

**Quantifizierung von Deltasedimenten zur  
Rekonstruktion von Erosionsraten im  
Einzugsgebiet des Sulzsees, Obersulzbachtal,  
Hohe Tauern**

Masterarbeit

Zur Erlangung des Mastergrades MSc

an der Naturwissenschaftlichen Fakultät der Paris-Lodron-  
Universität Salzburg

Eingereicht von  
Vinzenz Walk  
Matrikelnummer: 11700578

Gutachter: Ass.-Prof. Dr. Jan-Christoph Otto

Fachbereich: Geographie und Geologie

Salzburg, November 2019

### Danksagung

Diese Arbeit wäre ohne die Unterstützung und Mithilfe von vielen Personen und Institutionen nicht möglich gewesen. Ich möchte mich herzlich bedanken bei:

Ass.-Prof. Dr. Jan-Christoph Otto für die Betreuung dieser Arbeit, für sein Engagement und seine Unterstützung während des gesamten Masterstudiums. Des Weiteren für seinen stets freundlichen, aufgeschlossenen Umgang und der Koordination der Datenerhebungen.

Dr. Michael Discher für dessen kostbare Zeit zur Problemlösung und Diskussion in allen Bereichen, aber auch für sein stets hilfsbereites und gut gelauntes Wesen als Arbeits- und Bürokollege.

Dem Nationalpark Hohe Tauern für den Erhalt des Forschungsstipendiums und der Möglichkeit der Durchführung der Messkampagnen im streng geschützten Wildnisgebiet.

Robert Delleske MSc, für die Bereitstellung wichtiger Fotos und Daten. Sowie für seine zahlreichen, konstruktiven Diskussionen und seine Mitarbeit bei der Datenerhebung.

Dr. Markus Keuschnig für die Mithilfe bei der Datenerhebung und die umfangreiche Beratung bei der Radardateninterpretation.

Mag. Gerald Griesebner für die Bereitstellung wichtiger Daten und die Korrektur der GPS-Daten.

Der AG Geomorphologie, insbesondere Prof. Andreas Lang für die Unterstützung und Diskussionen zu dieser Arbeit und während des gesamten Studiums.

Allen Beteiligten der Messkampagnen, durch deren Mitarbeit die Datenerhebung bestens durchgeführt werden konnte.

Besonders bedanken möchte ich mich:

Bei meiner Lebenspartnerin Julia Steiner MSc für ihre ausgezeichnete Unterstützung und Motivation zur Erstellung dieser Arbeit.

Bei meinen Eltern Sabine und Josef Walk, für ihre ständige und uneingeschränkte Unterstützung während des Studiums.

### Zusammenfassung

Diese Arbeit quantifiziert die Erosionsraten im Einzugsgebiet des Deltas im Sulzsee, Obersulzbachtal. Hierfür wurden Messungen mittels Georadar (GPR), einer geophysikalischen Methode zur Erkundung des oberflächennahen Untergrundes, durchgeführt. Das glazial übertiefte Becken des Sulzsees auf einer Höhe von 2203m über NN stellt eine Sedimentfalle für eingetragenes Material dar. Das akkumulierte Sediment bildet am Südufer des Sees ein Delta aus. Auf diesem Sedimentkörper wurden Profile mit einer 100MHz-Antenne aufgenommen. Die Radargramme lieferten aussagekräftige Informationen über den Untergrund. Anhand von Interpretationen der Radargramme konnte die Mächtigkeit der Sedimente und die Lage des anstehenden Ausgangsmaterials bestimmt werden. Dadurch konnte ein Volumen von 622.428 m<sup>3</sup> (mit einer Spanne von minimal 552.716 bis maximal 666.620 m<sup>3</sup>) bestimmt werden. Der Zeitraum für die Deltabildung beläuft sich auf zehn Jahre, wodurch sich eine Erosionsrate von 2,6 mm/a für das Einzugsgebiet ergibt (mit einer Spanne von min. 2,0 und max. 3,8 mm/a). Die Erosionsrate ist im Vergleich zu anderen publizierten Raten erhöht. Dies könnte ein Hinweis auf eine erhöhte Erosionsleistung von glazialen Prozessen während des Gletscherrückzuges sein.

### Abstract

This study quantifies denudation rates in the catchment area of the Sulzseedelta, Obersulzbachtal, using ground penetrating radar (GPR), a geophysical method to visualize the shallow subsurface. The glacial overdeepened basin of Lake Sulzsee is located at an altitude of 2203 m (asl) and acts as a sediment trap. Accumulated sediments are forming a delta at the very south of the lake, where GPR-profiles have been taken with 100 MHz Antennas. GPR measurements have provide useful information about the subsurface, which includes sediment thickness and position of the bedrock. Using high resolution radar profiles, a sediment volume of 662.428 m<sup>3</sup> (ranging from min. 552.716 to max. 666.620 m<sup>3</sup>) was calculated. During a ten-year timescale of delta formation, sediment mobilization has led to an average denudation rate of 2,6 mm/a (ranging from min. 2,0 and max. 3,8 mm/a). These results have shown to have larger increase than those reported in the wider literature. This could be due to higher denudation rates of glacial processes during glacial retreat.

## Inhaltsverzeichnis

<b>Danksagung</b> .....	<b>I</b>
<b>Zusammenfassung</b> .....	<b>II</b>
<b>Inhaltsverzeichnis</b> .....	<b>III</b>
<b>Abbildungsverzeichnis</b> .....	<b>V</b>
<b>Tabellenverzeichnis</b> .....	<b>VII</b>
<b>Abkürzungsverzeichnis</b> .....	<b>VIII</b>
<b>1 Einleitung</b> .....	<b>1</b>
<b>2 Sedimentation proglazialer Seen</b> .....	<b>3</b>
2.1 Seen mit Kontakt zum Gletscher und gravitative Massenbewegungen .....	3
2.2 Seen ohne Kontakt zum Gletscher und thermische Schichtung .....	6
<b>3 Untersuchungsgebiet</b> .....	<b>9</b>
<b>4 Methodik</b> .....	<b>14</b>
4.1 Ground Penetrating Radar .....	14
4.1.1 Anwendungsbereiche von GPR .....	14
4.1.2 Funktionsprinzip und Grundlagen elektromagnetischer Wellen .....	15
4.2 Datenaufnahme .....	24
4.3 Datenverarbeitung .....	26
4.3.1 Radargrammaufbereitung .....	26
4.3.2 Berechnung Sedimentvolumen .....	31
4.3.3 Bestimmung der Erosionsrate anhand des Sedimentvolumens.....	32
<b>5 Ergebnisse</b> .....	<b>35</b>
5.1 Interpretation der Radargramme .....	35
5.1.1 Profil 16_OSK_10 .....	36
5.1.2 Profil 16_OSK15 .....	37
5.1.3 Profil 19_OSK_5 .....	38

5.1.4	Profil 19_OSK_6 .....	40
5.2	Bestimmung der Ausbreitungsgeschwindigkeiten .....	41
5.3	Bestimmung der Lage des Ausgangsgesteins.....	43
5.4	Sedimentvolumenbestimmung .....	44
5.5	Erosionsratenbestimmung .....	45
<b>6</b>	<b>Diskussion.....</b>	<b>47</b>
6.1	Interpretation der Radargramme anhand der Ausbreitungsgeschwindigkeiten	47
6.2	Bestimmung der Lage des Ausgangsgesteins.....	53
6.3	Sedimentvolumenbestimmung .....	54
6.4	Erosionsratenbestimmung .....	57
<b>7</b>	<b>Fazit .....</b>	<b>63</b>
<b>Anhang</b>	<b>.....</b>	<b>72</b>

## Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1: Sedimenteintrag mit Gletscherkontakt .....	4
Abbildung 2: Ablagerungsstrukturen eines Sees mit Gletscherkontakt .....	4
Abbildung 3: Sedimenteintrag ohne direkte Gletscheranbindung.....	6
Abbildung 4: Ablagerungsstrukturen eines Sees ohne direkten Gletscherkontakt.....	7
Abbildung 5: Übersichtskarte des Untersuchungsgebietes im Obersulzbachtal .....	9
Abbildung 6: Rückzug der Gletscherfront 1991 – 2015.....	11
Abbildung 7: Geomorphologische Karte des oberen Obersulzbachtales .....	12
Abbildung 8: Huygensches Prinzip. Einhüllende als neue Wellenfront.....	18
Abbildung 9: Wellenwege einer elektromagnetischen Welle. Reflexion (1), Transmission (2) und Refraktion (3). Verändert nach (MILSOM 2008).....	18
Abbildung 10: Verzerrungen von punktuellen (1), geneigten (2) und trichterförmigen (3) Reflektoren. Reflektor: dicke schwarze Linie, Abgebildeter Untergrund: graue Linie.....	19
Abbildung 11: Laufzeiten verschiedener Wellen .....	20
Abbildung 12: Gängige Messgeometrien für GPR. Common Offset (1), CMP (2) und WARR (3) .....	23
Abbildung 13: Profilverlauf der Messungen 2016 und 2019 und Lage der Querprofile (gelb) .....	24
Abbildung 14: Apparaturaufbau und Messdurchführung.....	25
Abbildung 15: Luftwelle und Amplitudenabnahme durch Schneedecke .....	27
Abbildung 16: Entfernung nicht relevanter Frequenzbereiche durch einen <i>bandpass</i> Filter	27
Abbildung 17: Radargramm und Spektrum vor (links) und nach (rechts) Anwendung des <i>energy decay</i> .....	28
Abbildung 18: Ausbreitungsbestimmung durch Diffraktionshyperbelanalyse .....	29
Abbildung 19: Radargramm vor (links) und nach (rechts) erfolgter <i>Fk-migration</i> .....	29
Abbildung 20: Veranschaulichung der Erosions- und Sedimentationsrate .....	33
Abbildung 21: Interpretation Profil 16_OSK_10 .....	36
Abbildung 22: Interpretation Profil 16_OSK_15 .....	37
Abbildung 23: Interpretation Profil 19_OSK_5 .....	38

Abbildung 24: links Signalmuster (4) und (5), rechts Signalmuster (3a) und (3b).....	39
Abbildung 25: Interpretation Profil 19_OSK_6 .....	40
Abbildung 26: Ausbreitungsgeschwindigkeit der Schneebedeckung im Profil 19_OSK_8....	41
Abbildung 27: Ausbreitungsgeschwindigkeiten für den Bereich (1) im Profil 19_OSK_5.....	42
Abbildung 28: Ausbreitungsgeschwindigkeiten für die Bereiche (4), (5) und (6) im Profil 19_OSK_5.....	43
Abbildung 29: Tiefe des Ausgangsgesteins als Raster (links) und TIN (rechts) .....	44
Abbildung 30: Ausbleibende Mehrfachreflexionen am ungefrorenen Seebachsee, Obersulzbachtal.....	48
Abbildung 31: Drohnenbild der Schneestufe im Winter 2019.....	49
Abbildung 32: Verlauf von Ausgangsgestein (orange) und Seeboden 2015 (blau). Theoretischer Verlauf Ausgangsgestein (Violet) und berechnetes Sedimentvolumen (hellblau) .....	55
Abbildung 33: Querprofile des Deltas mit Seegrundverlauf aus den Echolotdaten 2019 (gelb) .....	62

## Tabellenverzeichnis

Tabelle 1: Sedimentationsprozess und daraus resultierende Ablagerung.....	5
Tabelle 2: Elektrische Eigenschaften ausgewählter Materialien bei 100 MHz.....	17
Tabelle 3: Auflösung und Eindringtiefe nach Frequenz der Antenne.....	21
Tabelle 4: Berechnete Erosionsraten im Alpenraum. Verändert nach.....	60



## Abkürzungsverzeichnis

asl.	above sea level
CMP	Common Midpoint
et al.	und andere
GPR	Ground Penetrating Radar
LIA	Little Ice Age
max.	maximum
min.	minimum
NN	Normal Null
OSL	Optisch Stimulierte Lumineszenz
Triangulated Irregular Network	TIN
vgl.	vergleiche
WARR	Wide-Angle Reflection and Refraction Sounding
z. B.	zum Beispiel

### 1 Einleitung

Das hochalpine Gebirge ist ein geomorphologisch hoch dynamischer Naturraum. Viele unterschiedliche Prozesse tragen zu einer stetigen Veränderung des Landschaftsbildes bei. Sowohl schnelle Massenbewegungen wie Murgänge als auch langandauernde Gletschererosion tragen zur Umgestaltung des Reliefs bei. Alle topographischen Veränderungen beinhalten eine Verlagerung von Feststoffen. Das feste Ausgangsgestein wird erodiert oder verwittert und anschließend talabwärts verlagert.

Das abgetragene Material lagert sich in weiter unterhalb gelegenen Sedimentfallen ab. Hierzu zählen sämtliche Vertiefungen, sowie Senken und Bereiche mit einem flacheren Relief. Seit der letzten kleinen Eiszeit (Little Ice Age LIA) um 1850, haben sich in den österreichischen Alpen 264 neue Hochgebirgsseen gebildet (BUCKEL et al. 2018). Sie sind überwiegend ein Produkt aus der glazialen Übertiefung des Ausgangsgesteins durch einen erodierenden Gletscher.

Die Erosion ist ein flächenhafter Abtrag von Ausgangsgestein und wirkt der tektonischen Gebirgshebung entgegen. Durch Erosionsraten wird unter anderem die jährliche Abtragung eines Gebirges quantifiziert. Eine möglichst präzise Einschätzung dieser Abtragungsraten liefert Informationen zum Verständnis der Geschichte des Gebirges (DUCEA et al. 2003), sowie über den Verlandungszeitraum von Seen (HINDERER & EINSELE 2001) und den anthropogenen Einfluss auf das jeweilig betrachtete Gebiet (LAVÉ & BURBANK 2004).

Durch den klimawandelbedingten Gletscherrückzug verschwindet eine große erosive Kraft aus dem Gebirgsraum. So auch im Pinzgauer Obersulzbachtal. Die in diesem Seitental verorteten Gletscher verzeichneten innerhalb der letzten 20 Jahren einen Gletscherrückzug von ca. 26 m pro Jahr (GEILHAUSEN et al. 2012). In diesem sich stark wandelnden Umfeld hat sich seit dem Gletscherrückzug ein großer Sedimentationskörper im glazial übertrieften Sulzsee gebildet. Das Delta am südöstlichen Ende des Sees ist der Hauptsedimentationsbereich des Sees und beinhaltet das erodierte Material aus dem darüberliegenden Einzugsgebiet.

Eine quantitative Aussage bezüglich Erosionsraten im Hochgebirge, durch eine Analyse von Deltasedimenten, ist bisher selten Gegenstand der Forschung. Desweiteren ist der Einfluss von Gletscherrückzug auf die Erosionsrate noch nicht eindeutig geklärt. Zur Bestimmung der Raten wurden in vergleichbaren Publikationen oftmals Methoden herangezogen, welche einen langen Prozesszeitraum beinhalten. Die publizierten Erosionswerte stellen damit einen

Durchschnittswert über diese langen Zeiträume dar. Somit werden Einflüsse von kurzzeitigen Klimaschwankungen, wie beispielsweise der aktuell stark ausgeprägten Warmphase gemittelt. Im Sulzsee kann durch den kurzen Entstehungszeitraum des Deltas eine Aussage über die Erosionsraten der Gletscher getroffen werden, die sich in dessen Einzugsgebiet befinden.

Mit einem Georadar (Ground Penetrating Radar - GPR) kann der geologisch sehr junge Deltakörper hochaufgelöst und zerstörungsfrei kartiert werden. Zudem können die Mächtigkeit der Sedimente und die Lage des anstehenden Ausgangsgesteins ermittelt werden. Ziel dieser Arbeit ist es, die aufgenommenen Radarprofile zu analysieren, interpretieren und anhand der Ergebnisse folgende Forschungsfragen zu beantworten:

- Welche Strukturen und Muster sind in den Radarprofilen ersichtlich?
- Welche Ausbreitungsgeschwindigkeiten sind in den jeweiligen GPR-Mustern vorhanden und welche Aussagen ergeben sich dadurch für den Untergrund?
- Wie viel Sediment ist im Deltakörper vorhanden?
- Welche Erosionsraten lassen sich aus der Deltafüllung für das zugehörige Einzugsgebiet berechnen?

## **2 Sedimentation proglazialer Seen**

Dieses Kapitel dient zur Veranschaulichung und zum Prozessverständnis der Sedimentation in proglazialen Seen. Hauptaugenmerk soll dabei auf die kleinräumigen Seen in Hochgebirgen gelegt werden und weniger auf die großen, glazial geformten Seen wie beispielsweise die *Great Lakes* in Nordamerika oder die Ostsee.

Die ablaufenden Prozesse für den Sedimenteintrag an eiszeitlichen Seen, wie den Sulzsee, sind ebenso vielseitig wie die vorzufindenden Ablagerungsformen. Nach ASHLEY (2002) ist die Sedimentation in proglazialen Seen beeinflusst durch den Seentyp (mit oder ohne Gletscherkontakt), thermische Schichtung des Sees, Dichte von See- und Schmelzwasser, Position des Schmelzwassereintrags, Sedimentationsquellen, Beckengeometrie, Hangstabilität, Gletscherbewegung und Eisbedeckung. Neben glazialen und glaziofluvialen Prozessen tragen fluviale und gravitative Transportwege dazu bei, Material in das Gewässer einzutragen. Dabei wird die Sedimentförderung in Gletscherseen maßgeblich durch den Kontakt zum Gletscher definiert. Seen mit direkter Verbindung zum Gletscher erfahren einen anderen Feststoffeintrag als Seen ohne Gletscherkontakt (OTTO 2019).

### **2.1 Seen mit Kontakt zum Gletscher und gravitative Massenbewegungen**

Proglaziale Seen mit einer direkten Verortung der Gletscherfront in das Gewässer sind zumeist klein und variabel im Erscheinungsbild. Sprunghafte Wasserstandsveränderungen und Auswaschungen von Feinsediment an subaquatische Eistunneln sind hierfür charakteristische Merkmale (EINSELE 1992). Ist die Gletscherzunge direkt an oder in den See eingebunden, wird im Gletschereis eingeschlossenes Material durch Gletscherkalben über die gesamte Seefläche verteilt. Die einzelnen Eisberge treiben über das Wasser und schmelzen kontinuierlich ab. Darin eingefrorenes Sediment fällt dabei nach und nach aus. Aufgrund dessen sind die sogenannten *Dropstones* im gesamten Sedimentationsraum des Sees anzutreffen (DREIMANIS 1983). Zusätzlich zum Gletscherkalben schmilzt das Eis an der Gletscherfront ab und lagert das eingeschlossene Material direkt am Standort der Gletscherzunge ab. Gleiches wiederfährt supraglaziales Schutt, welcher ebendort durch Abrutschen von der Gletscherfont abgelagert wird. Sediment mit einer kleineren Korngröße wird durch sub- oder supraglaziales Schmelzwasserflüsse in den See eingetragen (vgl. Abbildung 1 und Abbildung 2).

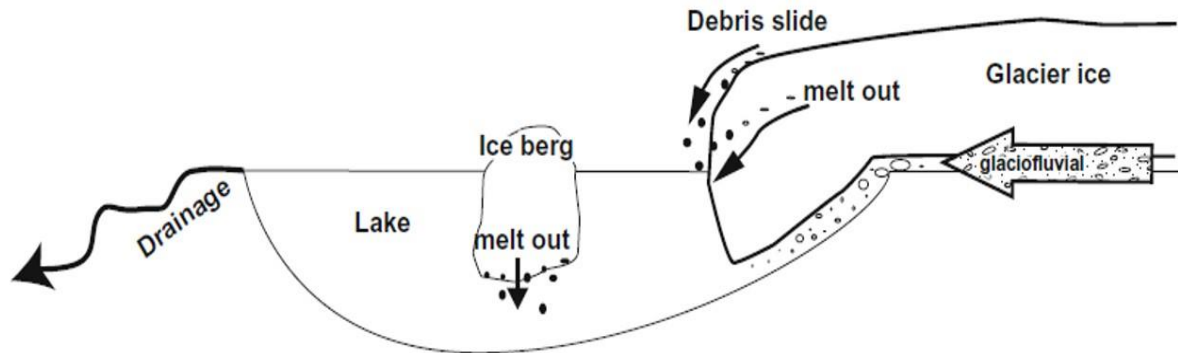


Abbildung 1: Sedimenteintrag mit Gletscherkontakt (OTTO 2019)

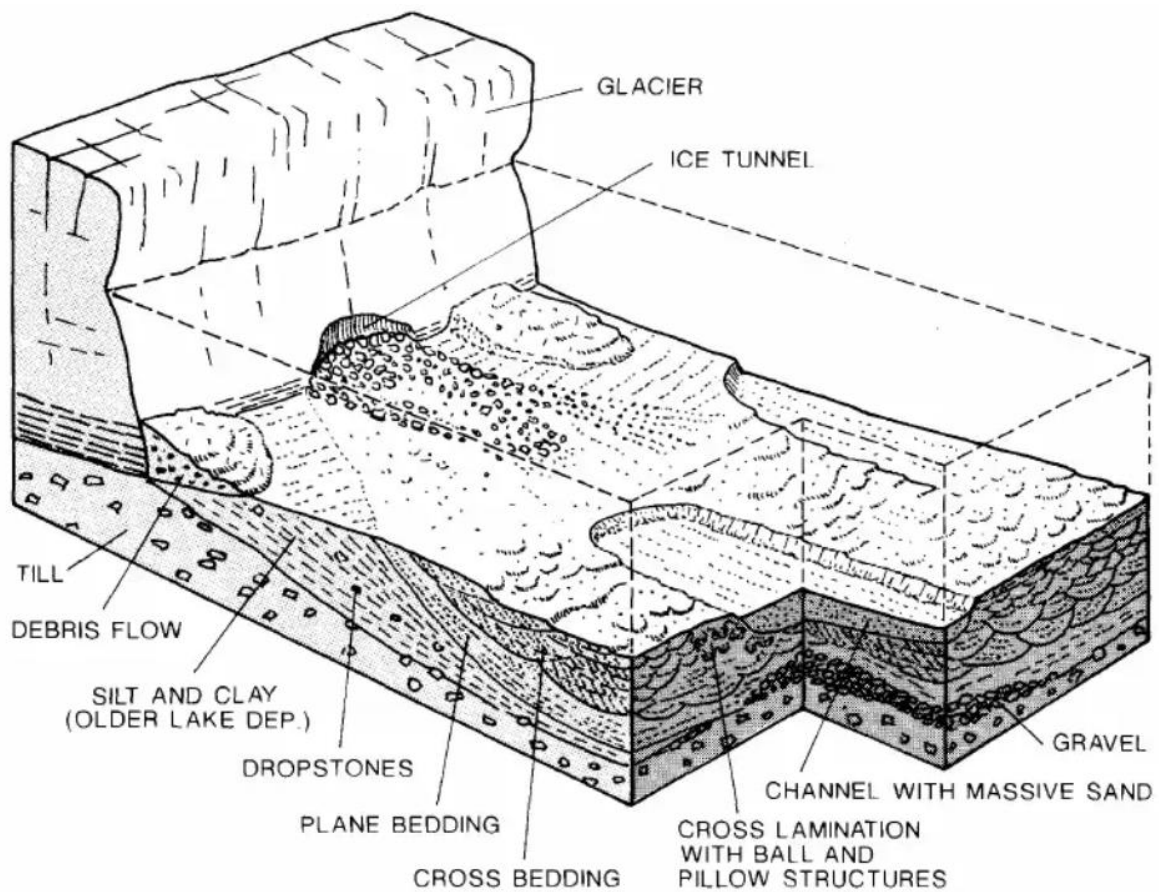


Abbildung 2: Ablagerungsstrukturen eines Sees mit Gletscherkontakt (EINSELE 1992)

Je nach Sedimentationsprozess und verfügbarem Material ist der Sedimentationskörper unterschiedlich gestaltet. Tabelle 1 zeigt die Prozesse der in Abbildung 2 zu sehenden Ablagerungsstrukturen.

Tabelle 1: Sedimentationsprozess und daraus resultierende Ablagerung. Verändert nach (ASHLEY 2002)

<b>Sedimentärer Prozess</b>	<b>resultierende Ablagerung</b>
Kriechen, Stürzen, Murgang, Sturzflut	Matrix- und klastengestützte Schrägschichtung, parallele und gradierte Schichtung, hängende Lamination, Kletterrippeln
Seeströmung	Parallele, gradierte, großskalige und tabulare Schichtung, Kletterrippeln, mehrfach gradierte Schichten
Wellen und Seezirkulation	Kleinskalige Schrägschichtung, parallele Schichtung und Lamination, mehrfach gradierte Schichten
Eisüberschub	Dropstones, Hohlräume im Schutt
Biogenetische Prozesse	Bioturbidierte Sedimente, Leitfossilien
Suspension	Massive bis parallel laminierte Silte und Tone

Abseits der Gletscherfront findet weiterer Sedimenteintrag statt. Steile Hänge im unmittelbaren Umfeld der Gletscherseen liefern zusätzliches Material durch gravitative Prozesse wie Murgänge, Steinschlag oder Hangrutschungen an die Gewässersole (OTTO 2019). Große Mengen an losem Gesteinsmaterial, destabilisierte Felswände und eine geringe Vegetationsbedeckung stellen geeignete Ausgangsparameter dar. Ausschlaggebend für den gravitativen Anteil des Sedimenteintrags ist die Hangneigung, Geländerauigkeit, Gesteinsbeschaffenheit und Konnektivität der Oberfläche (CAVALLI et al. 2013). Insbesondere schlecht sortiertes Moränenmaterial, auftauender Permafrost und andere glaziale Ablagerungen, mit einer großen Varianz innerhalb der Korngrößenverteilung, werden durch Murgänge und Schuttströme umgelagert und in den See eingetragen. Auch nach Abriss des direkten Kontaktes des Sees zur Gletscherfont spielen gravitative Prozesse eine wesentliche Rolle im Feststoffeintrag.

### 2.2 Seen ohne Kontakt zum Gletscher und thermische Schichtung

Mit rückschreitender Gletscherfront ist die direkte Anbindung des Gletschers zum See unterbrochen. Ab diesem Zeitpunkt findet der Sedimenteintrag nurmehr durch die oben genannten gravitativen Prozesse und anhand von fluvialer, sowie glaziofluvialer Feststoffverlagerung statt (vgl. Abbildung 3). Dabei wird hauptsächlich glazial abgelagertes Sediment von Schmelzwasserbächen via Auswaschung remobilisiert. Bei distalen Seen ist die hierfür verfügbare Abflussmenge zur Mobilisation von Feststoffen, aufgrund der verstärkten Versickerungsrate von Grund- und Niederschlagswasser, verringert (ASHLEY 2002).

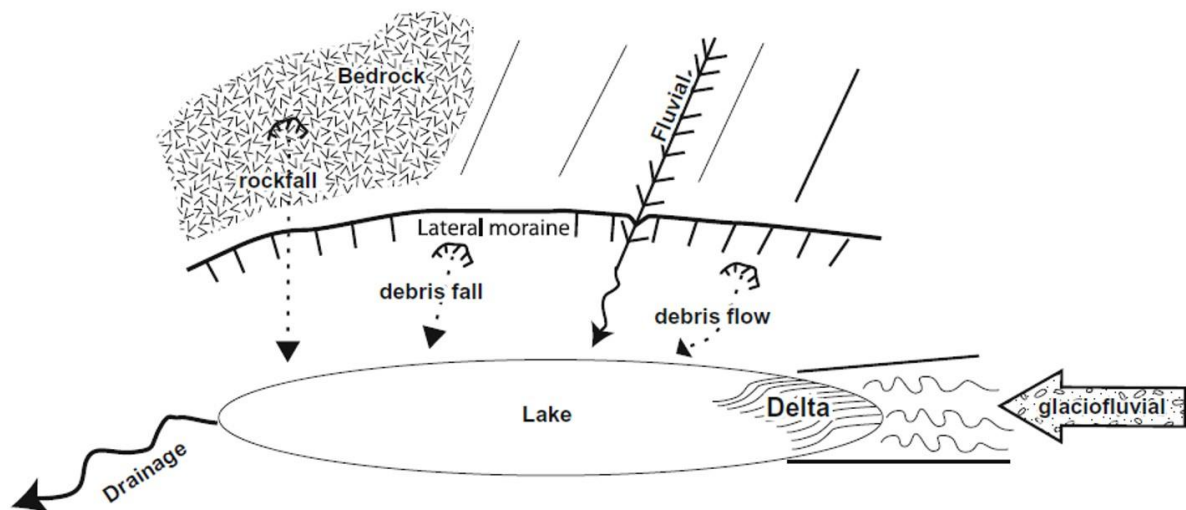


Abbildung 3: Sedimenteintrag ohne direkte Gletscheranbindung (OTTO 2019)

Die, im Vergleich zu Seen mit direktem Gletscherkontakt, stabileren Ablagerungsbedingungen führen dazu, dass in distalen Seen die glaziofluvial eingetragene Sedimente in Form eines klassischen Deltas abgelagert werden. Das Material wird durch Suspensionsausfall, Rutschungen, gravitative Bewegungsvorgänge oder durch Unterfließen des stehenden Seewassers an der Deltafront verteilt (EINSELE 1992).

Trotz der kalten Wassertemperatur durch Schmelzwassereintrag findet nicht nur in Seen mit direktem Gletscherkontakt, sondern auch in distalen Seen eine interne Temperaturschichtung statt. Aufgrund der allgemein höheren Temperaturen ist diese im Sommer stärker ausgeprägt als im Winter. Eine thermische Schichtung des Seewassers wird hervorgerufen durch seeinterne Differentiation von dichterem Wasser am Seegrund und weniger dichterem an der Gewässeroberfläche. Hierbei ist die Dichteanomalie von Wasser

zu beachten, wobei Wasser mit 4°C die höchste Dichte beinhaltet und somit die Faustregel, je kälter desto dichter, eine Ausnahme erfährt. Die beiden thermischen Schichten werden getrennt durch das Metalimnion. Diese dünne Trennschicht beinhaltet die Thermocline, welche die größte Änderung der Temperatur pro Tiefeneinheit umfasst. Diese thermische Schichtung innerhalb des Wassers beeinflusst den Sedimentationsablauf. Je nach Dichteunterschied von Schmelz- und Seewasser wird das mitgelieferte Sediment an unterschiedlichen Stellen abgelagert. Bei einer niedrigeren Dichte des Schmelzwassers wird der feinkörnige Feststoff oberflächennah am Delta abgelagert (*overflow*). Eine ähnliche Dichteverteilung führt zu einer Sedimentation im mittleren Bereich der Deltafront (*interflow*). Bei einer höheren Dichte des Schmelzwassers wird das Feinmaterial durch *underflow* mit hin zum Seegrund und den unteren Bereichen des Deltas geleitet (Abbildung 4). Dort sedimentiert das Material mit zunehmender Verringerung der Fließgeschwindigkeit aus. Zudem kann feinkörniges Material am Deltahang durch Turbiditströme in tiefere Bereiche verlagert werden. Je nach Saisonalität, dominiert im Sommer *Underflow*, welcher das Sediment weiter in das Seebecken hineinträgt. In kälteren Zeiten herrschen die für eine deltanaher Ablagerungen verantwortlichen *Inter-* und *Overflow* vor (BENNETT & GLASSER 2009).

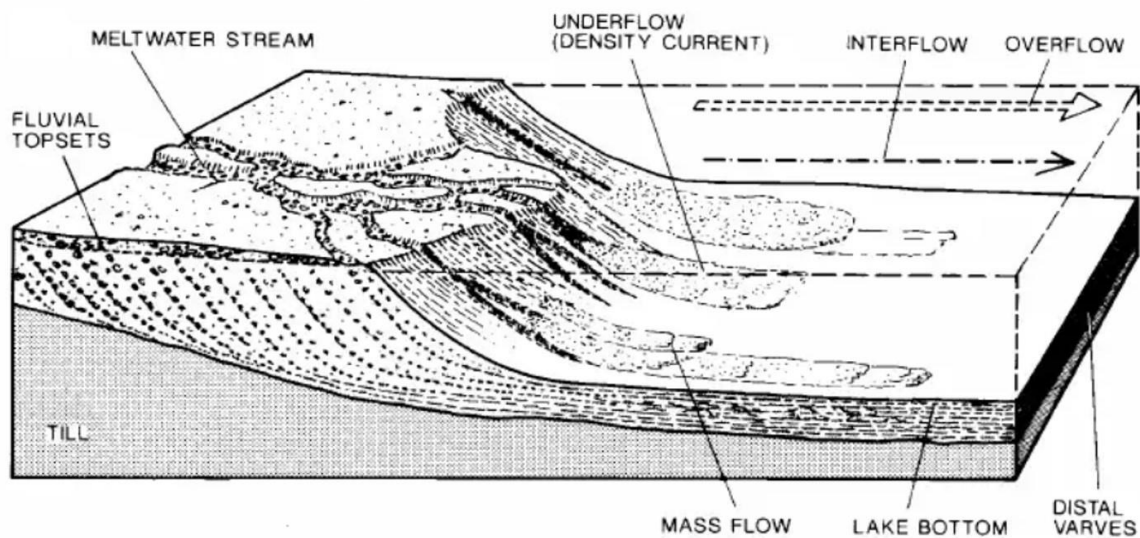


Abbildung 4: Ablagerungsstrukturen eines Sees ohne direkten Gletscherkontakt (EINSELE 1992)

Für den gröberen Festkörperanteil gilt eine andere Art der Verteilung im See. Größere Klaster werden hauptsächlich durch Starkniederschlagsereignisse remobilisiert und lagern sich als eigene Eventlayer kompakt am unmittelbaren Übergang zum flachen Delta ab, oder rauschen aufgrund hoher Fließgeschwindigkeiten bis in tiefere Seenbereiche hinein.

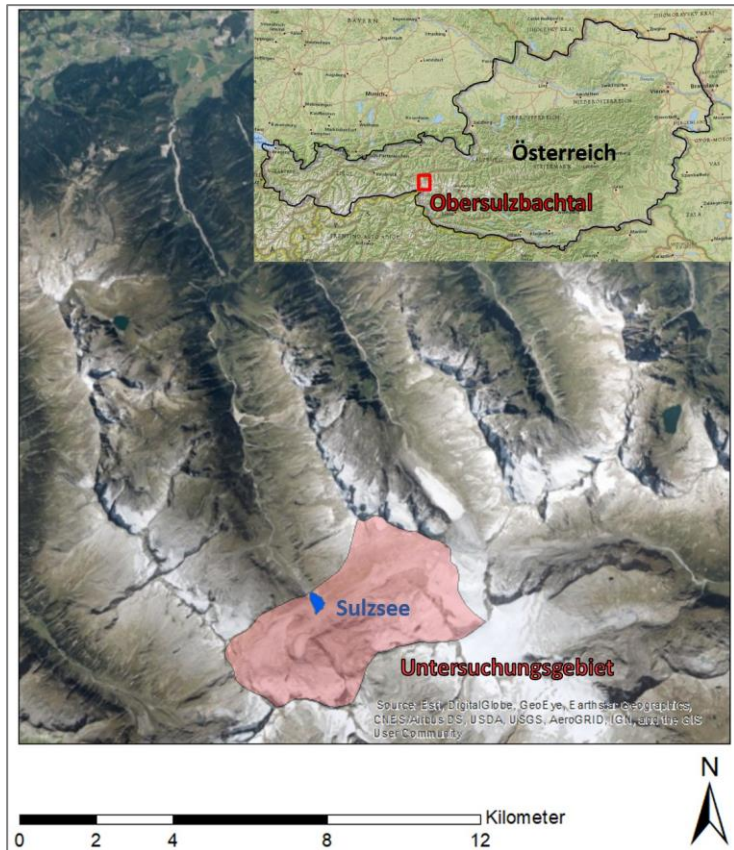


Kleinkörnige Sedimente in Ton- und Siltgröße verbleiben je nach Strömung länger in Suspension und können erst später und in weiter Entfernung zum Ort des eigentlichen Eintrages abgelagert werden. In den hohen Lagen der alpinen Gletscherseen wird die Durchmischung und Ablagerung der kleinsten Sedimentpartikel zusätzlich durch den teilweise starken Wind beeinflusst. Ansonsten ist, wie in beinahe jedem fluvialen Regime, die Korngröße und die Fließgeschwindigkeit ausschlaggebend für die stattfindende Erosion, den Transport und die Ablagerung (Hjulström-Diagramm), aber auch für die Länge des Transportweges und der Masse des abgelagerten Materials (SPEKTUM 2014).

Während der Wintermonate verändert sich der Sedimentationsprozess. Durch flächendeckende Eisbedeckung und geringere Abflusswerte wird die thermische Schichtung im See verringert oder komplett aufgehoben und zudem wird der Feststoffeintrag verringert. Während dieser Zeit sinken Strömungsgeschwindigkeiten innerhalb des Wasserkörpers ab und auch die kleinsten Partikel in Suspension sedimentieren aus. Durch diese saisonalen Schwankungen entstehen am Seegrund Warvenschichtungen mit alternierenden Lagen aus siltig-sandigen Sommer- und tonig-siltigen Winterablagerungen (LEEMANN & NIESSEN 1994). Das Auftreten von Warvenschichtungen zeigt die Qualifikation von Gletscherseen als effektive Sedimentfallen auf.

### 3 Untersuchungsgebiet

Das Obersulzbachtal liegt im nördlichen Teil der Hohen Tauern und ist im Südwesten des Bundeslandes Salzburg, Österreich, verortet. Das ca. 15 km lange Seitental erstreckt sich in südlicher Richtung und ist Bestandteil der Gemeinde Neukirchen im Pinzgau. Das Tal wird durch den Obersulzbach entwässert, welcher mit einem hydrologischen Einzugsgebiet von 80 km<sup>2</sup> einen Tributär der oberen Salzach darstellt. Das Obersulzbachtal reicht von 900 m am Taleingang bis hin zum Gipfel des Großvenedigers auf 3657 m.



Im oberen Talbereich sind der Sulzsee sowie die verbliebenen Reste des ehemaligen Talgletschers verortet.

Abbildung 5: Übersichtskarte des Untersuchungsgebietes im Obersulzbachtal

Das Untersuchungsgebiet der vorliegenden Arbeit befindet sich am Talschluss des Obersulzbachtales (vgl. Abbildung 5) und liegt innerhalb des Wirkungsbereiches des Nationalpark Hohe Tauern. Dabei ist der Talboden Bestandteil der Außenzone und die seitlichen, höheren Bereiche liegen innerhalb des streng geschützten Kernzone des Parkes, welche hier erst seit kurzem den Status „Wildnisgebiet“ der Kategorie 1b nach den IUCN Schutzgebietskategorien innehält (NATIONALPARK HOHE TAUERN 2019). Morphologisch erstreckt sich das Areal von einer Höhe von 2203 m (Seehöhe) bis hin zum höchsten Punkt des Großvenedigers. Der Sulzsee erstreckt sich über eine Fläche von 13,5 Hektar und ist ein eiszeitliches Produkt der glazialen Übertiefung durch den Obersulzbachkees. Das 16,9 km<sup>2</sup> große Einzugsgebiet des Sulzsees ist neben dem Großvenediger durch den Großen Geiger (3360m), den Hinterer Maurerkeeskopf (3311m), den Krimmler Törlkopf (3063) und den Keeskogl (3291) begrenzt.

### Geologie und Geomorphologie

Geologisch ist das Untersuchungsgebiet im Kristallin verortet. Das Obersulzbachtal liegt innerhalb des Tauernfensters und ist von den Zentralgneisen der subpenninischen Venedigerdecke aufgebaut. Vor Ort sind überwiegend metamorph umgewandelte Gesteine des Mesozoikums vorzufinden. Dabei sind Gneise als dominierende Gesteinsart besonders hervorzuheben. Der Taleingang des Obersulzbachtals ist aus Arkosegneis, Phylit und Augengranitgneis aufgebaut. Im mittleren Bereich des Tales überwiegen Granit- und Granodioritgneis. Der Talschluss ist dominiert von Granodiorit- und Tonalitgneis (KARL & SCHMIDEGG 1964; BRAUNSTINGL 2009).

Der vorherrschende Zentralgneis, welcher den Kernbereich der Hohen Tauern bildet, wurde im Zeitraum der Oberkreide bis hin zum Mitteltertiär (vor ca. 90 - 60 Millionen Jahre) von den Deckengebirgen der Kalkalpen, und Grauwackenzone überschoben. Erst durch die darauffolgende starke Aufwölbung des Gebirges wurde der Zentralgneis wieder freigelegt und das heutige Tauernfenster entstand (SLUPETZKY 1986).

Geomorphologisch entspricht das Obersulzbachtal einem typischen Seitental der Zentralalpen. Eine starke glaziale Überprägung gibt Aufschluss über die Entstehung des Tales. Das trogförmige Tal ist das Resultat von eiszeitlichen Gletscherbewegungen, welche vorrangig für die heutige Morphologie des beinahe gesamten Zentralbereiches der Alpen verantwortlich sind. Eine ungleiche Gletscherverteilung innerhalb des Tales führte zur asymmetrischen Ausbildung der beiden Talflanken. Die orographisch rechte Talseite wird von kleinen Karen beherrscht und besitzt eine deutlich steilere Hangneigung. Durch postglaziale Massenbewegungen und Erosionsprozesse sind die Talflanken dieser Seite durch eine Vielzahl an Schuttflächen und Murkegel verschüttet. Die linke Talseite hingegen verzeichnet eine geringere Hangneigung und beinhaltet mehrere größere Kare mit einigen zugehörigen, kleinen Seitentälern (SLUPETZKY 1986). Dazwischen liegt ein breiter Talboden, welcher heute als Weidefläche für die Sommeralmen benutzt wird. Im Bereich knapp unterhalb des Sulzsees sind die Endmoränen des letzten großen Gletschervorstoßes, zur Zeit der LIA um 1850, zu erkennen. Zwischen dem Sulzsee und dieser Endmoränenwälle ist eine Vielzahl an glazialen Formen, sowie glaziale und glazifluviale Sedimente vorzufinden. Des Weiteren sind in diesem Bereich ehemalige und rezente Schmelzwassergerinne, sowie Gerinne und Ablagerungen aus Mur- und Lawinenabgängen zu verzeichnen (GEILHAUSEN et al. 2013).

Wie bereits erwähnt ist der Sulzsee das Resultat einer glazialen Übertiefung. Der Gletscher erodierte im Bereich des heutigen Sulzsees, aufgrund von Fließdynamik und eines weichen Untergrundmaterials, verstärkt in die Tiefe und schuf somit eine beckenförmige Struktur. Durch fortschreitenden Gletscherrückzug (vgl. Abbildung 6) wurde das Becken in den späten 1990er Jahren freigelegt (GEILHAUSEN et al. 2013). Auf Grund dessen befindet sich heute am tiefsten Punkt der Übertiefung der Sulzsee. Das harte Ausgangsgestein am Auslass des Sees stellt eine geologische Barriere für das Wasser und das in den See eingetragene Sediment dar. Am

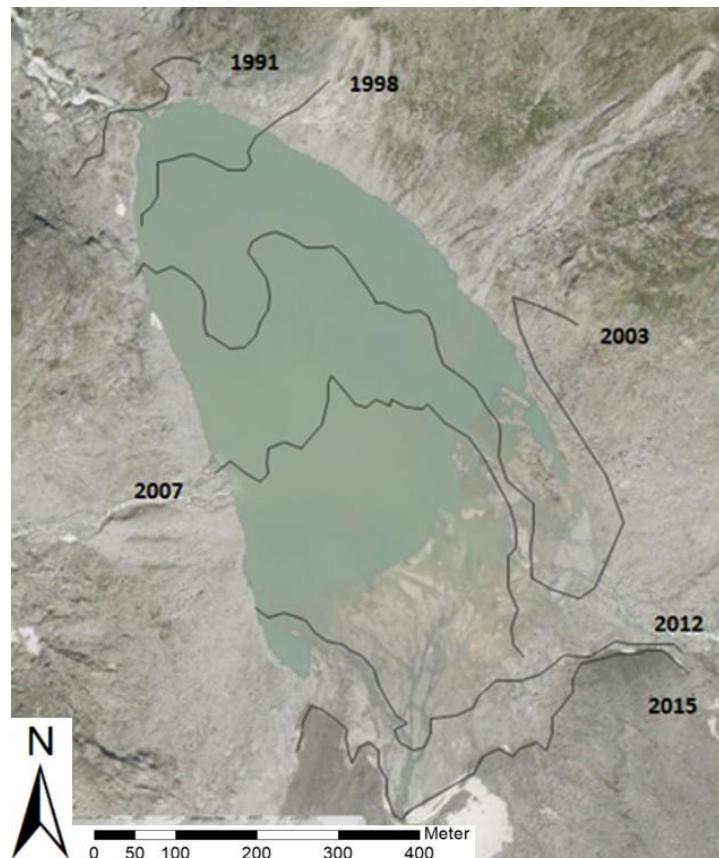


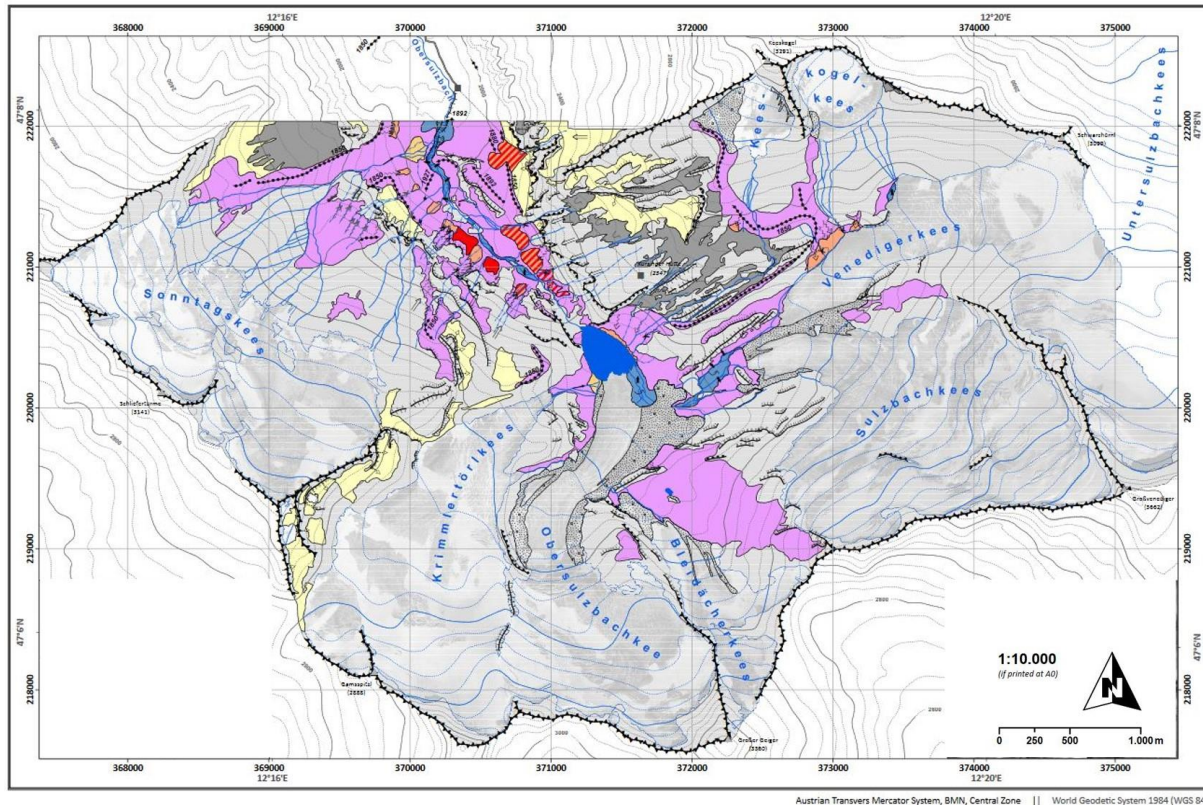
Abbildung 6: Rückzug der Gletscherfront 1991 – 2015. Quelle: SAGIS LAND SALZBURG (2019)

Am Auslass wird der See von steilen Felswänden umrandet. Spitze Karlinge, auch Nunataker genannt, stellen die höchsten Ränder des Einzugsgebietes dar. So auch der Hohe Geiger, welcher sich markant über dem Untersuchungsgebiet erhebt und als das Matterhorn des Oberpinzgaus bekannt ist.

Der große, formgebende Gletscher, welcher den Sulzsee prägte und das Obersulzbachtal bedeckte, ist heute weitestgehend verschwunden. Auf Höhe des heutigen Sulzsees verbanden sich die einzelnen Nährgebiete und flossen als gemeinsame Gletscherzunge ins Tal. Durch stetigen Gletscherrückzug sind seit 20 Jahren nur mehr die separaten Zulieferer zu erkennen. Dazu zählen unter anderem das Obersulzbachkees, Venedigerkees, Sulzbachkees und Krimmlertörlkees. Seit 1923 wird eine durchgängige Dokumentation des Gletscherstandes im Obersulzbachtal betrieben. Diese ausgeprägte Zeitspanne an kontinuierlichen Daten hinsichtlich der Gletscherfront ermöglicht weitläufige Aussagen zum Gletscherrückzug. Seit 67 Jahren hat sich der Gletscher um 1,9 km zurückgezogen und verliert seit dem Jahr 2000 durchschnittlich 26 m pro Jahr an Länge (GEILHAUSEN et al. 2012).

Zur Zeit der LIA erstreckte sich der Obersulzbachkees über eine Fläche von 15 km<sup>2</sup> (OTTO et al. 2018). Heute beschränkt sich die Ausdehnung der verbliebenen Gletscher auf ca. 8 km<sup>2</sup>.

Eine geomorphologische Karte für das Untersuchungsgebiet aus dem Jahr 2012 ist in nachstehender Abbildung 7 ersichtlich.



## Geomorphological features

### 1. Sediment Storage

Moraine deposit	Avalanche deposit	Glacier*, perennial snow patch
Supraglacial debris	Talus slope	Lake
Glacifluvial deposit	Alluvial fan	Stream perennial
Debris flow deposit	Blockfield deposit / Scree	Stream intermittent
Debris flow / Avalanche deposit	Complex deposit (Rockfall, moraine & avalanche deposit)	Moraine ridge
Bedrock		1850 Year of glacier terminus
		* Glacier terminus 2009

### 2. Glaciology & Hydrology

Lake
Stream perennial
Stream intermittent
Moraine ridge
1850 Year of glacier terminus
* Glacier terminus 2009

### 3. Geomorphologic Processes (inactive processes in grey)

Avalanche
Debris flow
Debris flow / Linear erosion
Linear erosion
Lateral erosion
Sedimentation
Rockfall
Solifluction (bound)
Deflation

### 4. Geomorphography

Crest
Ridge
Levee
Edge/Cliff/Scarp < 2 m
Edge/Cliff/Scarp 2 - 10 m
Edge/Cliff/Scarp > 10 m

### 5. Situation

Summits
Alpine hut
Road
Cable car
Contours 200 m *
Contours 100 m *
Contours 50 m *
* Contours on glaciers in blue

Abbildung 7: Geomorphologische Karte des oberen Obersulzbachtales. Verändert nach (GEILHAUSEN et al. 2012)

### **Klima und Abfluss**

Zur Beschreibung der langzeitlichen klimatischen Bedingungen im Obersulzbachtal werden, aufgrund fehlenden Zugangs zu den Klimadaten im Untersuchungsgebiet, stellvertretend zwei Klimastationen aus der Umgebung herangezogen. Eine Klimastation ist in einer Entfernung von 15 km in Krimml auf einer Höhe von 1000 m stationiert. Sie verzeichnet eine Jahresdurchschnittstemperatur von 5,9 °C und einen Jahresniederschlag von 1154 mm. Die zweite Station ist 50 km weiter östlich am Sonnblick Observatorium gelegen. In einer Höhe von 3105 m über NN werden Durchschnittstemperaturen von -5,6 °C und 1673 mm Niederschlag im Jahresverlauf verzeichnet. Damit wird auf kontinental herrschende Klimabedingungen im Obersulzbachtal hingewiesen (GEILHAUSEN et al. 2012).

Seit 1989 wird durch den hydrographischen Dienst der Abfluss des Sulzsees in einem 15-minütigen Zeitintervall gemessen. Während der Schmelzphasen wurde ein täglicher durchschnittlicher Abfluss von ca. 2,3 m<sup>3</sup>/s gemessen mit Spitzenwerten von bis zu 11,5 m<sup>3</sup>/s. Der maximale Abfluss findet dabei während den späten Nachmittagsstunden statt. Der minimale Abfluss ist in den Morgenstunden verortet. Eine zeitliche Verzögerung der Abflussganglinie von Niederschlagsereignissen, findet aufgrund der großflächigen Bedeckung durch Eis und anstehendem Gestein kaum statt (GEILHAUSEN et al. 2013).

### **Vegetation**

Die Vegetation des Obersulzbachtals entspricht der einer typischen Höhenstufenabfolge an Vegetationszonen. Mit zunehmender Höhe weichen Bäume den Krummhölzern und den Weideflächen auf den Talböden. Es folgen Strauchformationen aus Erlen und darüber erstrecken sich diverse Krummseggenrasen. Diese reichen bis hin zum Sulzsee, bis letztendlich ab der Kürsinger Hütte nur mehr kleinwüchsige Poster- und Pionierpflanzen die letzten vegetativen Elemente darstellen, bevor auch diese in den obersten schuttbedeckten Bereichen weichen und sich die nivale Stufe mit den Gletschern der Venedigergruppe behauptet (SLUPETZKY 1986).

Die Vegetation des Gletschervorfeldes lässt sich in zwei Sukzessionsstadien unterscheiden. Einem Pionierstadium, bestehend aus alpinen Rasen- und Polsterpflanzen auf 55 Jahren eisfreien Flächen und einem Rasenstadium, welches bereits Zwergsträucher und Hochstaudenpflanzen beherbergt. Für das Rasenstadium ist eine ca. 110 Jahre lang freigelegte Fläche notwendig. Der Anstieg der Biodiversität ist im Laufe des Pionierstadiums konstant, folgt anschließend jedoch keiner Regelmäßigkeit mehr (BECKER & DIERSCHKE 2005).

## **4 Methodik**

### **4.1 Ground Penetrating Radar**

Das Ground Penetrating Radar oder Georadar ist eine geophysikalische Methode zur Detektion und Visualisierung von oberflächennahen Untergrundstrukturen. Dabei senden Antennen elektromagnetische Impulse in den Untergrund, welche an Inhomogenitäten reflektiert und durch einen Empfänger wieder aufgenommen werden. Die dabei verstreichende Laufzeit der ausgesendeten Welle, sowie die Amplitudenstärken der reflektierten Wellen werden aufgezeichnet (UTSI 2017).

#### **4.1.1 Anwendungsbereiche von GPR**

Das GPR bietet als zerstörungsfreies Verfahren vielseitige Anwendungsmöglichkeiten in unterschiedlichen Fachbereichen. Diese reichen von unterirdischer Baugrunderkundung (UTSI 2017) und Detektion von Landminen (DANIELS 2009) im ingenieurtechnologischen Sektor, über archäologische Prospektion (GAFFNEY et al. 2012) bis hin zur Identifikation von Hohlräumen (AL-FARES et al. 2002) und Strukturanalyse von Sedimentkörpern in den Geowissenschaften. Limitiert wird der Anwendungsbereich von gut leitenden Materialien im Untergrund, wie beispielsweise feuchte Tone, eisenhaltige Substrate oder Salzwasser, welche zu einer starken Reduktion der reflektierten Wellenenergien führen (BLINDOW 2005).

In der Geomorphologie ist das GPR ein fester Bestandteil der praktisch angewandten Methodik im Feld geworden. Geringes Gewicht, kleine Abmessungen und eine autarke Nutzungsmöglichkeit ermöglichen eine einfache Nutzung, selbst in abgelegenen Untersuchungsgebieten. Es wird häufig zur Untersuchung von Sedimentkörpern angewandt:

- Bestimmung der Mächtigkeit von Schutthängen in den Alpen (SASS 2007)
- Rekonstruktion des inneren Aufbaus des holozänen Cheekye Schwemmfächers in Canada (ÉKES & HICKIN 2001)
- Aufschluss der internen Deltastruktur an einem See in Kanada (SMITH & JOL 1997)
- Zusammen mit Optisch Stimulierter Lumineszenz (OSL) Quantifizierung der Küstenverschiebung des Guichen Bays in Südaustralien (BRISTOW & PUCILLO 2006)
- Abbildung von paleofluvialen Sedimenten in der Maas-Rhein Konfluenzzone (VANDENBERGHE & VAN OVERMEEREN 1999)

Neben sedimentinterner Strukturanalyse wird das GPR oftmals dazu herangezogen, die Festgesteinsoberfläche unter dem Sediment zu detektieren. Diese ist meist besonders gut zu identifizieren, da sich die elektrischen Eigenschaften von Festgestein und Sedimentauflage stark voneinander unterscheiden.

#### 4.1.2 Funktionsprinzip und Grundlagen elektromagnetischer Wellen

Das GPR verwendet hochfrequente elektromagnetische Wellen, um Informationen über den Untergrund zu akquirieren. Dabei werden elektromagnetische Impulse, welche sich im Untergrund ausbreiten von einer Transmitterantenne ausgesandt. Die Ausbreitung ist von den elektrischen Eigenschaften des Untergrundes festgelegt. Die Wellen werden an Inhomogenitäten und Schichtgrenzen gebeugt und/oder reflektiert und von einer Empfängerantenne (Receiver) wieder aufgenommen. Dabei wird die doppelte Laufzeit (*two way travel time*) und die Intensität der empfangenen Welle aufgezeichnet.

#### Maxwell-Gleichungen

Die elektrodynamischen Grundlagen für die Funktionsweise des GPRs liefern die Maxwell-Gleichungen. Sie beschreiben die Wechselwirkungen von Strom und Ladung in elektrischen und magnetischen Feldern (Vektorfelder und Vektoren in Fettdruck).

$$\nabla \cdot \mathbf{D} = \rho \quad (1)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{B} = 0 \quad (2)$$

$$\nabla \times \mathbf{E} = - \frac{d\mathbf{B}}{dt} \quad (3)$$

$$\nabla \times \mathbf{H} = \frac{d\mathbf{D}}{dt} + \mathbf{j} \quad (4)$$

$\nabla$  = Nabla-Operator, kontextabhängiger Vertreter der Differentialoperatoren Gradient, Divergenz oder Rotation

$\mathbf{D}$  = elektrische Flussdichte [C/m<sup>2</sup>]

$\mathbf{B}$  = magnetische Flussdichte [Vs/m<sup>2</sup>]

$\mathbf{E}$  = elektrische Feldstärke [V/m]

$\mathbf{H}$  = magnetische Feldstärke [A/m]



$j$  = elektrische Stromdichte [A/m<sup>2</sup>]

$\rho$  = Raumladungsdichte, Ladungsdichte [C/m<sup>3</sup>]

Gleichung 1 beschreibt die Erzeugung eines elektrischen Feldes durch ruhende Ladungen. Die zweite Gleichung (2) besagt, dass die magnetische Flussdichte ( $B$ ) keine Quelle und somit in sich geschlossenen Feldlinien besitzt. Die dritte Gleichung (3) gibt das Induktionsgesetz wieder; Die Induzierung eines elektrischen Feldes durch ein zeitlich verändertes magnetisches Feld. Gleichung 4 zeigt den umgekehrten Fall, indem magnetische Felder durch zeitlich veränderte elektrische Felder erzeugt werden. Durch die Materialgleichungen (5, 6, 7 und 8) werden die Feldgrößen miteinander in Beziehung gesetzt (BERKTOLD et al. 2005; BREUER 2005).

$$\mathbf{D} = \epsilon \mathbf{E} \quad (5)$$

$$\mathbf{B} = \mu \mathbf{H} \quad (6)$$

$$\mathbf{j} = \sigma \mathbf{E} \quad (7)$$

$$c = \frac{1}{\sqrt{\epsilon_0 \mu_0}} \quad (8)$$

$\epsilon$  = komplexe Permittivitäts- beziehungsweise Dielektrizitätskonstante [C/Vm]

$\mu$  = komplexe Permeabilitätskonstante [VS/Am]

$\sigma$  = spezifische elektrische Leitfähigkeit [A/m<sup>2</sup>]

$c$  = Lichtgeschwindigkeit im Vakuum (2,99\*10<sup>8</sup> m/s)

Für die komplexe Dielektrizitätskonstante und komplexe Permeabilitätskonstante gilt:

$$\epsilon = \epsilon_0 \epsilon_r \quad (9)$$

$$\mu = \mu_0 \mu_r \quad (10)$$

$\epsilon_0$  = elektrische Feldkonstante, Dielektrizitätskonstante des Vakuums (8,85\*10<sup>-12</sup> F/m)

$\mu_0$  = magnetische Feldkonstante, Permeabilitätskonstante des Vakuums (1,26\*10<sup>-6</sup> H/m)

$\epsilon_r$  = relative Dielektrizitätszahl (Materialkonstante)

$\mu_r$  = relative Permeabilitätszahl (Materialkonstante)

### Ausbreitungsgeschwindigkeit

Im Vakuum breiten sich elektromagnetische Wellen mit Lichtgeschwindigkeit aus (Gleichung 8). Ausbreitung und maximale Reichweite der elektromagnetischen Wellen durch ein Medium oder den Untergrund werden hauptsächlich durch die Dielektrizitätskonstante  $\epsilon$  und die elektrische Leitfähigkeit  $\sigma$  (Konduktivität) beschränkt. So führen beispielsweise ein hoher Grundwasserspiegel oder hoher Tongehalt (hohe  $\epsilon$  und  $\sigma$ ) zu einer stärkeren Dämpfung  $\alpha$  und damit zu einer verringerten Ausbreitungsgeschwindigkeit  $v$  und Eindringtiefe der Welle in den Untergrund. Dabei ist zu erwähnen, dass Wasser mit einer geringen Konduktivität (z. B. reines Grundwasser, oder sauberes Süßwasser, vgl. Tabelle 2) eine nur geringe Dämpfung hervorruft (SCHROTT & SASS 2008). Änderungen innerhalb der Permeabilität  $\mu$  spielen eine untergeordnete Rolle, da die Permeabilität der meisten geologischen Stoffe (außer ferromagnetische) konstant ist (BLINDOW 2005). Tabelle 2 zeigt die elektrischen Eigenschaften verschiedener Materialien bei einer Frequenz von 100 MHz.

Tabelle 2: Elektrische Eigenschaften ausgewählter Materialien bei 100 MHz (BLINDOW 2005; GPRRENTAL 2019)

Material	Relative Dielektrizitätszahl $\epsilon$	Leitfähigkeit $\sigma$ [mS/m]	Ausbreitungsgeschwindigkeit $v$ [m/ns]	Dämpfung $\alpha$ [dB/m]
Luft	1	0	0,2998	0
Süßwasser	80	0,5	0,033	0,1
Meerwasser	80	30 000	0,01	1000
trockener Sand	3 - 5	0,01	0,15	0,01
gesättigter Sand	20 - 30	0,1 - 1	0,06	0,03 - 0,3
Schluff	5 - 30	1 - 100	0,07	1 - 100
Ton	5 - 40	2 - 1000	0,06	1 - 300
Kalkstein	4 - 8	0,5 - 2	0,12	0,4 - 1
Schiefer	5 - 15	1 - 100	0,09	1 - 100
Granit	6	0,01 - 1	0,12	0,01 - 1
Eis (bei 60 MHz)	3,18	0,01	0,168	0,02
Schnee	1,4	0,001 - 0,01	0,25	
Permafrost	6	0,1 - 10	0,1 - 0,15	
Moränenmaterial	5 - 15		0,8 - 0,13	

### Reflexion, Refraktion und Diffraction

Der Ausbreitung von Wellen liegt das Huygenssche Prinzip zugrunde. Das Prinzip von Christian Huygens besagt, dass von jedem Punkt einer Wellenfront eine eigene neue kugelförmige Elementarwelle ausgeht. Die neue ausbreitende Wellenfront ergibt sich aus der

sogenannten „Einhüllenden“ aller Elementarwellen (TIPLER et al. 2015). Das Prinzip ist in nachfolgender Abbildung 8 veranschaulicht.

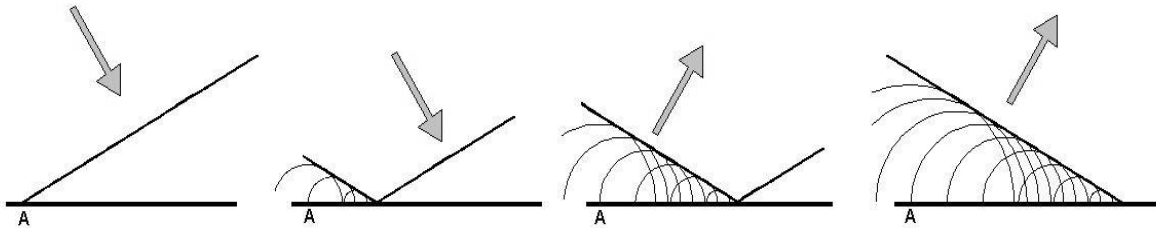


Abbildung 8: Huygenssches Prinzip. Einhüllende als neue Wellenfront (WIKIPEDIA 2019)

Durchläuft eine Welle ein Medium mit unterschiedlichen Ausbreitungsgeschwindigkeiten, so kommt es aufgrund des Huygensschen Prinzips am Übergang der einzelnen Medien zur Reflexion und Brechung der durchlaufenden Welle. Läuft die Welle auf alleinstehende Hindernisse auf, kommt es zur Beugung der Wellen (BLINDOW 2005). Abbildung 9 zeigt das Verhalten von elektromagnetischen Wellen am Übergang von Materialien mit unterschiedlichen elektromagnetischen Eigenschaften (z. B.  $v_2 > v_1$ ). Die Wellenenergie wird an einer Schichtgrenze entweder reflektiert (1) und/oder transmittiert (2). Treffen die Wellen unter einem kritischen Winkel  $\theta_c$  (Gleichung 11) auf die Schichtgrenze, so wird die Welle refraktiert (3).

$$\theta_c = \arcsin \frac{v_1}{v_2} \quad (11)$$

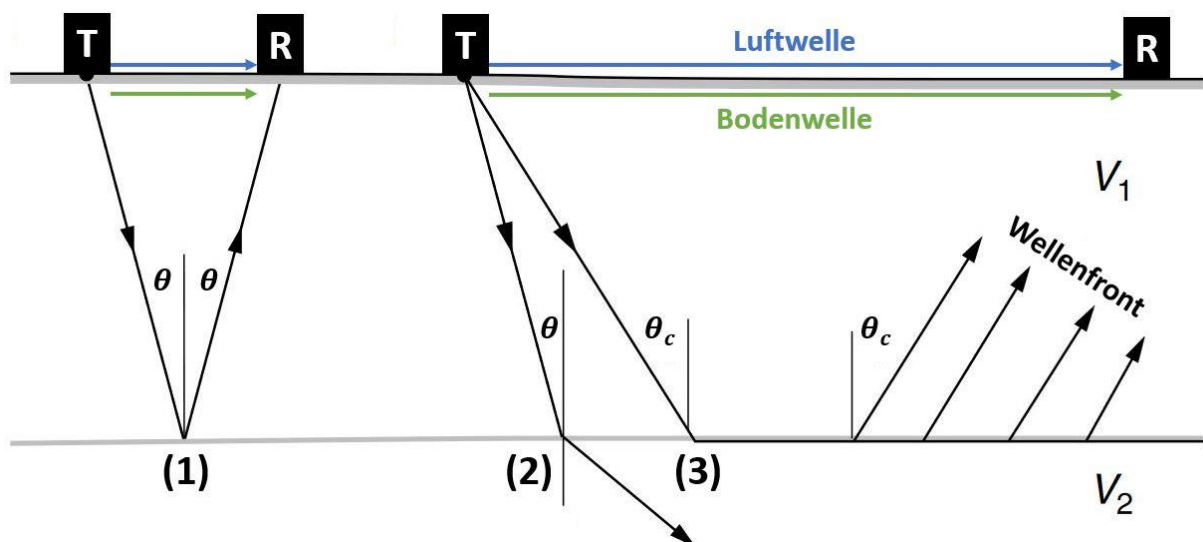


Abbildung 9: Wellenwege einer elektromagnetischen Welle. Reflexion (1), Transmission (2) und Refraktion (3). Verändert nach (MILSOM 2008)

Bei der Anwendung eines GPRs können durch Beugungen von elektromagnetischen Wellen an Einzelobjekten sogenannte Diffraktionshyperbeln entstehen (vgl. (1) in Abbildung 10). Grundlage hierfür ist entweder ein detektiertes Objekt mit einer kleineren Abmessung als die verwendete Wellenlänge, oder es werden Wellen an den Ecken großer Hindernisse, oder an Störungen von Diskontinuitäten gestreut (BLINDOW 2005). Die entstehenden Diffraktionshyperbeln können später zur Bestimmung der mittleren Ausbreitungsgeschwindigkeit für das darüberliegende Medium herangezogen werden. Dabei wird die Krümmung der Hyperbel bestimmt. Im Allgemeinen gilt, je größer die Ausbreitungsgeschwindigkeit, oder die Tiefe des Objektes, desto flacher die Hyperbeln. Des Weiteren können, wie in Abbildung 10 aufgezeigt, Verzerrungen anhand von geneigten und trichterförmigen Strukturen entstehen.

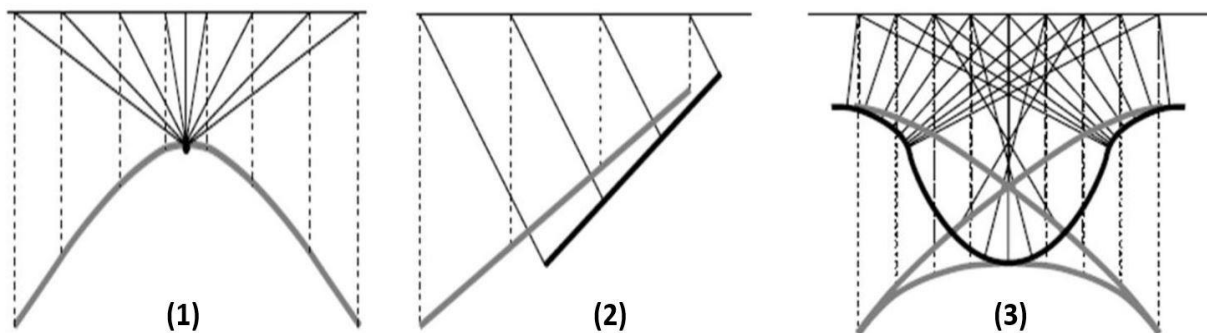


Abbildung 10: Verzerrungen von punktuellen (1), geneigten (2) und trichterförmigen (3) Reflektoren. Reflektor: dicke schwarze Linie, Abgebildeter Untergrund: graue Linie (MILSOM 2008)

### Wellenwege

Vom Sender emittierte GPR-Wellen erreichen auf mehreren Wegen den Empfänger. Dabei ist die direkte Luftwelle, welche sich mit annähernd Lichtgeschwindigkeit  $c_0$  ausbreitet, als schnellstes am Empfänger zu verzeichnen. Unter Berücksichtigung der Luftwellenlaufzeit mit

$$t_a = \frac{x}{c_0} \quad (12)$$

wird der Nullzeitpunkt der Messung festgelegt. Für die direkte Bodenwelle ist die materialspezifische Ausbreitungsgeschwindigkeit  $v_1$  der obersten Schicht ausschlaggebend:

$$t_B = \frac{x}{v_1} \quad (13)$$

Die Laufzeit reflektierter Wellen wird maßgeblich durch die Tiefe des Reflektors  $h$  beeinflusst:

$$t_R = \frac{1}{v_1} \sqrt{x^2 + 4h^2} \quad (14)$$

Trifft eine Welle unter einem kritischen Winkel  $\theta_c$  (Gleichung 11) auf eine Schichtgrenze oder wird an die Oberfläche im kritischen Winkel zurückreflektiert, entsteht eine refraktierte Welle. Diese breiten sich an der Grenzfläche beziehungsweise Oberfläche mit Lichtgeschwindigkeit  $c_0$  aus, ohne in das nebenstehende Medium zu transmittieren (BLINDOW 2005). Refraktierten Wellen ist es möglich, nach ausreichend zurückgelegter Distanz, schneller am Empfänger zu sein als die direkte Bodenwelle (vgl. Abbildung 11).

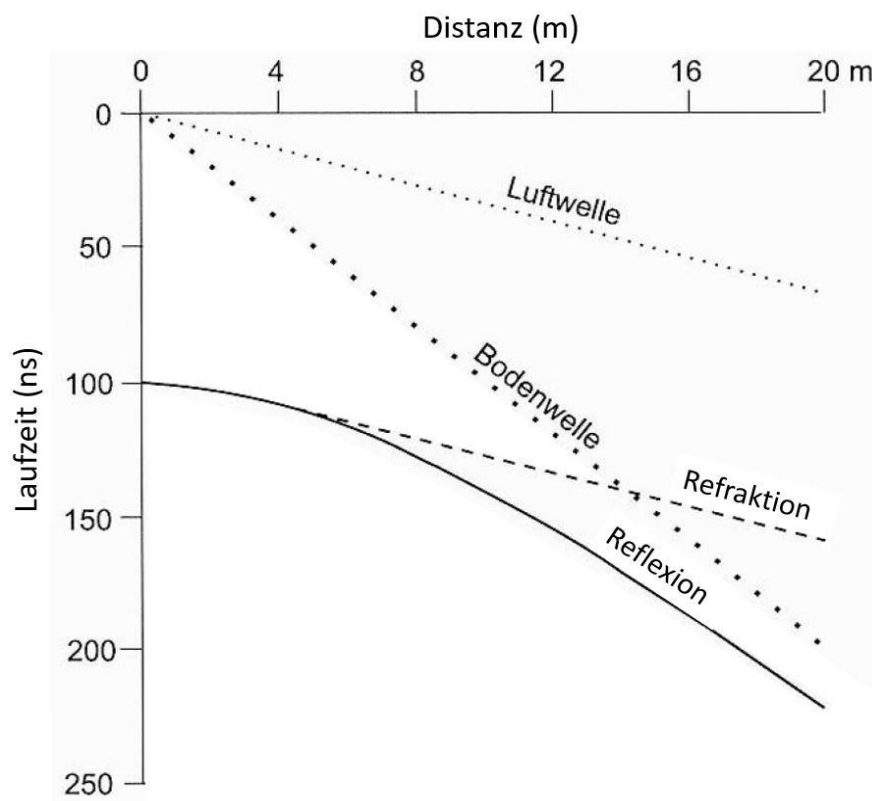


Abbildung 11: Laufzeiten verschiedener Wellen (BLINDOW 2005)

## Eindringtiefe und Auflösung

Die vertikale Auflösung eines GPRs ist durch den Mindestabstand zweier Reflektoren zueinander definiert, damit diese noch erfolgreich voneinander unterschieden werden können. Sie ist eine Funktion aus der ausgesandten Frequenz und der materialabhängigen Ausbreitungsgeschwindigkeit. Im Allgemeinen gilt, eine höhere Ausbreitungsgeschwindigkeit im Untergrund führt zu einer genaueren vertikalen Auflösung und zu einer geringeren Eindringtiefe (SCHROTT & SASS 2008). Die Wahl der Antennenfrequenz ist folglich ausschlaggebend für die maximal erreichbare Auflösung und Eindringtiefe (vgl. Tabelle 3).

Tabelle 3: Auflösung und Eindringtiefe nach Frequenz der Antenne (MALA GEOSCIENCE 2011b)

Antennenfrequenz [MHz]	Auflösung [m]	Eindringtiefe Festgestein [m]	Eindringtiefe Lockergestein [m]
50	0,50	30	20
100	0,25	20	12
250	0,10	12	6
500	0,05	5	3,5

Damit ein Objekt im Untergrund realitätsgetreu abgebildet werden kann, muss der Radius des Reflektors kleiner sein als der Radius  $r$  der *Fresnel Zone*, einem wellenübertragungstechnisch bestimmten Raum zwischen Sender- und Empfangsantenne (MCQUILLIN et al. 1985):

$$r = \sqrt{\frac{\lambda}{2} + \frac{\lambda^2}{16}} \quad (15)$$

Im Falle eines kleineren Objektradius entsteht durch den punktförmigen Reflektor eine Diffraktionshyperbel. Des Weiteren werden die Eindringtiefe und räumliche Auflösung durch die spezifischen Bodeneigenschaften wie Dämpfung und strukturellen Aufbau des Untergrunds bestimmt, da durch Absorption und Streuung die empfangenen Signale beeinträchtigt werden. Zusätzlich sind system- oder anwendungsbedingte Verluste zu berücksichtigen. Dies ist beispielsweise durch die nicht direkte Installation des GPS, beziehungsweise der Antennen, auf dem Untergrund gegeben (BLINDOW 2005).

Eine genaue Vorhersage über die maximal zu erreichende Erkundungstiefe wird von vielen Faktoren beeinflusst und ist damit mit Schwierigkeiten behaftet. Die Richtwerte aus Tabelle 3 sind vom Hersteller angegeben. Bei idealen Bedingungen gilt die Faustregel von maximal 20 Wellenlängen bis zum kompletten Energieverlust (DANIELS 2007). Erfahrungswerte für den

jeweiligen Untergrund stellen hierfür die beste Orientierungshilfe dar. Jedoch ist zu beachten, dass regionale Besonderheiten, wie eine hohe Wassersättigung im Untergrund, zu einer deutlichen Beeinflussung in Eindringtiefe und Auflösung führen kann. Eine genaue und kleinräumige Voraberkundung des Einsatzgebietes ist von Vorteil.

### **Messgeometrie, Radargerät**

Eine GPR-Apparatur ist aus einem Impulsgenerator, einer Sende- und Empfangsantenne, sowie einer Prozessoreinheit zur Speicherung und Verarbeitung der ausgesendeten Impulse aufgebaut. Alle elektronischen Bauteile sind akkubetrieben und untereinander mit Glasfaserkabeln verbunden, um Störeinflüsse der Umgebung zu verringern. Zur Darstellung und Anwendung des Systems wird ein Laptop mit zugehöriger Software verwendet. Für das GPR werden zwei verschiedene Antennentypen eingesetzt; Geschirmte (*shielded*) und ungeschirmte (*unshielded*) Antennen. Geschirmte Antennen sind gegen Störeinflüsse aus der Luft, wie beispielsweise von oberirdischen Stromleitungen geschützt und werden deshalb vorzugsweise zur hochaufgelösten Untergrunddetektion in besiedelten Untersuchungsgebieten eingesetzt. Sender und Empfänger befinden sich dabei in einem abgeschirmten Bauteil und besitzen einen fixierten Abstand zueinander. Ungeschirmte Antennen hingegen werden in abgelegenen Gebieten, ohne viele Störquellen eingesetzt. Diese sind im Gegensatz zu geschirmten Antennen im Abstand zueinander variabel und eignen sich somit für unterschiedliche Messgeometrien (ROBINSON et al. 2013).

Die am häufigsten verwendete Messgeometrie ist die *Common-Offset* Geometrie. Dabei sind die Antennenabstände fixiert und Sender und Empfänger werden entlang des Profils bewegt. Die Radardaten werden dabei an den vorher festgelegten *Traces* (Messpunkten) aufgenommen (MILSOM 2008). Die Antennen werden dazu aufeinanderfolgend an jeden einzelnen Messpunkt bewegt und die Messung wird ausgelöst. Die Messung kann beim Erreichen des Messpunktes manuell oder automatisch getriggert werden. Wird die Antenne kontinuierlich entlang des Profils bewegt, kann die Aufnahme durch ein festgelegte Zeitintervalle oder Distanzen ausgelöst werden. Distanzmessungen werden mittels Umdrehungsmesser an einem *distance-wheel* oder einer *hip-chain* induziert. Bei einer schrittweisen Messung wird der Messzeitpunkt manuell durch Tastendruck ausgelöst. Innerhalb einer *common-midpoint* (CMP) Messung werden Transmitter und Receiver zugleich kontinuierlich von einem gemeinsamen Mittelpunkt entfernt und in regelmäßigen Abständen Messungen ausgelöst (MILSOM 2008). Bei einer *wide-angle reflection and*

*refraktion* (WARR) Messung bleibt die Transmitterantenne stationär und die Receiverantenne wird von dieser kontinuierlich entfernt. Für diese beiden Messgeometrien sind flexible, und somit ungeschirmte Antennen notwendig (REYNOLDS 1997). Die einzelnen Messgeometrien werden in Abbildung 12 dargestellt.

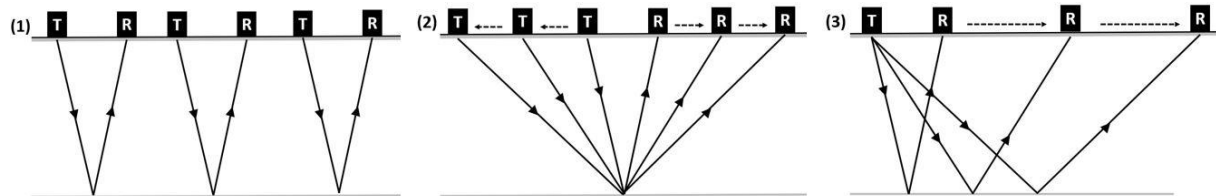


Abbildung 12: Gängige Messgeometrien für GPR. Common Offset (1), CMP (2) und WARR (3)



## 4.2 Datenaufnahme

Die Datenaufnahme, der in dieser Arbeit verwendeten Radardaten, erfolgte jeweils im Winter. Die Daten 16\_OSK\_10, 11, 14 und 15 wurden im März 2016 und die Daten 19\_OSK\_1 – 9 im März 2019 erhoben. Die Profilstrecken sind in nebenstehender Abbildung 13 ersichtlich. Beide Messungen wurden auf dem gefrorenen Sulzsee durchgeführt. Hierzu wurde die GPR-Apparatur auf einer Plane, mit Tourenski über den schneebedeckten See gezogen (vgl. Abbildung 14). Die Vermessung wurde mit Hilfe der *Common-Offset* Geometrie durchgeführt. Das verwendete GPR von der Firma MALA Geoscience bestand aus einer Kontrolleinheit und zwei Antennen. Zur Datenerfassung wurde ein Panasonic *Toughbook* und die von

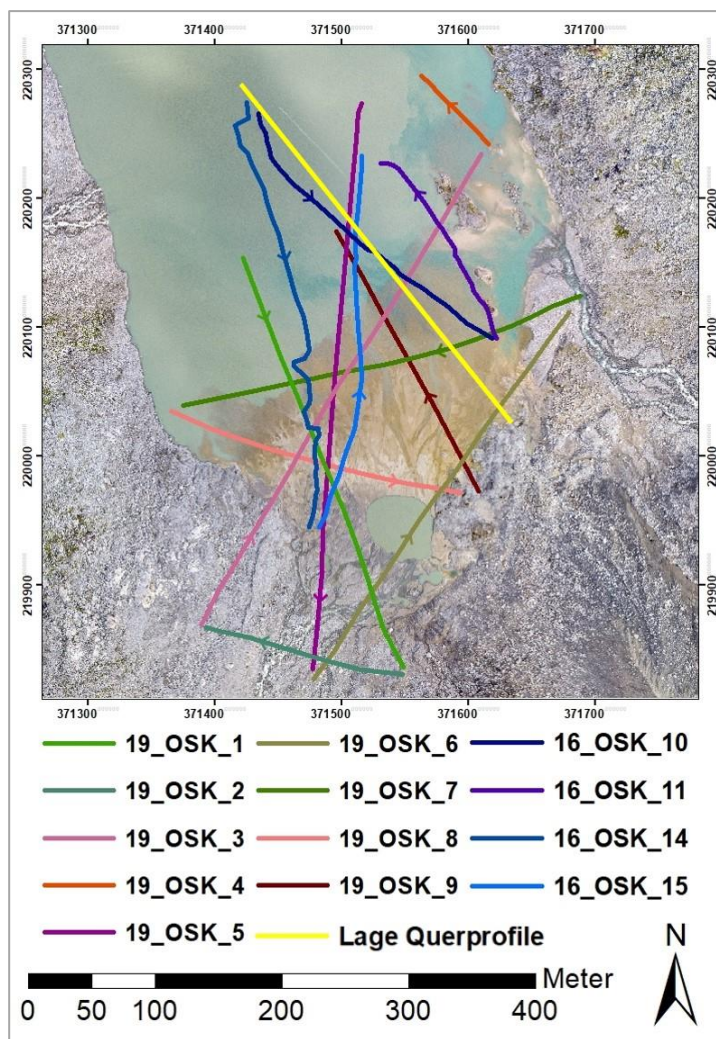


Abbildung 13: Profilverlauf der Messungen 2016 und 2019 und Lage der Querprofile (gelb)

MALA Geoscience zur Verfügung gestellte Software *GroundVision™* (MALA GEOSCIENCE 2011a) eingesetzt. Beide Messungen wurden mit ungeschirmten 100MHz- Antennen und einem fixierten Abstand von einem Meter durchgeführt. Die Messungen aus dem Jahr 2016 wurden mit einer *Hip-chain* alle 0,25 m getriggert. Das *time window* der Radarmessungen betrug 570 ns.

Für die Messung im März 2019 wurde ein *Time Trigger* Intervall von einer Sekunde und ein *time window* von 2033 ns herangezogen. Daraus ergab sich eine horizontale Distanz zwischen den einzelnen Messungen von ca. einem Meter. Alle Messungen wurden mit einem GPS verortet. Dafür wurde das GPS-Gerät zwischen den beiden Antennen am Tragegriff befestigt. 2019 wurde für die Datenaufnahme mit GPS-Anbindung das GPS *Emlid*

*Reach RS+* (EMLID 2019) verwendet und die Daten im anschließenden Postprocessing korrigiert. Für die Profile von 2016 konnte aufgrund des verwendeten GPS-Gerätes keine GPS-Korrektur durchgeführt werden. Die Schneehöhe betrug zur Zeit der beiden Messung ca. 2,0- 2,2m.



Abbildung 14: Apparaturaufbau und Messdurchführung (Foto: DELLESKE 2019)

Bei der Datenaufnahme wurde für jedes einzelne Profil eine *RAD*-, *RD3*- und eine *COR*-Datei erstellt. Innerhalb der *RD3*-Dateien wurden Signalinformationen, wie Laufzeit und Amplituden, eines jeden Messpunktes gespeichert. Damit bilden sie die Kerndateien der GPR-Messungen. Die *COR*-Datei speichert die für jeden Messpunkt zugehörigen GPS-Koordinaten, Höheninformation und Zeitpunkt der Aufnahme. Mit der *RAD*-Datei werden zusätzlich die Konfigurationsparameter der Profile gespeichert.

Insgesamt wurden GPR-Profile mit einer Gesamtlänge von 4,5 km aufgenommen. Während der Aufnahmen wurden keine Filter oder Verstärkungen verwendet.

### **4.3 Datenverarbeitung**

Die Prozessierung der Daten erfolgt mit der Software *Reflexw* (Version 9.0) von Sandmeier Geophysical Research (SANDMEIER 2018). Die Rohdaten der erstellten *RD3*-Dateien werden im Postprocessing editiert. Dabei werden bestimmte Signale und Frequenzen entfernt, gefiltert und verstärkt. Anschließend werden die bearbeiteten Profile entzerrt und anhand des höheren Informationsgehaltes werden die Sedimentmächtigkeiten der Ablagerungen bestimmt. Diese Daten werden in das Geoinformationsprogramm *ArcMap* (Version 10.6) (ESRI 2018) übertragen und daraus das Volumen des Sedimentkörpers im Sulzsee bestimmt.

#### **4.3.1 Radargrammaufbereitung**

##### **Verstärken, Filtern**

Ein Radargramm besteht aus sogenannten *traces* in X-Richtung und den zugehörigen Amplituden in Y-Richtung.

Aufgrund des ungleichen Zeitpunktes von Aussendung und Empfang eines Signals (Laufzeit der Luftwelle; vgl. Gleichung 12), muss der Null-Zeitpunkt jeder Messung bestimmt werden. Der Zeitpunkt des ersten Eintreffens der elektromagnetischen Welle in den Untergrund wird mittels *move starttime* verschoben. Hierzu wird die erste Abschwächung der Amplituden an mehreren Punkten im Radargramm identifiziert und die Startzeit um die jeweilige Laufzeit versetzt. Zur Eliminierung der zum Zeitpunkt der Messungen herrschenden Schneebedeckung wird gleichermaßen verfahren. Das Signal wird bei der Durchdringung des Schnees nur gering abgeschwächt und erfährt erst mit dem Eindringen in den festen Untergrund eine deutliche Abnahme der Amplitude (vgl. Abbildung 15). Daher ist die Grenze Schnee/Untergrund recht leicht zu detektieren und es kann für diesen Bereich die Startzeit bis zum Beginn des Bodens erneut verschoben werden.

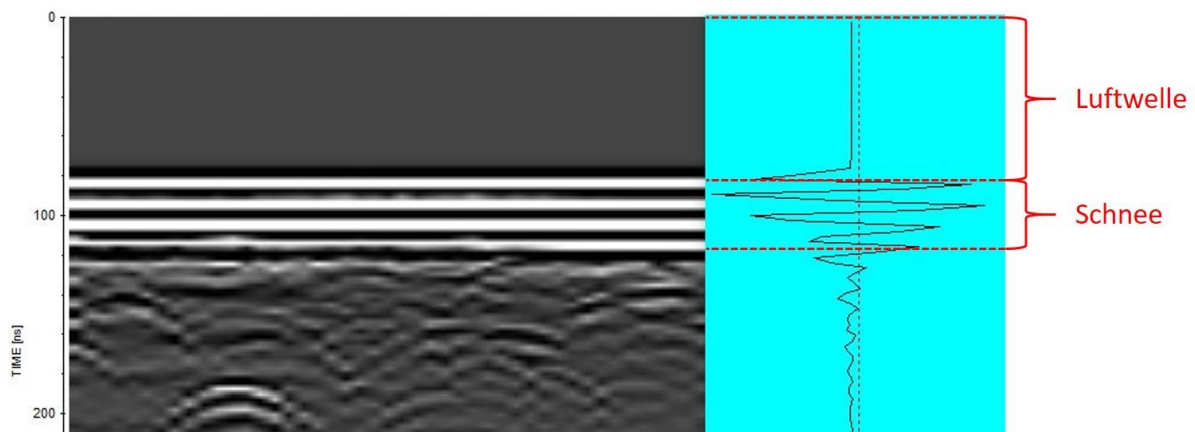


Abbildung 15: Luftwelle und Amplitudenabnahme durch Schneedecke

Im nächsten Schritt wird ein *dewow* Filter angewendet. Er dient zur Eliminierung der niedrigsten Frequenzspektren, welche als gängige Nebeneffekte von GPR-Systemen auftreten. Zudem wird dabei der Kontrast des Radargrammes geschärft. Als allgemeine Faustregel des zu filternden *time windows* dient der Kehrwert der verwendeten Antennenfrequenz (SANDMEIER 2018).

Mehrfachreflexionen an flach liegenden Reflektoren und systembedingte horizontale Streifenrelikte werden durch die Anwendung des *background removals*: entfernt. Dabei werden berechnete Durchschnittswerte von den Frequenzen des Radargrammes abgezogen. Zudem können dadurch horizontal verbundene Energiesignale entstört und einzelne Tracesignale von temporär auftretendem Rauschen befreit werden (SANDMEIER 2018).

Anhand des *bandpassbutterworth* Frequenzfilters, werden ungewollte Frequenzen außerhalb des relevanten Spektrums aus dem Radargramm entfernt. Ein relevanter Bereich wird allgemein durch einen Richtwert von  $\pm 50\%$  der Antennenfrequenz definiert. Außerhalb dieser definierten Grenzen werden die Amplituden auf Null gesetzt (SANDMEIER 2018).

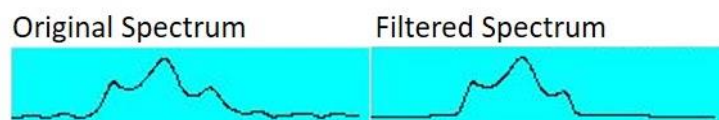


Abbildung 16: Entfernung nicht relevanter Frequenzbereiche durch einen *bandpass* Filter

Die empfangenen Amplitudenstärken der elektromagnetischen Welle werden mit zunehmender Eindringtiefe durch den Untergrund fortlaufend abgeschwächt. Mittels der *gain*

Funktionen wie beispielsweise *energy decay*, *AGC-gain* oder *manual gain* werden diese Verluste ausgeglichen und die Radargramme im verwertbaren Informationsgehalt verstärkt. Ziel dabei ist es, alle Objekte bestmöglich sichtbar zu machen, ohne inhärentes Rauschen hervorzuheben (UTSI 2017). Bei den in dieser Arbeit verwendeten Radargramme wurde die Funktion *energy decay* angewandt. Dabei wird für jeden *trace* der durchschnittliche Verlust der Amplitude mit der Tiefe berechnet und mit einem frei wählbaren *scaling factor* multipliziert (SANDMEIER 2018). Durch diesen Schritt geht der Informationsgehalt der ursprünglichen Amplitude verloren, ermöglicht jedoch eine verbesserte Einsicht und Interpretation der tieferen Bereiche (vgl. Abbildung 17).

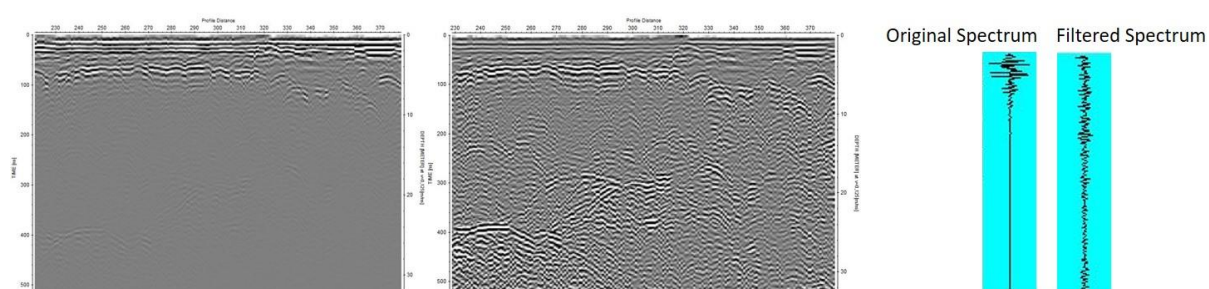


Abbildung 17: Radargramm und Spektrum vor (links) und nach (rechts) Anwendung des *energy decay*

Durch *remove range* und *time cut* können Bereiche eliminiert werden, die für die Interpretation der Profile unbrauchbar sind. Diese können durch Probleme bei der Aufnahme, Fehlfunktionen oder durch mehrere durchgeführten Messungen an einem Messpunkt, wie beispielsweise durch horizontalen Stillstand bei einer zeit-getriggerten Messung, entstehen.

## Migration

Nach erfolgter Optimierung der Radargramme hinsichtlich des Informationsgehaltes, wird die Ausbreitungsgeschwindigkeit für den jeweiligen Layer bestimmt. Daraufhin wird für diesen Bereich eine Migration durchgeführt. Zur Identifikation der Ausbreitungsgeschwindigkeit werden an Diffraktionshyperbeln freie Hyperbeln mit variablem Öffnungswinkel angelegt. Stimmen Öffnungswinkel und Diffraktionshyperbel miteinander überein und überlagern sich, kann damit die mittlere Ausbreitungsgeschwindigkeit für das darüberliegende Medium bestimmt werden (vgl. Abbildung 18). Je flacher die Hyperbel, desto höher die Geschwindigkeit oder tiefer liegt das jeweilige Objekt.

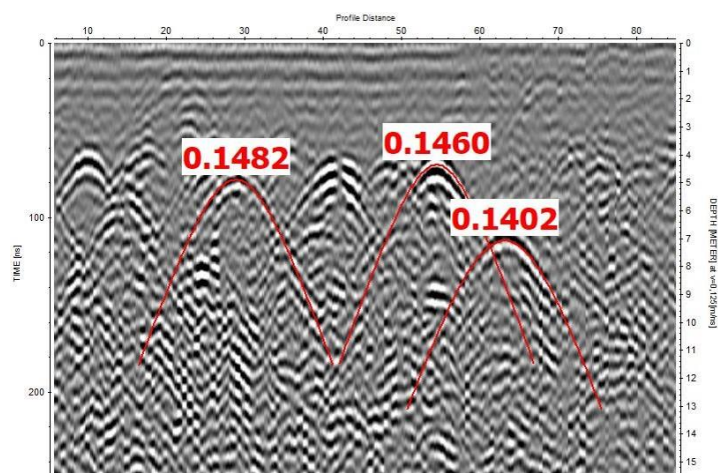


Abbildung 18: Ausbreitungsbestimmung durch Diffraktionshyperbelanalyse

Anschließend wird eine *FK-migration* (Stolt) durchgeführt. Dabei werden die Daten in ein Frequenz-Wellennummer(FK)-Spektrum übertragen. Hierbei wird über die Frequenz (Zeit) und die Wellennummer (Raum) eine Fourier-Transformation durchgeführt und die Daten anschließend wieder ins Ausgangsformat transformiert (SANDMEIER 2018). Die Ausbreitungsgeschwindigkeit für die Migration gilt für das gesamte Profil. Deshalb können innerhalb von Schichten mit ungleichen Geschwindigkeiten Hyperbelprojektionen entstehen. Diese *FK-migration* eignet sich insbesondere bei der Verwendung von Radargrammen mit tief liegenden Reflektoren. Weitere mögliche Migrationsarten sind beispielsweise *Kirchoff 2D*, oder *diffraction stack*. Wie in Abbildung 19 ersichtlich, werden durch eine erfolgreiche Migration Verzerrungen und Diffraktionshyperbeln mathematisch kompensiert und kleinere Reflektoren realitätsgetreu dargestellt (UTSI 2017).

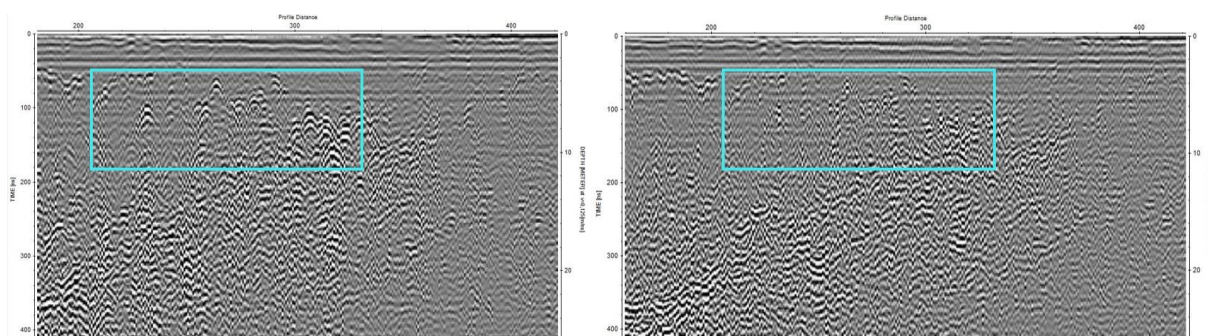


Abbildung 19: Radargramm vor (links) und nach (rechts) erfolgter *Fk-migration*

Nach erfolgter Bestimmung der Ausbreitungsgeschwindigkeit und durchgeführter Migration kann auf der Y-Achse des Radargrammes nicht nur die Zeit (*time window*) abgelesen werden, sondern auch die konvertierte Tiefe der Schichten und Reflektoren. Hierbei ist

jedoch zu beachten, dass pro Radargramm nur eine Ausbreitungsgeschwindigkeit angezeigt werden kann. Bei mehreren Schichten unterschiedlicher Geschwindigkeiten ist das Ablesen der Objektiefen nur bedingt möglich.

Abschließend wird durch *correct 3Dtopography* eine Topographiekorrektur durchgeführt. Hierfür sind die gespeicherten Höheninformationen der COR- Daten erforderlich. Die GPS-Daten wurden mit dem DGM vom Sommer 2019 in ArcGIS korrigiert und anschließend mit den Profilen verknüpft. Anschließend wird die Geländeoberfläche im Radargramm und auf der X-Achse die Distanz des Profils ersichtlich.

Zur Detektion der Ausgangsgesteinsgrenze eignet sich ein zusätzlicher Prozessierungsschritt. Mittels *envelope* wird die Energieverteilung innerhalb der Traces ersichtlich. Dabei werden die oszillierenden Schwingungen der Amplituden im positiven Wertebereich aufsummiert. Dadurch werden Bereiche mit hohen Amplituden (hohen Energien) stärker hervorgehoben. Der markante Übergang von Sediment zum soliden Ausgangsgestein ruft hohe Amplituden innerhalb eines *trace* hervor. Durch diesen Prozessierungsschritt kann der Übergang zum Anstehenden gut vom umgebenden Rauschen in der Tiefe differenziert werden. Nach Abschluss dieser Schritte kann mit der Dateninterpretation begonnen werden.

### **Schichtgrenzebestimmung**

Die Grenze des anstehenden Gesteins zum Sedimentationskörper wird in *Reflexw* an jedem Radargramm durch manuell gesetzte *picks* eingezeichnet. Dazu werden Darstellungen des *envelope* und der Migrationsprozessierung in verschiedenen Kontrasten und Farbansichten betrachtet. Unter Berücksichtigung der Ausbreitungsgeschwindigkeiten und dem Verscheiden der Profillinien untereinander werden die Interpretationen kontrolliert. Die Schnittstellen der einzelnen Profile werden hinsichtlich einer gemeinsamen Tiefe des Reflektors überprüft. Das Bestimmen der Grenzen ist durch Rauschen und fehlende Sichtbarkeit des Reflektors nicht kontinuierlich über die gesamte Strecke des Profils möglich. Zudem ergeben sich durch den frequenzabhängigen, minimal detektierbaren Radius eines Reflektors (vgl. Gleichung 15) Unsicherheiten beziehungsweise Toleranzen in der Tiefenbestimmung der Schichtgrenze. Bei einer 100 MHz Antenne und einer Ausbreitungsgeschwindigkeit von 0,125 m/ns ergeben sich in einer Tiefe von 30 m eine minimal detektierbare Reflektorgröße von 4,3 m. Bereits in einer Tiefe von 10 m benötigt der Reflektor eine Abmessung von mehr als 2,5 m.

Nach erfolgreichem Picken der Schichtgrenze werden die *picks* zusammen mit den jeweiligen Koordinaten und Tiefenangaben als *ASCII-Columns* gespeichert. Diese Daten werden in Excel übertragen und die absolute Höhe über NN der Punkte berechnet.

#### **4.3.2 Berechnung Sedimentvolumen**

Die *picks* mit dem Tiefen- beziehungsweise Höheninformationen des Ausgangsgesteins werden im Programm *ArcGIS* geladen. Die exportierten *Reflexw*-Daten sind mit Koordinaten aus dem WGS 1986 Koordinatensystem gespeichert. Zur Bearbeitung in *ArcGIS* werden diese Koordinaten in das Koordinatensystem *MGI Austria M31* transformiert. Zusätzlich wurden aus den Echolotdaten aus dem Jahr 2015 die Form der Deltafront bestimmt und zusätzliche Punkte für die Berechnung generiert. Anhand der absoluten Höhen aller Punkte wird mit der Funktion *Spline* ein Raster mit den interpolierten Höhen im betrachteten Sedimentationsraum erstellt. Innerhalb dieser Interpolationsmethode werden Oberflächenkrümmungen mathematisch minimiert. Durch die Verwendung des *Spline*-Typs *tension* wird die interpolierte Fläche zwischen den Höheninformationspunkten gespannt (ESRI 2018). Damit erhält sie eine realistischere Oberfläche, die der einer geschwungenen Gesteinsfläche ähnelt, welche durch einen überfahrenden Gletscher geprägt wurde. Als Gewichtungsfaktor der gespannten Fläche wird der Wert 10 gewählt.

Mit Hilfe eines *triangulated irregular networks (TIN)* kann durch Dreiecksvermaschung der Punkte ein zusätzliches Modell der Schichtgrenze erstellt und in *ArcScene* dreidimensional betrachtet werden (ESRI 2018). Damit können die zweidimensionalen Rasterfiles besser verifiziert und gegebenenfalls korrigiert werden.

Zur Berechnung des Volumens wird das Raster mit den Höheninformationen der Tiefenlage des Ausgangsgesteins im Bereich des Deltas mit der Seehöhe aus dem höhenkorrigierten DGM der drohnenbasierten photogrammetrischen Aufnahme vom Sommer 2019 verschnitten. Hierfür wird in *ArcGIS* das Tool *raster calculator* verwendet. Die Höhe der Ausgangsgesteinsgrenze wird von der Geländeoberfläche des Deltas abgezogen und mit der Rasterzellengröße multipliziert. Mithilfe von *zonal statistics* wird die Summe der berechneten Zellenwerte bestimmt, wodurch sich das Volumen des Deltakörpers ergibt.



### 4.3.3 Bestimmung der Erosionsrate anhand des Sedimentvolumens

Zur Rekonstruktion der Erosionsraten im Einzugsgebiet des Sulzsees wird die Sedimentationsrate im Seedelta herangezogen. Nachfolgend sollen die Unterschiede der beiden Raten aufgezeigt werden. Des Weiteren werden die Verbindungen zur Rückschließung von dem Volumen der Sedimente hin zur Erosionsrate im Einzugsgebiet veranschaulicht.

Unter Sedimentation versteht sich das Absetzen des durch Verwitterung aufbereiteten und durch bewegte Medien verlagerten Gesteinsmaterials. Neben den geologischen Bestandteilen zählen auch organische, chemischen und andere Substanzen hinzu (KLEIN 1990). Die Sedimentationsrate beinhaltet die Masse des sedimentierten Materials pro Zeiteinheit.

Erosion ist im wesentlichen Sinne gleichbedeutend mit Abtragung, also der Wegführung des Materials durch bewegte Medien. Sie wirkt der Orogenese entgegen (KLEIN 1990). Die Erosionsrate ist eine gleichmäßige Höhenveränderung der abtransportierten Masse innerhalb der betrachteten Fläche des Einzugsgebietes pro Zeiteinheit.

Erosion im Hochgebirge setzt sich aus mehreren Erosionstypen zusammen. Hydrologische, glaziale, gravitative, äolische, aber auch anthropogene Erosion sind im Gebirge vorherrschend. Alpine Erosionsraten werden stark von der vor Ort stattfindenden tektonischen Aktivität beeinflusst (PATEL 2012). Wobei schnellhebende Gebirge eine höhere Abtragung als Gebirge mit geringen Hebungsraten erfahren (WITTMANN et al. 2007).

Dabei ist die Quantifizierung der Erosionsraten im Hochgebirge, durch zumeist abgelegene Gebiete mit schwierigem Zugang, diffizil zu erfassen. Oftmals wird dafür auf fernerkundliche Maßnahmen und Berechnungen zurückgegriffen. Diese Methode ist häufig aufgrund begrenzter räumlicher Auflösung in der Anwendung beschränkt (ALEWELL et al. 2008). Für die Analyse kleinräumiger Einzugsgebiete eignet sich die Näherung durch Sedimentationsratenbestimmung.

Nach EINSELE & HINDERER (1998) kann die mechanische Erosionsrate aus der durchschnittlichen Sedimentationsrate an terrestrischen Sediment des Sees (und umgekehrt) berechnet werden.

Die Bestimmung der Erosionsrate aus den Deltasedimenten setzt jedoch folgende Annahmen voraus, deren Verwendung und Plausibilisierung im Diskussionsteil weiter erläutert werden:

1. Das glazial übertiefte Becken ist zum Zeitpunkt des Gletscherrückzuges im Bereich des Deltas komplett sedimentbefreit und beinhalten keinen Schutt aus vorherigen Warmphasen. Das Gletschereis erstreckt sich in der Tiefe, also bis hin zum Ausgangsgestein.
2. Der Bereich des Deltas ist der Hauptsedimentationsraum für eingetragene Stoffe aus dem betrachteten Einzugsgebiet. Feststoffmengen, welche in den anderen Bereichen des Sees abgelagert werden, sind gering und spielen keine signifikante Rolle. Hierzu zählen beispielsweise die Feinsedimente der Warvenbildung und Ablagerungen von gravitativen Prozessen, die nicht direkt am Delta abgelagert werden.
3. Es findet keine ausschlaggebende Sedimentation und Speicherung an Sediment auf dem Transportweg statt (*storage*).

Unter diesen Annahmen wird die Berechnung durchgeführt. Berechnungsrelevante Voraussetzungen sind einerseits eine hohe Sedimentationskapazität im Bereich des Deltas und ein bekanntes Verhältnis der Sedimentationsfläche des Deltas  $A_D$  und des Einzugsgebietes  $A_E$  (vgl. Abbildung 20).

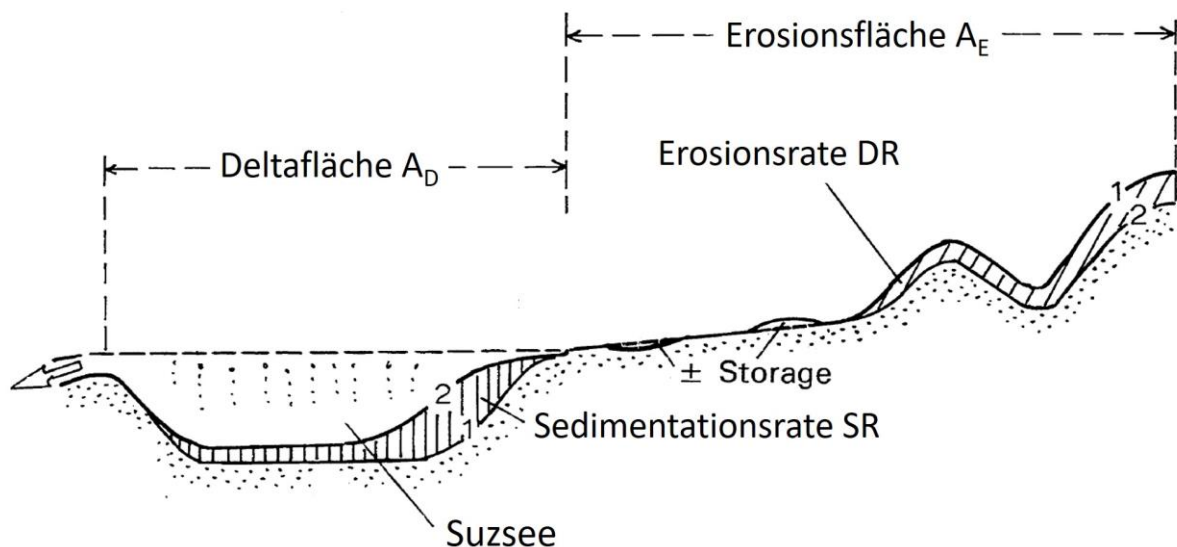


Abbildung 20: Veranschaulichung der Erosions- und Sedimentationsrate. Verändert nach EINSELE & HINDERER (1997)

Die Sedimentationsrate ( $R_S$ ) ist über das Verhältnis von Erosionsfläche  $A_E$  zu Sedimentationsfläche  $A_D$  an die Erosionsrate (*denudation rate*  $R_D$ ) gekoppelt:

$$R_S = R_D \frac{A_E}{A_D} \quad (16)$$

Die Sedimentationsrate für das Delta ergibt sich aus dem Zeitraum der eisfreien Sedimentationsfläche durch den Gletscherrückzug, der Masse des darin befindlichen Materials und der Fläche des Deltas. Die Bestimmung der Masse ist aufgrund der gewählten GPR-Methode nicht zu bestimmen. Hierfür wären aufwändige Bohrungen und Sedimentproben nötig.

Eine einfachere Berechnung der Erosionsrate anhand von Radardaten ergibt sich aus der Bestimmung des Sedimentvolumens. Nach den Zusammenhängen von EINSELE & HINDERER (1998) geht folgender Zusammenhang hervor:

$$R_D = V_S \frac{\rho_S}{\rho_A A_E T} \quad (17)$$

Das im vorangegangenen Kapitel bestimmte Sedimentvolumen der Deltasedimente kann nun mit Hilfe der Gleichung 17 zur Bestimmung der Erosionsrate herangezogen werden. Dazu wird das Sedimentvolumen  $V_S$  mit der Dichte des Sediments  $\rho_S$  multipliziert. Zudem wird durch die Lagerungsdichte des anstehenden Granodiorit- und Tonalitgneises  $\rho_A$ , sowie Einzugsgebietsfläche  $A_E$  und die Zeit  $T$  seit der eisfreien Bedeckung des Sedimentationsraumes des Deltas dividiert. Die Erosionsrate wird dabei in der Einheit mm/ka oder mm/a ausgegeben.

## **5 Ergebnisse**

### **5.1 Interpretation der Radargramme**

Die Erkenntnisse der Interpretation der aufgenommenen Radargramme sind nicht nur in einem final prozessierten Ergebnisbild ersichtlich, sondern spielen bereits im Prozessierungsablauf eine Rolle. So beispielsweise die Identifikation der Schneedecke und die Eliminierung dieser aus den Radargrammen. Durch die daraus ermittelte Anpassung der Startzeit (vgl. 4.3.1 Radargrammaufbereitung) kann die Tiefenmigration und die Bestimmung der Ausgangsgesteinstiefen besser durchgeführt werden.

Die Schneebedeckung ist im Radargramm durch kontrastreiche horizontale Linien mit einer fast kontinuierlichen Linienstärke gekennzeichnet. Die Abgrenzung zum festen Untergrund ist durch dessen schwächere Signalstärke und Beinhaltung von unruhigen Mustern klar erkennbar (vgl. Abbildung 15). Die horizontalen Linien sind im Radargramm über einen Zeitraum von durchschnittlich 37 ns ersichtlich.

Die Ergebnisse der abgeschlossenen Prozessierungsschritte von vier der 13 interpretierten Profile werden nachfolgend genauer betrachtet. Anhand der Profile werden sichtbare Muster und Bereiche gleicher Merkmale, aber auch Relikte und Phänomene, stellvertretend für die anderen Radargramme erläutert.

### 5.1.1 Profil 16\_OSK\_10

Nach erfolgter Prozessierung zur Steigerung des Informationsgehaltes wird im Profil 16\_OSK\_10 (Abbildung 21) auf den ersten Blick die deutliche vertikale Zweiteilung des Radargrammes ersichtlich (schwarze Strichlinie). Die linke Hälfte des Radargrammes (1) zeigt einen homogenen Bereich mit starken Mehrfachreflexionen in der oberen Bildregion und einen mit geringen Signalstärken behafteten unteren Abschnitt. Die rechte Hälfte zeigt deutlich mehr Muster und Signale.

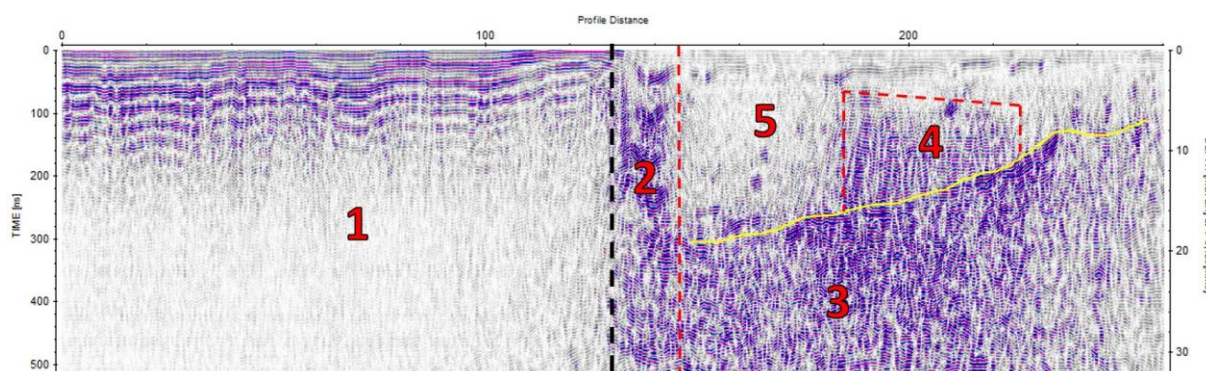


Abbildung 21: Interpretation Profil 16\_OSK\_10

Der linke, homogene Bildausschnitt (1) ist durch das Überfahren des zugefrorenen tiefen Wassers mit dem GPR entstanden. Der obere Bereich der Mehrfachreflexionen verschwindet nach einer doppelten Laufzeit von 130 bis 200 ns, woraufhin nur mehr schwache Signalstärken zu verzeichnen sind.

Der Übergang von Wasser zu festem Untergrund ist durch einen schmalen Streifen (2) mit hohen Signalstärken, die sich bis in die untersten Bereiche des Radargrammes erstrecken, zu erkennen. Er bietet aufgrund der Mehrfachreflexionen keine klar definierbaren Strukturen und Informationen.

Der rechte Teil des Radargrammes lässt sich ebenfalls in einen unteren und oberen Bereich aufteilen. Die trennende Grenze steigt im Abschnitt von 300 bis 80 ns mit zunehmender Profillänge an. Das darunter liegende Feld (3) ist dominiert von einer dichten Verteilung an Signalen mit hohen Amplitudenstärken.

In der oberen Zone lassen sich abermals zwei eigene Teilbereiche detektieren. Das Feld (4) ist durch ebenfalls hohe Signalstärken gekennzeichnet, welche dennoch wesentlich schwächer ausgeprägt sind als im Abschnitt (3). Das Feld (4) wird von einem Areal mit geringen und dadurch hell dargestellten Signalstärken (5) umgeben.

### 5.1.2 Profil 16\_OSK15

Das Profil 16\_OSK\_15 (Abbildung 22) verläuft ebenfalls über die Delta-See-Grenze. Im Vergleich zu Profil 16\_OSK\_10 ist die Richtung der Profilaufnahme jedoch gegenläufig (vgl. Abbildung 13), weshalb der homogene Bereich (1) auf der rechten Seite des Profils verortet ist. Im Zentrum sind aus dem vorhergehenden Profil die bekannten Muster (3) und (5) erkennbar. Sie werden zwischen den Profilmeter 80 und 180 durch einen Anstieg der Amplitudengrenzen scharf voneinander getrennt. Die Grenze taucht dabei von 240 auf 400 ns ab.

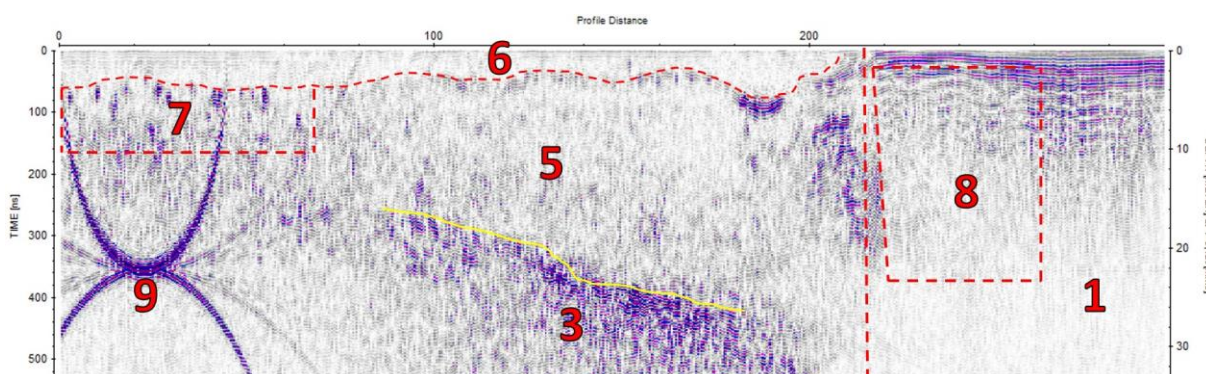


Abbildung 22: Interpretation Profil 16\_OSK\_15

In einigen Radarprofilen ist im obersten Teilbereich ein schwach bis teilweise stark ausgeprägter schmaler Streifen (6) ersichtlich. Er ist gekennzeichnet durch sehr schwache Amplitudenstärken und einer lateralen Ausdehnung von maximal 78 ns doppelter Laufzeit.

Strukturen wie in Ausschnitt (7) sind in beinahe allen Radargrammen vorhanden. Sie sind innerhalb der bereits beschriebenen Muster (4) und (5) verteilt. Eine derartige räumliche Verdichtung wie in diesem Profil ist in den anderen Radargrammen nicht eindeutig zu erkennen. Die Strukturen treten stattdessen weitläufiger verteilt auf.

Das Areal (8) ist gekennzeichnet durch sich wiederholende, hyperbelartige Muster. Diese sind nur mehr in Profil 19\_OSK\_5 und 19\_OSK\_9 ersichtlich. In allen drei Profilen ist dieser Bereich innerhalb der Zone (1) anzutreffen.

Die auffällige Struktur (9) innerhalb des Profils 16\_OSK\_15 ist ein Einzelfall und in keinem anderen Radargramm vorhanden.

### 5.1.3 Profil 19\_OSK\_5

Bei den beiden nachfolgenden Profilen wurde zur besseren Darstellung der Signale der zusätzliche Prozessierungsschritt *envelope* angewendet (vgl. 4.3.1 Radargrammaufbereitung). Dies ist an der lila Darstellung zu erkennen. Beide Profile wurden, im Gegensatz zu den Profilen aus dem Jahr 2016, über ein Relief mit sich ändernden Höhen aufgenommen. Aufgrund dessen wurde an den betreffenden Profilen zusätzlich eine Topographiekorrektur durchgeführt (vgl. Abbildung 23).

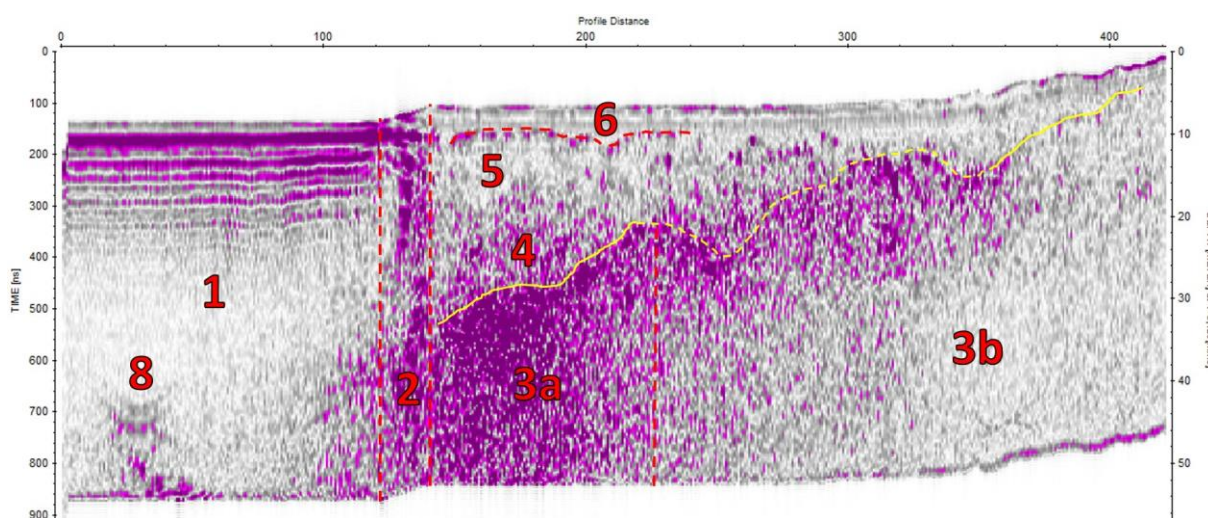


Abbildung 23: Interpretation Profil 19\_OSK\_5

Im Profil 19\_OSK\_5 ist links die bereits beschriebene Zone (1) mit einer darin auftretenden Struktur (8) und den mehrfach reflektierten Hyperbeln ersichtlich.

Der schlecht einsehbare, vertikale Streifen (2) erstreckt sich ab der Distanzlänge von 120 m über eine Strecke von 20 m und beinhaltet einen topographischen Anstieg von zwei Meter.

Auch in diesem Profil sind die Bereiche (4), (5) und (6) vorzufinden. Sie werden auf den Metern 140 bis 410 beinahe durchgehend durch eine scharfe Grenze von (3) abgegrenzt. Auf den Metern 220 bis 350 beinhaltet die Grenze einige Unsicherheiten in der genauen Verortung der Tiefe.

Dieses Profil zeigt stellvertretend für neun der 13 Profile eine interne Aufteilung der Zone (3). Der untere Bereich der Radargramme ist in einen Sektor mit hohen Signalstärken (3a) und einen mit schwächeren Signalen (3b) aufgeteilt. Beide Teilbereiche besitzen intern dasselbe Signalmuster (vgl. Abbildung 24).

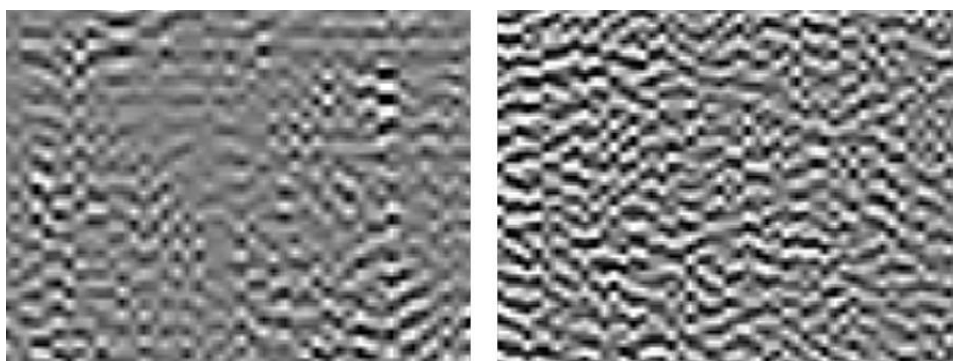


Abbildung 24: links Signalmuster (4) und (5), rechts Signalmuster (3a) und (3b)

Die Bereiche (4) und (5) sind durch allgemein schwache Strukturen und Signalstärken gekennzeichnet. Intern treten Felder mit unterschiedlicher Signalstärke auf. Grau mit wenig Strukturen steht für eine geringe Energie und schwarz-weiße Bereiche für erhöhte Energie der reflektierten Wellen.

Das Signalmuster von (3a) und (3b) ist über den kompletten Bereich durch ein vergleichsweise kompaktes Muster mit einheitlicher Strukturierung charakterisiert. Die Ausprägung der Signalstärken ist hier wesentlich klarer gekennzeichnet als in (4) und (5).



### 5.1.4 Profil 19\_OSK\_6

Nicht alle aufgenommenen Profile liefern einen solch hohen Informationsgehalt, für eine plausible Interpretation, wie die voranstehenden Radargramme. Sie beinhalten dennoch Muster und Strukturen, die für ein Gesamtbild des Untersuchungsgebietes dienlich sein können.

Das Profil 19\_OSK\_6 (Abbildung 25) wurde hangparallel aufgenommen und verläuft auf den Metern 73 bis 123 (Wasser) über den kreisrunden See im Süden des Deltas (vgl. Abbildung 13).

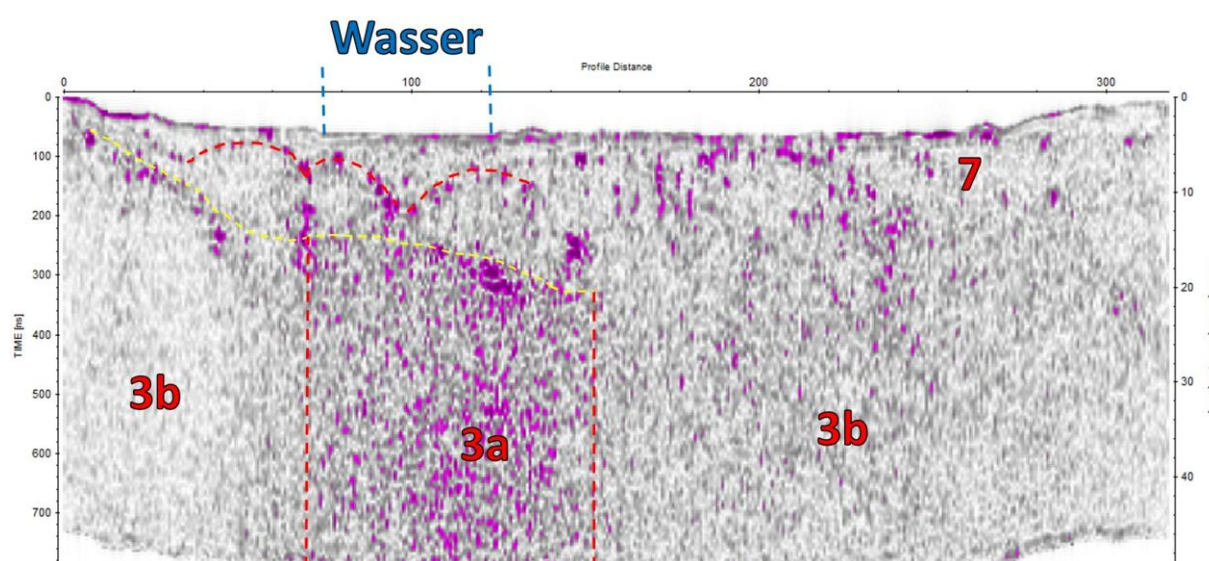


Abbildung 25: Interpretation Profil 19\_OSK\_6

Der rechte obere Bildausschnitt beinhaltet vereinzelte punktförmige Strukturen (7), wohingegen der linke obere Bereich schwache hyperbelförmige Reflektoren aufweist. Diese zeichnen sich von den Strukturen der Kategorie (8) ab, indem es eine einzelne Hyperbelform ist und sich diese in lateraler Ausdehnung nicht wiederholen. Möglich wäre eine Zuordnung des darüber liegenden Bereiches zu Kategorie (6), diese sind jedoch in anderen Profilen durch eher flache und geschwungene Grenzen von den darunter liegenden Signalen abgegrenzt.

Der Bereich (3) kann durch fehlende Identifikation einer Grenze nur schlecht oder ungenau von den darüberliegenden Signalen abgegrenzt werden. Die interne Differentiation in (3a) und (3b) ist plausibel, da auch hier die Struktur der Signale im unteren Bereich gleich ist und sich nur in der Stärke der reflektierten Signale unterscheidet.

## 5.2 Bestimmung der Ausbreitungsgeschwindigkeiten

Anhand der Diffraktionshyperbeln, welche an kleinen Reflektorkörpern entstehen, werden in *Reflexw* Hyperbeln mit variablem Öffnungswinkel angelegt (vgl. 4.3.1 Radargrammaufbereitung). Nach Übereinstimmung von Öffnungswinkel und Diffraktionshyperbel wird die Ausbreitungsgeschwindigkeit für das darüberliegende Medium ausgegeben. Dieser Schritt findet vor der Durchführung einer Topographiekorrektur statt, weshalb das Relief nicht auf den nachfolgenden Profilabbildungen ersichtlich ist.

Für die horizontalen Linien der Schneebedeckung, mit kontinuierlichem Abstand im obersten Bereich der Radargramme, wird eine Geschwindigkeit von 0,21 m/ns in einer Tiefe von 41 ns ermittelt.

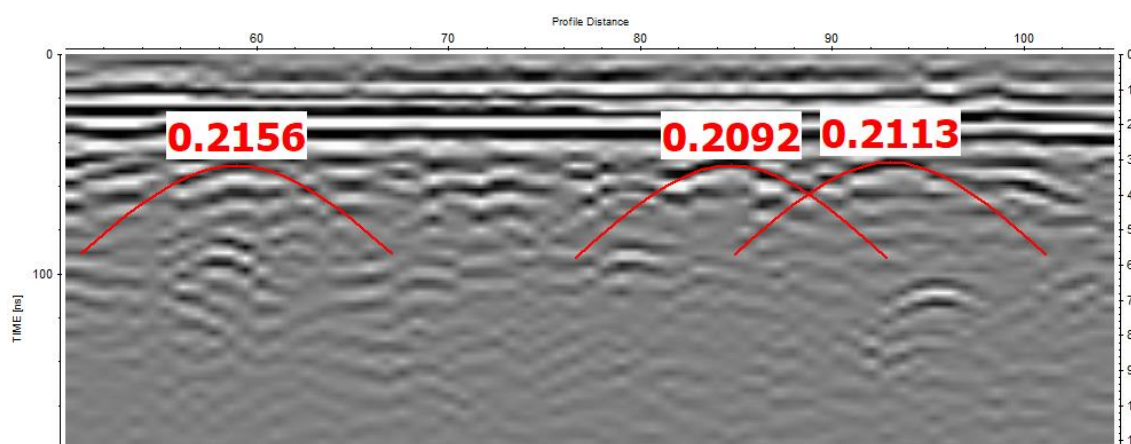


Abbildung 26: Ausbreitungsgeschwindigkeit der Schneebedeckung im Profil 19\_OSK\_8

Der Bereich (1) beinhaltet in den aufgenommenen Radarprofilen wenige Reflektoren, anhand derer die Geschwindigkeitshyperbeln angelegt werden können. Das Profil 19\_OSK\_5 liefert die am besten zu identifizierenden Reflektoren.

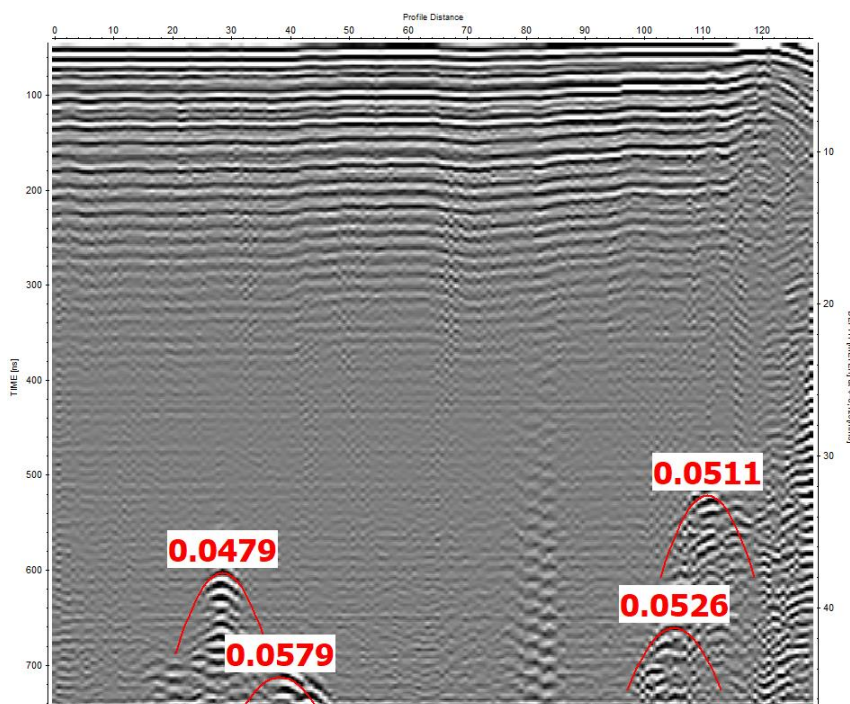


Abbildung 27: Ausbreitungsgeschwindigkeiten für den Bereich (1) im Profil 19\_OSK\_5

An den Reflektorobjekten der Zone (1), kann bei einer doppelten Laufzeit von 520 bis 710 ns, eine Geschwindigkeit von 0,058 bis 0,048 m/ns ermittelt werden. Sie stellt die geringste Ausbreitungsgeschwindigkeit aller Zonen dar.

Für den schlecht einsehbaren Bereich (2) mit noch ungeklärten Signalen sind keine aussagekräftigen Hyperbeln zu finden.

Der untere Bereich (3) beinhaltet in allen Profilen keine identifizierbaren Hyperbeln, weder in den Teilbereichen (3a) oder (3b). Dadurch kann anhand der aufgenommenen Radargramme keine Aussage zur dortigen Ausbreitungsgeschwindigkeit getroffen werden.

Das Profil 19\_OSK\_5 liefert eine hohe Anzahl an Diffraktionshyperbeln für die Bereiche (4), (5) und (6). Diese werden in anderen Profilen mit denselben Geschwindigkeiten bestimmt.

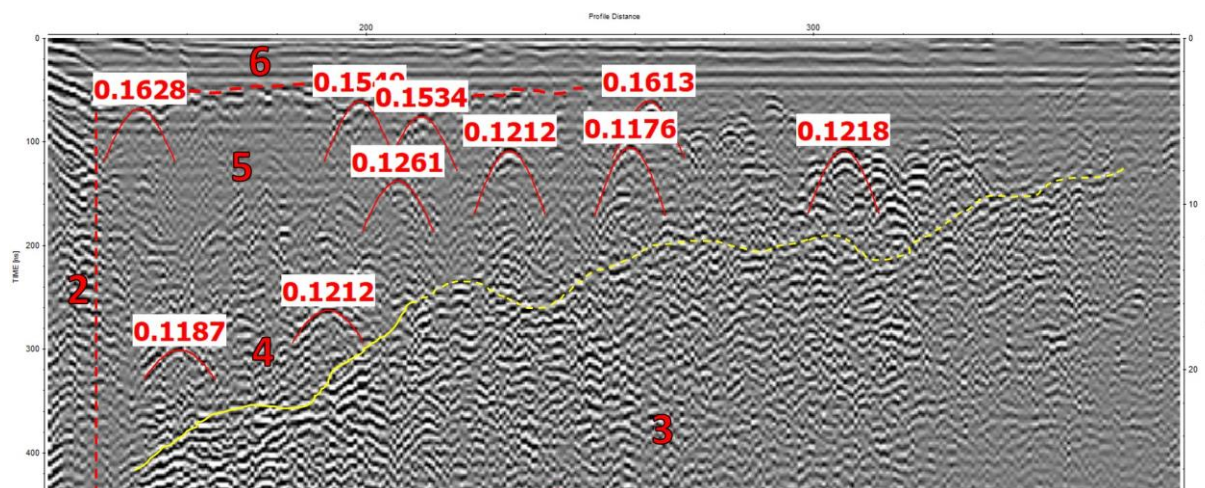


Abbildung 28: Ausbreitungsgeschwindigkeiten für die Bereiche (4), (5) und (6) im Profil 19\_OSK\_5

Die Geschwindigkeiten in Zone (4) und (5) sind annähernd ident und reichen von 0,11 bis 0,135 m/ns. Der Mittelwert von 0,125 m/ns wird als Migrationsgeschwindigkeit der anschließend durchgeführten *FK-migration (Stolt)* für alle Profile verwendet, um ein einheitliches Bild für die Schichtgrenzbestimmung generieren zu können.

Direkt unter dem flach verlaufenden Streifen (6) an der Oberfläche ist eine leicht erhöhte Geschwindigkeit von 0,153 bis 0,163 m/ns zu verzeichnen.

### 5.3 Bestimmung der Lage des Ausgangsgesteins

In den beiden vorherigen Kapitelabschnitten 5.1 und 5.2 ist eine bisher nicht erwähnte gelbe Linie eingezeichnet. Sie kennzeichnet, durch die Veränderung der Amplitudenenergie einen Wechsel der durchlaufenen Materialien. Diese Grenze wird als der Beginn des anstehenden Gesteins identifiziert. Entlang dieser Linie wird, in den Abschnitten mit den höchsten Amplitudenausschlägen, die Grenze des Anstehenden mit einzelnen *picks* versehen. Die genaue Lage der gepickten Punkte innerhalb der jeweiligen Profile ist im Anhang zu finden.

Aufgrund visueller Ungenauigkeiten der Darstellung, angewandter Methodik und persönlichem Interpretationsspielraum ergibt sich bei der Bestimmung der Grenze des Ausgangsgesteins, eine laterale Toleranz der *picks* von  $\pm 5\%$  der Sedimentauflage. Dadurch ergibt sich in einer maximalen Tiefe von 28 m eine Unsicherheit der Tiefenbestimmung von nicht mehr als 2,8 m.

Nach der Übertragung der Tiefen in ArcGIS wurde die Lage des Ausgangsgesteins bestimmt und ein Raster, sowie ein TIN mit den Tiefeninformation erstellt (Abbildung 29).

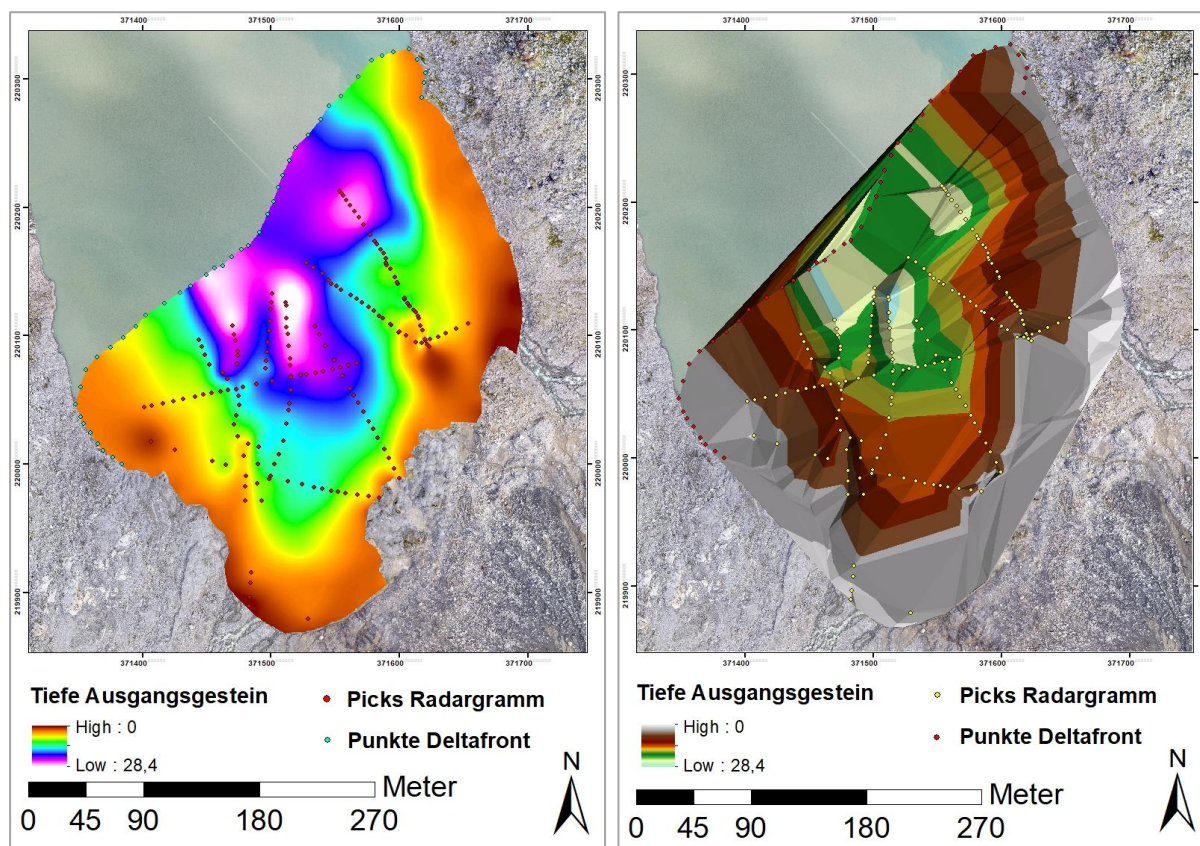


Abbildung 29: Tiefe des Ausgangsgesteins als Raster (links) und TIN (rechts)

Beide Darstellungen zeigen die Tiefe und den Verlauf der nach Nordwesten abtauchenden Ausgangsgesteinsgrenze und bilden die Grundlage für die nachfolgenden Berechnungen von Sedimentvolumen und Erosionsrate.

#### 5.4 Sedimentvolumenbestimmung

Für die Berechnung des Sedimentvolumens innerhalb des Deltakörpers wurde die Höhe der Lage des Ausgangsgesteins und der Deltafront vom höhenkorrigierten DGM aus der drohnenbasierten Photogrammetrie im Sommer 2019 abgezogen und mit der Rasterzellengröße multipliziert. Die Summe dieser Zellenwerte liefert das **Deltavolumen**, dieses beläuft sich auf **622 428 m<sup>3</sup>**.

Unter Berücksichtigung der Toleranz der gesetzten *picks* und der maximal und minimal identifizierten Ausbreitungsgeschwindigkeit innerhalb der Radargramme ergeben sich Abweichungen für den Verlauf der Ausgangsgesteinsgrenze.

Aufgrund der niedrigsten identifizierten Ausbreitungsgeschwindigkeit im Sediment von 0,11 m/ns, verringert sich die Tiefe der Ausgangsgesteinsgrenze um 10% der ursprünglich bestimmten Sedimentmächtigkeit. Zusammen mit der Toleranzgrenze des subjektiven Pickens von abermals 5 %, ergibt sich, getreu der Gauß'schen Fehlerfortpflanzung (KNORRENSCHILD 2017) eine Abnahme der Sedimentauflage. Dadurch erhöht sich die Lage der Ausgangsgesteinsgrenze um 11,2 % im Vergleich zum ersten Ergebnis.

Selbes gilt für die maximal identifizierte Geschwindigkeit von 0,135 m/ns. Dadurch lagert die Grenze des Anstehenden um 5 % tiefer als bei der ersten Berechnung. Durch Hinzufügen der Picktoleranz von abermals 5 % erhöht sich die Tiefe des Ausgangsgesteins um 7,1 %.

Demzufolge ergibt sich für das Sedimentvolumen eine minimale und eine maximale Abweichung vom Ergebnis mit 548 783 m<sup>3</sup>. Das **minimale Volumen** des Deltas beläuft sich auf **552 716 m<sup>3</sup>** und das **Maximalvolumen** beträgt **666 620 m<sup>3</sup>**.

Dadurch ergibt sich ein Toleranzbereich von ca. 113 000 m<sup>3</sup>. Das entspricht einer akzeptablen Unsicherheit von 17 % in der Volumenberechnung.

### 5.5 Erosionsratenbestimmung

Aufgrund der Gleichung 17 kann nun aus dem Sedimentvolumen die Erosionsrate für das Einzugsgebiet bestimmt werden. Für die Ausgangsgesteinsdichte  $\rho_A$  wird der im Einzugsgebiet primär vorkommende Granodioritgneis mit einer Dichte von 2,73 g/cm<sup>3</sup> angenommen (JUBELT & SCHREITER 1982). Die Dichte des Deltasediments  $\rho_S$  wird mit einem Wert von 1,7 g/cm<sup>3</sup> festgelegt. Die Fläche  $A_E$  des Einzugsgebietes wurde über *ArcGIS* ermittelt und beläuft sich auf 12,2 km<sup>2</sup>.

Für den Zeitraum  $T$  wird eine Betrachtung der Lage der Gletscherfront von verschiedenen Jahren herangezogen (vgl. Abbildung 6) und der Beginn der Sedimentation des Deltas auf das Jahr 2007 definiert.

Aus diesen Faktoren und dem zuvor bestimmten Sedimentvolumen von 622.428 m<sup>3</sup> errechnet sich für das Einzugsgebiet des Deltas eine **Erosionsrate** von **2,6 mm/a**.

Da die Faktoren der Gleichung anhand von Annahmen (Diskussion derer in Kapitel 6.4) festgelegt wurden, errechnet sich aus deren Unsicherheiten und dem minimalen und maximalen Sedimentvolumen eine Abweichung der Erosionsraten.

Die Untergrenze der möglichen Erosionsrate begründet sich mit dem minimalen Deltavolumen von 552.716 m<sup>3</sup>, einer möglicherweise geringeren Dichte des Sediments  $\rho_s$  mit 1,6 g/cm<sup>3</sup> und einem potenziellen Erosionszeitraum von 13 Jahren ab, dem Jahr 2006. Daraus ergibt sich eine **unterste Abweichung** der Erosionsrate von **2,0 mm/a**.

Die **oberste Abweichung** der **Erosionsrate** liegt bei **3,8 mm/a**. Hierbei werden die Möglichkeiten einer Sedimentdichte von 1,9 g/cm<sup>3</sup>, ein Zeitintervall von 10 Jahren und die maximale Toleranz des Deltavolumens von 666.620 m<sup>3</sup> in Betracht gezogen.

Die Erosionsfläche und Dichte des Anstehenden sind für die Berechnungen konstant und beinhalten keine Toleranz.

## **6 Diskussion**

Die im voranstehenden Kapitel beschriebenen Resultate werden in dieser Rubrik begründet und diskutiert. Dadurch sollen die Ergebnisse plausibilisiert werden und Hintergründe für etwaige Annahmen geklärt werden.

### **6.1 Interpretation der Radargramme anhand der Ausbreitungsgeschwindigkeiten**

Zur Bestimmung der Schneeeauflage wurde in den Radargrammen eine Ausbreitungsgeschwindigkeit von 0,21 m/ns für die Schneesicht definiert. Angaben aus der Literatur (vgl. Tabelle 2) definieren die Geschwindigkeit für eine reine Schneedecke mit 0,25 m/ns. Davon ausgehend, dass die Schneebedeckung im Untersuchungsgebiet nicht nur aus lockerem Schnee, sondern zusätzlich etwas Eis mit einer theoretischen Geschwindigkeit von 0,17 m/ns beinhaltet, ist die bestimmte Ausbreitungsgeschwindigkeit von 0,21 m/ns völlig zutreffend. Zumal Eis und Schnee, anhand der aufgezeichneten Radarmuster, nur schlecht bis gar nicht voneinander unterschieden werden können. Die horizontalen Linien sind im Radargramm über eine doppelte Laufzeit von durchschnittlich 37 ns ersichtlich. Daraus ergibt sich eine durchschnittliche Schneehöhe von 3,9 m. Aufgrund des besonders starken Schneefalls im Winter 2018/2019 innerhalb der alpinen Regionen, ist eine Schneehöhe im Untersuchungsgebiet von 3,9 m durchaus realistisch.

Die vertikale Zweiteilung einiger Radargramme in Zone (1) und den übrigen Bereichen (2) bis (6) ist, nach einer Berücksichtigung der genauen Aufnahmeverläufe im Gelände, auf das Überfahren von Wasser und festem Untergrund zurückzuführen. Beide Bereiche unterscheiden sich wesentlich in ihren elektromagnetischen Eigenschaften. Zone (1) stellt in den Radargrammen den zugefrorenen Wasserkörper dar. In reinem Süßwasser breiten sich elektromagnetischen Wellen bei einer Frequenz von 100MHz mit einer Geschwindigkeit von 0,033 m/ns aus. Die gemessenen Ausbreitungsgeschwindigkeiten von 0,058 bis 0,048 m/ns, aus Abbildung 27, sind im Vergleich zum theoretischen Wert erhöht. Grund dafür kann eine Verzögerung beim Durchlaufen der Wellen durch das Eis des zugefrorenen Sees sein. Zudem ist eine Überlagerung der Reflektoren durch eine dünne Schlickschicht möglich, welche zu einer weiteren Herabsetzung der Geschwindigkeit führt. Eine solche Schicht konnte jedoch in keinem Radargramm eindeutig identifiziert werden.

Die Reflektoren innerhalb des Sees werden nach einer Laufzeit von 520 bis 710 ns erreicht. Berücksichtigt man die gemessene Ausbreitungsgeschwindigkeit liegen die Objekte in einer



Tiefe von 12,5 bis 20,6 m. Die Echolotmessungen von 2015 bestätigen diese Tiefen im Bereich des Reflektorvorkommens.

Die Mehrfachreflexionen im oberen Abschnitt der Zone (1) stammen vermutlich vom Übertritt der Wellen von festem Eis zu flüssigem Wasser. Am Übergang werden die Signale mehrfach reflektiert und erreichen verzögert die Empfangsantenne. Als Vergleich zeigt Abbildung 30 ein Radargramm beim Überfahren eines ungefrorenen Sees mit gleichen Aufnahmeparametern.

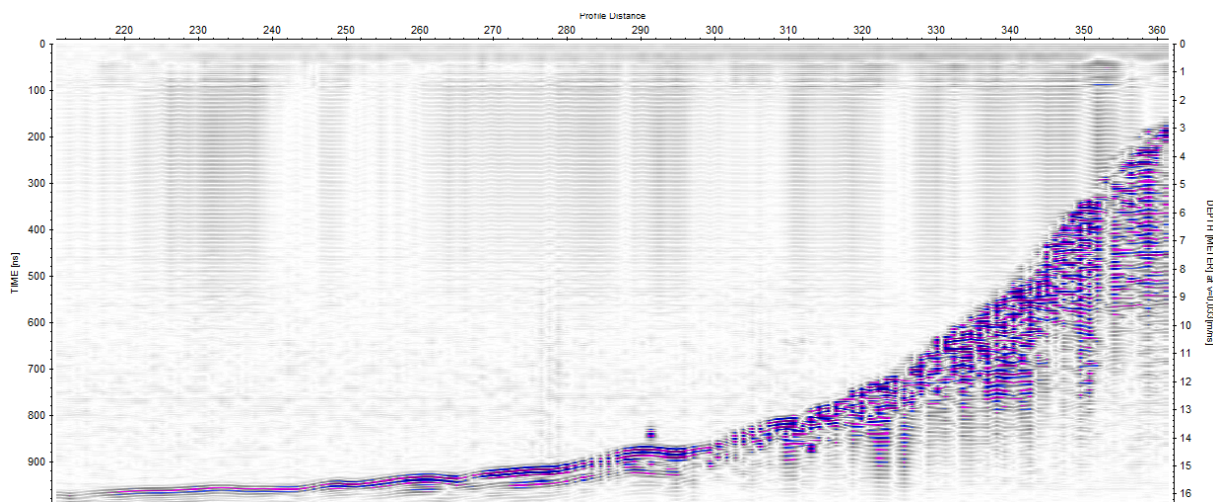


Abbildung 30: Ausbleibende Mehrfachreflexionen am ungefrorenen Seebachsee, Obersulzbachtal

Abgesehen von der Eisschicht, sind bei gleichen Rahmenbedingungen der Aufnahme- und Prozessierungskriterien, die Mehrfachreflexionen an der Gewässeroberfläche nur sehr schwach ausgeprägt.

Der schmale Streifen (2) ist am Übergang von Wasser zu festem Untergrund in allen betreffenden Radargramm ersichtlich. In den Daten von 2019 ist der Streifen im Bereich der zwei Meter hohen Schneestufe (vgl. Abbildung 31) verortet, wie aus der topographischen Korrektur in Abbildung 23 ersichtlich ist. Bei einer genauen Lagebetrachtung der Deltakante im Orthofoto des Sommers 2019, stimmt diese Grenze nicht mit der Profillänge des Radars überein. Distanzunterschiede von bis zu 20 m der Deltakante im Orthofoto und dem Streifen (2) legen den Schluss nahe, dass die Schneestufe nicht direkt an der Deltafront verortet ist. Vielmehr ist es wahrscheinlich, dass sich unmittelbar vor der Deltafront im Winter früher eine Eisschicht ausgebildet hat als in den zentralen Seebereichen. Dadurch konnte sich auf dem Delta und dem Eisrand an der Deltafront über einen längeren Zeitraum Schnee akkumulieren als auf der restlichen Seefläche.

In den Radargrammen sollte, laut dem Orthofoto, nach einer Profillänge von 260 m ein Abtauchen der Deltafront aufscheinen. Damit läge die Deltafront 20 m vor dem Auftreten des Streifens (2). In diesem Bereich sind jedoch keine Strukturen in den Radargrammen ersichtlich, die auf ein Absinken der Deltafront hinweisen.

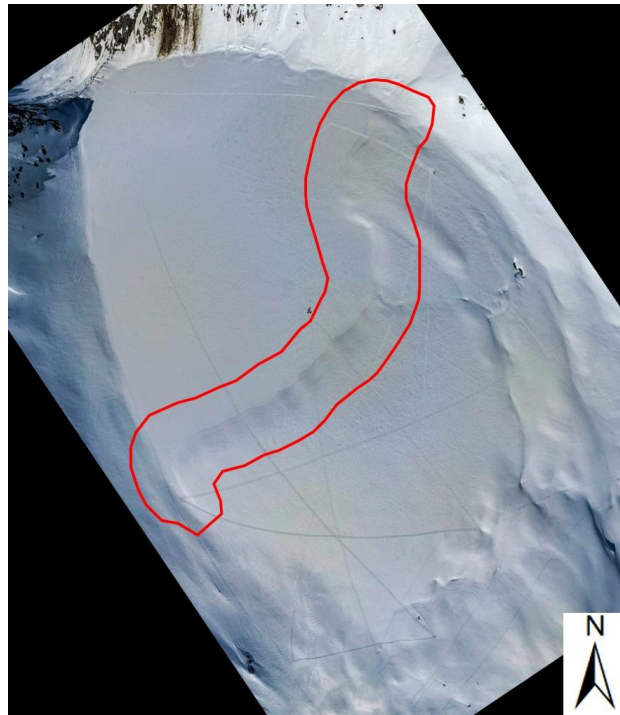


Abbildung 31: Drohnenbild der Schneestufe im Winter 2019 (Foto: DELLESKE 2019)

Durch die Mehrfachreflexionen innerhalb des Streifens (2) und der ungenauen Lagebestimmung, ist der Informationsgehalt in dieser Zone nicht nutzbar. Insbesondere für den Verlauf und Winkel der Deltafront wäre gerade dieser Bereich essenziell. Der fehlende Informationsgehalt der Radargramme wird unter Zuhilfenahme

der Echolotmessungen aus dem Sommer 2015 ergänzt. Eine genauere Beschreibung befindet sich im Teilkapitel 6.3 Sedimentvolumenbestimmung.

Die Zuordnung der Zone (3) ist mit weniger Problemstellungen behaftet. Signale mit hohen Amplitudenstärken, das Ausbleiben von Diffraktionshyperbeln und das bereits beschriebene Muster der Signale sind für eine Deklaration der Zone als Ausgangsgestein sehr plausible Gründe. Unklar ist jedoch die Ursache der Unterteilung von Zone (3) in (3a) und (3b). Der Bereich der stärkeren Signale von (3a) ist stets unterhalb der Position mit der mächtigsten Sedimentauflage verortet. Aufgrund des Deltaaufbaus ist der Bereich der mächtigsten Sedimentlage an der Deltafront zu finden. Eine Ausnahme ist in Profil 16\_OSK\_11 ersichtlich. In der zweidimensionalen Darstellung der Radargramme befinden sich die erhöhten Signalstärken des Festgesteins auch unterhalb eines beckenförmigen Verlaufes der Ausgangsgesteinsgrenze. Diese Beobachtung ist des Weiteren in Profil 19\_OSK\_3, 19\_OSK\_7 und 19\_OSK\_8 zu verzeichnen. Es ergibt sich die Möglichkeit, dass der Einfluss des Wassergehaltes im Sedimentkörper sich in den Signalen des Ausgangsgesteins widerspiegeln könnte. Durch die elektromagnetischen Eigenschaften von Wasser werden Wellenausbreitungsgeschwindigkeiten darin gebremst und gedämpft. Somit sollte diese Annahme zu einem gegenteiligen Resultat führen.

Die schwächere Ausprägung der Signale in (3b) ist aufgrund der geringeren Mächtigkeit der darüberliegenden Sedimente nicht logisch. Grundsätzlich sollte mit zunehmender Laufzeit durch ein anderes Medium die Signalstärke für das darunterliegende Material weniger gedämpft und somit stärkere Amplitudenausschläge beinhalten.

Eine Erklärungsmöglichkeit für das Phänomen von (3a) und (3b) könnte der Einfluss der zunehmenden Verstärkung der Signale in der Tiefe durch *energy decay* sein. Innerhalb dieses Prozessierungsschrittes wird jedoch der durchschnittliche Verlust für jeden Trace einzeln berechnet und sollte somit keinen Einfluss auf Signalunterschiede in horizontaler Ausrichtung im Ausgangsgestein haben.

Die Bereiche (4) und (5) werden als Sediment deklariert. Der Hintergrund für die stark unterschiedlichen Amplitudenausschläge in Kategorie (4) und (5) ist auf die Unterschiede innerhalb der Korngrößen des Sediments zurückzuführen. Die in Abbildung 24 ersichtlichen Strukturmuster zeigen die Zusammensetzung der Sedimente. Verstärkt einheitlich graue Bereiche sind ein Kennzeichen für feines Sediment (5). Kontrastreiche schwarz-weiße Bereiche innerhalb des Sediments geben Auskunft über das Vorkommen von Material mit größeren Korngrößen (4) (vgl. SASS (2007) und GU et al. (2019)).

Das gröbere Material der Zone (4) ist zumeist im unteren Bereich des Sedimentkörpers gelagert. Da sich der Gletscher kontinuierlich aus dem Sulzsee zurückgezogen hat, besteht der unterste Bereich der Sedimentauflage aus grobem Material, das vom Gletscher abgeschmolzen ist oder von dessen Oberfläche abgerutscht ist. Erst mit Verlängerung des Transportweges wurden nur mehr feinere Komponenten weiter ins Delta verlagert und eine feinere Sedimentauflage (5) bildete sich aus.

Die Bestimmung einer durchschnittlichen Ausbreitungsgeschwindigkeit von 0,125 m/ns innerhalb der Bereiche (4) und (5) ist mit den Literaturangaben von Permafrost und Moränenmaterial vergleichbar (Tabelle 2). Diese Geschwindigkeiten sind in vergleichbar aufgebauten Deltas zu finden (FARMANI et al. 2008). Das wiederholte Vorkommen von Diffractionshyperbeln in unmigrierten Darstellungen zeigt das Vorkommen von einzelnen größeren Gesteinskomponenten. Das GPR-Muster des Sediments, mit schwachen und variablen Signalen, ist dabei vom Schema des Ausgangsgesteins, mit allgemein stärkeren Signalen, eindeutig zu unterscheiden.

Der horizontal an der Geländeoberfläche verortete, schmale Streifen (6) ist mit einer Ausbreitungsgeschwindigkeit von ca. 0,158 m/ns charakterisiert. Diese Geschwindigkeit ist ähnlich der von Eis und Permafrost. Die Mächtigkeit des Streifens beläuft sich auf eine

maximale Tiefe von 6,2 m. Eine plausible Erklärung dieses GRP-Musters könnte die oberste gefrorene Schicht des Deltasedimentkörpers im Winter sein. Das gemeinsame Auftreten von Eis und Sediment verringert die Amplitudenstärken, wodurch dieser Bereich im Radarprofil durch eine helle Darstellung abgebildet ist. Siehe auch in den Radargrammen von CAMPBELL et al. (2018) und PASCALE et al. (2008).

Kategorie (7) zeigt das Vorkommen von vereinzelt punktförmigen Reflektoren innerhalb des Sedimentationskörpers. Diese sind größere Gesteinskomponenten, die aufgrund von gravitativen Prozessen oder Einlagerung durch andere Massenbewegungen in das Deltasediment abgelagert wurden. Ihr Auftreten stellt durch Diffraktionshyperbelausbildung in den Radargrammen eine nötige Grundlage zur Bestimmung der Ausbreitungsgeschwindigkeiten dar. Eine räumliche Verdichtung der Strukturen, wie in Profil 16\_OSK\_15, weist auf ein Eventlayer von Murgängen, oder Felsstürzen hin.

Wegen der geringen Distanz des Profilverlaufes von 19\_OSK\_6 zum Hang, ist auch hier ein stärker ausgeprägtes Cluster der Einzelobjekte (7) zu erkennen. Größere Gesteinskomponenten lagern sich durch Massenbewegungseignisse am Hangfuß ab und werden nachträglich nicht weiter in das Delta hinein verlagert. Das erhöhte Vorkommen der punktförmigen Reflektoren bestätigt die Nähe des Profils zum Hang.

Sich wiederholende, hyperbelartige Strukturen in migrierten GPR-Darstellungen weisen auf eine falsche Migrationsgeschwindigkeit im betreffenden Medium hin. Die Radargramme wurden in *Reflexw* einheitlich mit einer Geschwindigkeit von 0,125 m/ns migriert. In Medien mit höheren Geschwindigkeiten führt dies zu einer nicht kompletten Eliminierung der Diffraktionshyperbeln, welche daraufhin zwar einen geringeren Öffnungswinkel besitzen, aber dennoch im Profil ersichtlich sind. In Medien mit einer geringeren Ausbreitungsgeschwindigkeit führt dies zu einer Überkompensation der Diffraktionshyperbeln. Die Strukturen (8) in den betreffenden Profilen 16\_OSK15, 19\_OSK\_5 und 19\_OSK\_9 sind alle im Bereich des Gewässers verortet. Durch die Ausbreitungsgeschwindigkeit von 0,05 m/ns in Wasser werden diese Strukturen fälschlicherweise gebildet.

Ähnlich verhält es sich mit der einzelnen Struktur (9) in Profil 16\_OSK\_15. Hier ist die Ursache jedoch in einem fehlerhaft aufgenommenen Trace begründet. Das Element wurde aufgrund eines einzelnen systembedingten Fehlers im Radargramm gespeichert und ist mit ungewöhnlich hohen Amplitudenenergien gekennzeichnet. Auch dieser Fehler wird migriert

und bildet die auffällige Struktur aus. Sie stellt einen Einzelfall dar und ist nicht weiter relevant.

Die hyperbelartigen Strukturen im linken oberen Bildbereich von Profil 19\_OSK\_6 können durch eine Ausbreitungsgeschwindigkeitsbestimmung nicht eindeutig zugeordnet werden. Es sind in diesem Bereich nur wenige Diffraktionshyperbeln ausgebildet und jene Wenigen sind an eine Geschwindigkeit von ca. 0,125 m/ns geknüpft.

Ein geomorphologischer Erklärungsansatz begründet sich auf der Betrachtung der Geländeoberfläche. Der nahezu perfekt kreisrunde See über den Hyperbeln ist mit hoher Wahrscheinlichkeit ein Produkt von unterirdisch geschmolzenem Thermokarst. In gleicher Ausdehnung des kreisrunden Gewässers war unterirdisch eine Eislinse verortet. Diese lässt durch Abschmelzung einen Hohlraum zurück, welcher nachfolgend einstürzt. Die oberirdische Senke füllt sich mit Wasser und das heutige Bild eines kreisförmigen Sees ist entstanden. Nachdem sich die Scheitelpunkte der hyperbelförmigen Strukturen am Rande des Gewässers befinden und der tiefste Punkt relativ genau im Zentrum des Sees verortet ist, könnten diese Strukturen einen Hinweis auf diesen Prozess liefern. Allerdings kann in den Profilen des umliegenden Bereiches keine zuordenbare Geschwindigkeit nachgewiesen werden, die auf Thermokarst im Untergrund hinweist. Alle identifizierbaren Diffraktionshyperbeln liefern eine Geschwindigkeit um einen Wert von etwa 0,125 m/ns.

Der Thermokarst kann in den Radargrammen nicht eindeutig bestimmt werden. Einzelne Eislinsen oder größere Eisvorkommen im Untergrund zeichnen sich weder durch eindeutige Radarsignale noch durch Anomalien in den Ausbreitungsgeschwindigkeiten, ab. Dass Thermokarst vorhanden war/ist, zeigen die bereits erwähnten kreisrunden Seen im Südosten des Deltas. Des Weiteren wird diese Annahme durch Tiefenveränderungen des Seegrundes zwischen den Sulzseevermessungen von 2009 und 2015 bestätigt. Im Bereich des deltanahen Ostufers setzte sich der Seegrund im Zeitraum zwischen den beiden Messungen um vier bis acht Meter ab. Zum Zeitpunkt der Messung von 2009 dürften am Seegrund noch größere Eisvorkommen vorhanden gewesen sein, die von Sediment bedeckt waren (KUM 2015). Das Vorkommen von Thermokarst ist zudem ein weiterer Hinweis dafür, dass eine komplette Ausräumung des Sediments vorheriger Warmphasen, durch den letzten Gletschervorstoß stattgefunden hat. Ein Thermokarstvorkommen schließt somit ebenfalls eine Bezeichnung der Zone (4) als eventuelles Grundmoränenmaterial aus.

Deltaschüttungen können in den Radargrammen nicht identifiziert werden. Lediglich Profil 16\_OSK\_10 beinhaltet eine Struktur, die darauf zurückgeführt werden kann. Aufgrund des

Gletscherrückzuges und zeitgleichen Deltavorbaus, sowie einer größeren Korngrößenverteilung, sind die Ablagerungsprozesse innerhalb der Deltafüllung vermehrt chaotisch und es bilden sich kaum vergleichbare Deltastrukturen, wie bei typischen Flussdeltas aus.

### 6.2 Bestimmung der Lage des Ausgangsgesteins

Die Interpretation von Radargrammen ist stets eine subjektive Auslegung der Daten. Einige Radarmuster und -signale beinhalten mehr, andere weniger Spielraum für eine akzeptable Deutung. Aufgrund dessen wird die Bestimmung der Lage des anstehenden Gesteins nur in Bereichen mit einer klar ausgeprägten Grenze zwischen Sediment und Ausgangsgestein durchgeführt und anschließend in *ArcGIS* übertragen. Bereiche mit Unsicherheiten werden nicht berücksichtigt. So beispielsweise die gestrichelte gelbe Linie in Profil 19\_OSK\_5 zwischen 220 und 350 m (vgl. Abbildung 25).

Des Weiteren wird an gemeinsamen Schnittpunkten der Profile die Lage des Anstehenden mit anderen Profilen verglichen. Die verschnittenen Höhen korrespondieren in fast allen Radargrammen. Lediglich Profil 19\_OSK\_3 zeigt Unterschiede von bis zu zehn Meter zwischen den gemeinsamen Schnittpunkten.

Die Mindestgröße der Reflektoren nimmt aufgrund des Radius der *Fresnel Zone* mit zunehmender Tiefe ab (Gleichung 15). Daraus resultiert, dass mit zunehmender Laufzeit die erkennbare Lagegenauigkeit von Objekten und Grenzen sinkt. Durch diesen *footprint* ergeben sich bereits erste Abweichungen von der realen Tiefe. Zusammen mit dem subjektiven Setzen der *picks* am Beginn der Amplitudenverstärkung oder kurz danach, ergibt sich die unter 5.3 beschriebene Abweichung von  $\pm 5\%$ .

Nach erfolgter Identifikation des genauen Verlaufes der Grenze von Sediment zu Ausgangsgestein, werden in *ArcGIS* ein Raster mit den Höheninformationen erstellt. Für eine authentische Darstellung sind an den Außengrenzen des Rasters ebenfalls Höheninformationen der Lage des Ausgangsgesteines nötig. Zwei Radargramme beinhalten verwertbare Lageinformationen im Bereich des Umrisses. An diesen Stellen wird eine Differenz von fünf Meter zwischen Geländeoberfläche und Anstehendem identifiziert. Diese wird stellvertretend für alle weiteren Punkte der Außengrenze interpoliert. Das produzierte Rasterfile (Abbildung 29) zeigt einen plausiblen Höhenverlauf und verifiziert dadurch diese Annahme.

Das Profil 19\_OSK\_3 wird aufgrund des bereits beschriebenen Schnittpunktproblems und entstehenden Inhomogenitäten im Ergebnis aus dem Datensatz zur Berechnung des Rasterfiles entfernt. Die Höhen der Ausgangsgesteinslage weichen stark von den übrigen Werten ab und stellen wesentliche Anomalien zu den übrigen Höheninformationen dar. Begründet ist dies vermutlich durch einen Fehler in der vorhandenen Ausbreitungsgeschwindigkeit. Aufgrund gleicher Geschwindigkeitenbestimmung der Diffraktionshyperbeln wird das Profil mit der gleichen Geschwindigkeit migriert wie alle anderen, liefert indes aber keine repräsentativen Höheninformationen.

### **6.3 Sedimentvolumenbestimmung**

Der genaue Verlauf der Deltafront ist aufgrund fehlenden Informationsgehaltes, am Übergang von Wasser zu Sediment, in den Radargrammen nicht ersichtlich. Berücksichtigt man den Verlauf der Ausgangsgesteinsgrenze und den Seegrundverlauf aus den Echolotdaten von 2015 im Querschnitt, so kann die Deltafront für die Volumenberechnung bestimmt werden.

In Abbildung 32 wird durch die orange Linie die Lage des Ausgangsgesteins dargestellt, welche aus den Radardaten bestimmt wurde. Aus den wenigen bisher verfügbaren Echolotdaten von 2019 ist ersichtlich, dass im Bereich des steil abfallenden Ausgangsgesteins an der Deltafront, nur mehr eine dünne Sedimentauflage von ein bis zwei Metern vorhanden ist. Zudem sind in einer Distanz von 210 Metern und einer Höhe von ca. 2185 Metern Signale zu erkennen, welche auf das Ausgangsgestein zurückzuführen sein könnten. Daher wird die Annahme getroffen, dass sich das Ausgangsgestein bis zur Deltafront auf einer nahezu gleichen Höhe verläuft, was durch die violette Linie dargestellt wird. Die Lage der Querprofile ist anhand der gelben Linie in der Übersichtskarte der Profilverläufe (Abbildung 5) ersichtlich.

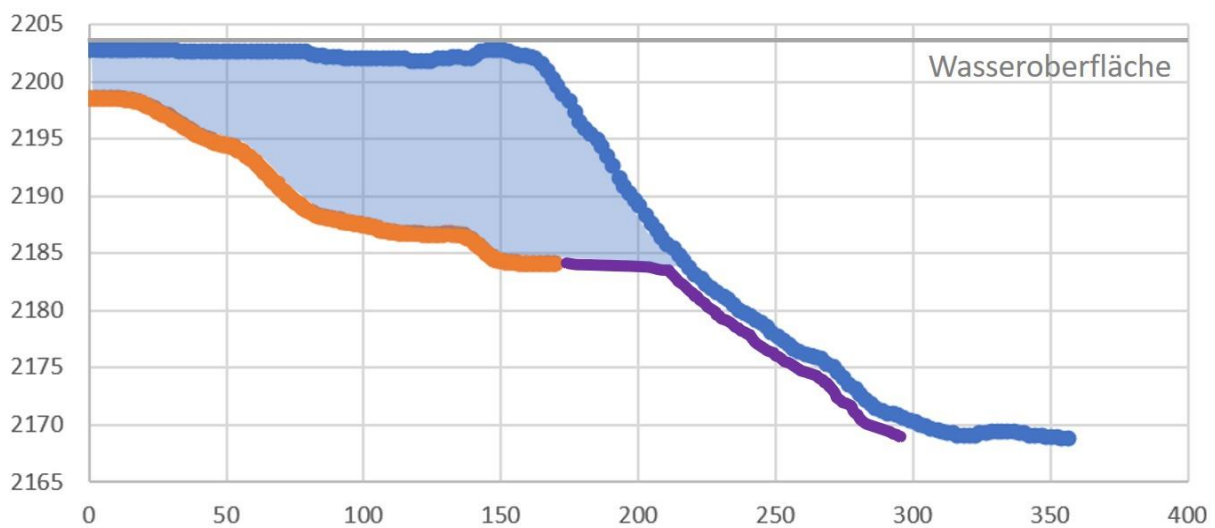


Abbildung 32: Verlauf von Ausgangsgestein (orange) und Seeboden 2015 (blau). Theoretischer Verlauf Ausgangsgestein (Violet) und berechnetes Sedimentvolumen (hellblau)

Es sind zum aktuellen Stand der Arbeit nur punktuell Daten der Echolotmessung aus dem Sommer 2019 vorhanden, weshalb diese Daten nicht für einen sicheren Beleg des Verlaufes des Anstehenden und für eine aussagekräftige Erstellung des Rasters in *ArcGIS* ausreichen. Aufgrund dessen muss auf die Daten von 2015 zurückgegriffen werden, um den Verlauf der Deltafront zumindest näherungsweise bestimmen zu können. Da sich Form und Schüttungswinkel der Deltafront nicht signifikant verändern, ergeben sich mit geringer Wahrscheinlichkeit Variationen von wenigen Metern in der Lage der Front. Somit können die Daten der Echolotmessung von 2015 für eine Näherung verwendet werden.

Offen bleibt, wie viel Feststoff des Einzugsgebietes der Sedimentation am Delta entgeht und sich auf der restlichen Seefläche akkumuliert oder durch Abfluss komplett aus dem Sulzsee ausgetragen wird. Die in dieser Arbeit verwendete GPR-Methode liefert abseits des Deltas keine verwertbaren Daten für die restliche Seefläche. Aus den vorhandenen Echolotdaten kann ebenfalls keine eindeutige Aussage für die Sedimentmächtigkeit in den tiefen Bereichen des Sees getroffen werden.

Eine Betrachtung der Morphologie und der sedimenteintragenden Prozesse des Einzugsgebietes des Deltas macht deutlich, dass nahezu das gesamte Material am Delta abgelagert wird. Fluvial transportierte Stoffe werden durch die steilen Gebirgsbäche mit hohen Strömungsgeschwindigkeiten verlagert. Infolge der starken Herabsetzung der Fließgeschwindigkeit im Bereich des Deltas, sedimentieren hier alle größeren und mittleren Korngrößen aus dem Transportmedium aus. Durch die große Fläche des Deltas wird



Materialeintrag aus gravitativen Massenbewegungen ebenfalls auf dem Delta abgelagert. Lange flache Auslaufstrecken auf der Deltafläche verhindern einen direkten Eintrag in die Seefläche.

Lediglich die feinkörnige Suspensionsfracht der fluvialen Prozesse und der unbestimmte Prozessablauf am Beginn der Deltabildung bergen Unsicherheiten in der Quantifizierung des Sedimentvolumens. Die hellgraue Färbung des Wassers im Sulzsee gibt Aufschluss über einen hohen Suspensionsgehalt. Die Schwebpartikel stammen aus den Gletscherbereichen und kommen am Delta nicht zur Ablagerung. Im Gletschervorfeld werden aufgrund des erosiven Prozesses durch den Gletscher und des geringen Transportweges kaum tonige Partikel gebildet. Aufgrund der sehr kurzen Transportstrecke ist die mechanische Zerkleinerung äußerst schwach ausgeprägt. Die kleinsten Komponenten belaufen sich auf siltige Korngrößen. Für eine quantitative Aussage zur Menge dieser Partikel sind zusätzliche Methoden und Erhebungen nötig. Nach GEILHAUSEN et al. (2013) werden im See 88-95 % der Schwebstoffe abgelagert. Die mittlere Korngröße des ausgetragenen Materials aus dem See ist kleiner als mittlerer Silt. Des Weiteren wird aus den Daten des Papers ersichtlich, dass sich nur wenige Partikel in der Größe der Tonfraktion im Abfluss aus dem Sulzsee befinden. Aufgrund dieser Aussagen ist anzunehmen, dass das Feststoffdefizit der Suspensionspartikel im Deltavolumen vermutlich eher gering. Am Sulzsee spielen Sedimente aus biologischer und chemischer Sedimentation keine Rolle. Im Vergleich zu größeren Seen ist am Sulzsee das organische Leben des hochalpinen Sees zu gering und die Fließgeschwindigkeit für etwaige chemische Ausfällungen zu hoch.

Der Ablauf und Einfluss der glazialen und glaziofluvialen Prozesse zu Beginn der Deltabildung ist schwierig zu bestimmen. Anhand der Orthofotos aus SAGIS (LAND SALZBURG 2019) kann grob der Zeitpunkt der Deltabildung festgelegt werden. Der Gletscherrückzug im Bereich des Deltas fand nicht kontinuierlich mit einer geraden Front statt. Im östlichen Bereich des Deltas zogen sich die Eismassen früher zurück, wohingegen im Westen eine größere Gletscherzunge in den See reichte (vgl. Abbildung 6). Die Daten sind in keiner jährlich wiederkehrenden Auflösung vorhanden, wodurch ein Interpretationsraum zwischen den Aufnahmen entsteht. Schwieriger als der Zeitpunkt ist die Bestimmung der Art und des Ablaufs der materialeintragenden Prozesse zu dieser Zeit. Es können anhand der Orthofotos Gletschertore als Orte des hauptsächlichen Materialeintrages identifiziert werden, der subglazial stattfindende Sedimenteintrag ist indes ebenso schwer zu erfassen wie der supraglaziale.

Die Quantifizierung der Sedimente im restlichen Sulzsee ist demzufolge im Rahmen dieser Arbeit und der verwendeten Methode nicht möglich. Hierfür sind andere methodische Ansätze und Messungen notwendig.

### **6.4 Erosionsratenbestimmung**

Die errechneten Erosionsraten werden in diesem Kapitel diskutiert und mit anderen publizierten Raten verglichen. Zuvor sollen die für eine erfolgreiche Bemessung getroffenen Annahmen sowie die Berechnung an sich genauer betrachtet und erörtert werden.

#### **Diskussion der Annahmen**

Die getroffenen Annahmen aus Kapitel 4.3.3 wurden bereits teilweise in den vorangehenden Diskussionskapiteln begründet. So wurde beispielsweise die Annahme eines komplett sedimentbefreiten Beckens nach der letzten eiszeitlichen Kaltphase durch das Vorkommen von Thermokarst begründet. Die kreisrunden Seen sowie die Tiefenunterschiede der Sulzseevermessung nach KUM (2015) liefern dafür aussagekräftige Argumente.

Des Weiteren wurde die Hypothese für den Hauptsedimentationsraum am Delta und der weitere Sedimenteintrag in den übrigen Gewässerraum, in den letzten Absätzen des voranstehenden Kapitels 6.3 Sedimentvolumenbestimmung, erörtert.

Zur Annahme bezüglich einer signifikanten Sedimentspeicherung auf dem Transportweg wurde noch keine Aussage getroffen. In der Realität findet eine kleinräumige Speicherung und Remobilisierung entlang der Gerinne vom Gletscher zum Delta statt. Aufgrund der kurzen Transportwege und kleinen Gerinneausbildungen kann diese Masse jedoch vernachlässigt werden. Desweiteren sind auf den Orthofotos keine größeren Sedimentfallen, beispielsweise durch weitere glaziale Übertiefungen im Einzugsgebiet, ersichtlich.

Darüber hinaus erfolgte angesichts der stabilen klimatischen Wetterkonditionen kein Gletschervorstoß, welcher zu einer bedeutenden Sedimentspeicherung führen könnte. Der betrachtete Zeitraum ist sehr kurz und beinhaltet im klimageschichtlichen Kontext keine Kaltphasen. Abgesehen von den jahreszeitlichen Temperaturschwankungen befindet sich der betrachtete Zeitraum, in einer ausgeprägten Warmphase. Der schnelle Gletscherrückzug von durchschnittlich 26 m pro Jahr ist ein deutlicher Indikator dafür.

### Diskussion der Berechnung

Nach OTTO et al. (2009) sind als hauptsächliche Fehlerquellen für die Berechnung der Erosionsraten die Unsicherheiten der Bestimmung des Einzugsgebietes, die Abgrenzung des Prozesses, die Ermittlung des Ablagerungszeitraumes und der Lagerungsdichte sowie die Quantifizierung des Sedimentvolumens zu nennen. Die Sedimentvolumenquantifizierung wurde bereits vorangehend diskutiert. Die restlichen Fehlerquellen sollen nachfolgend debattiert werden.

Für die Berechnung der Erosionsrate ist eine begründete Definition von Zeitraum  $T$  und der Lagerungsdichte des Sediments  $\rho_s$  von Bedeutung. Die übrigen Werte ergeben sich aus der Sedimentvolumenbestimmung oder sind eindeutig definiert. So beispielsweise die Fläche des Einzugsgebietes  $A$  und die Dichte des Ausgangsgesteines, Granodioritgneis  $\rho_A$ .

Aufgrund des Verlaufes der Gletscherfront laut Orthofotos (LAND SALZBURG 2019) kann der Beginn der Sedimentation des Deltas auf das Jahr 2007 definiert werden (vgl. Abbildung 6). Die, im vorherigen Kapitel erwähnte, geringe zeitliche Auflösung der Orthofotos lässt nur eine ungefähre Bestimmung des Zeitraumes  $T$  zu. Durch Abschätzung von Gletscherrückzug und Sedimenteintrag wird der ungleiche Verlauf der Gletscherfront gemittelt und der Zeitpunkt des Beginns der Deltabildung auf das Jahr 2007, mit einer Toleranz von ein bis zwei Jahren, bestimmt.

Die Bestimmung der Dichte für das Deltasediment  $\rho_s$  beläuft sich auf die Arbeiten von EBERLI (1984) und MULLER (1999) am Zürichsee. Sie definieren eine durchschnittliche feuchte Lagerungsdichte von unkonsolidiertem Sediment in alpinen Tälern von  $1,5 \text{ g/cm}^3$  nahe der Oberfläche bis hin zu  $2,3 \text{ g/cm}^3$  in einer Tiefe von 100 m. Da das Deltasediment oberflächennah abgelagert wurde und lediglich in Tiefen bis zu ca. 28 m reicht, wird für das Deltamaterial im Obersulzbachtal eine durchschnittliche Dichte von  $1,7 \text{ g/cm}^3$  angenommen. Nachdem im Delta des hochalpinen Sulzsees höchstwahrscheinlich größere Korngrößen vorhanden sind als im Zürichsee (406 m über NN), ist der Wert der Lagerungsdichte im unteren Wertebereich von  $1,5$  bis  $2,3 \text{ g/cm}^3$  zu finden. Da sich die Lagerungsdichte mit zunehmender Tiefe exponentiell erhöht, ist eine Annahme der Dichte von  $1,7 \text{ g/cm}^3$  durchaus akzeptabel.

### Erosionsratendiskussion

Zu Beginn dieser Diskussion ist festzuhalten, dass es sich im Rahmen dieser Arbeit um Erosionsraten im Gebirge handelt. Die Raten im Flachland sind bis zu zwei Größenordnungen kleiner als in den kleinen Einzugsgebieten der alpinen Regionen und eine Größenordnung geringer als in Gebieten mit gemischter Topographie (EINSELE & HINDERER 1997).

Des Weiteren unterscheiden sich Erosionsraten stark nach dem geologischen Setting und den klimatischen Bedingungen. Hohe Niederschlagswerte und Temperaturschwankungen ermöglichen je nach Ausgangsgestein eine stärker oder schwächer ausgeprägte Erosionsrate. Zusätzlich beeinflussen die Gletscherbasistemperatur und die Gletschergeschwindigkeit die Raten glazialer Erosion. Diese Zusammenhänge erklären mitunter die von HALLET et al. (1996) veröffentlichten Unterschiede. In ihrem vergleichenden Rückblick von glazialen Erosionsraten wird ersichtlich, dass sich diese um mehrere Magnituden voneinander unterscheiden. Diese reichen von 0,01 mm/a bei polaren Gletschern und geringmächtigen Plateau-Gletschern auf kristallinem Ausgangsgestein, über 0,1 mm/a an temperaturgemäßigten Talgletschern auf erosionsbeständigem, kristallinem Gestein in Norwegen, 1,0 mm/a für kleine, gemäßigt temperierte Gletscher auf diversen Ausgangsgesteinen in der Schweiz, bis hin zu 10 – 100 mm/a bei den langen und schnellbewegenden, temperierten Gletschern in den tektonisch aktiven Regionen von Südost-Alaska.

Die errechneten Erosionsraten dieser Arbeit von 2,6 mm/a und mit einer Spanne von min. 2,0 bis max. 3,8 mm/a, sind in einem ersten Vergleich zu der von HINDERER (2001) postulierten mittleren Erosionsrate der Alpen von 0,62 mm/a deutlich erhöht. Dieser Wert bezieht sich auf den jährlichen Abtrag aller Prozesse im gesamten Alpenraum. Der Wert dieser Arbeit hingegen bezieht sich hauptsächlich auf die Gletschererosion in einem kleinen Einzugsgebiet, während eines kurzen Zeitraumes. Um eine Einordnung der errechneten Erosionswerte in einen Kontext zu ermöglichen, ist in Tabelle 4 ein kurzer Überblick über vergleichbare Erosionsratenbestimmungen im Alpenraum aufgezeigt.

Tabelle 4: Berechnete Erosionsraten im Alpenraum. Verändert nach (OTTO et al. 2009)

Ort	Erosionsrate [mm/a]	Zeitraum	Quelle
Sulzsee	2,6	Aktuell	Diese Arbeit
Alpen (Durchschnitt)	0,62	Spät- & Postglazial	HINDERER (2001)
Turtmann Tal (Schweiz)	0,62 - 1,87	Postglazial	OTTO (2008)
Hungerlitaelli (Schweiz)	1,42 - 2,64	Postglazial	OTTO (2008)
Walensee (Schweiz)	>1,5	15 ka	MÜLLER (1999)
Oberes Rheintal (Schweiz)	0,95	Spät- & Postglazial	HINDERER (2001)
Bündner Rhein (Schweiz)	0,58	Quartär	JÄCKLI (1957)
Langental (Italien)	1,1	Postglazial	SCHROTT & ADAMS (2002)
Reintal (Deutschland)	0,3	Postglazial	HUFSCHMIDT (2002)
Rhein/Brig (Schweiz)	0,35	Aktuell	SCHLUNEGGER & HINDERER (2003)
Rhein/Port de Scex (Schweiz)	0,15	Aktuell	SCHLUNEGGER & HINDERER (2003)
Vispa/Visp (Schweiz)	0,75	Aktuell	SCHLUNEGGER & HINDERER (2003)

Eine Analyse kosmogener Nuklide im oberen Rheintal zeigt auf, dass Erosionsraten in Tälern mit einer starken glazialen Überprägung höhere Werte (0,76 – 2,1 mm/a) verzeichnen als Gebiete mit geringer Formveränderung durch Gletscher (0,06 - 0,56 mm/a) (NORTON et al. 2010). Es ist der Einfluss der steilen Topographie in glazialen Tälern, welcher die treibende Kraft dieser Beobachtung ist. Die Studie zeigt jedoch eindeutig, dass der Durchschnittswert der Alpen von 0,62 mm/a nur für ein großes Gebiet mit variablem Relief aussagekräftig ist und weniger für ein steiles, kleines Einzugsgebiet, wie das des Sulzseedeltas. Ähnliches gilt für Erosionsberechnungen in größeren Einzugsgebieten oder für die Betrachtung von mehreren materialeintragenden Wassereinzugsbereichen eines größeren Sees.

Viele der anderen Zeiträume der Tabelle 4 erstrecken sich über eine lange Zeitspanne. Lediglich die Erosionsraten nach SCHLUNEGGER & HINDERER (2003) betrachten kurze Zeiträume (<100 Jahre). Der vorherrschende Prozess dieser Untersuchung beläuft sich allerdings auf fluviale Erosion, welche im Vergleich zu Gletschern eine weniger starke Abtragungsrate des festen Ausgangsgestein aufweist. Des Weiteren ist der Zeitraum zur Erosionsratenberechnung dieser Arbeit in einer stark ausgeprägten Warmzeit verortet. Die eiszeitlichen Klimaschwankungen beinhalten einen Wechsel von Gletschervorstoß in den Kaltphasen und Gletscherrückzug in den Warmphasen. Die berechneten Erosionswerte dieser Arbeit zeigen sich in einer reinen Warmphase. Viele Publikationen weisen Erosionsraten über mehrere Warm- und Kaltphasen auf, dadurch wird der Wert der Erosion gemittelt und birgt keine Aussage über eine Rate innerhalb der Warmphasen. Dies ist

oftmals bedingt durch die verwendete Methode, die Messposition oder die Charakteristik des Einzugsgebietes. Der betrachtete Zeitraum ist demzufolge von wichtiger Bedeutung für die Erosionsratenberechnung und deren Vergleichbarkeit.

Festzuhalten ist, dass sich die Erosionsraten im Einzugsgebiet des Sulzseedeltas vermutlich stark verringern werden, da durch weiter voranschreitendes Abschmelzen der Gletscher ein starker erosiver Prozess im Einzugsbereich verloren geht.

Vergleichbare Messungen zu Erosionsraten während des Gletscherrückzuges innerhalb der letzten 100 Jahre von KOPPEL & HALLET (2002) verweisen auf eine um bis zu fünffach höhere Erosionsrate während des Gletscherrückzuges. Diese Werte beziehen sich allerdings auf Gletscher mit Tidenwassereinfluss in Alaska. Hier ist ersichtlich, dass wenig vergleichbare Publikationen vorhanden sind und eine Gegenüberstellung der Raten nur teilweise plausibel ist. Nichts desto trotz konnten auch hier deutlich erhöhte Erosionsleistungen während des Gletscherrückzuges festgestellt werden.

Zusammenfassend gilt für den Erosionsratenvergleich, dass im Rahmen dieser Arbeit der Gletscher im oberen Einzugsgebiet des Deltas als hauptsächlicher Erosionsfaktor im Mittelpunkt steht. Gletschererosion beinhaltet im Vergleich mit anderen Prozessen eine stark erosive Leistung hinsichtlich der Abtragung des Ausgangsgestein. Andere publizierte Raten beinhalten zumeist mehrere Prozessarten und einen flächenmäßig geringeren Gletscheranteil und zeigen damit niedrigere Erosionsraten als in dieser Arbeit. Des Weiteren ist in der vorliegenden Untersuchung der Zeitraum für die berechnete Erosionsrate sehr kurz, findet während einer stark ausgeprägten, klimatischen Warmphase statt und beinhaltet keinen Mittelwert über eiszeitliche Zyklen. Daraus ergibt sich der Hinweis auf eine möglicherweise höhere Erosionsleistung der Gletscher während des Gletscherrückzuges im Vergleich zum Vorstoß.

Abschließend soll noch ein Ausblick für nachfolgende Schritte angefügt werden. Dieser ergibt sich aus den bisher verfügbaren Daten der Echolotmessung aus dem Sommer 2019. Aktuell steht nur eine lineare Tiefeninformation für den Seegrund zur Verfügung, welche in der nachstehenden Abbildung 33 dargestellt wird. Die Position der Echolotmessung und der zugehörigen Querprofile im Untersuchungsgebiet ist in Abbildung 5 ersichtlich.

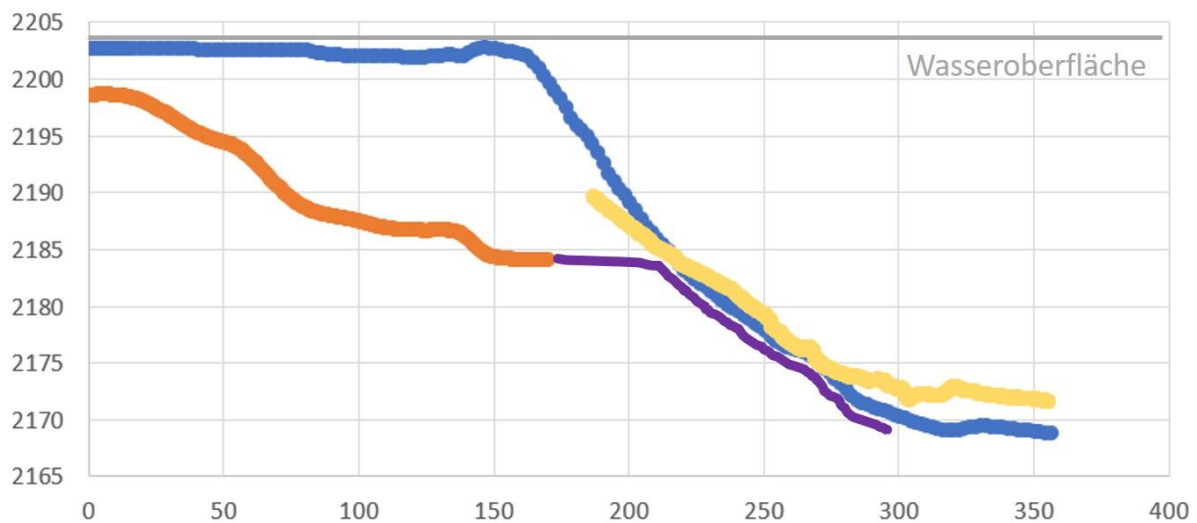


Abbildung 33: Querprofile des Deltas mit Seegrundverlauf aus den Echolotdaten 2019 (gelb)

Anhand der Querprofile wird ersichtlich, dass sich in diesem Bereich die Deltafront nicht weiter in den See vorgebaut hat. Derselbe Verlauf der Deltafront in den Echolotdaten aus 2015 und 2019 führt zu der interessanten Überlegung, dass das Delta seit längerer Zeit, mindestens jedoch seit 2015, bereits vollständig verfüllt ist. Ab einer Tiefe von 2173 m ist eine Erhöhung des Seegrundes zu verzeichnen. Dies könnte ein Anzeichen dafür sein, dass das eingetragene Sediment bereits in die tieferen Bereiche des Sees verlagert wird. Die Deltafront hat bereits ihren maximalen Schüttungswinkel erreicht und weiteres Material wird direkt oder durch Turbiditströme in die tiefen Lagen überstellt.

Die Daten der Echolotmessung von 2019 beinhalten aktuell nur diese linienhafte Information. Es wurden mehrere Profile über die Fläche des Sees und des Deltas aufgenommen. Zum aktuellen Stand sind diese jedoch noch nicht prozessiert und ausgewertet. Somit kann nur eine stark begrenzte Aussage der Echodaten von 2019 über das Delta getroffen werden. Ob der Deltavorbau, beziehungsweise der Sedimenteintrag im Bereich der Profillinie, stark oder schwach ausgeprägt ist, kann aus den Orthofotos nicht eindeutig bestimmt werden. Die materialeintragenden Gerinne entwässern auch an anderen Stellen des Deltas. Dort könnte der Deltavorbau noch stark ausgeprägt sein, wohingegen er im Bereich der Profillinie stagniert. Diese Beobachtung bedarf weiterer Betrachtung und beinhaltet umfangreiche interessante Fragestellungen. Zum Erhalt genauerer Ergebnisse diesbezüglich ist jedoch eine flächendeckende Information notwendig, welche durch die Interpolation aller ausgewerteten Profile der Echolotmessungen von 2019 erreicht werden könnte.

## 7 Fazit

Der Sulzsee im Obersulzbachtal ist das Produkt einer glazialen Übertiefung durch den Obersulzbachkees. Nach dessen Rückzug aus dem Becken lagerten sich die Sedimente des zugehörigen Einzugsgebietes am Südostufer des Sees ab. Auf dem dadurch entstandenen Delta wurden im Winter 2016 und 2019 Radarmessungen durchgeführt und der Untergrund aufgenommen.

Die Detektion des Untergrundes in hochalpinen Sedimentkörpern anhand von Georadarmessungen beinhaltet großes Potential. Die im Winter durchgeführten Messungen minimieren den Störeinfluss von Wasser im Sedimentkörper, wenngleich eine ungleiche Schneedeckenverteilung etwaige Probleme birgt. Die Muster und Strukturen sind im Untergrund gut voneinander abzugrenzen und zu identifizieren. Der hohe Eintrag von größeren Klatten, durch Massenbewegungen und andere Prozesse, liefert eine hervorragende Grundlage zur Bestimmung der Ausbreitungsgeschwindigkeiten anhand von Diffraktionshyperbeln. Das Vorhandensein von nur wenigen publizierten Daten hinsichtlich GPR-Muster in vergleichbaren Ablagerungsmilieus erschwert eine Verifizierung der registrierten Muster. Dennoch konnten nahezu alle Muster und Strukturen klar einem Material oder Aggregationskörper zugeordnet werden. Lediglich die Ursache der unterschiedlichen Muster 3a und 3b im Ausgangsgestein konnte nicht geklärt werden.

Die Schwierigkeit bei der Interpretation von Radardaten liegt darin, dass nicht genau klar ist, was sich tatsächlich im Untergrund befindet. Für gewöhnlich werden Radardaten zusammen mit Bohrkernen genommen, um das Material im Untergrund eindeutig bestimmen zu können. Anhand des Materials und der jeweilig angetroffenen Tiefe werden Radargramme referenziert und kalibriert. Anschließend wird mit dem GPR der genaue Verlauf der Schichten im Untergrund verfolgt (UTSI 2017). Für eine eindeutige Identifikation des Untergrundes wären Bohrungen zur Gegenkontrolle hilfreich, damit würde die Interpretation stark vereinfachen. Für das Untersuchungsgebiet am Sulzsee ist der Einsatz von Bohrungen mit etlichen Problemstellungen behaftet. Ein unzugängliches Gelände und schwere Bohrausrüstung sind lösbare Aspekte. Des Weiteren sind Bohrungen sehr zeitaufwändig und teuer. Betrachtet man eine nötige Informationsgewinnung bis zu einer Tiefe in 30 m, gehen diese Anforderungen zumeist über Umfänge der Untersuchung hinaus. Für eine erfolgreiche Identifikation des Anstehenden waren die Qualität und Verteilungsdichte der Profile allerdings durchaus ausreichend.



Das daraus bestimmte Volume des Deltasedimentkörpers beläuft sich auf 622.428 m<sup>3</sup>. Aufgrund der Unsicherheiten der Methodik und des Interpretationsspielraumes ergibt sich ein minimales Volumen von 552.716 m<sup>3</sup> und ein maximales Volumen von 666.620 m<sup>3</sup>. Für eine Quantifizierung des Sediments, welches auf der restlichen Seefläche durch Suspensionsausfall abgelagert wurde, konnte im Rahmen dieser Arbeit keine Aussage getroffen werden. Dafür ist die verwendete GPR-Methode in diesem Untersuchungsgebiet nicht ausreichend. Um eine fundierte Aussage für dieses Volumen zu erhalten, sind weitere Messungen mit anderen Aufnahmemethoden notwendig. Hierbei sei auf die aktuell noch unvollständigen Echolotdaten aus dem Sommer 2019 verwiesen.

Aufgrund des ermittelten Sedimentvolumens im Delta konnte für das Einzugsgebiet eine Erosionsrate von 2,6 mm/a mit einer Spanne von min. 2,0 mm/a und max. 3,8 mm/a berechnet werden. Diese Werte sind im Vergleich zu anderen publizierten Raten signifikant erhöht. Dies ist auf den Einfluss des kurzen betrachteten Zeitraums der Deltabildung und den stark erosiven glazialen Prozessen im Einzugsgebiet zurückzuführen. Der Einfluss von Gletscherrückzug auf eine Erhöhung der Erosionsrate ist aktuell noch nicht ausreichend geklärt und könnte durch das Ergebnis untermauert werden.

---

## 8 Literaturverzeichnis

- ALEWELL, C., MEUSBURGER, K., BRODBECK, M. & BÄNNINGER, D. (2008), Methods to describe and predict soil erosion in mountain regions. In: *Landscape and Urban Planning*, 88 (2-4), 46–53, doi: 10.1016/j.landurbplan.2008.08.007.
- AL-FARES, W., BAKALOWICZ, M., GUÉRIN, R. & DUKHAN, M. (2002), Analysis of the karst aquifer structure of the Lamalou area (Hérault, France) with ground penetrating radar. In: *Journal of Applied Geophysics*, 51 (2-4), 97–106, doi: 10.1016/S0926-9851(02)00215-X.
- ASHLEY, G. M. (2002), Glaciolacustrine environments. In: MENZIES, J. (Hrsg.), *Modern and Past Glacial Environments*. Elsevier, 335–359.
- BECKER, T. & DIERSCHKE, H. (2005), Primary succession on the forefield of the Obersulzbachkees Glacier (Hohe Tauern, Austria): A chronosequence of almost 150 years. In: *Tuexenia*, 25, 111–139.
- BENNETT, M. R. & GLASSER, N. F. (2009), *Glacial geology. Ice sheets and landforms*. Wiley, Chichester, Hoboken, NJ.
- BERKTOLD, A., BÜTTGENBACH, T., GREINWALD, S., ILLICH, B., JACOBS, F., KOLODZIEY, A. W., LANGE, G., MAURER, H.-M., PRÁCSER, E., PFEIFER, B., PRETZSCHNER, C., RADIC, T., SCHAUMANN, G., REZESSY, G., SEBULKE, J., SEIDEL, K., SZABADVARY, L., VÉRTESY, L., VOGT, R., WEIDELT, P., WELLER, A. & WOLFF, U. (2005), Geoelektrik. In: KNÖDEL, K., KRUMMEL, H. & LANGE, G. (Hrsg.), *Geophysik*. Springer-Verlag, Berlin/Heidelberg, 71–387. 10.1007/b137869.
- BLINDOW, N. (2005), Bodenradar. In: KNÖDEL, K., KRUMMEL, H. & LANGE, G. (Hrsg.), *Geophysik*. Springer-Verlag, Berlin/Heidelberg, 389–424. 10.1007/b137869.
- BRAUNSTINGL, R. (Hrsg.) (2009), *Geologische Karte von Salzburg. Erläuterungen ; 11 Farbtaf.* Geolog. Bundesanstalt; Land Salzburg, Wien, Salzburg.
- BREUER, H. (2005), *Elektrizität, Magnetismus, Festkörper, Moderne Physik*. Dt. Taschenbuch-Verl., München.
- BRISTOW, C. S. & PUCILLO, K. (2006), Quantifying rates of coastal progradation from sediment volume using GPR and OSL: the Holocene fill of Guichen Bay, south-east South Australia. In: *Sedimentology*, 53 (4), 769–788, doi: 10.1111/j.1365-3091.2006.00792.x.

- 
- BUCKEL, J., OTTO, J. C., PRASICEK, G. & KEUSCHNIG, M. (2018), Glacial lakes in Austria - Distribution and formation since the Little Ice Age. In: *Global and Planetary Change*, 164, 39–51, doi: 10.1016/j.gloplacha.2018.03.003.
- CAMPBELL, S., AFFLECK, R. T. & SINCLAIR, S. (2018), Ground-penetrating radar studies of permafrost, periglacial, and near-surface geology at McMurdo Station, Antarctica. In: *Cold Regions Science and Technology*, 148, 38–49, doi: 10.1016/j.coldregions.2017.12.008.
- CAVALLI, M., TREVISANI, S., COMITI, F. & MARCHI, L. (2013), Geomorphometric assessment of spatial sediment connectivity in small Alpine catchments. In: *Geomorphology*, 188, 31–41, doi: 10.1016/j.geomorph.2012.05.007.
- DANIELS, D. J. (Hrsg.) (2007), *Ground penetrating radar*. Inst. of Electrical Engineers, London.
- DANIELS, D. J. (2009), *Ground Penetrating Radar for Buried Landmine and IED Detection*. In: BYRNES, J. (Hrsg.), *Unexploded Ordnance Detection and Mitigation*. Springer Netherlands, Dordrecht, 89–111. 10.1007/978-1-4020-9253-4.
- DREIMANIS, A. (1983), Quaternary glacial deposits: Implications for interpretation of Proterozoic glacial deposits. In: *Proterozoic Geology: Selected Papers from an International Proterozoic Symposium*. Geological Society of America, 299–308. 10.1130/MEM161.
- DUCEA, M., HOUSE, M. A. & KIDDER, S. (2003), Late Cenozoic denudation and uplift rates in the Santa Lucia Mountains, California. In: *Geology*, 31 (2), 139, doi: 10.1130/0091-7613(2003)031<0139:LCDAUR>2.0.CO;2.
- EBERLI, G. P. (1984), Water content and bulk density of Zugo sediments. In: *Contributions to Sedimentology*, 13, 115–124.
- EINSELE, G. (1992), *Sedimentary Basins. Evolution, Facies, and Sediment Budget*. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg.
- EINSELE, G. & HINDERER, M. (1997), Terrestrial sediment yield and the lifetimes of reservoirs, lakes, and larger basins. In: *Geologische Rundschau*, 86 (2), 288–310, doi: 10.1007/s005310050141.

- 
- EINSELE, G. & HINDERER, M. (1998), Quantifying denudation and sediment–accumulation systems (open and closed lakes): basic concepts and first results. In: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 140 (1-4), 7–21, doi: 10.1016/S0031-0182(98)00041-8.
- ÉKES, C. & HICKIN, E. J. (2001), Ground penetrating radar facies of the paraglacial Cheekye Fan, southwestern British Columbia, Canada. In: *Sedimentary Geology*, 143 (3-4), 199–217, doi: 10.1016/S0037-0738(01)00059-8.
- EMLID (2019), Reach RS/RS+. Documents. <https://docs.emlid.com/reachrs/quickstart/first-setup/> (17.10.2019).
- ESRI (2018), ArcMap | ArcGIS Desktop. Version 10.6. <http://desktop.arcgis.com/de/arcmap/> (17.10.2019).
- FARMANI, M. B., KEERS, H. & KITTERØD, N.-O. (2008), Time-Lapse GPR Tomography of Unsaturated Water Flow in an Ice-Contact Delta. In: *Vadose Zone Journal*, 7 (1), 272, doi: 10.2136/vzj2006.0132.
- GAFFNEY, C., GAFFNEY, V., NEUBAUER, W., BALDWIN, E., CHAPMAN, H., GARWOOD, P., MOULDEN, H., SPARROW, T., BATES, R., LÖCKER, K., HINTERLEITNER, A., TRINKS, I., NAU, E., ZITZ, T., FLOERY, S., VERHOEVEN, G. & DONEUS, M. (2012), The Stonehenge Hidden Landscapes Project. In: *Archaeological Prospection*, 19 (2), 147–155, doi: 10.1002/arp.1422.
- GEILHAUSEN, M., MORCHE, D., OTTO, J.-C. & SCHROTT, L. (2013), Sediment discharge from the proglacial zone of a retreating Alpine glacier. In: *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementary Issues*, 57 (2), 29–53, doi: 10.1127/0372-8854/2012/S-00122.
- GEILHAUSEN, M., OTTO, J.-C. & SCHROTT, L. (2012), Spatial distribution of sediment storage types in two glacier landsystems (Pasterze & Obersulzbachkees, Hohe Tauern, Austria). In: *Journal of Maps*, 8 (3), 242–259, doi: 10.1080/17445647.2012.708540.
- GPRRENTAL (2019), GPR Velocity Table Analysis Dielectric Constants and Conductivities. <http://gprrental.com/gpr-velocity-table-analysis/> (09.07.2019).
- GU, Z., SHI, C., YANG, H. & YAO, H. (2019), Analysis of dynamic sedimentary environments in alluvial fans of some tributaries of the upper Yellow River of China based on ground penetrating radar (GPR) and sediment cores. In: *Quaternary International*, 509, 30–40, doi: 10.1016/j.quaint.2018.05.001.

- HALLET, B., HUNTER, L. & BOGEN, J. (1996), Rates of erosion and sediment evacuation by glaciers: A review of field data and their implications. In: *Global and Planetary Change*, 12 (1-4), 213–235, doi: 10.1016/0921-8181(95)00021-6.
- HINDERER, M. (2001), Late Quaternary denudation of the Alps, valley and lake fillings and modern river loads. In: *Geodinamica Acta*, 14 (4), 231–263, doi: 10.1080/09853111.2001.11432446.
- HINDERER, M. & EINSELE, G. (2001), The world's large lake basins as denudation-accumulation systems and implications for their lifetimes. In: *Journal of Paleolimnology*, 26 (4), 355–372, doi: 10.1023/A:1012651232541.
- JUBELT, R. & SCHREITER, P. (1982), *Gesteinsbestimmungsbuch*. Dt.Verl.Grundstoffind, Leipzig.
- KARL, F. & SCHMIDEGG, O. (1964), Exkursion I/1: Hohe Tauern, Großvenedigerbereich. Stoffbestand, Alter und Tektonik der zentralen Granite und der Schieferhüllgesteine im weiteren Bereich des Großvenedigers. In: *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien* Band 57 (1).
- KLEIN, J. (Hrsg.) (1990), *Herder-Lexikon Geographie*. Mit über 3000 Stichwörtern ; Tabellen. Herder, Freiburg im Breisgau.
- KNORRENSCHILD, M. (2017), *Numerische Mathematik. Eine beispielorientierte Einführung : mit 25 Bildern, 78 durchgerechneten Beispielen und 72 Aufgaben mit Lösungen*. fv Fachbuchverlag Leipzig im Carl Hanser Verlag, München.
- KOPPES, M. N. & HALLET, B. (2002), Influence of rapid glacial retreat on the rate of erosion by tidewater glaciers. In: *Geology*, 30 (1), 47, doi: 10.1130/0091-7613(2002)030<0047:IORGRO>2.0.CO;2.
- KUM, G. (2015), Vermessung Obersulzbachsee 2015. In: *Studie im Auftrag des Hydrographischen Dienstes Land Salzburg*, 7–12.
- LAND SALZBURG (2019), *SAGIS - Salzburger Geographisches Informationssystem*. <https://www.salzburg.gv.at/sagis> (30.10.2019).

- 
- LAVÉ, J. & BURBANK, D. (2004), Denudation processes and rates in the Transverse Ranges, southern California: Erosional response of a transitional landscape to external and anthropogenic forcing. In: *Journal of Geophysical Research*, 109 (F1), 20,161, doi: 10.1029/2003JF000023.
- LEEMANN, A. & NIESSEN, F. (1994), Varve formation and the climatic record in an Alpine proglacial lake: calibrating annually- laminated sediments against hydrological and meteorological data. In: *The Holocene*, 4 (1), 1–8, doi: 10.1177/095968369400400101.
- MALA GEOSCIENCE (2011a), *GroundVision Software Operating Manual v. 2.1*. <https://www.guidelinegeo.com/wp-content/uploads/2016/07/MALA-Ground-Vision-v.2.1.pdf> (10.10.2019).
- MALA GEOSCIENCE (2011b), *ProEx Operating Manual v. 2.0*. <https://www.guidelinegeo.com/wp-content/uploads/2016/07/MALA-ProEx-Control-Unit-Manual-v.2.0.pdf> (10.10.2019).
- MCQUILLIN, R., BACON, M. & BARCLAY, W. (1985), An introduction to seismic interpretation. In: *Journal of Sedimentary Research*, 55 (6), 940–941, doi: 10.2110/jsr.940.
- MILSON, J. (2008), *Field geophysics*. J. Wiley, Chichester, West Sussex, England.
- MULLER, B. (1999), Paraglacial sedimentation and denudation processes in an Alpine valley of Switzerland. An approach to the quantification of sediment budgets. In: *Geodynamica Acta*, 12 (5), 291–301, doi: 10.1016/S0985-3111(00)87046-1.
- NATIONALPARK HOHE TAUERN (2019), *Internationale Anerkennung Wildnisgebiet Sulzbachtäler - Nationalpark Hohe Tauern*. <https://hohetauern.at/de/np-blog/nationalpark-blog/27-news/1285-internationale-erkennung-wildnisgebiet-sulzbachtaeler.html> (31.10.2019).
- NORTON, K. P., BLANCKENBURG, F. von & KUBIK, P. W. (2010), Cosmogenic nuclide-derived rates of diffusive and episodic erosion in the glacially sculpted upper Rhone Valley, Swiss Alps. In: *Earth Surface Processes and Landforms*, 268, n/a-n/a, doi: 10.1002/esp.1961.
- OTTO, J.-C. (2019), Proglacial Lakes in High Mountain Environments. In: HECKMANN, T. & MORCHE, D. (Hrsg.), *Geomorphology of proglacial systems. Landform and sediment dynamics in recently deglaciated alpine landscapes*. Springer International Publishing, Cham, 231–247. 10.1007/978-3-319-94184-4.

- 
- OTTO, J.-C., PRASICEK, G., BLÖTHE, J. & SCHROTT, L. (2018), 2.05 - GIS Applications in Geomorphology. In: HUANG, B. (Hrsg.), *Comprehensive geographic information systems*. Elsevier, Amsterdam, Netherlands, 81–111.
- OTTO, J.-C., SCHROTT, L., JABOYEDOFF, M. & DIKAU, R. (2009), Quantifying sediment storage in a high alpine valley (Turtmanntal, Switzerland). In: *Earth Surface Processes and Landforms*, 34 (13), 1726–1742, doi: 10.1002/esp.1856.
- PASCALE, G. P. de, POLLARD, W. H. & WILLIAMS, K. K. (2008), Geophysical mapping of ground ice using a combination of capacitive coupled resistivity and ground-penetrating radar, Northwest Territories, Canada. In: *Journal of Geophysical Research*, 113 (F2), 68, doi: 10.1029/2006JF000585.
- PATEL, A. (2012), Mountain erosion and mitigation: global state of art. In: *Environmental Earth Sciences*, 66 (6), 1631–1639, doi: 10.1007/s12665-012-1524-3.
- REYNOLDS, J. M. (1997), *An introduction to applied and environmental geophysics*. Wiley, Chichester.
- ROBINSON, M., BRISTOW, C., MCKINLEY, J. & RUFFELL, A. (2013), Ground Penetrating Radar. In: *Geomorphological Techniques*, Part 1, Sec. 5.5, 1–26.
- SANDMEIER, K.-J. (2018), Reflexw. Version 9.0.
- SASS, O. (2007), Bedrock detection and talus thickness assessment in the European Alps using geophysical methods. In: *Journal of Applied Geophysics*, 62 (3), 254–269, doi: 10.1016/j.jappgeo.2006.12.003.
- SCHLUNEGGER, F. & HINDERER, M. (2003), Pleistocene/Holocene climate change, re-establishment of fluvial drainage network and increase in relief in the Swiss Alps. In: *Terra Nova*, 15 (2), 88–95, doi: 10.1046/j.1365-3121.2003.00469.x.
- SCHROTT, L. & SASS, O. (2008), Application of field geophysics in geomorphology: Advances and limitations exemplified by case studies. In: *Geomorphology*, 93 (1-2), 55–73, doi: 10.1016/j.geomorph.2006.12.024.
- SLUPETZKY, H. (1986), *Gletscherweg Obersulzbachtal*. Innsbruck : Österr. Alpenverein.
- SMITH, D. G. & JOL, H. M. (1997), Radar structure of a Gilbert-type delta, Peyto Lake, Banff National Park, Canada. In: *Sedimentary Geology*, 113 (3-4), 195–209, doi: 10.1016/S0037-0738(97)00061-4.
-

SPEKTUM (2014), Hjulström-Diagramm.

<https://www.spektrum.de/lexikon/geographie/hjulstroem-diagramm/3486> (26.10.2019).

TIPLER, P. A., MOSCA, G. & KOMMER, C. (2015), Physik. Für Wissenschaftler und Ingenieure. Springer Spektrum, Berlin.

UTSI, E. C. (2017), Ground penetrating radar. Theory and practice. Butterworth-Heinemann, Kidlington.

VAN DEN BERGHE, J. & VAN OVERMEEREN, R.A. (1999), Ground penetrating radar images of selected fluvial deposits in the Netherlands. In: *Sedimentary Geology*, 128 (3-4), 245–270, doi: 10.1016/S0037-0738(99)00072-X.

WIKIPEDIA (2019), Huygenssches Prinzip. [https://de.wikipedia.org/wiki/Huygenssches\\_Prinzip](https://de.wikipedia.org/wiki/Huygenssches_Prinzip) (09.10.2019).

WITTMANN, H., BLANCKENBURG, F. von, KRUESMANN, T., NORTON, K. P. & KUBIK, P. W. (2007), Relation between rock uplift and denudation from cosmogenic nuclides in river sediment in the Central Alps of Switzerland. In: *Journal of Geophysical Research*, 112 (F4), L14307, doi: 10.1029/2006JF000729.



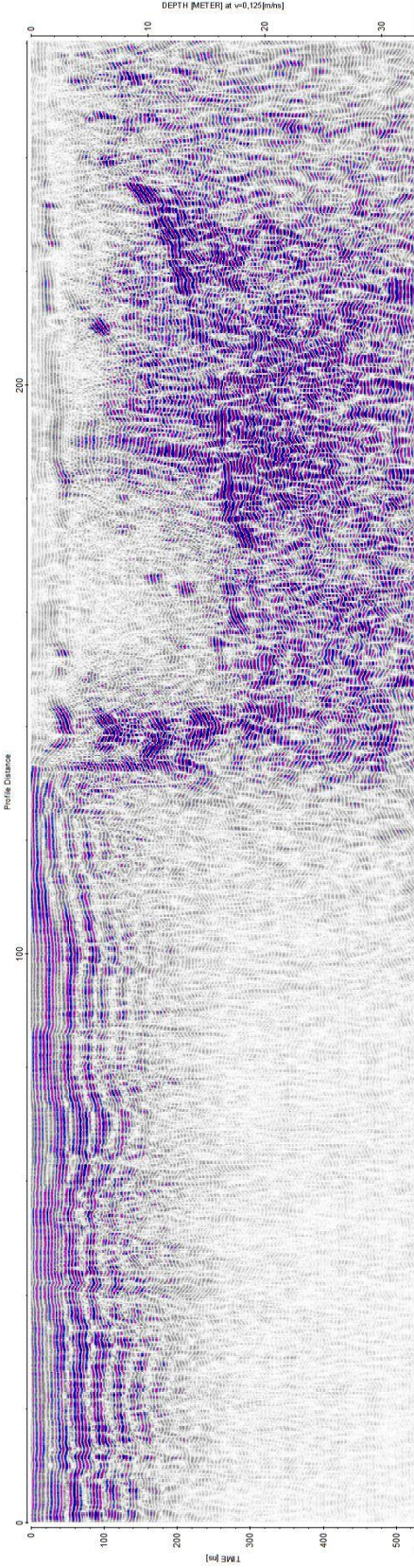
## Anhang

### Umbenennung der Daten

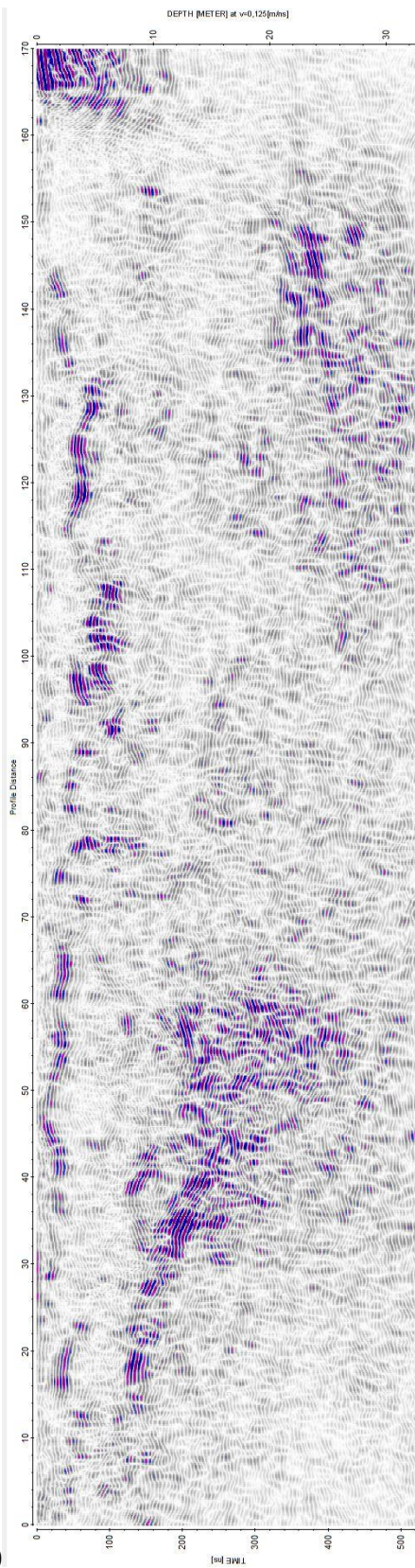
<u>Original 03.2019</u>	<u>Umbenannt</u>
laengs1_0001_A1	19_OSK_1
quer_zunge_1_0001_A1	19_OSK_2
quer_zunge_1_0002_A1	19_OSK_3
quer_zunge_1_0003_A1	19_OSK_4
quer_zunge_1_0004_A1	19_OSK_5
quer_zunge_1_0005_A1	19_OSK_6
quer_zunge_1_0006_A1	19_OSK_7
quer_zunge_1_0007_A1	19_OSK_8
quer_zunge_1_0008_A1	19_OSK_9

<u>Original 03.2016</u>	<u>Umbenannt</u>
osk10	16_OSK_10
osk11	16_OSK_11
osk14	16_OSK_14
osk15	16_OSK_15

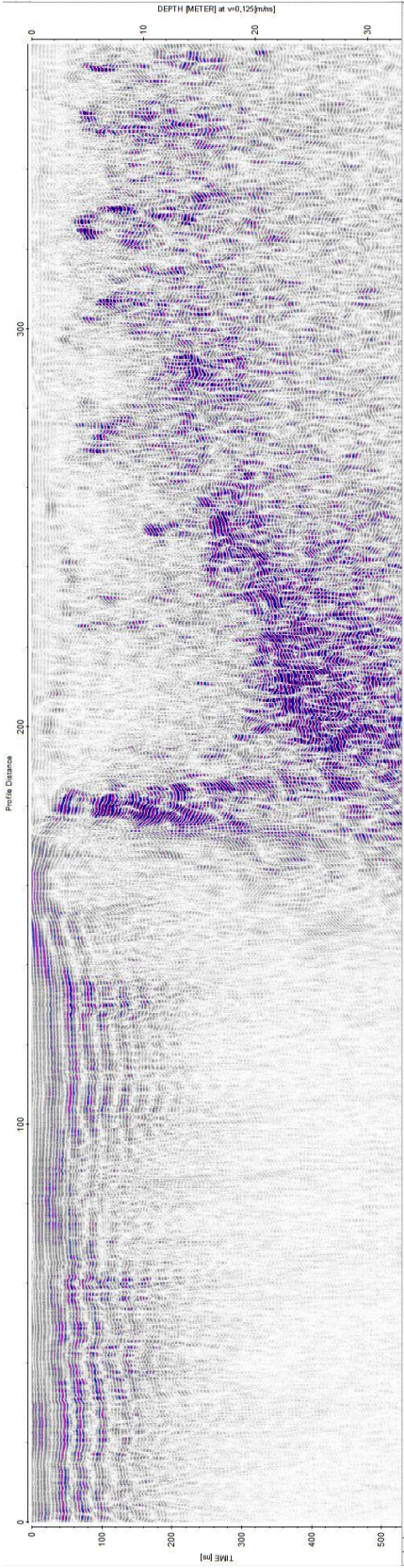
Prozessierte und migrierte Radargramme mit einem *Plotscale* von 0,5



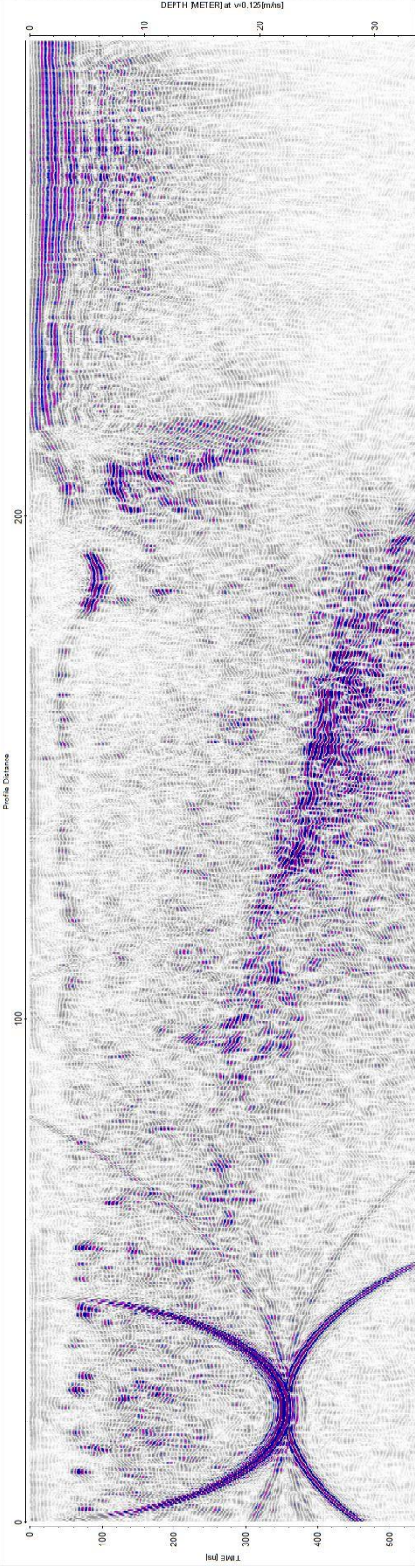
16\_OSK\_10



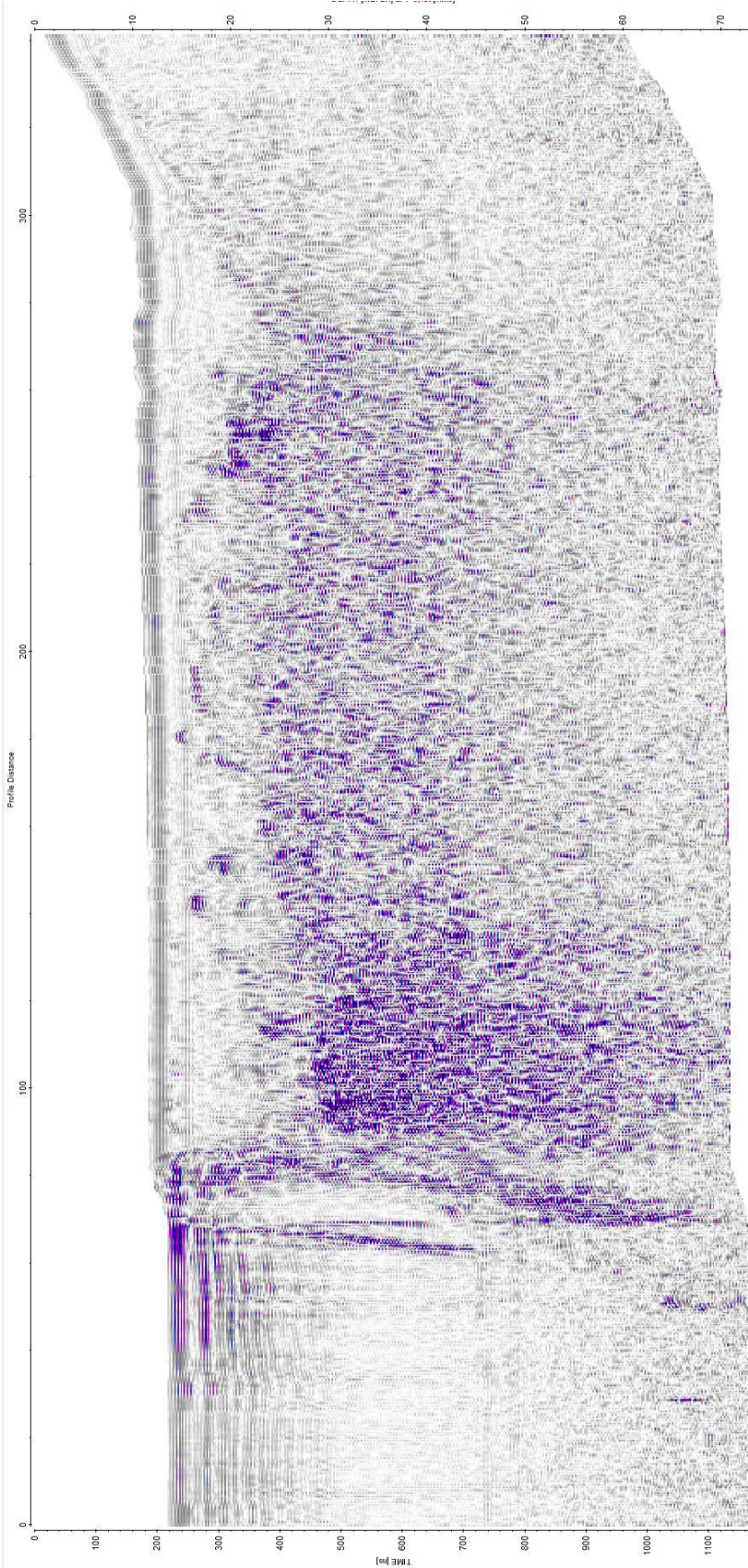
16\_OSK\_11



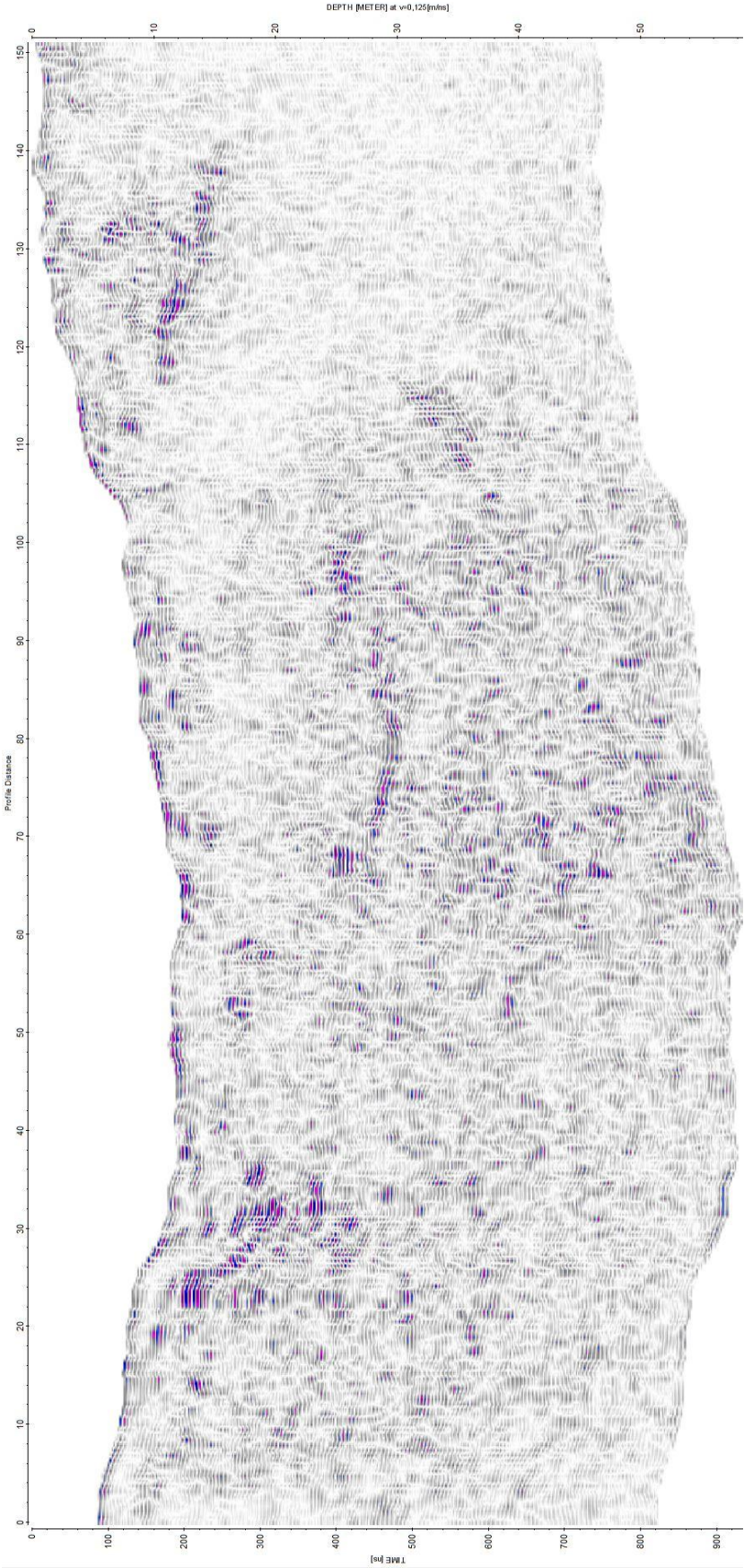
16\_OS\_K\_14



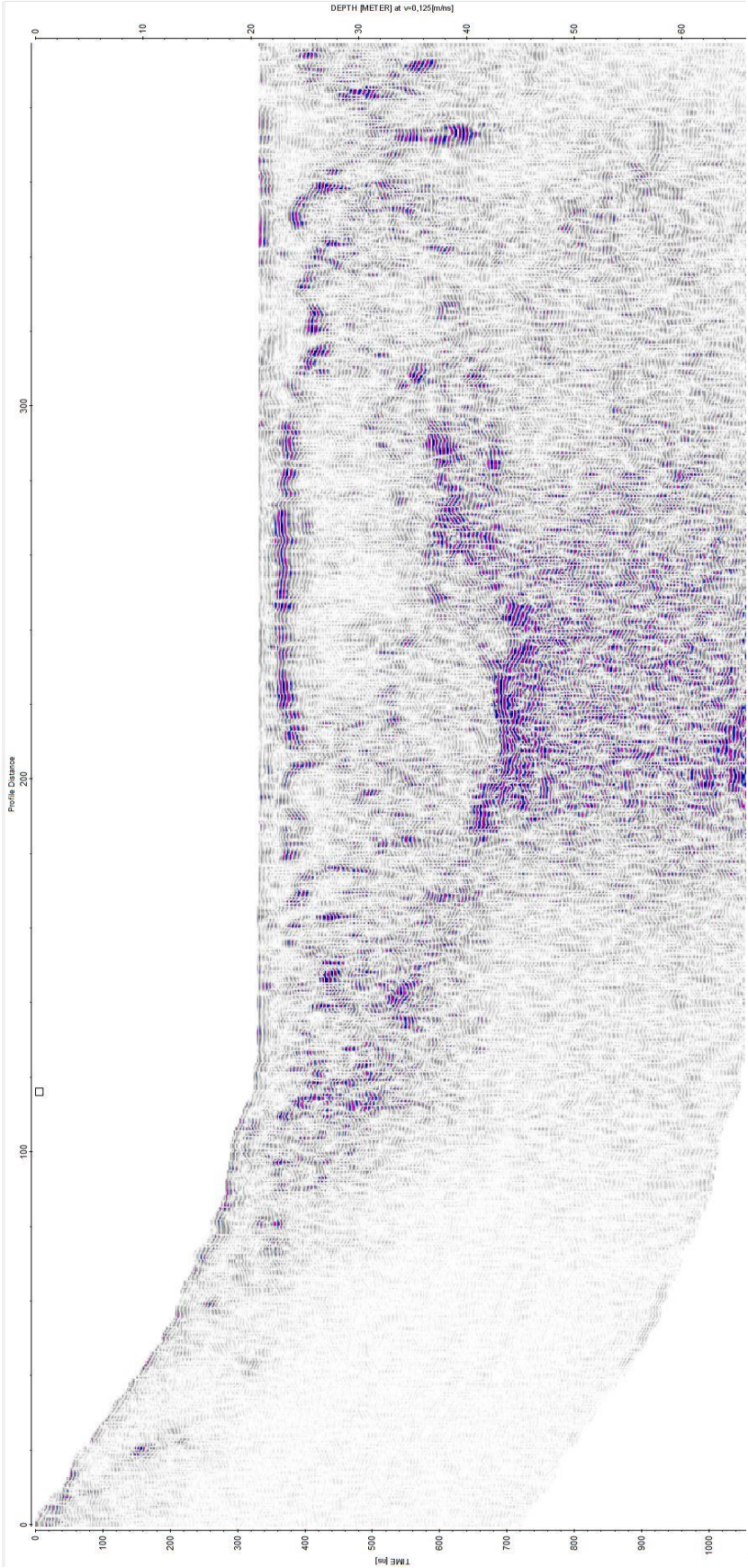
16\_OS\_K\_15



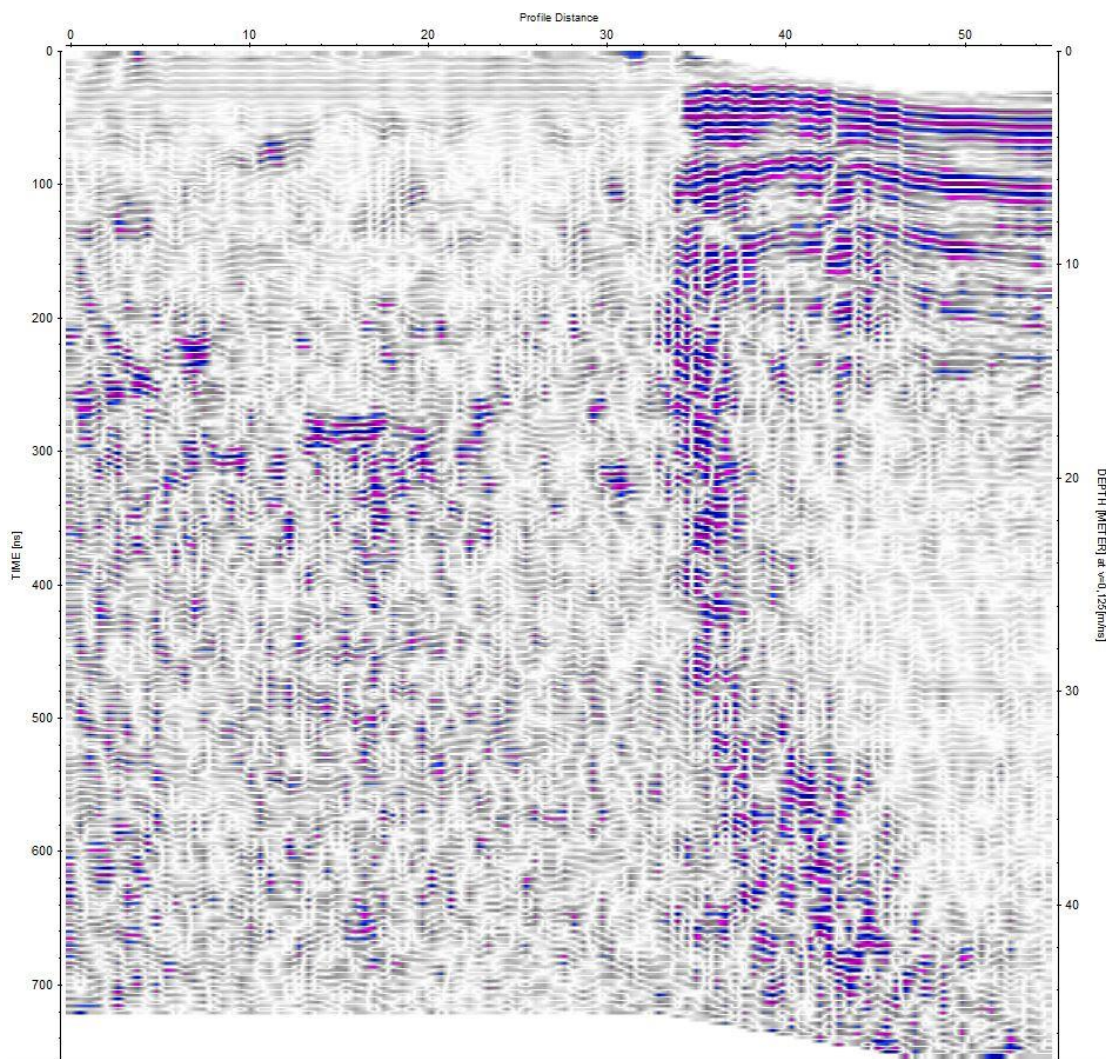
19\_OSK\_1



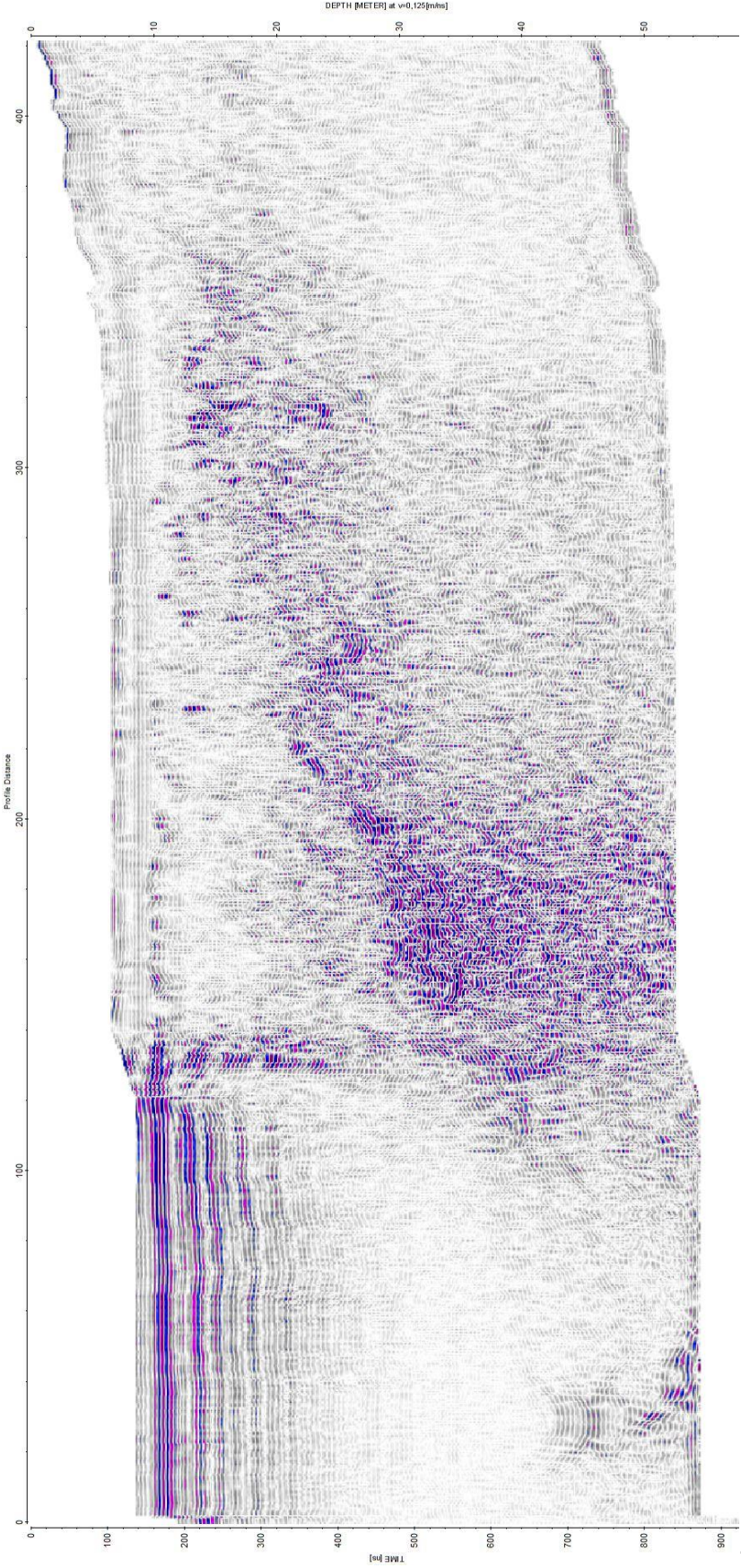
19\_OS\_K\_2



19\_OSJ\_3

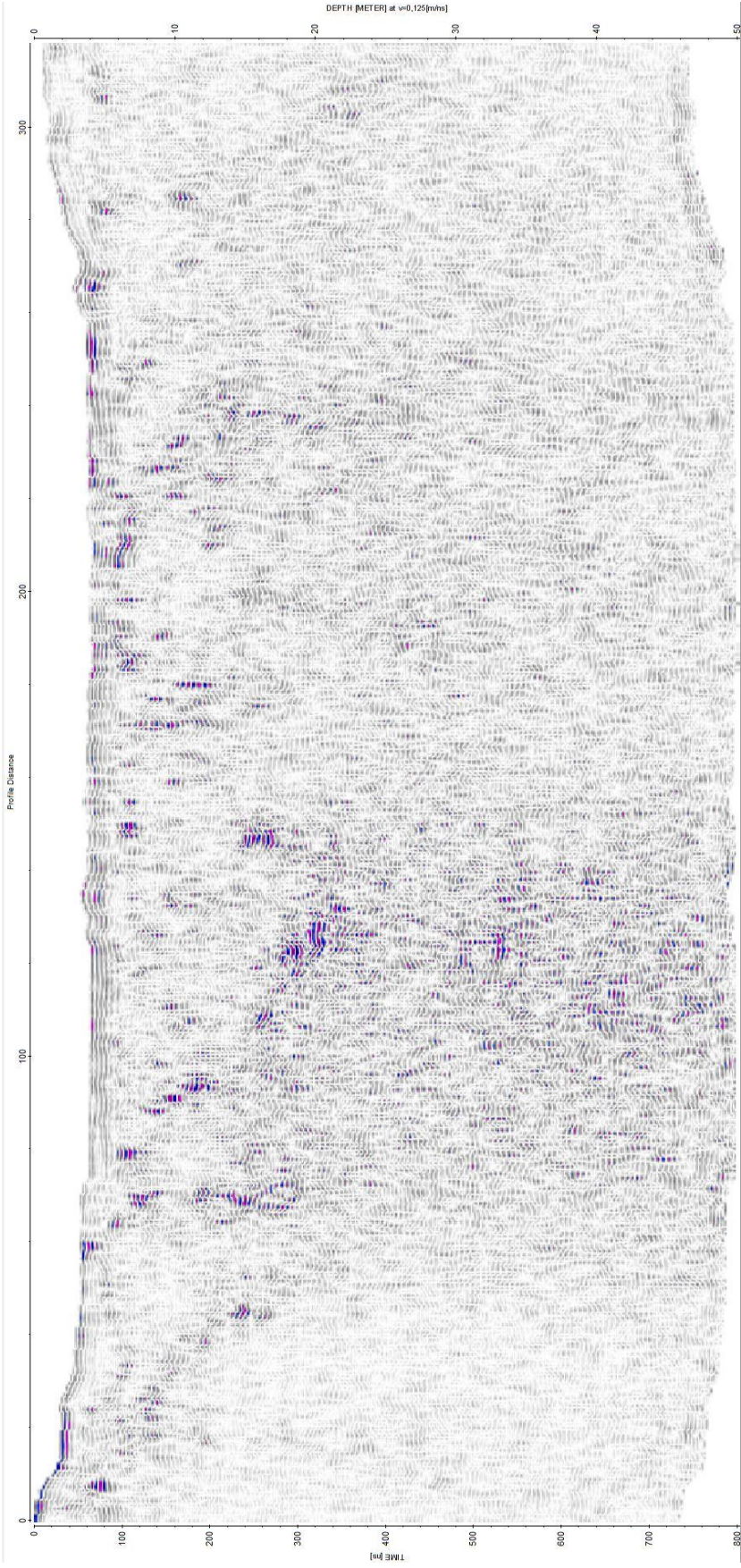


19\_OSK\_4

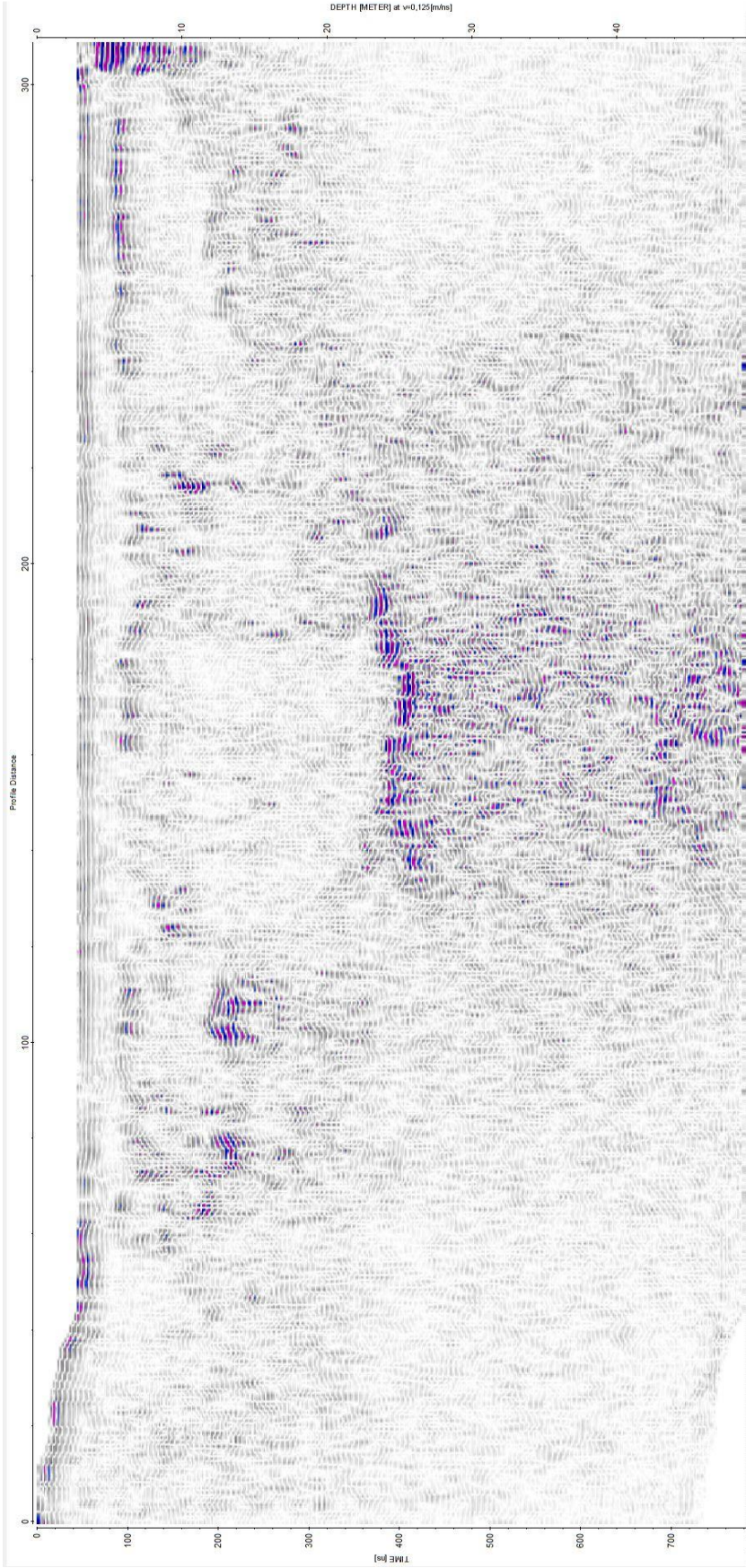


19\_OSK\_5

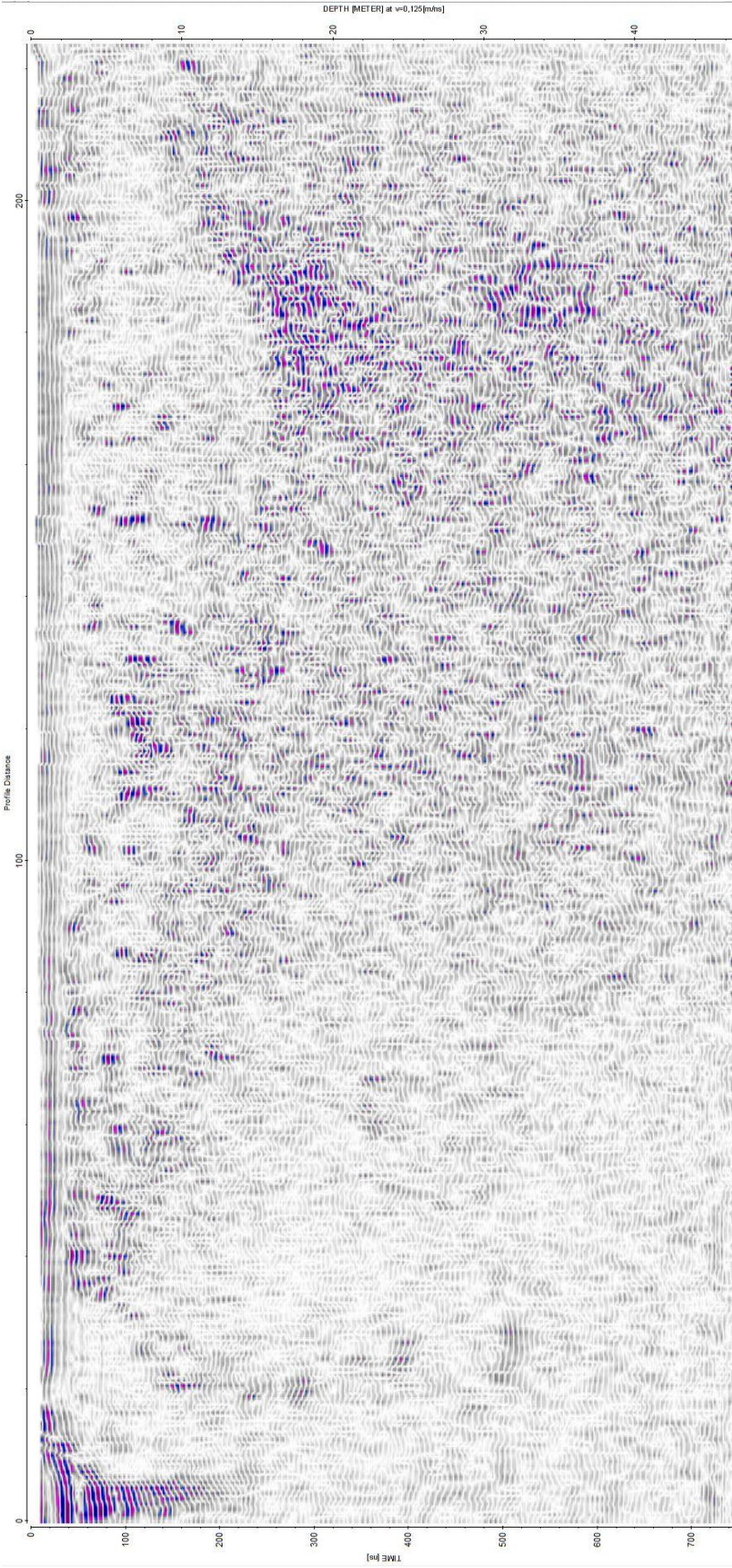




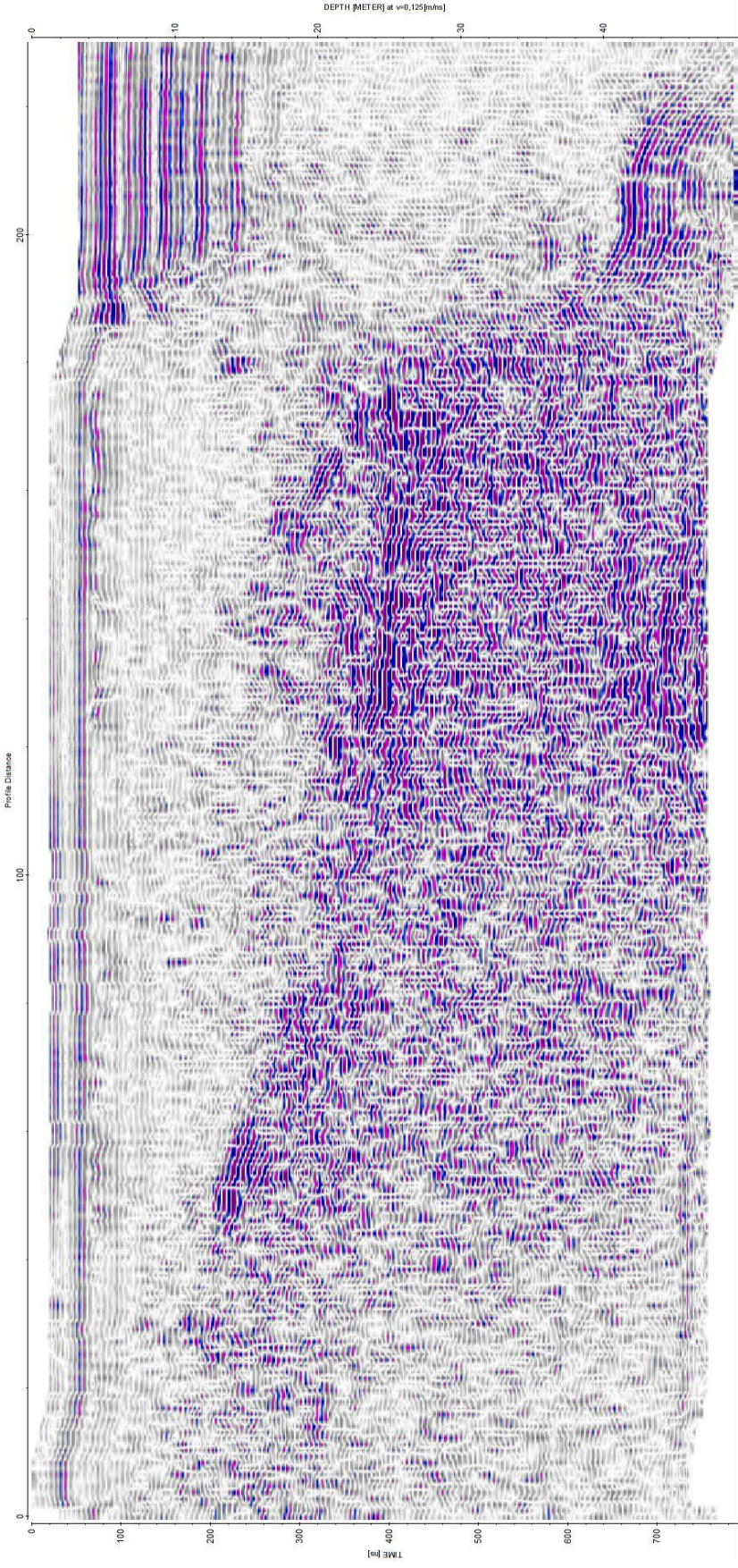
19\_OSK\_6



19\_OSK\_7

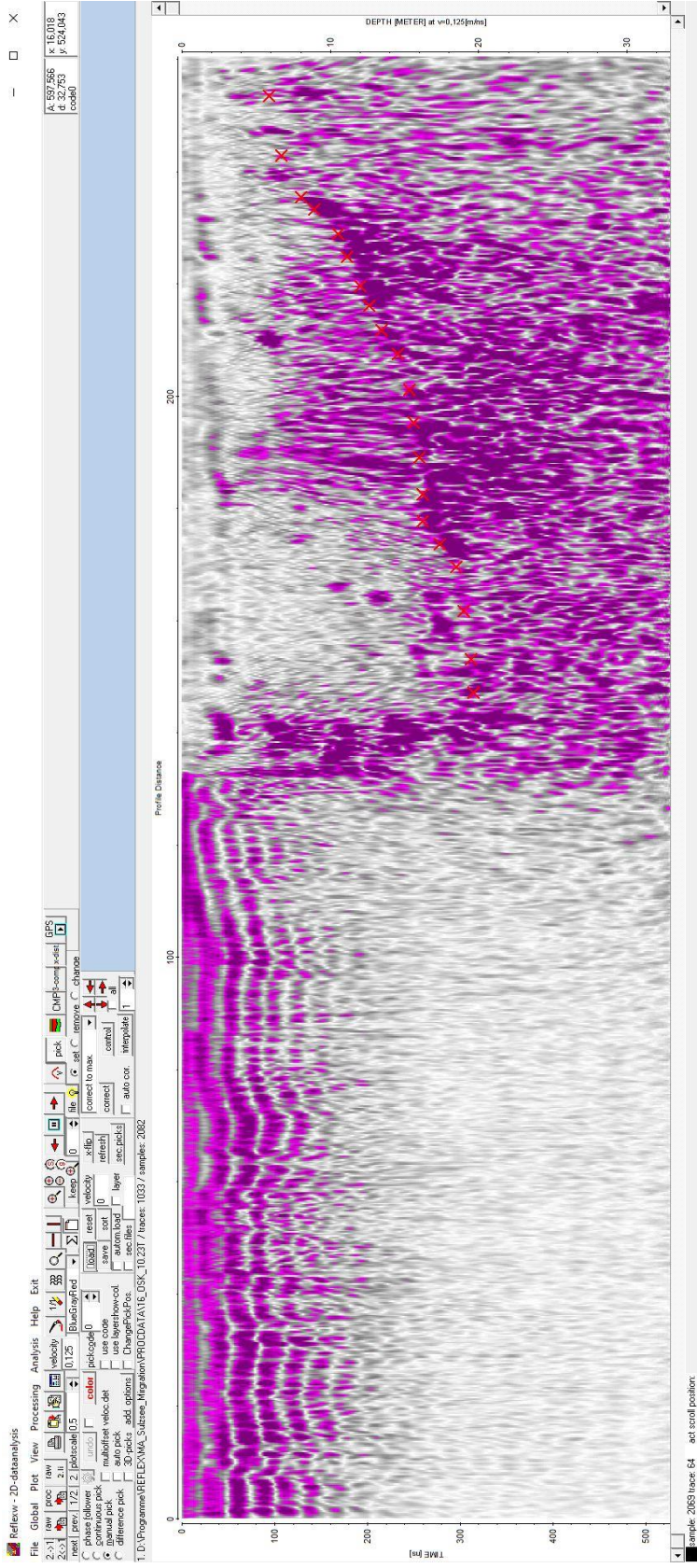


19\_OSK\_8

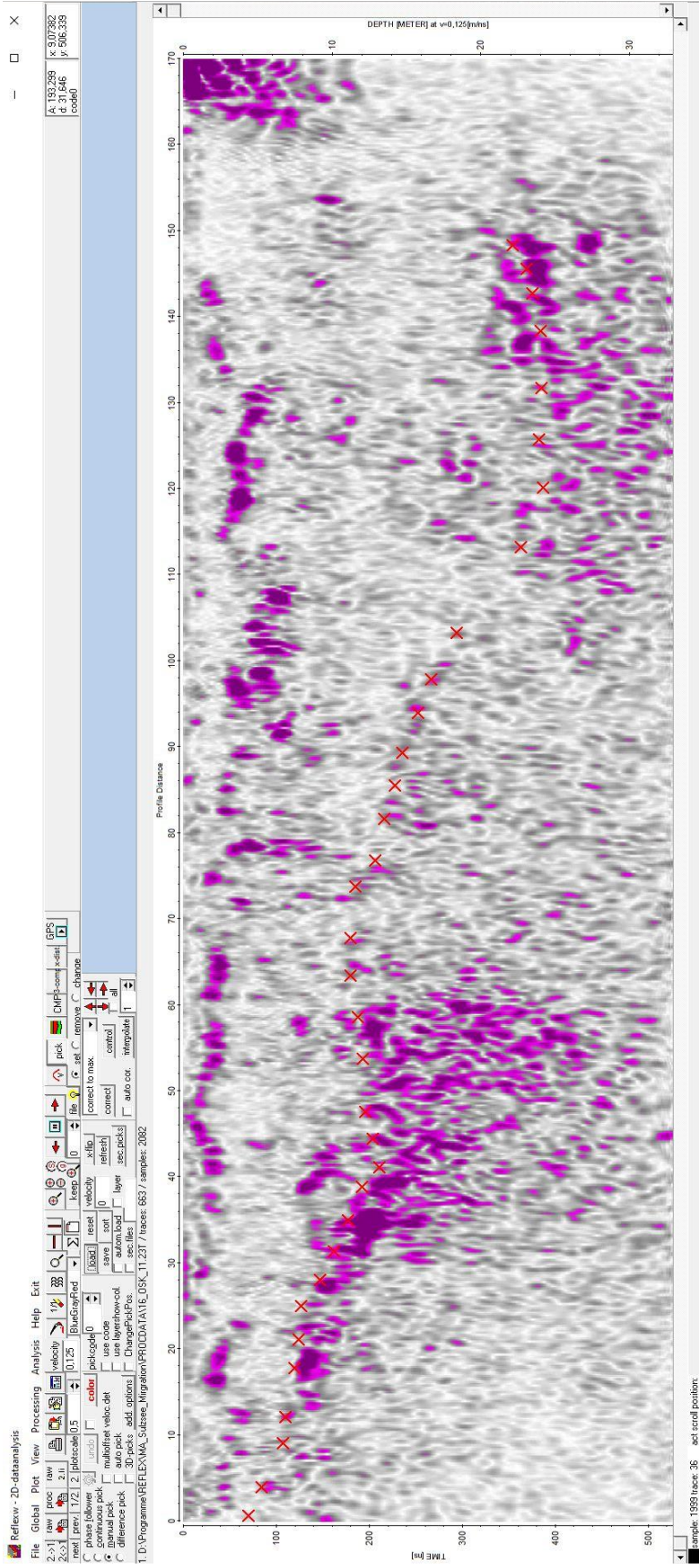


19\_OSK\_9

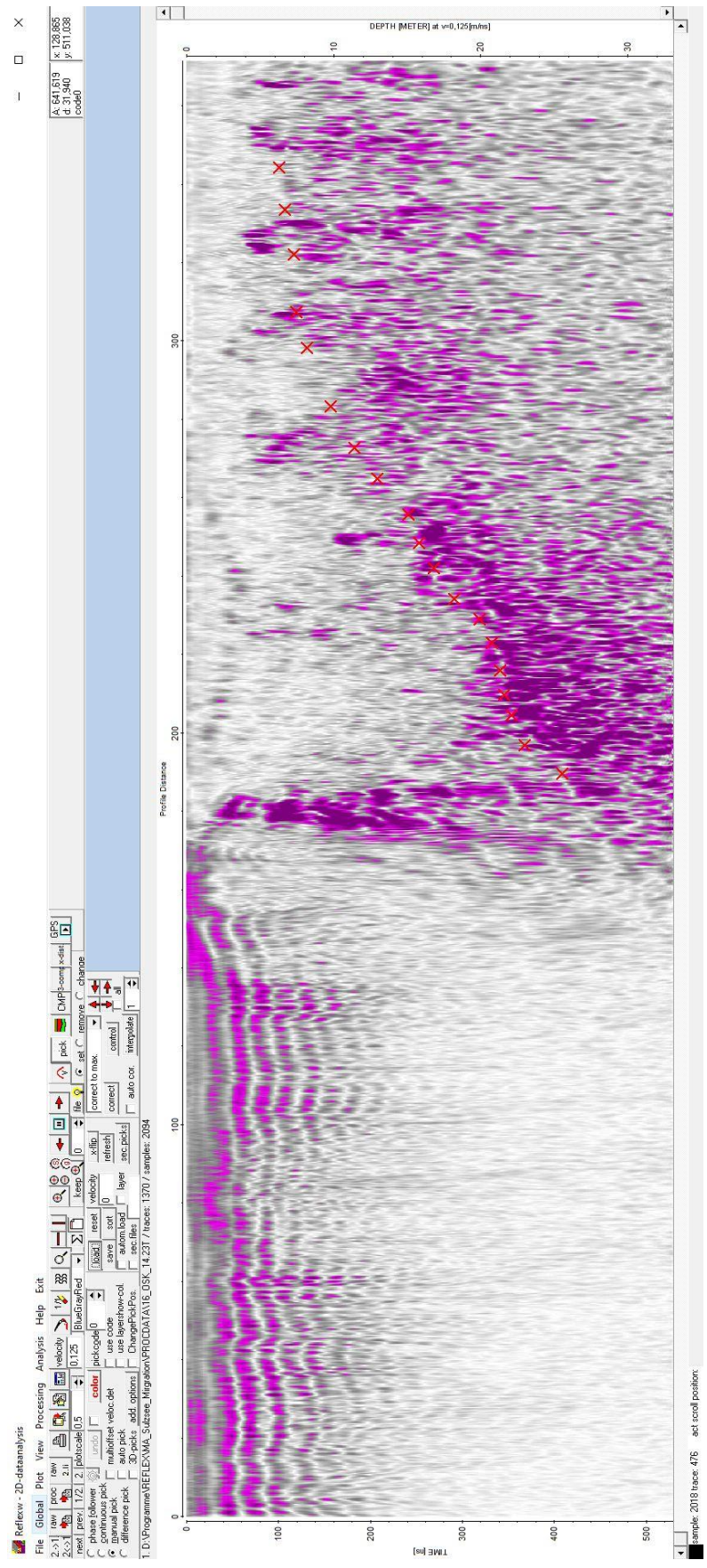
Envelope Radargramme mit den gesetzten Picks des Ausgangsgesteins



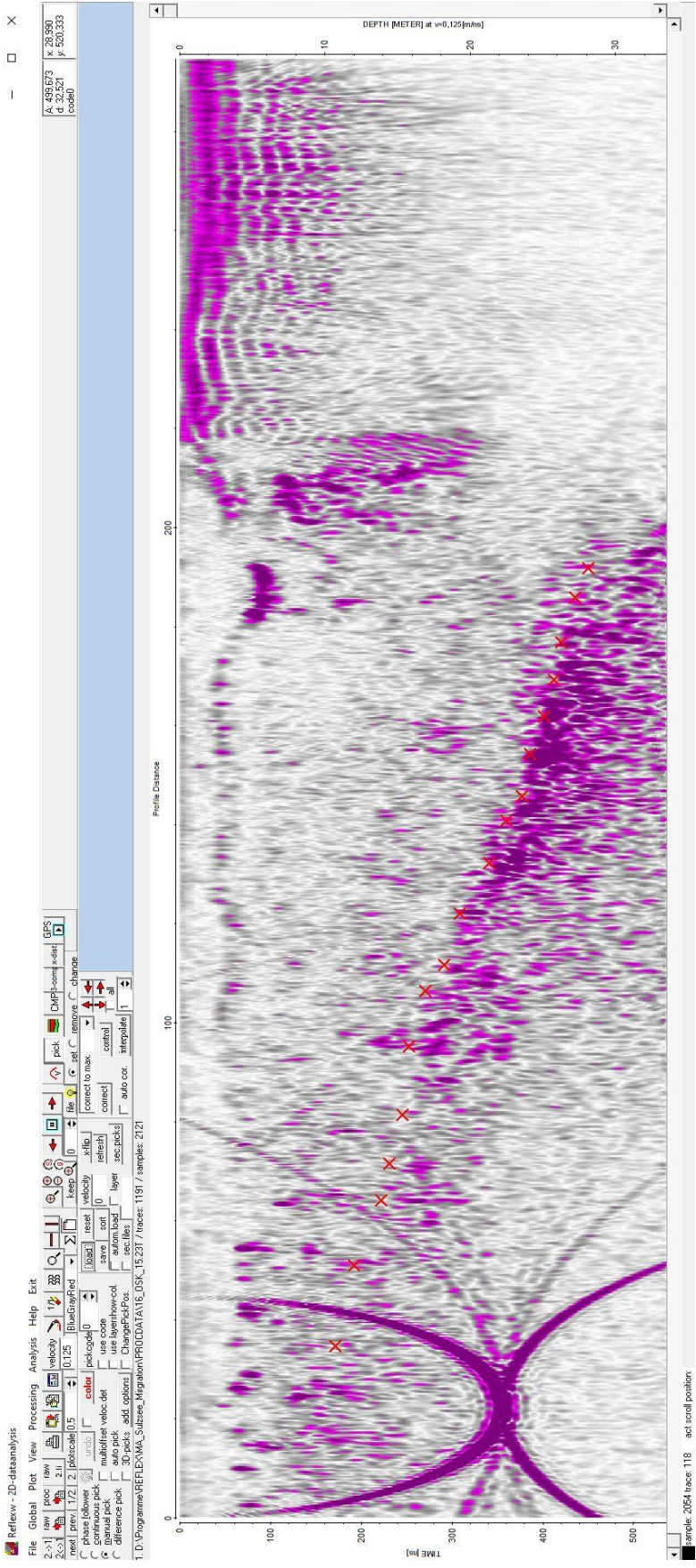
16\_OSK\_10



16\_OSK\_11

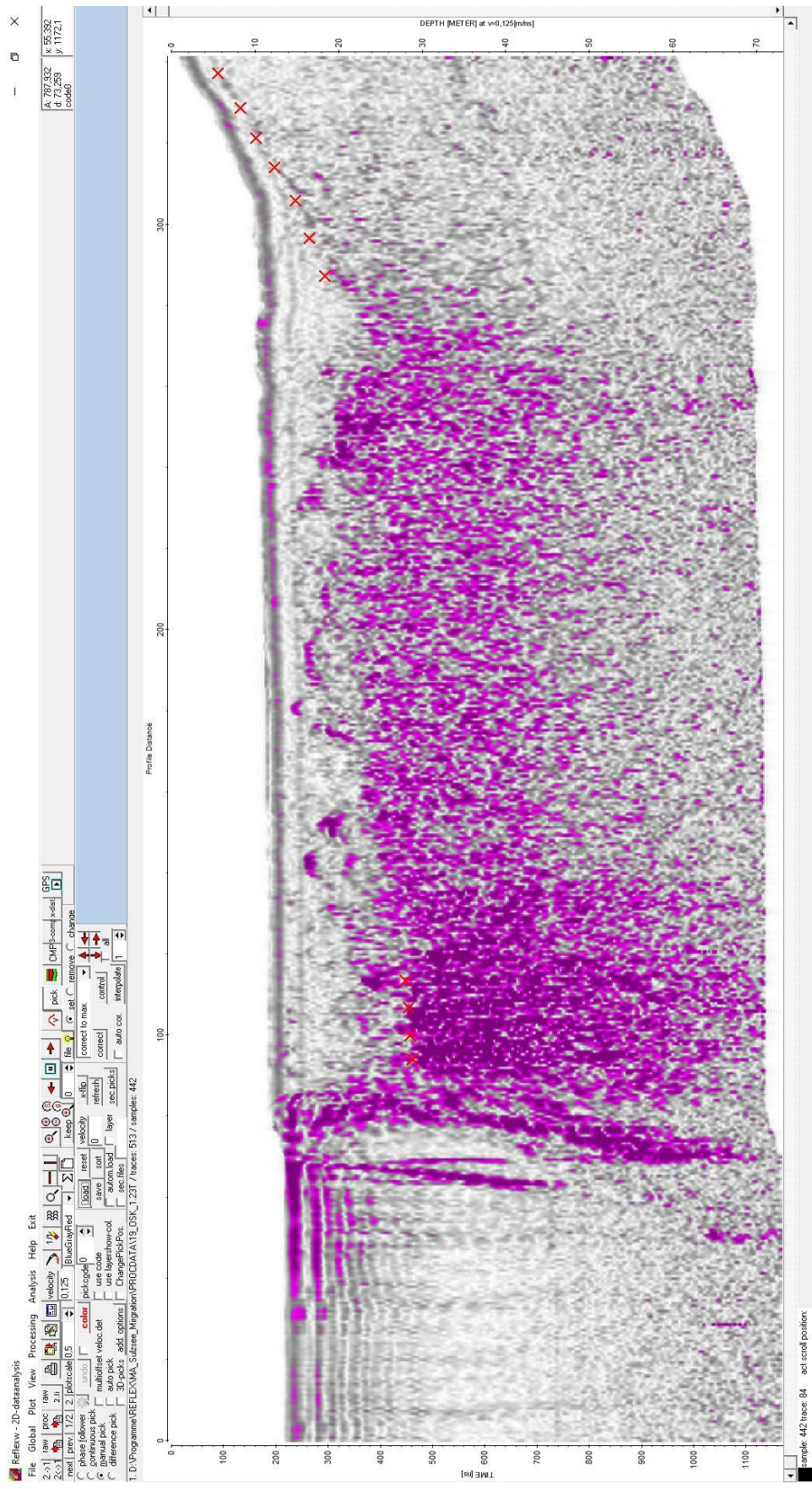


16\_OSK\_14

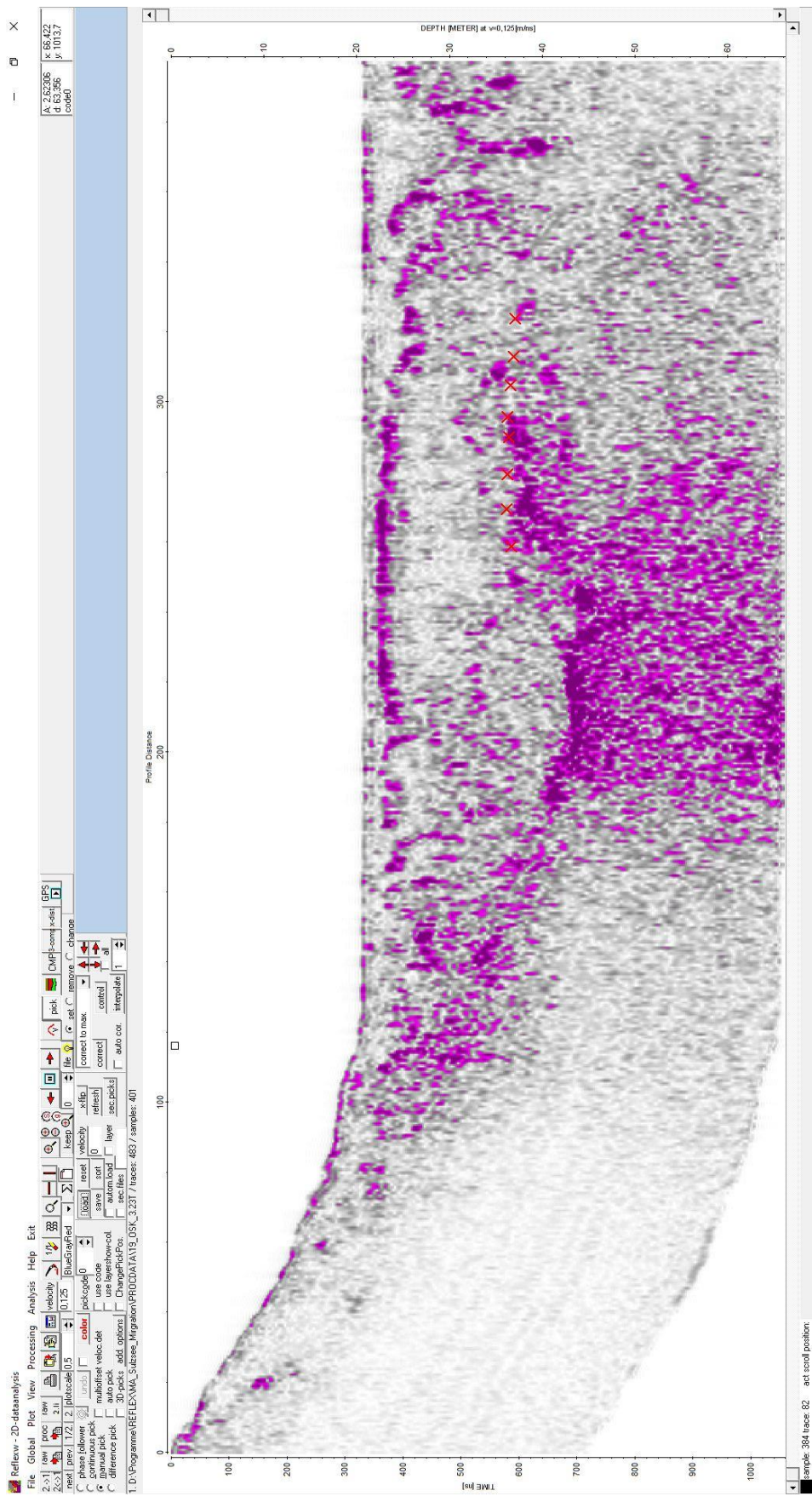


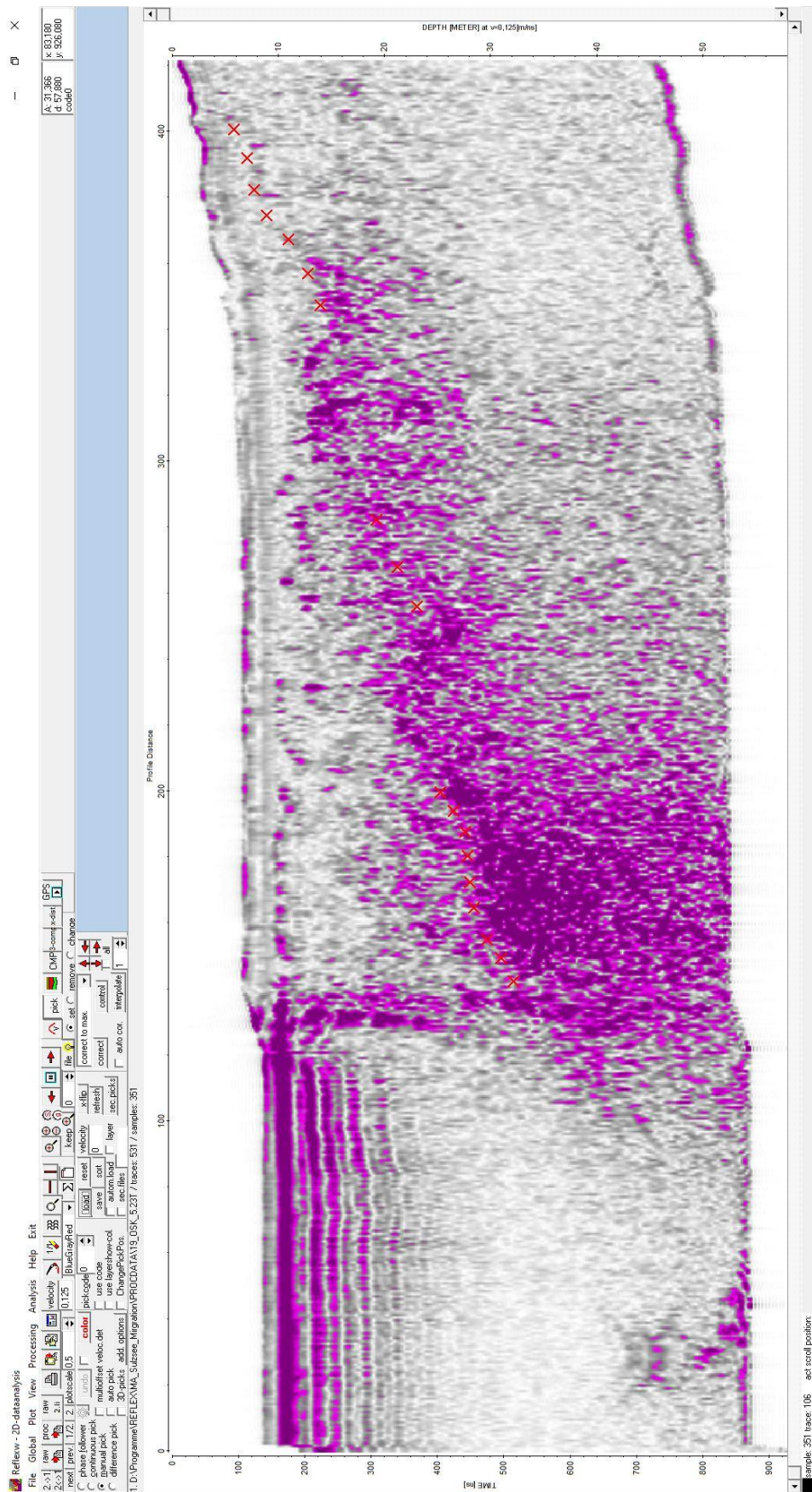
16\_OSK\_15



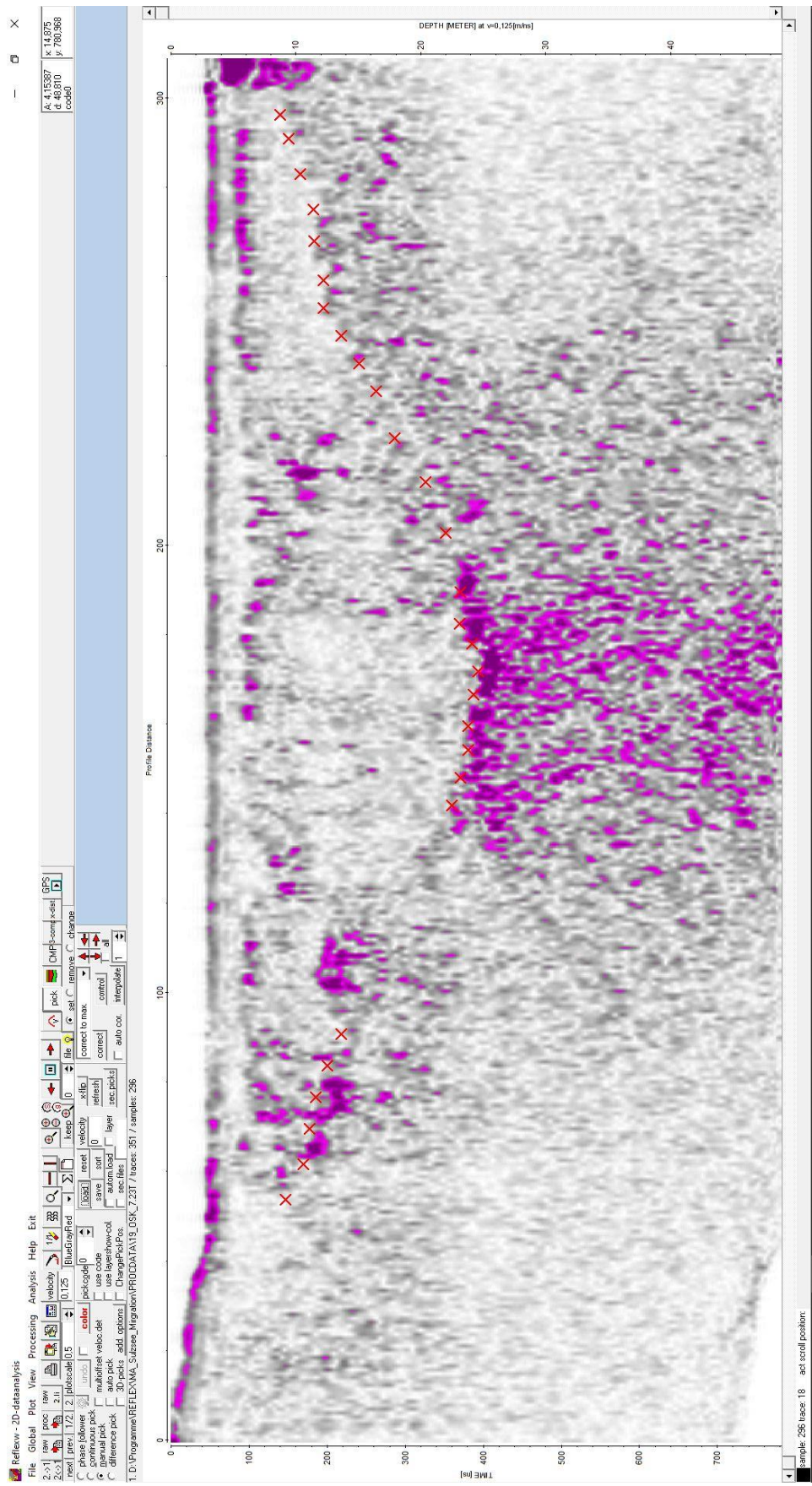


19\_OSK\_1

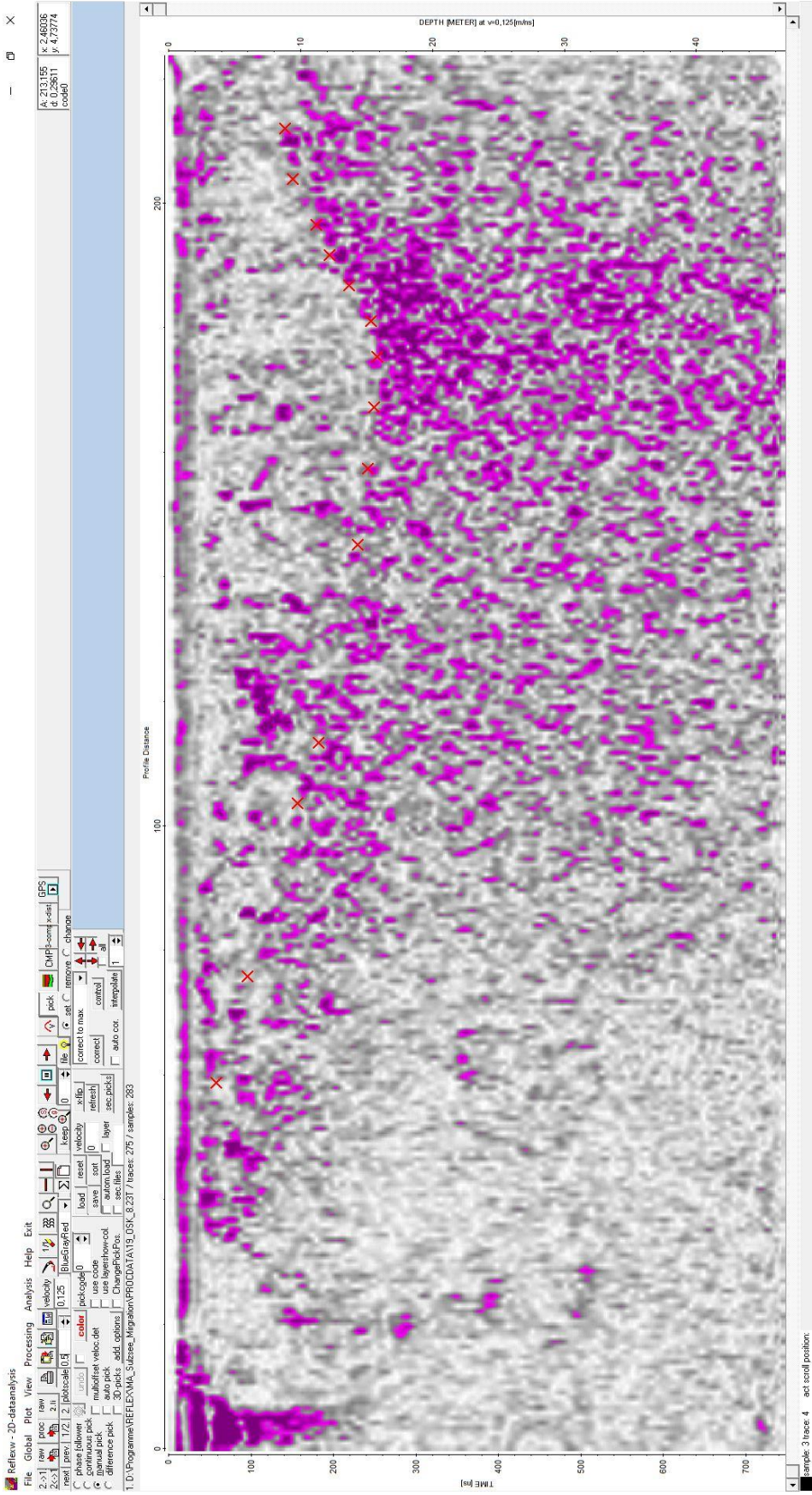


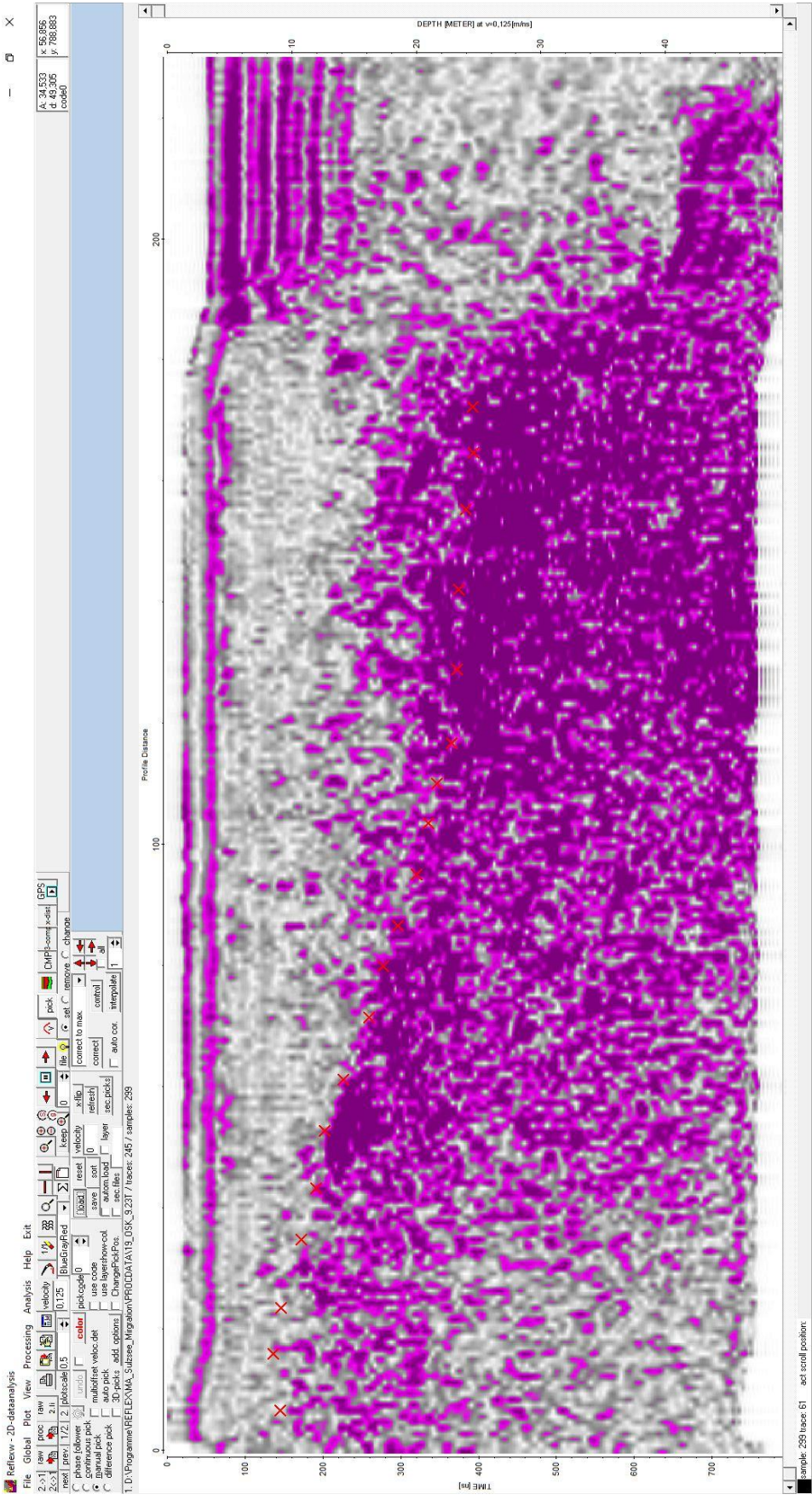


19\_OSK\_5



19\_OS\_K\_7





19\_OSK\_9