.0
1500.0
1400.0
1300.0
1200.0
1100.0
1000.0
900.0
800.0
700.0
600.0
500.0
400.0
TWT (s)
0.188
0.192
0.196
0.200
0.204
0.208
0.212
WS07-21
B
C
D
E
F
DAT
G
H
I
J
K
5m
200 m
S
N


l)
SP:
200.0
300.0
400.0
500.0
600.0
700.0
800.0
900.0
1000.0
1100.0
1200.0
1300.0
1400.0
1500.0
1600.0
TWT (s)
0.188
0.192
0.196
0.200
0.204
0.208
0.212
WS07-14
B
C
D
E
F
DAT
H
I
J
K
5m
200 m
S
N

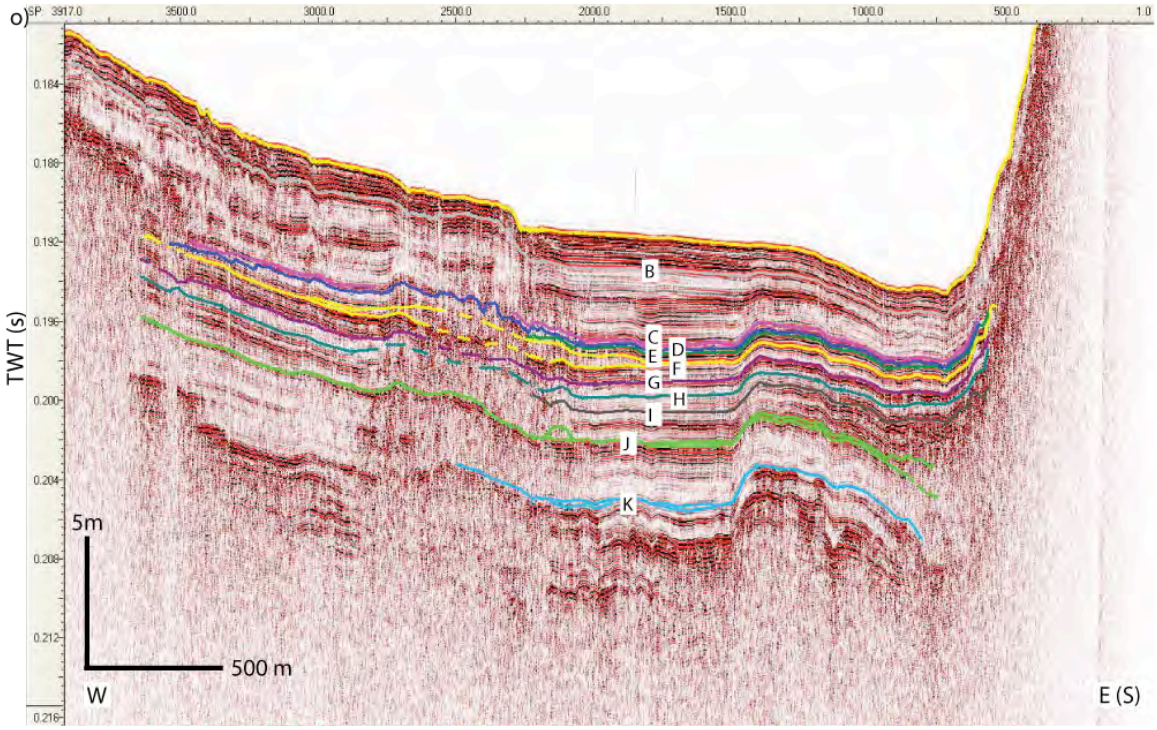
m)


SP:
1800.0
1700.0
1600.0
1500.0
1400.0
1300.0
1200.0
1100.0
1000.0
900.0
800.0
700.0
600.0
500.0
400.0
TWT (s)
0.188
0.192
0.196
0.200
0.204
0.208
0.212
B
C
D
F
I
J
K
5m
200 m
S
N

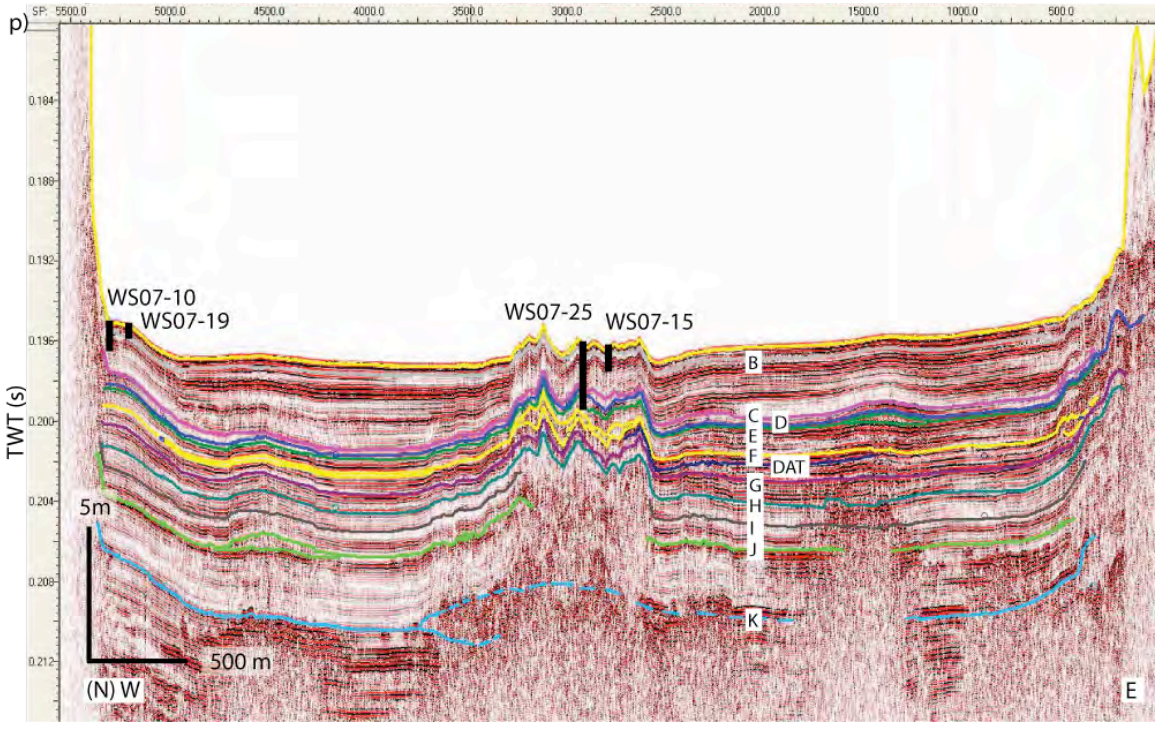
n)

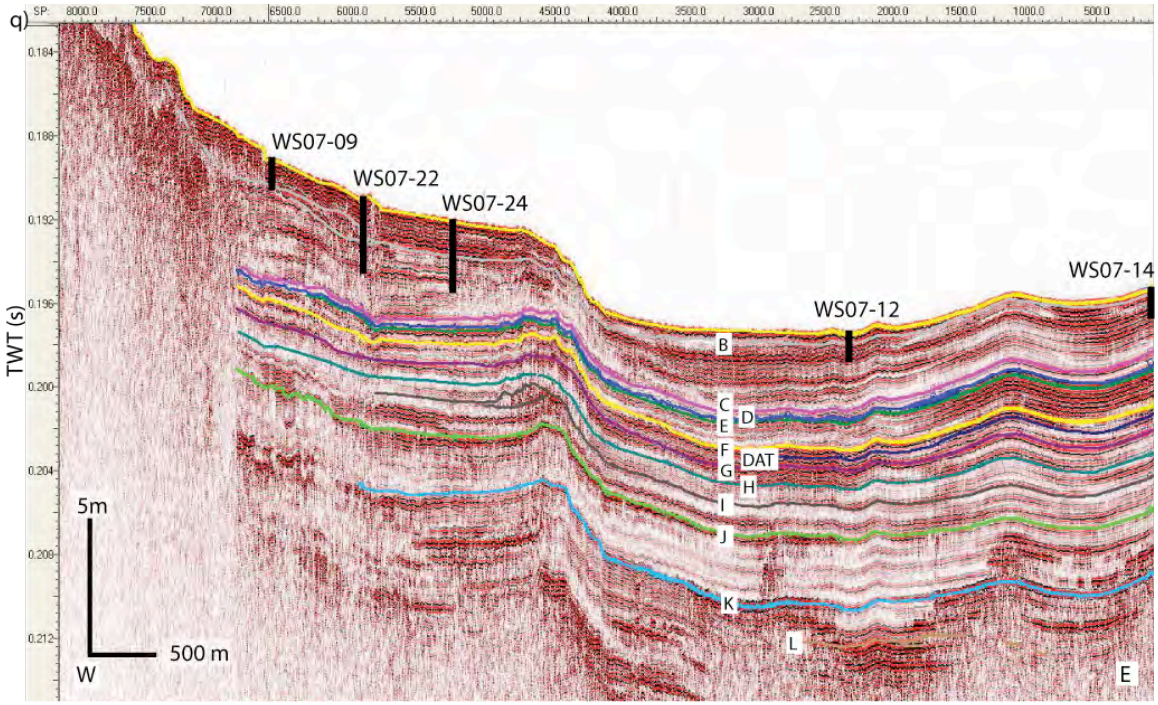

SP:
1400.0
1300.0
1200.0
1100.0
1000.0
900.0
800.0
700.0
600.0
500.0
400.0
300.0
TWT (s)
0.180
0.184
0.188
0.192
0.196
0.200
5m
200 m
S
N

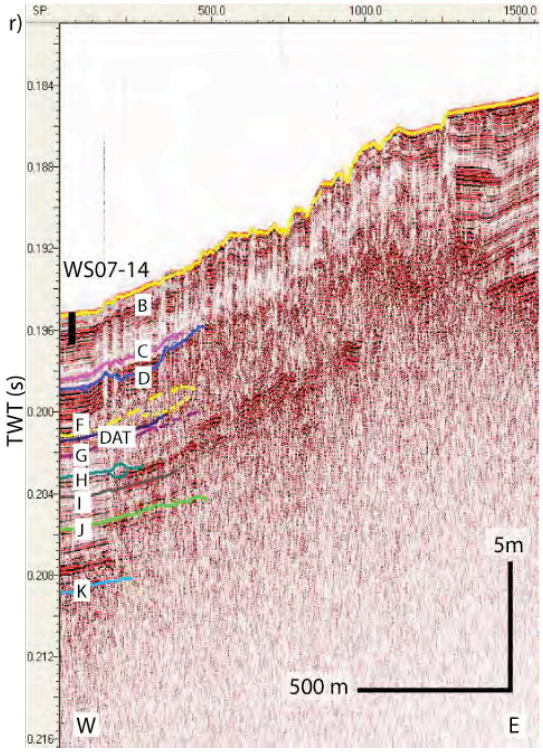
o)

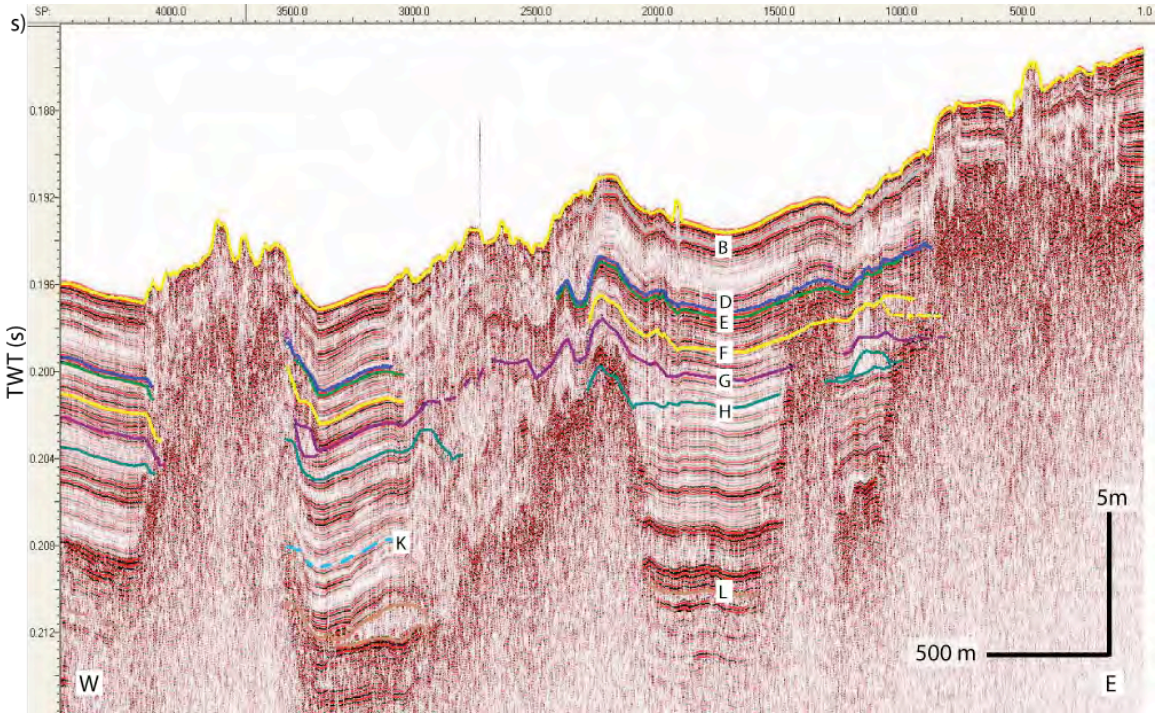

SP: 3917.0
3500.0
3000.0
2500.0
2000.0
1500.0
1000.0
500.0
1.0
TWT (s)
0.184
0.188
0.192
0.196
0.200
0.204
0.208
0.212
0.216
B
C
E
D
F
G
H
I
J
K
5m
500 m
W
E (S)

p)


SP: 5500.0
5000.0
4500.0
4000.0
3500.0
3000.0
2500.0
2000.0
1500.0
1000.0
500.0
TWT (s)
0.184
0.188
0.192
0.196
0.200
0.204
0.208
0.212
WS07-10
WS07-19
WS07-25
WS07-15
B
C
D
E
F
DAT
G
H
I
J
K
5m
500 m
(N) W
E


q)
SP
TWT (s)
WS07-09
WS07-22
WS07-24
WS07-12
WS07-14
B
C
D
E
F
DAT
G
H
I
J
K
L
5m
500 m
W
E


r)
SP
TWT (s)
WS07-14
B
C
D
F
DAT
G
H
I
J
K
5m
500 m
W
E


SP
4000.0
3500.0
3000.0
2500.0
2000.0
1500.0
1000.0
500.0
1.0
s)
0.188
0.192
0.196
0.200
0.204
0.208
0.212
TWT (s)
B
D
E
F
G
H
K
L
5m
500 m
W
E

Anhang E: Bilder und Archivmaterial









Oben links: Säule im Hafen von Weesen, die an die Hochwasserstände des Walensees innerhalb der letzten 200 Jahre erinnert. Die oberste Marke entspricht dem Höchststand 1807, die unterste dem Hochwasser 1999. Andere Bilder: An die früheren, regelmässigen und lange anhaltenden Hochwasserstände des Walensees angepasste Architektur im Dorfkern von Weesen. Aufgrund der höher gelegten Gassen reichen einige Fenster bis fast an den Boden. Auch die Türen sind in einigen Fällen weniger hoch als ursprünglich, wobei sich deren Schwellen teilweise unterhalb des heutigen Strassenniveaus befinden. Das ehemalige Parterre dient heute als Keller, während der erste Stock zum Erdgeschoss umfunktioniert wurde.

Unglücksfälle und Verbrechen

Der Felssturz am Walensee. *ag Mühlehorn, 4. Sept.* Die Felssturzstelle am Walensee ist nur mit dem Schiff zugänglich. Der Fels brach in einer Breite und Höhe von etwa 100 Metern nieder. Der durch die Erdgestaltung und die Regenfälle verursachte Felssturz konnte auf Grund der sonst üblichen geologischen Vorgänge in der Gegend nicht vorausgesehen werden. Die Felsmassen deckten einen großen Steinbruch zu, den die Arbeiter glücklicherweise im letzten Moment verlassen konnten. Die nahen Einrichtungen wurden nicht beschädigt. Die durch den Sturz hervorgerufene *Grundwelle* im See wurde von einer riesigen *Staubwolke* begleitet. Sie riß Landungsstege und Baracken weg und beschädigte die Ufermauern auf der Glarnerseite in der Nähe von Mühlehorn. Zwei *Züge*, die Mühlehorn passierten, erlitten einige Verspätung. Die Leiche der Frau *Suter* vom Restaurant „Schifflände" in Mühlethal, die auf der Rückkehr vom Baden von den Wellen fortgerissen wurde, ist noch nicht gefunden worden.

q. Der Felssturz auf die Eisenbahnlinie am Wallensee am 8. November und das Erdbeben vom 7. November stehen zweifellos in einem unmittelbaren Zusammenhang durch Lockerung der Felsmassen. In der Tat lag der Ausgangspunkt des vorangegangenen Erdbebens nach den Erhebungen des Schweizerischen Erdbebendienstes direkt am Wallensee, ein Fall, der in dieser Ausbildung seit vielen Jahren nicht mehr vorgekommen ist. Die Zone größter Erschütterung erstreckt sich direkt von Glarus nach dem obern Toggenburg. Das erschütterte Gebiet ist verhältnismäßig deutlich abgegrenzt. Das Erdbeben gehört zu der Klasse der Erschütterungsherde von Glarus, die vom südlichen Teil des Kantons in der Richtung gegen den unteren Wallensee hin und her wandern. Der Grad der Erschütterung war örtlich so stark, daß schwere Tische verschoben worden sind. Die Erschütterung war also nach den bisherigen Erfahrungen stark genug, um einen Felssturz bewirken zu können.

Meldungen der NZZ vom 4.9.1946 bzw. 12.11.1924 zu zwei in den Walensee stürzenden Massenbewegungen.











Impressionen der Feldarbeit auf dem Forschungsschiff “ArETHuse“.